

Том 1, Номер 4

Июль - Август 1993

ISSN 0869-592X

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор

Б.С. Соколов

действительный член Российской академии наук



МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 1 № 4 1993 Июль - Август

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией Т. В. Тришкина
Науч. редактор А. С. Тарабанова

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

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Том 1, номер 4, 1993

Отражение колебаний уровня моря в геологической летописи <i>Ю. Б. Гладенков, А. Е. Шлезингер</i>	3
Эволюция состава карбонатных пород в позднем докембрии <i>А. В. Сочава, В. Н. Подковыров</i>	11
Первые находки органостенных микрофоссилий в верхнем докембрии Боксон-Сархойского прогиба (Восточный Саян) <i>А. Ф. Вейс, Н. Г. Воробьева</i>	27
История развития строфеодонтацей (брахиоподы) в девонском бассейне западной части Алтае-Саянской области <i>Р. Т. Грацианова, А. Ю. Язиков, Е. А. Елкин, Н. Г. Изох</i>	33
Этапы развития палинофлор триаса и их связь с изменениями палеогеографических обстановок <i>О. П. Ярошенко</i>	41
Зональное подразделение средней юры - нижнего мела по фораминиферам на территории Канады и Восточной Европы <i>П. Асколи, А. Григалис</i>	47
Абиотические и биотические события в кайнозойском океане <i>Л. А. Невеская</i>	56
Позднемаастрихтская флора междуречья Эмима-Ильнайваам (северо-восток Корякского нагорья) и ее стратиграфическое значение <i>А. Б. Герман</i>	64
Этапность развития флор в палеогене Камчатки (последовательность и воздействующие факторы) <i>А. И. Челебаева, А. Е. Шанцер</i>	73
Меридиональный анализ экосистем плейстоцена Азии (основные проблемы) <i>Е. В. Девяткин</i>	77
Строение и литолого-минералогические особенности базальной части нижнего рифея Оленекского поднятия <i>Т. А. Ивановская, А. Г. Кац, З. Б. Флорова, С. И. Ципурский, О. В. Яковлева</i>	84
Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла Восточно-Индийского хребта на широте 10° - 18° ю. ш. <i>А. И. Пилипенко</i>	93
<hr/> Краткие сообщения	
О геохимической специализации пограничного мел-палеогенового "иридиевого горизонта" <i>В. Е. Закруткин, Г. И. Скрипка, И. В. Семенов</i>	101
Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы <i>С. М. Шик</i>	105
Верхний палеозой района Южно-Эмбенского гравитационного максимума <i>В. М. Алешин, Н. В. Даньшина</i>	110

CONTENTS

Volume 1, Number 4, 1993

Sea-Level Changes in the Geological Record <i>Yu. B. Gladenkov, A. E. Shlezinger</i>	3
Evolution of the Composition of Carbonate Rocks in the Late Precambrian <i>A. V. Sochava, V. N. Podkovyrov</i>	11
The First Finds of Organic-Walled Microfossils in the Upper Precambrian of the Bokson-Sarkhoi Depression (the Eastern Sayan) <i>A. F. Veis, N. G. Vorob'eva</i>	27
History of the Evolution of the Stropheodontacea (Brachiopod) in the Devonian Basin of the Western Part of the Altai-Sayan Region <i>R. T. Gratsianova, A. Yu. Yazikov, E. A. Yolkin, N. G. Izokh</i>	33
Stages of Development of the Triassic Palynofloras and Their Relation to the Changes in Paleogeographical Environments <i>O. P. Yaroshenko</i>	41
Zonal Subdivision of the Middle Jurassic-Lower Cretaceous in Canada and Eastern Europe According to Foraminifer Evidence <i>P. Ascoli, A. Grigelis</i>	47
Abiotic and Biotic Events in the Cenozoic Ocean <i>L. A. Nevesskaya</i>	56
Late Maestrichtian Flora from the Emima-II'naivaam Interfluve (the Northern Koryak Highland) and its Stratigraphic Significance <i>A. B. Herman</i>	64
Floral Stages in the Paleogene of Kamchatka (Sequence and Active Factors) <i>A. I. Chelebaeva, A. E. Shantser</i>	73
Meridional Distribution of Pleistocene Ecosystems in Asia (Basic Problems) <i>E. V. Devyatkin</i>	77
Structure and Lithologic-Mineralogic Features of the Basal Part of the Lower Riphean Deposits, Olenek Uplift <i>T. A. Ivanovskaya, A. G. Kats, Z. B. Florova, S. I. Tsipurski, O. V. Yakovleva</i>	84
Seismostratigraphic Analysis of the Ninetyeast Ridge Sedimentary Cover at 10° - 18° S <i>A. I. Pilipenko</i>	93
<hr/>	
Brief Communications	
On the Geochemical Specialization of the Cretaceous/solidus/Paleogene Boundary "Iridium Horizon" <i>V. E. Zakrutkin, G. I. Skripka, I. V. Semenov</i>	101
Climatic Rhythms in the Pleistocene of the East-European Platform <i>S. M. Shik</i>	105
Upper Paleozoic of South Emba Gravity Maximum Area <i>V. M. Aleshin, N. V. Dan'shina</i>	110

УДК 551.461.8

ОТРАЖЕНИЕ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛЕТОПИСИ

© 1993 г. Ю. Б. Гладенков, А. Е. Шлезингер

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

Поступила в редакцию 29.09.92 г.

Отсутствует прямая зависимость трансгрессий и регрессий от высотного положения водного слоя Мирового океана. Региональные тектонические движения, приводящие к относительным изменениям уровня моря и привнос терригенного обломочного материала могут существенно осложнять глобальную эвстазию. Однако последняя оставила глубокие следы в геологической летописи Земли и прежде всего в строении седиментационных комплексов (циклотем). Эвстатические колебания уровня Мирового океана имели громадное значение в формировании осадочных бассейнов.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В 1906 г. Э. Зюсс впервые ввел понятие “эвстатические колебания” для глобальных повышений или понижений уровня моря, которые, по его мнению, наряду с региональными тектоническими событиями могли приводить к образованию циклотем. Он предложил несколько подходов к их изучению: в частности, на основе прослеживания границ древних морей и анализа осадочных формаций. Однако идеи Э. Зюсса сначала не получили значительной поддержки геологов. Повидимому, причина заключалась в том, что в начале века объективных данных отделения эвстатических “следов” от региональных тектонических движений не существовало.

Однако в практике геологических исследований все больше накапливалось материалов о том, что эвстатические колебания в прошлом оказывали большое влияние на формирование осадочных пород. Во второй половине нашего столетия многие исследователи посвятили указанному вопросу ряд интересных публикаций, в которых доказывалось, что колебания уровня моря прошлого достаточно часто находят отражение в геологической летописи Земли и прежде всего в цикличности седиментации. С ними связываются мировые трансгрессии и регрессии. Вместе с тем прямая корреляция этих явлений встречала определенные трудности, что привело к многовариантности их интерпретации. Известно, например, предположение А.Л. Яншина (1973) об асинхронности трансгрессий и регрессий.

Огромное значение в расшифровке роли эвстатических колебаний в истории Мирового океана имеют работы П.Р. Вейла и его соавторов 70 - 80 гг. (Сейсмическая стратиграфия ..., 1982; Seismic Stratigraphy ..., 1977; Vail, 1987; Vail *et al.*, 1987). В этих работах впервые раскрыты слож-

ные соотношения между изменениями уровня моря, трансгрессиями, регрессиями и циклами осадконакопления и было показано, что недоучет этих соотношений может приводить к некорректности палеогеографических реконструкций. В свете последних данных главным процессом, приведшим к колебаниям уровня моря (высотного положения его поверхности), являлась эвстазия, обусловленная изменениями объема воды или емкости Мирового океана. Вторая причина, влияющая на относительные колебания уровня моря, связана с региональными тектоническими движениями, охватывающими древние бассейны седиментации или их части и приводящими к изменению гипсометрии его дна. И, наконец, третьим процессом, приведшим к относительному понижению уровня моря и миграции береговой линии, являлся привнос терригенного обломочного материала в бассейн.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ

Реконструкции высотных положений уровня моря можно проводить практически только по палеошельфам, особенно, в зонах их сопряжения с палеосушей. В пределах шельфа сохраняется равновесие между аккумуляцией и подводной эрозией, которое нарушается за счет тектонических движений или эвстатических колебаний уровня моря. При погружении его дна или повышения уровня моря активизируются процессы осадконакопления. При подъеме дна шельфа или понижении уровня моря за счет волновых процессов происходит подводная эрозия. Обильный привнос терригенно-обломочного материала может также привести к незначительному нарушению равновесий и локальной аккумуляции.

Для палеогеографических реконструкций особый интерес представляют территории платформ, где последующие тектонические движения практически не искажают первичные седиментационные соотношения. На принципах фациального анализа построены палеогеографические атласы отдельных континентов (Шухерт, 1957; Методы..., 1963; Атлас..., 1967 - 1969; 1992; Atlas ..., 1985). Проведенные построения позволили выявить эпохи глобальной трансгрессии (например, раннекаменноугольного и поздне мелового времени), когда большая часть земной поверхности была покрыта водами Мирового океана и эпохи глобальных регрессий (например, позднепермско-триасового и позднеолигоцен-раннемиоценового времени), когда существовали обширные территории суши.

Существенно иные методические приемы определения высотного положения уровня моря и выделения береговых линий были получены с помощью сейсмостратиграфии П.Р. Вейлом и другими (Сейсмическая стратиграфия ..., 1982; Seismic stratigraphy 1977; Vail, 1987; Vail *et al.*, 1987). Было обращено внимание на анализ подошвенного (прибрежного) налегания слоев (рис. 1), которое позволяет определять высотные положения уровня палеоморя и восстанавливать береговые палеолинии. Ими было показано, что анализ подошвенного налегания приводит к реальному восстановлению относительных колебаний уровня моря. Однако только привлечение большого статистического материала по ряду осадочных бассейнов делает возможным перейти от относительных величин изменения гипсометрии дна бассейна и поверхности водного слоя к собственным колебаниям поверхности Мирового океана.

Подошвенное налегание позволяет восстанавливать относительные колебания уровня моря в литоральных фациях. При анализе континентальных или относительно глубоководных слоев нужно вводить поправки. В первом случае – вычитаются, а во втором – прибавляются палеовысоты к палеогипсометрии береговой линии.

П.Р. Вейл и другие обращают внимание на необходимость введения поправок в полученные данные с учетом различной мощности при неравномерности прогибания. К поправкам следует отнести и изменение (уменьшение) первоначального объема осадочных образований за счет утонения пород при диагенезе.

Как следует из анализа сейсмостратиграфических данных, цикл относительного изменения уровня моря обычно состоит из постепенного подъема (до 3 - 5 млн. лет), относительно кратковременной стабилизации (до первых сотен тысяч лет) и быстрого (геологически мгновенного) понижения. Подъем фиксируется продвижением подошвенного (прибрежного) налегания в сторону суши. Стабилизация маркируется кровельным прилеганием. И, наконец, понижение уровня моря определяется смещением подошвенного (прибрежного) налегания в сторону моря. Плавные и длительные относительные подъемы и резкие кратковременные понижения, вероятно, определяются тектоническими движениями, приводящими к изменению емкости Мирового океана. Нисходящие вертикальные тектонические движения часто имеют импульсивный кратковременный характер (Шлезингер, 1990). К сожалению, подошвенное (прибрежное) налегание редко сохраняется в разрезах (Гладенков и др., 1985; Шлезингер, 1990). Периферии осадочных бассейнов, где образовывались слои подошвенного налегания, как правило, захватывались вертикальными восходящими тектоническими движениями и подвергались интенсивным процессам эрозии.

Эвстатический цикл колебаний уровня моря создает седиментационный комплекс, ограниченный поверхностями несогласий или согласными эквивалентами. Внутри седиментационного комплекса намечаются седиментационные напластования разного типа и ранга – низкого уровня моря, трансгрессии высокого уровня моря. При



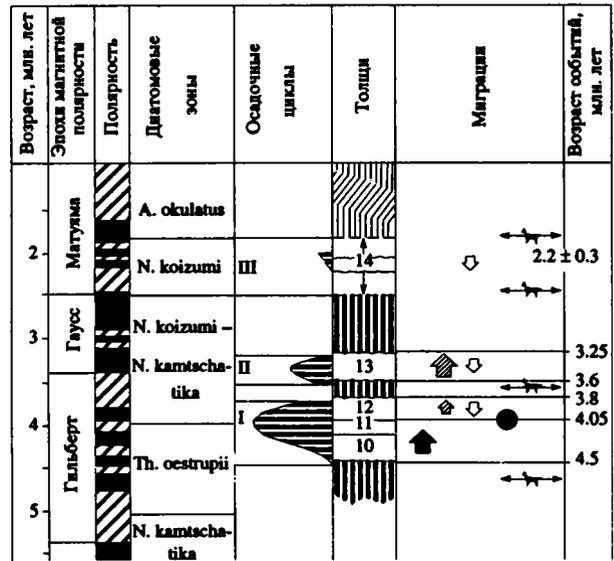
Рис. 1. Фрагмент временного разреза Приморского шельфа Японского моря, иллюстрирующий подошвенное (прибрежное) налегание верхнечетвертичных слоев.

низком уровне моря происходит интенсивное латеральное осадконакопление с образованием клиноформ, которое в литературе известно как лавинная седиментация.

Существуют и другие универсальные сейсмо-стратиграфические приемы, позволяющие оценить положение уровня моря и наметить его относительные изменения. К ним прежде всего следует отнести анализ клиноформ, образование которых зависит от высотного положения уровня моря. При относительно низком его стоянии, когда шельф превращается в область транзита, образуются клиноциклиты (регрессивные клиноформы), в то время как при относительно высоком стоянии – клинопокровы (трансгрессивные клиноформы) (Михайлов, Шлезингер, 1989; Гогоненков и др., 1988; Игошкин, Шлезингер, 1990 а, б). Зоны перехода шельфовых фаций в континентальные также пригодны для качественной диагностики относительных колебаний уровня моря (Кунин и др., 1989). Намечаемые по ним береговые палеолинии и их возрастные миграции позволяют объективно оценивать относительные колебания уровня моря. Вертикальный анализ фациальных особенностей разрезов шельфовых зон дает объективные представления об изменениях глубин палеоморя, а подводные дельты, бары и наземные эрозионные врезы позволяют объективно оценивать палеоповышенность водного слоя. Если, например, в разрезе прибрежной зоны появляются относительно глубоководные отложения, то это можно считать свидетельством повышения уровня моря. Поэтому во многих случаях на основе только анализа осадочных циклов (циклотем) – с выделением глубоководных и мелководных их частей – строились хорошо известные графики эвстатических флуктуаций. В региональном масштабе такие построения достаточно наглядны и полезны. Например, плиоценовые разрезы северо-восточной Камчатки отразили весьма мелкие колебания уровня моря плиоценового времени (по меньшей мере 3 трансгрессии на 3 млн. лет) и таким образом, дали ключ к пониманию истории формирования Берингова пролива – рис. 2 (Гладенков и др., 1991). Однако при сравнении циклотем на широкой площади часто обнаруживаются значительные несбивки, заставляющие искать их причины. Так, в ряде случаев на глубоководные фации какого-либо региона приходилось регрессивное время субгоризонтального масштаба и наоборот.

ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

Эвстатическое или глобальное колебание уровня Мирового океана происходит за счет двух главных факторов (Найдин, 1971; 1976; 1985; Найдин и др., 1981). Первый связывается с изме-



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Рис. 2. Хронология геологических событий Северо-Восточной Камчатки в миоцене.

1, 2 – магнитные полярности: 1 – прямая, 2 – обратная; 3 – стратиграфические перерывы; 4 – угловые несогласия; 5 – 7 – миграции моллюсков: 5 – низкобореальных в Берингово море, 6 – тихоокеанского происхождения в Арктику и Северную Атлантику, 7 – северо-атлантических в Тихий океан; 8 – прохорезы наземных млекопитающих; 9 – первое раскрытие Берингова пролива; 10 – морские трансгрессии.

нением объема воды. Он, главным образом, определяется величиной ледникового покрова и (или) поступлением глубинных (ювенильных) вод. Оледенения и потепления могут достаточно заметно изменить объем воды морских бассейнов, что особенно выпукло отразилось в олигоцен-четвертичное время (лед “забирает” воду, а потепления “отдают” ее). Второй фактор обусловлен вариациями емкости Мирового океана. Главными причинами в изменении емкости океана являются рост срединно-океанических хребтов и замыкание глубоководных котловин геосинклиналей за счет складчатости, приводящих к подъему уровня моря, и наоборот – образование океанических котловин могут приводить к его понижению. Другие процессы, такие как изменения климата, уход воды в космос, изменения свойств воды и другие играют второстепенную роль (Каплин ..., 1986). Эвстатические колебания уровня Мирового океана создают достаточно четкие реперные границы, имеющие субглобальный масштаб. Именно ими П.Р. Вейл и другие (Vail, 1987; Vail et al., 1987) ограничивают седиментационные комплексы, являющиеся по их данным, основной стратиграфической единицей разреза осадочного чехла.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, ПРИВОДЯЩИЕ К ОТНОСИТЕЛЬНЫМ КОЛЕБАНИЯМ УРОВНЯ МОРЯ

Региональные тектонические движения, захватывающие открытый осадочный бассейн или его части (т.е. входящие в систему Мирового океана) приводят лишь к относительным колебаниям уровня моря, которые захватывают отдельные участки поверхности Земли. Они изменяют батиметрию дна бассейна и его береговую линию при постоянном положении поверхности водного слоя Мирового океана. Тектонические движения, изменяющие уровень моря, отличаются обычно незначительной амплитудой (первые метры - десятки метров), незначительной дифференцированностью, охватом сравнительно обширных территорий (многие сотни километров). Они не создают структурный план бассейна и резко на него наложены, однако, предопределяют направление береговой линии. Тектонические движения, приводящие к относительным колебаниям уровня моря, часто связываются с местной изостазией. Так неокомские тектонические движения Западно-Сибирской плиты, вызвавшие относительные колебания уровня моря, обусловлены изостатической нагрузкой разновозрастных клиноформ (Игошкин, Шлезингер, 1989 а, б). Высокоамплитудные вертикальные орогенетические движения, приводящие к образованию горных сооружений и осушению обширных территорий,

приводят к относительному понижению уровня моря и регрессии. Так, орогенетические движения олигоцена - четвертичного времени привели к осушению обширных территорий Урало-Монгольского пояса палеозойд и отступлению береговых линий в сторону сопряженных территорий платформ. Раскрытие морских и океанических бассейнов (спрединг) и кратковременные опускания приводят к образованию новых водоемов и ограничивающих их береговых линий. Так, кайнозойские палеобереговые линии краевых морей азиатской континентальной окраины обусловлены указанными процессами (Атлас ..., 1991).

Относительные изменения уровня моря, связанные с изменениями гипсометрии его дна, могут совпадать с эвстатическими колебаниями поверхности водного слоя, усиливая результирующую составляющую. В таких случаях фиксируются максимальные перемещения береговых линий. Напротив, при их разнонаправленности суммарный эффект редуцируется и при большей величине первой составляющей могут возникнуть аномальные региональные отклонения глобальных закономерностей.

СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Значительно большую роль в этом отношении играют, в пределах осадочных бассейнов, тектонические движения, формирующие структурный план. Нисходящие тектонические движения образуют осадочный чехол и приводят к дифференциации его мощностей (рис. 3). Вертикальные восходящие и горизонтальные сжимающие тектонические движения эродировали слои осадочного чехла. Структурнообразующие тектонические движения практически не изменяют толщину водного слоя и не приводят к миграциям береговых линий. В зонах наибольшего конседиментационного прогибания накапливались максимальные мощности отложений, а при его ослаблении они утончаются до полного выклинивания на сопряженных площадях. Конседиментационные нисходящие тектонические движения являются, главным образом, фактором в создании структурного плана осадочного бассейна. Нулевые значения нисходящих конседиментационных вертикальных тектонических движений определяют границу осадконакопления, но не береговую линию. За ней могут располагаться обширные акватории дна шельфа, на которых седиментация не происходила. Поэтому конседиментационное выклинивание слоев не всегда может использоваться для палеогеографических реконструкций, что к сожалению у нас нередко происходит (Гаврилов, 1989). Исключения составляют крутые участки суши, сопряженные с шельфом. Там, несмотря на погружение, осадконакопление не происходило и терригенный обломочный материал сносился на



Рис. 3. Фрагмент временного разреза восточного борта Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий конседиментационное тектоническое прогибание.

акваторию шельфа. В данном случае конседиментационное выклинивание являлось одновременно и подошвенным (прибрежным) налеганием (Заболотников, 1989; Шлезингер, 1989).

Вертикальные восходящие и горизонтальные движения сжатия на акватории шельфа приводят к подводной эрозии поднимающегося участка дна. За счет подводной волновой эрозии дно шельфа остается на том же гипсометрическом уровне, а уничтожаются слагающие его породы. Создаются подводные эрозионные срезьы. При последующем захоронении их осадками возникают по поверхности угловых (структурных) несогласий.

Тектонические элементы, созданные структурообразующими движениями, часто не совпадают с береговой линией. Они могут пересекать ее, причем более мощные слои осадочного чехла могут формироваться в пределах суши, а максимальной величины эрозионные срезьы образуются в пределах шельфа. Только при очень интенсивных вертикальных восходящих тектонических движениях (орогенез), измеряемых многими сотнями метров и первыми километрами за интервал времени, не превышающий сотен тысяч лет, подводная эрозия не справляется с поднимающимся дном, что приводит, как указывалось выше, к относительному понижению уровня моря и изменению береговой линии. Конседиментационные нисходящие вертикальные движения являются определяющим фактором в формировании мощностей осадочного чехла эпиконтинентальных бассейнов. В то же время изменение толщины водного слоя в основном влияет на фациальный состав отложений.

Конседиментационное выклинивание слоев, связанное со структурными нисходящими вертикальными тектоническими движениями по форме приближается к подошвенному (прибрежному) налеганию, созданному колебаниями уровня моря. Отличительными признаками первого из них является расхождение слоев при отсутствии или незначительном изменении фациального состава. Напротив, при подошвенном (прибрежном) налегании слои залегают параллельно при резком фациальном переходе от континентальных и прибрежно-морских до отложений внешнего шельфа.

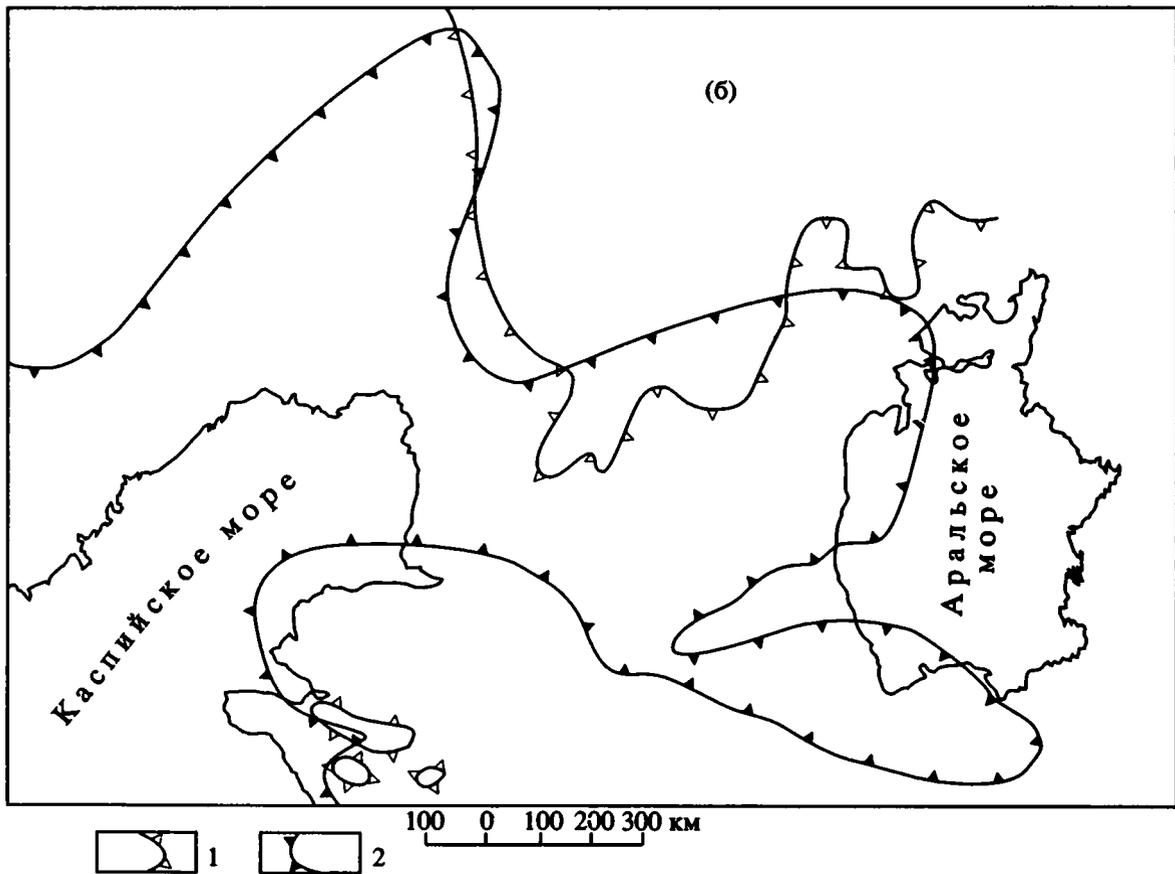
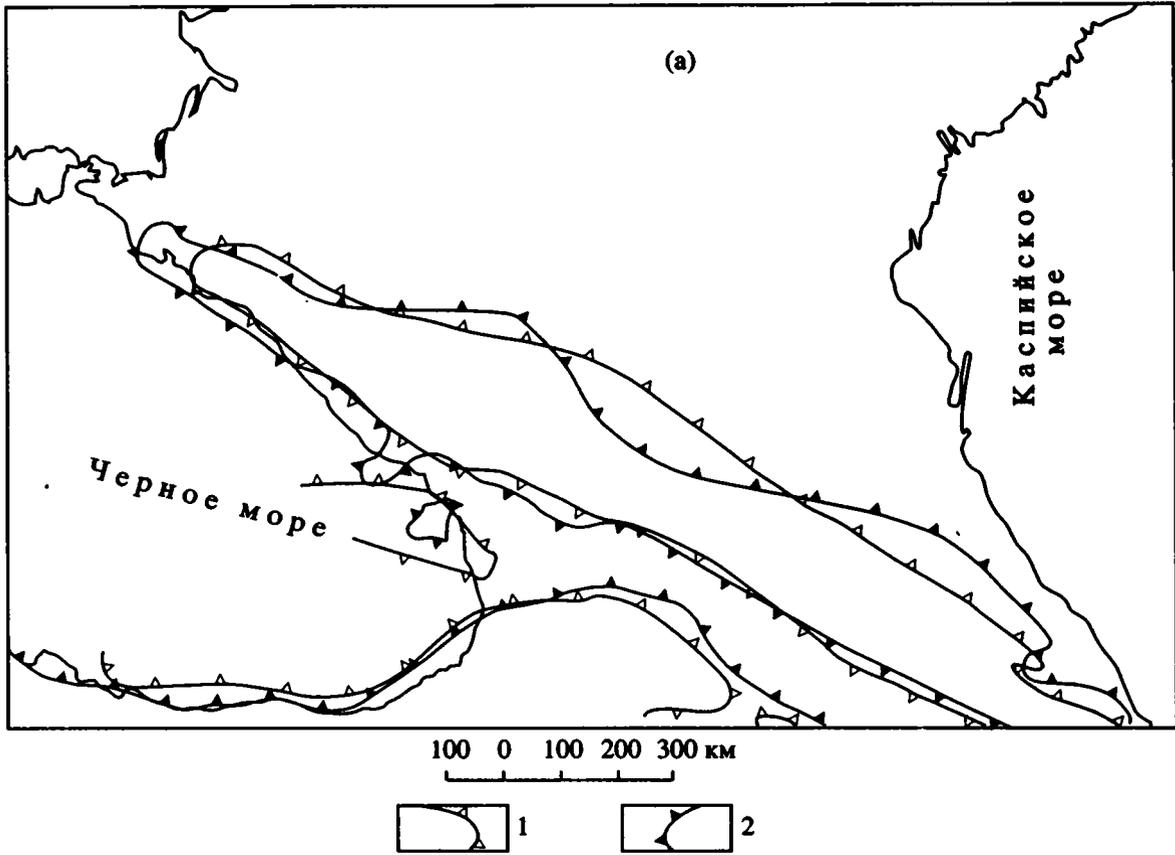
ПРИВНОС ОСАДКОВ И ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗРЕЗОВ

Терригенно-обломочный материал поступая в бассейн, приводит к относительному понижению уровня моря и смещению береговой линии в сторону моря. Особенно оно значительно на участках шельфа, сопряженного с дельтами рек. Так, в дельтах крупных рек, таких как Миссисипи, Ганг, Лена и других артериях осадки способны смещать в сторону моря береговую линию на десятки километров, вызывая локальные регрессии (Атлас ..., 1992).

Исследованиями П.Р. Вейла (Сейсмическая стратиграфия ..., 1982; Seismic stratigraphy ..., 1977) установлено, что трансгрессивная и регрессивная цикличности разрезов не всегда совпадают соответственно с относительными подъемами и опусканиями уровня моря и смещениями береговой линии моря (трансгрессия и регрессия). В местном масштабе трансгрессивные и регрессивные последовательности разреза и миграции литофаций зависят прежде всего от количества терригенно-обломочного материала, поступающего в бассейн, а относительные колебания уровня моря глобального порядка, как уже говорилось, — от эвстазии и неструктурных тектонических движений. При относительном подъеме уровня моря (трансгрессии) и значительном поступлении терригенно-обломочного материала прибрежные фации смещаются в море, и в разрезе это фиксируется регрессивной последовательностью. Наоборот, при понижении уровня моря (регрессии) по мере снижения привноса терригенно-обломочного материала морские фации могут смещаться в сторону суши и в разрезе будет отмечаться трансгрессивная последовательность. Приведенные положения П.Р. Вейла находят конкретные подтверждения при сопоставлении седиментационной цикличности, широко устанавливаемой на территории нашей страны по анализу вещественного состава пород с эвстатической кривой, которая восстановлена зарубежными специалистами по подошвенному (прибрежному) налеганию. Так, по данным И.Н. Карогодина (1980) границы трансгрессивных мезоциклитов приходятся на середины келловейского и альбского ярусов в Западной Сибири, на верхнюю часть палеоцена разреза Майли-сай (Киргизия) и так далее, но на эвстатической кривой они того же знака колебаний уровня моря не находят.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ

В литературе прошлых лет указывалось, что палеогеографические построения вскрыли существенное несовпадение в распространении трансгрессий и регрессий на разных континентах. Так, А.Л. Яншин (1973), детально проанализировавший их площадную приуроченность, пришел к выводу, что они определяются не эвстатическими колебаниями уровня моря Мирового океана, а вертикальными движениями крупных блоков земной коры. Однако многие его положения были подвергнуты критике (Казаринов, 1976). Действительно, во многих регионах мира тектонические движения, приводящие к относительному изменению уровня моря, и привнос терригенного обломочного материала превышают эвстатическую составляющую, приводя к проявлению в отдельных регионах местных трансгрессий и регрессий, не имеющих глобального развития. Анализ атласа палеогеографических карт шельфов Евразии



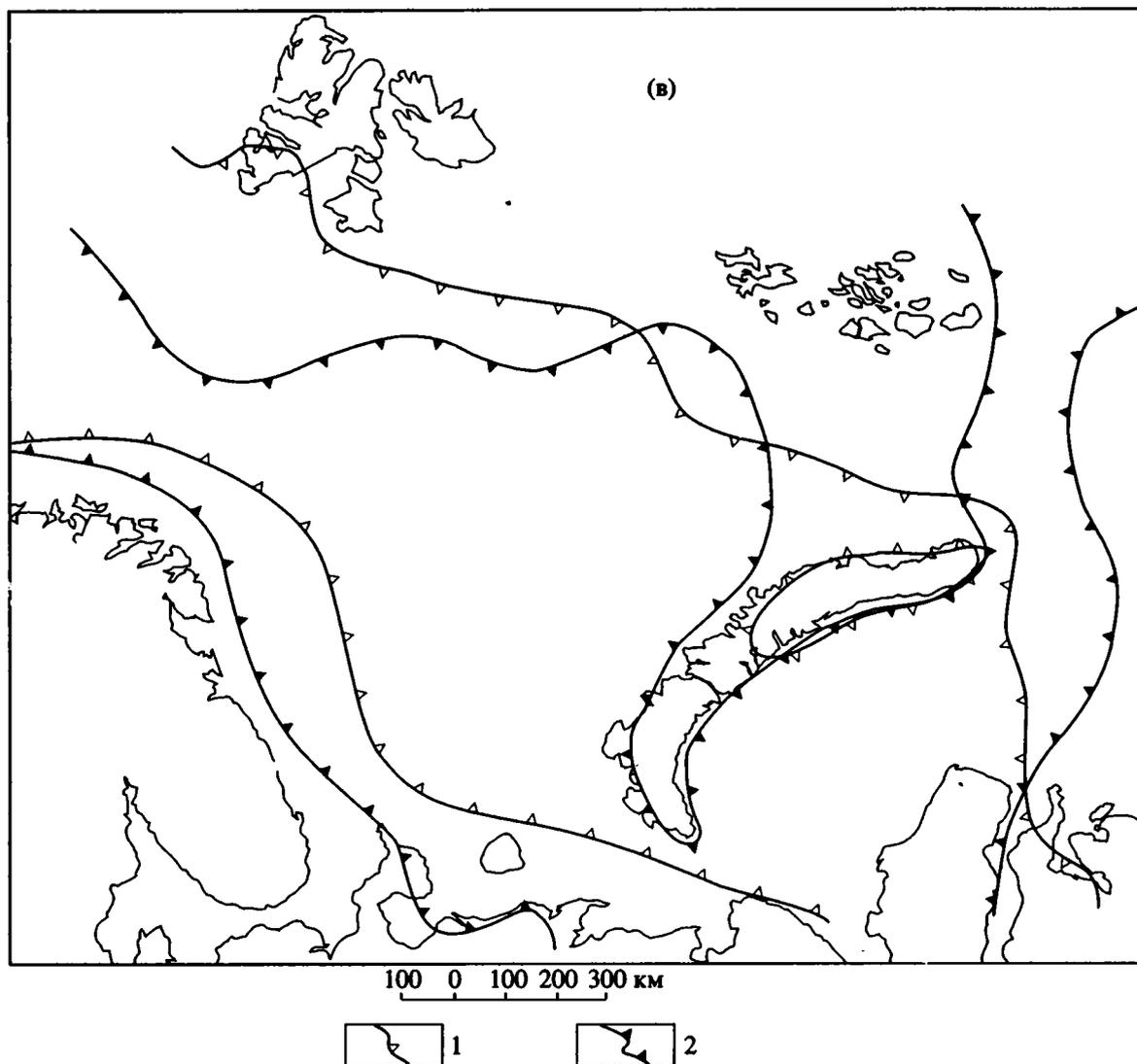


Рис. 4. Фрагменты палеогеографических обстановок (а - в) (Атлас ..., 1992).

(а) – в пределах Большого Кавказа, (б) – в пределах Северного Приаралья и Прикаспия. Палеобереговые линии морей: 1 – олигоценевого, 2 – среднемиоценового; (в) – в пределах акваторий Баренцевого и Карского морей. Палеобереговые линии морей: 1 – раннемелового, 2 – позднемелового. Зубчики направлены в сторону моря.

в мезозое и кайнозое (Атлас ..., 1991) дает много интересных иллюстраций. Так, рост орогенического сооружения Кавказа в среднем - позднем миоцене привел к перемещению береговой линии в сторону моря по сравнению с позднеолигоценовым временем, хотя происходило глобальное повышение уровня Мирового океана (рис. 4а). Аналогичная картина наблюдалась и для территории Северного Приаралья и востока Прикаспийской впадины, когда площадь распространения морских отложений среднего - верхнего миоцена по отношению к верхнему олигоцену местами существенно увеличивается (рис. 4б). Для акватории Карского моря от раннего к позднему мелу площадь морского бассейна значительно уменьшилась, хотя происходило глобальное повышение

уровня океана (рис. 4в). Можно привести из упомянутого атласа еще множество примеров несовпадений изменений береговых линий с эвстатической кривой. Они наглядно показывают, что во многих регионах трансгрессии и регрессии обусловлены тектоническими движениями, а не повышением и понижением уровня Мирового океана. Особенно роль тектонических движений велика для геосинклинальных бассейнов, превращающихся в складчатые горные сооружения. Береговые линии в зонах сопряжений последних с платформами определяются исключительно восходящими вертикальными и сжимающими горизонтальными тектоническими движениями. Менее значительна роль привноса терригенного обломочного материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный материал показывает отсутствие прямой зависимости или во всяком случае отмечает сложные соотношения трансгрессий и регрессий с высотным положением водного слоя Мирового океана. Региональные тектонические движения, приводящие к относительным изменениям уровня моря, и привнос терригенного обломочного материала могут существенно осложнять глобальную эвстазию. При их большом масштабе и разнонаправленности по отношению к эвстазии трансгрессии и регрессии отдельных территорий Земли могут не соответствовать глобальным циклам изменения уровня Мирового океана. Однако безусловно эвстазия оставила глубокие следы в геологической летописи Земли и прежде всего в строении седиментационных комплексов (циклотем). Расшифровка эвстатических колебаний позволит сделать еще много шагов к пониманию их генетической природы. Наверно справедливо считать, что они имели громадное значение в формировании осадочных бассейнов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Гл. редактор А.П. Виноградов. М.: Всес. аэрогеол. трест Мин-ва геологии СССР. Главн. упр. геодезии и картографии Мин-ва геологии СССР. Т. I. 1968; Т. II, 1969; III, 1968; IV, 1967.

Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 2. Карты. Изд. Робертсон групп и Геол. ин-та АН СССР, 1992.

Гаврилов Ю.О. Осадконакопление в ранне- и среднеюрском водоеме Большого Кавказа (в связи с трансгрессиями и регрессиями) // Литология и полезные ископаемые, 1989. № 2. С. 3 - 15.

Гладенков Ю.Б., Кунин Н.Я., Шлезингер А.Е. Сейсмическая стратиграфия за рубежом // Бюлл. МОИП, отдел. геол., 1985. Т. 60. Вып. 5. С. 100 - 105.

Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э. Детальная стратиграфия плиоцена Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991. № 9. С. 79 - 86.

Заболотников А.А. О возможности определения относительных колебаний уровня моря в условиях конседиментационного прогибания // Бюлл. МОИП, отдел. геол., 1989. Т. 64. Вып. 1. С. 124.

Игошкин В.П., Шлезингер А.Е. Генетические типы неокомских клиноформ Западной Сибири // Геология и геофизика, 1990. № 8. С. 16 - 20.

Игошкин В.П., Шлезингер А.Е. Неокомские клиноформы Западной Сибири и причины их возникновения // ДАН СССР, 1990. Т. 312. № 4. С. 1191 - 1195.

Казаринов В.П. На путях раскрытия палеогеографических закономерностей в развитии Земли // Бюлл. МОИП, 1976. Т. 51. Вып. 2. С. 5 - 32.

Каплин П.А. Типы изменения уровня океана // Геоморфология, 1986. № 9. С. 16 - 22.

Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. С. 242.

Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю. Прогнозирование неантиклинальных ловушек нефти и газа на основе сейсмостратиграфического анализа (на примере Восточного Предкавказья). М.: ВНИИОЭН, 1989. С. 42.

Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Тр. V Всесоюз. литологического совещания. Т. I. Новосибирск: СО АН СССР, 1963. С. 176.

Михайлов Ю.А., Шлезингер А.Е. Относительные колебания уровня моря // Сов. геология, 1989. № 11. С. 68 - 73.

Найдин Д.П. Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971. Т. 41. Вып. 3. С. 10 - 18.

Найдин Д.П. Эпейрогенез и эвстазия // Вестн. МГУ. Геология, 1976. № 2. С. 3 - 16.

Найдин Д.П. Уровень Мирового океана в конце мезозоя // Вестн. МГУ. Геология, 1985. № 3. С. 10 - 18.

Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Пояркова З.Н., Джалилов М.Р., Популов Г.Н., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1980. Т. 55. Вып. 5. С. 27 - 42. Сейсмическая стратиграфия. Т. 1, 2. М.: Мир, 1982. 846 с.

Шлезингер А.Е. Пояснения и критические замечания к монографии "Сейсмическая стратиграфия" // Сейсмостратиграфические исследования в СССР. М.: Наука, 1990. С. 30 - 39.

Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфия в определении относительных колебаний уровня моря // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1989. Т. 64. Вып. 1. С. 123.

Шлезингер А.Е. Тектонические структуры дна Мирового океана // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 6. С. 29 - 34.

Шухерт Ч. Палеогеографический атлас Северной Америки. М.: ИЛ., 1957.

Янишин А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1973. Т. 48. Вып. 8. С. 9 - 44.

Atlas of the Paleogeography of China. Cartographic publishing house. Beijing, China. 1985.

Seismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration. Mem. 26. AAPG. Tulsa, Oklahoma. USA, 1977. 514 p.

Vail P.R. Seismic Stratigraphy Interpretation procedure. Atlas seismic Stratigraphy // AAPG in Geology, 1987. V. 27. No. 1. P. 1 - 10.

Vail P.R., Colin J.P., Chene du R.J., Kuchly J., Mediavilla F., et Trifiliff V. La stratigraphie sequentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris // Bull. Soc. Geol. France, Ser. 8. 1987. V. 111. No. 7. P. 1301 - 1321.



Эволюция биосферы

УДК 552.54:551.71

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

© 1993 г. А. В. Сочава, В. Н. Подковыров

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199026 Санкт-Петербург, Набережная Макарова 2, Россия

Поступила в редакцию 06.02.92 г.

Обобщение большого количества данных по петрохимии карбонатных пород рифея и венда Урала и Сибири приводит к заключению о геохимической специфичности верхнерифейских карбонатных пород, отличающихся от соответствующих пород подстилающих и покрывающих толщ низким значением отношения доломиты/известняки и повышенным содержанием стронция. Предложена модель эволюции карбоната накопления, согласно которой причиной постепенного сокращения доломитообразования в геологической истории служит необратимый процесс возрастания содержания кальция в осадочной оболочке Земли вследствие взаимодействия морской воды с океаническими базальтами в гидротермальных системах. Глобальные циклические изменения отношения доломиты/известняки могут быть результатом соответствующих изменений скорости поступления CO_2 в атмосферу.

Среди эмпирических данных, послуживших основой возникновения и развития представлений об эволюции осадконакопления, важнейшее значение имело открытие изменения в ходе геологической истории состава карбонатных пород – самых распространенных в осадочной оболочке продуктов аутигенного минералообразования. Работами Р. Дэли (Daly, 1909), А.П. Виноградова, А.Б. Ронова (1956), Я. Вейзера (Veizer, 1978) и других установлено, что в разрезах фанерозоя и протерозоя существует тенденция к возрастанию роли доломитов среди карбонатных пород по мере увеличения их возраста. Примером наиболее детального изучения изменения во времени состава карбонатных пород остается работа А.П. Виноградова и А.Б. Ронова (1956), в которой приведены расчеты средних составов этих пород для отделов или систем фанерозоя Русской платформы, что позволило установить не только наличие направленного тренда, но и достаточно существенные циклические изменения Mg/Ca отношения в среднем составе карбонатов на протяжении палеозоя. В этой статье, как и в более поздних публикациях, касающихся данной проблемы, сведения о составе докембрийских карбонатных пород обсуждались лишь в весьма обобщенной форме или же носили узкорегionalный характер. Настоящая работа представляет собой попытку более детального анализа эволюции карбоната накопления на протяжении миллиарда лет, предшествовавшего фанерозою.

СОСТАВ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Аналитический материал, использованный в данной работе, включает 1169 анализов содержания петрогенных элементов в валовых составах отдельных проб карбонатных пород рифея и венда Урала (главным образом, Башкирского антиклинория), Сибирской платформы и ее обрамления (табл. 1). Около половины этих аналитических материалов представляют собой результаты собственных исследований авторов. Остальная часть любезно предоставлена нам коллегами из различных геологических учреждений страны (Э.З. Гареев, Б.Р. Шпунт, В.К. Головенко, В.К. Немеров, Е.А. Зубарева, Я.Э. Юдович) или заимствована из литературных источников (Петров, 1982).

Ca и Mg. Для каждой из четырех выборок анализов карбонатных пород верхнего докембрия, сформированных по возрастному признаку (рис. 1), свойственно бимодальное распределение содержаний MgO с максимумами в интервалах 0 - 2% и 19 - 22%. Подобный характер распределения MgO отмечался и ранее, главным образом, на материалах по фанерозойским карбонатам (Ронова, 1956; Карбонатные породы ..., 1971; Veizer, 1978). Таким образом, в природе наиболее распространены карбонатные породы, имеющие достаточно однородный минеральный состав карбонатной фазы – кальцитовый или доломитовый

Таблица 1. Средний химический состав карбонатных пород изученных свит позднего докембрия Урала и Сибири

Общая шкала	Свита	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Ba	Sr	Mg/Ca
<i>Уральская складчатая область</i>																	
<i>Башкирский мегаантиклинорий</i>																	
Нижний рифей	Саткинская	69	$\frac{15.44}{11.04}$	$\frac{0.09}{0.08}$	$\frac{2.21}{1.77}$	$\frac{1.46}{1.07}$	$\frac{0.03}{0.03}$	$\frac{15.93}{4.65}$	$\frac{26.02}{5.41}$	$\frac{0.14}{0.20}$	$\frac{0.92}{0.88}$	$\frac{0.03}{0.03}$	$\frac{37.38}{6.59}$	99.65	$\frac{57}{24}$	$\frac{38}{48}$	0.85
	Бакальская	21	$\frac{8.45}{7.25}$	$\frac{0.08}{0.06}$	$\frac{2.07}{1.74}$	$\frac{4.52}{4.08}$	$\frac{0.16}{0.13}$	$\frac{18.14}{6.80}$	$\frac{24.59}{5.80}$	$\frac{0.24}{0.10}$	$\frac{0.56}{0.35}$	$\frac{0.02}{0.02}$	$\frac{41.35}{5.29}$	100.18	$\frac{132}{172}$	$\frac{212}{159}$	1.03
	Суранская	65	$\frac{14.62}{11.79}$	$\frac{0.10}{0.11}$	$\frac{2.12}{2.18}$	$\frac{1.61}{1.46}$	$\frac{0.08}{0.07}$	$\frac{7.45}{7.75}$	$\frac{36.31}{11.57}$	$\frac{0.34}{0.54}$	$\frac{0.79}{0.68}$	$\frac{0.03}{0.02}$	$\frac{36.62}{7.01}$	100.07	$\frac{49}{22}$	$\frac{200}{67}$	0.29
Средний рифей	Авзянская	99	$\frac{11.20}{8.49}$	$\frac{0.07}{0.09}$	$\frac{1.94}{1.48}$	$\frac{2.00}{1.92}$	$\frac{0.10}{0.14}$	$\frac{13.14}{7.39}$	$\frac{31.75}{8.40}$	$\frac{0.10}{0.13}$	$\frac{0.58}{0.53}$	$\frac{0.03}{0.04}$	$\frac{39.05}{5.00}$	99.96	$\frac{177}{612}$	$\frac{202}{170}$	0.58
Верхний рифей	Зильмердакская	10	$\frac{28.74}{8.56}$	$\frac{0.30}{0.12}$	$\frac{5.86}{2.03}$	$\frac{4.31}{0.79}$	$\frac{0.16}{0.09}$	$\frac{12.13}{3.26}$	$\frac{18.71}{4.29}$	$\frac{0.71}{0.23}$	$\frac{1.78}{0.59}$	$\frac{0.08}{0.03}$	$\frac{27.09}{5.18}$	99.87	$\frac{130}{107}$	$\frac{114}{97}$	0.90
	Катавская	68	$\frac{11.64}{6.35}$	$\frac{0.12}{0.11}$	$\frac{2.46}{1.48}$	$\frac{1.78}{1.75}$	$\frac{0.07}{0.04}$	$\frac{1.98}{2.04}$	$\frac{44.43}{6.31}$	$\frac{0.31}{0.23}$	$\frac{0.53}{0.34}$	$\frac{0.05}{0.03}$	$\frac{36.48}{3.93}$	99.85	$\frac{155}{482}$	$\frac{498}{441}$	0.06
	Инзерская	48	$\frac{4.11}{4.03}$	$\frac{0.04}{0.04}$	$\frac{0.78}{0.74}$	$\frac{0.55}{0.38}$	$\frac{0.06}{0.04}$	$\frac{1.30}{1.40}$	$\frac{51.07}{3.62}$	$\frac{0.24}{0.22}$	$\frac{0.22}{0.16}$	$\frac{0.03}{0.03}$	$\frac{41.07}{2.43}$	99.47	$\frac{157}{835}$	$\frac{1006}{976}$	0.04
	Миньярская	94	$\frac{3.78}{4.74}$	$\frac{0.03}{0.03}$	$\frac{0.58}{0.53}$	$\frac{0.51}{0.48}$	$\frac{0.05}{0.07}$	$\frac{18.78}{6.84}$	$\frac{32.06}{6.54}$	$\frac{0.17}{0.12}$	$\frac{0.19}{0.23}$	$\frac{0.02}{0.02}$	$\frac{43.49}{3.15}$	99.66	$\frac{39}{34}$	$\frac{229}{141}$	0.81
	Укская	59	$\frac{9.86}{10.69}$	$\frac{0.12}{0.15}$	$\frac{1.90}{2.62}$	$\frac{1.68}{1.24}$	$\frac{0.07}{0.08}$	$\frac{3.35}{4.96}$	$\frac{44.17}{9.09}$	$\frac{0.19}{0.19}$	$\frac{0.58}{0.76}$	$\frac{0.03}{0.03}$	$\frac{37.90}{6.31}$	99.85	$\frac{67}{82}$	$\frac{234}{166}$	0.11
<i>Ляпинский антиклинорий</i>																	
Верхний рифей	Мсроинская	5	$\frac{13.22}{8.71}$	$\frac{0.12}{0.05}$	$\frac{2.07}{0.80}$	$\frac{1.03}{0.43}$	$\frac{0.18}{0.14}$	$\frac{1.25}{1.90}$	$\frac{45.38}{5.46}$	$\frac{0.30}{0.39}$	$\frac{0.35}{0.24}$	$\frac{0.11}{0.12}$	$\frac{36.19}{4.45}$	100.20	-	-	0.04

Таблица 1. Продолжение

Общая шкала	Свита	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Ba	Sr	Mg/Ca
Пай-Хойский антиклинорий																	
Венд	Ясарусалинская	9	$\frac{14.07}{8.71}$	$\frac{0.29}{0.37}$	$\frac{3.42}{2.25}$	$\frac{2.35}{1.36}$	$\frac{0.37}{0.51}$	$\frac{7.56}{8.33}$	$\frac{35.57}{13.34}$	$\frac{0.41}{0.32}$	$\frac{0.41}{0.42}$	$\frac{0.13}{0.08}$	$\frac{34.59}{5.68}$	99.17	-	-	0.30
Сибирская платформа																	
Уринский антиклинорий																	
Верхний рифей	Баракунская	8	$\frac{26.47}{16.73}$	$\frac{0.26}{0.21}$	$\frac{5.15}{3.44}$	$\frac{2.15}{1.14}$	$\frac{0.03}{0.02}$	$\frac{3.10}{3.09}$	$\frac{31.17}{13.50}$	$\frac{1.16}{0.72}$	$\frac{0.64}{0.47}$	$\frac{0.07}{0.11}$	$\frac{28.79}{9.77}$	98.99	<u>556</u>	<u>1492</u>	0.14
	Ченчинская	37	$\frac{9.26}{8.11}$	$\frac{0.08}{0.09}$	$\frac{1.65}{1.40}$	$\frac{0.98}{0.99}$	$\frac{0.04}{0.05}$	$\frac{3.55}{4.53}$	$\frac{44.78}{9.10}$	$\frac{0.20}{0.18}$	$\frac{0.46}{0.51}$	$\frac{0.04}{0.04}$	$\frac{38.46}{4.94}$	99.50	-	<u>786</u>	0.11
Венд	Тинновская	38	$\frac{6.00}{6.20}$	$\frac{0.07}{0.09}$	$\frac{1.22}{1.51}$	$\frac{0.96}{1.44}$	$\frac{0.24}{0.54}$	$\frac{6.13}{6.92}$	$\frac{43.61}{10.94}$	$\frac{0.39}{0.21}$	$\frac{0.25}{0.35}$	$\frac{0.05}{0.05}$	$\frac{40.91}{3.86}$	99.83	-	<u>270</u>	0.20
Учуро-Майская плита																	
Средний рифей	Малгинская	23	$\frac{8.42}{3.57}$	$\frac{0.06}{0.04}$	$\frac{2.56}{0.73}$	$\frac{1.23}{0.82}$	$\frac{0.06}{0.06}$	$\frac{2.98}{4.64}$	$\frac{45.16}{6.36}$	$\frac{0.12}{0.19}$	$\frac{0.29}{0.52}$	$\frac{0.02}{0.01}$	$\frac{38.64}{2.26}$	99.54	$\frac{131}{180}$	$\frac{122}{33}$	0.09
	Ципандинская	26	$\frac{2.76}{1.70}$	$\frac{0.02}{0.01}$	$\frac{0.66}{0.39}$	$\frac{0.72}{0.30}$	$\frac{0.01}{0.01}$	$\frac{19.53}{1.23}$	$\frac{30.69}{1.46}$	$\frac{0.01}{0.01}$	$\frac{0.07}{0.07}$	$\frac{0.04}{0.03}$	$\frac{45.18}{1.12}$	99.69	$\frac{39}{11}$	$\frac{71}{61}$	0.88
Верхний рифей	Игниканская	19	$\frac{2.12}{1.86}$	$\frac{0.02}{0.03}$	$\frac{1.12}{0.87}$	$\frac{0.90}{1.03}$	$\frac{0.03}{0.03}$	$\frac{6.56}{6.24}$	$\frac{45.44}{7.96}$	$\frac{0.01}{0.01}$	$\frac{0.05}{0.01}$	$\frac{0.02}{0.01}$	$\frac{43.26}{1.87}$	99.53	$\frac{55}{59}$	$\frac{142}{130}$	0.20
	Нерюенская	14	$\frac{4.48}{2.69}$	$\frac{0.05}{0.06}$	$\frac{1.70}{1.03}$	$\frac{2.20}{1.66}$	$\frac{0.06}{0.05}$	$\frac{10.84}{7.13}$	$\frac{38.11}{8.33}$	$\frac{0.09}{0.13}$	$\frac{0.11}{0.14}$	$\frac{0.02}{0.01}$	$\frac{41.92}{2.83}$	99.58	$\frac{59}{43}$	$\frac{67}{30}$	0.40
Венд	Аймская + усть-юдомская	12	$\frac{13.27}{11.65}$	$\frac{0.01}{0.01}$	$\frac{0.78}{0.44}$	$\frac{0.37}{0.22}$	$\frac{0.01}{0.01}$	$\frac{16.97}{2.54}$	$\frac{28.20}{4.42}$	$\frac{0.04}{0.03}$	$\frac{0.08}{0.10}$	$\frac{0.03}{0.02}$	$\frac{40.09}{5.24}$	99.85	$\frac{39}{12}$	$\frac{42}{9}$	0.84

Таблица 1. Продолжение

Общая шкала	Свита	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Ba	Sr	Mg/Ca
<i>Краевые структуры Сибирской платформы и складчатое обрамление Юдомо-Майский прогиб</i>																	
Нижний рифей	Трехгорная	16	$\frac{22.28}{12.43}$	$\frac{0.08}{0.08}$	$\frac{3.03}{2.12}$	$\frac{2.01}{1.79}$	$\frac{0.05}{0.06}$	$\frac{14.41}{3.34}$	$\frac{21.75}{5.17}$	$\frac{0.29}{0.37}$	$\frac{1.26}{0.96}$	$\frac{0.04}{0.03}$	$\frac{34.29}{7.03}$	99.49	$\frac{199}{167}$	$\frac{60}{36}$	0.92
	Димская	20	$\frac{21.78}{15.36}$	$\frac{0.09}{0.10}$	$\frac{2.90}{2.32}$	$\frac{2.63}{1.67}$	$\frac{0.06}{0.05}$	$\frac{14.49}{2.97}$	$\frac{22.32}{6.15}$	$\frac{0.09}{0.17}$	$\frac{1.54}{1.55}$	$\frac{0.05}{0.04}$	$\frac{33.62}{8.75}$	99.57	$\frac{342}{374}$	$\frac{59}{15}$	0.90
Средний рифей	Светлинская	7	$\frac{16.18}{7.62}$	$\frac{0.06}{0.08}$	$\frac{1.54}{1.07}$	$\frac{1.87}{1.71}$	$\frac{0.08}{0.08}$	$\frac{15.87}{1.87}$	$\frac{25.21}{3.08}$	$\frac{0.10}{0.07}$	$\frac{0.18}{0.25}$	$\frac{0.03}{0.03}$	$\frac{38.39}{4.38}$	99.51	$\frac{43}{8}$	$\frac{99}{29}$	0.88
	Малгинская	13	$\frac{8.52}{10.43}$	$\frac{0.04}{0.03}$	$\frac{0.93}{0.54}$	$\frac{0.73}{0.46}$	$\frac{0.02}{0.02}$	$\frac{7.77}{7.72}$	$\frac{40.64}{10.00}$	$\frac{0.07}{0.07}$	$\frac{0.10}{0.11}$	$\frac{0.05}{0.04}$	$\frac{40.70}{4.61}$	99.57	$\frac{109}{183}$	$\frac{229}{246}$	0.27
	Ципандинская	22	$\frac{8.00}{8.84}$	$\frac{0.02}{0.02}$	$\frac{0.95}{0.33}$	$\frac{0.44}{0.35}$	$\frac{0.01}{0.01}$	$\frac{14.09}{7.56}$	$\frac{34.12}{10.02}$	$\frac{0.02}{0.02}$	$\frac{0.08}{0.10}$	$\frac{0.03}{0.03}$	$\frac{41.81}{3.78}$	99.57	40	$\frac{104}{134}$	0.57
Верхний рифей	Игниканская	43	$\frac{5.45}{6.73}$	$\frac{0.08}{0.14}$	$\frac{2.56}{2.17}$	$\frac{1.43}{1.92}$	$\frac{0.05}{0.06}$	$\frac{4.92}{5.70}$	$\frac{44.28}{11.64}$	$\frac{0.05}{0.05}$	$\frac{0.29}{0.51}$	$\frac{0.02}{0.01}$	$\frac{40.42}{4.21}$	99.55	$\frac{58}{74}$	$\frac{311}{225}$	0.15
	Нерюенская	9	$\frac{9.34}{7.45}$	$\frac{0.15}{0.19}$	$\frac{4.16}{3.12}$	$\frac{4.58}{4.54}$	$\frac{0.11}{0.09}$	$\frac{7.46}{4.16}$	$\frac{35.48}{11.15}$	$\frac{0.09}{0.08}$	$\frac{0.45}{0.69}$	$\frac{0.02}{0.01}$	$\frac{37.73}{6.26}$	99.57	$\frac{67}{52}$	$\frac{349}{256}$	0.29
Венд	Усть-юдомская	8	$\frac{7.48}{8.46}$	$\frac{0.05}{0.10}$	$\frac{2.16}{1.80}$	$\frac{0.80}{1.07}$	$\frac{0.03}{0.03}$	$\frac{4.89}{2.17}$	$\frac{44.00}{7.95}$	$\frac{0.14}{0.25}$	$\frac{0.15}{0.28}$	$\frac{0.02}{0.01}$	$\frac{39.87}{5.40}$	99.59	$\frac{45}{14}$	$\frac{405}{431}$	0.15
<i>Сеттэ-Дабанский горст-антиклинорий</i>																	
Венд	Яланская	9	$\frac{11.47}{10.22}$	$\frac{0.06}{0.05}$	$\frac{2.43}{1.21}$	$\frac{0.88}{0.59}$	$\frac{0.04}{0.04}$	$\frac{9.64}{5.29}$	$\frac{38.62}{9.24}$	$\frac{0.25}{0.22}$	$\frac{0.28}{0.17}$	$\frac{0.07}{0.02}$	$\frac{36.47}{8.15}$	100.21	$\frac{228}{209}$	$\frac{401}{356}$	0.35
	Сарданинская	15	$\frac{4.11}{3.42}$	$\frac{0.04}{0.02}$	$\frac{1.56}{0.33}$	$\frac{0.42}{0.30}$	$\frac{0.04}{0.02}$	$\frac{12.73}{8.88}$	$\frac{38.97}{10.54}$	$\frac{0.16}{0.16}$	$\frac{0.25}{0.22}$	$\frac{0.24}{0.16}$	$\frac{42.62}{2.94}$	101.14	-	$\frac{752}{1157}$	0.45

Таблица 1. Окончание

Общая шкала	Свита	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaC	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Ba	Sr	Mg/Ca
Туруханское поднятие																	
Средний рифей	Сухотунгусинская	22	8.06	0.07	0.61	1.42	0.03	10.09	38.24	0.09	0.29	0.03	40.55	99.48	-	-	0.37
			6.54	0.03	0.51	1.38	0.04	8.67	10.70	0.05	0.31	0.01	4.00				
Верхний рифей	Деревнинская	9	5.60	0.09	1.24	3.46	0.11	17.78	29.09	0.07	0.37	0.02	41.92	99.75	-	-	0.85
			2.87	0.03	0.75	2.00	0.10	3.68	3.51	0.04	0.21	0.01	2.50				
	Буровой	12	2.53	0.05	0.41	0.58	0.03	5.53	47.79	0.06	0.15	0.05	42.79	99.97	-	-	0.16
			3.14	0.04	0.37	0.38	0.04	7.87	8.57	0.08	0.10	0.08	2.38				
Шорихинская	8	5.49	0.03	0.10	1.17	0.02	20.70	28.70	0.05	0.07	0.04	43.73	100.10	-	-	1.00	
		7.75	0.02	0.10	0.43	0.01	1.88	2.52	0.01	0.04	0.04	3.68					
Дурномысская	10	5.61	0.10	1.13	2.06	0.02	19.59	28.28	0.05	0.34	0.03	42.66	99.87	-	-	0.96	
		4.08	0.06	1.00	0.67	0.01	1.76	1.50	0.03	0.32	0.01	2.51					
Енисейский край																	
Нижний рифей	Кординская	9	26.74	0.16	3.00	3.98	0.32	8.90	26.83	0.52	0.49	0.06	28.84	99.84	-	-	0.46
			8.87	0.13	1.79	3.46	0.41	5.99	6.59	0.63	0.26	0.05	7.32				
Игарское поднятие																	
Верхний рифей	Чернореченская	25	6.08	0.07	1.00	1.07	0.02	0.97	49.99	0.14	0.28	0.04	40.23	99.89	-	-	0.027
			5.56	0.03	0.48	0.71	0.01	0.58	3.57	0.06	0.14	0.05	2.72				
Байкальский комплекс																	
Верхний рифей	Голоустинская	9	17.92	0.11	1.88	1.48	0.11	12.89	29.11	0.07	0.35	0.07	35.49	99.48	44	110	0.62
			13.09	0.05	1.06	0.92	0.05	5.59	8.24	0.03	0.31	0.05	7.72				
	Улунтуйская	11	9.57	0.06	1.38	0.87	0.05	7.87	39.82	0.11	0.22	0.07	40.00	100.02	42	220	0.27
			8.74	0.06	1.24	1.28	0.05	4.48	10.57	0.09	0.25	0.03	4.78				

Все окислы – в масс. %, Ba и Sr – ppm. Над чертой – среднее арифметическое, под чертой – стандартное отклонение. Приведены свиты, для которых выполнено не менее пяти полных химических анализов петрогенных элементов. Отнесение свит к подразделениям общей шкалы даны по работам (Семихатов, Серебрякова, 1974; Стратотип рифея ..., 1983; Хоментовский, 1990).

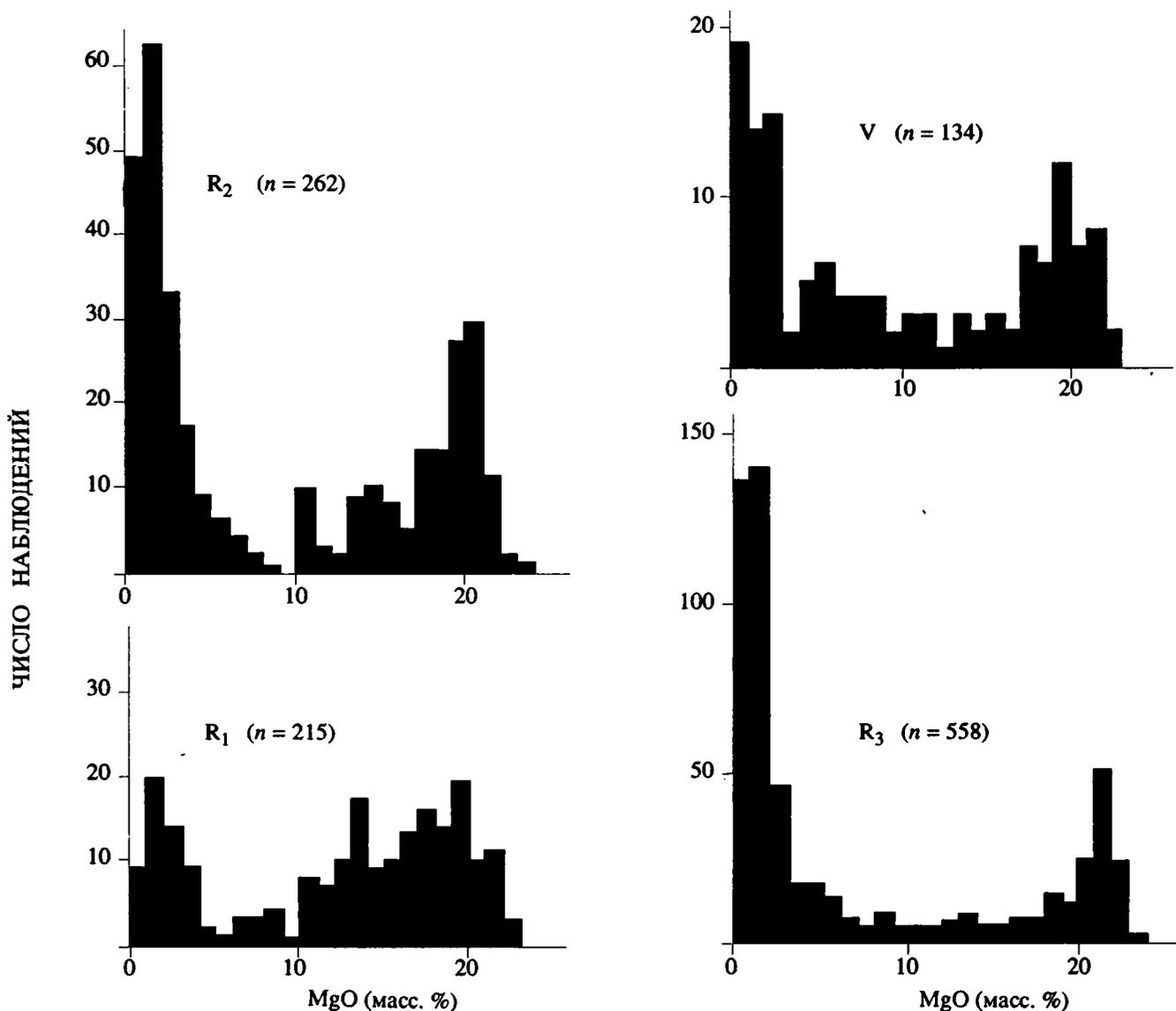


Рис. 1. Гистограммы распределения MgO в карбонатных породах рифея и венда исследованных регионов.

при относительно редкой встречаемости пород смешанного состава. При этом в отдельных свитах исследованных разрезов толщи карбонатов могут иметь как преимущественно известняковый либо доломитовый состав, так и состоять из переслаивания известняков и доломитов, причем в последнем случае карбонаты смешанного состава также имеют достаточно ограниченное распространение (рис. 2).

Изучение современных карбонатных осадков приводит к заключению о том, что основные минералы, слагающие карбонатные породы, – низкомагнезиальный кальцит и, в особенности, доломит являются в значительной мере продуктами раннедиагенетического преобразования метастабильных первичных минералов, характерных для современных осадков – арагонита, высокомагнезиального кальцита и протодоломита (обзор

проблемы см. Карбонатные породы ..., 1970, 1971; Карбонаты ..., 1987; Холодов, 1988). С другой стороны, имеются основания для сомнения в возможности распространения данной диагенетической модели формирования минерального состава карбонатных пород на всю геологическую историю. Отличные от современных условия осадконакопления и, в первую очередь, более высокое парциальное давление CO₂ могли послужить факторами, определявшими возможность конседиментационного накопления низкомагнезиального кальцита и доломита в предшествовавшие этапы истории Земли (Pigott, Mackenzie, 1979; Mackenzie, Pigott, 1981). Определенную роль в образовании доломитов могут играть эпигенетические процессы доломитизации известняков на стадии катагенеза (Холодов, 1988). Вопрос о том, какова роль этих процессов в формировании

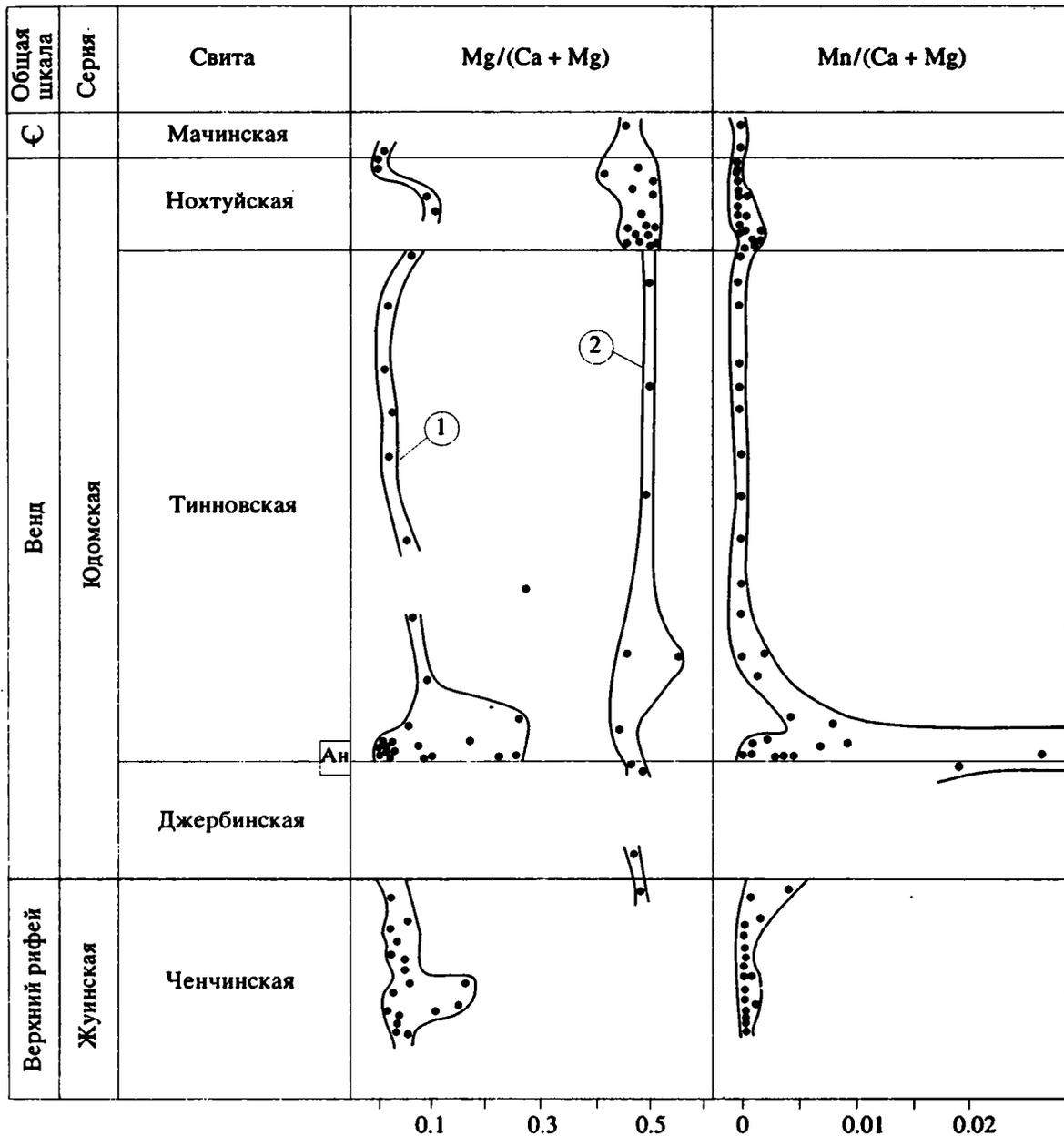


Рис. 2. Вариации петрохимических модулей (ат. кол.) карбонатных пород в разрезе верхнего рифея, венда и кембрия на р. Лена около с. Нохтуйск, Уринский антиклинорий, юг Сибирской платформы.
1 – известняки, 2 – доломиты.

состава карбонатных пород составляет предмет дискуссии.

Наблюдаемое распределение содержаний MgO в докембрийских карбонатных породах (рис. 1) находит более убедительное объяснение с позиций предположений о преимущественно раннедиагенетическом или конседиментационном образовании доломитовых пород. Интервал содержаний MgO, приходящийся на минимумы в средней части гистограмм, соответствует составам высокомагнезиального кальцита, который, будучи метастабильным минералом, при диагенезе замещался низкомагнезиальным кальцитом или доломитом.

При этом система должна быть в достаточной мере открытой для Ca и Mg. Последнему условию в большей мере отвечает ранний диагенез, чем последующие стадии формирования карбонатных пород. С позиций конседиментационной модели бимодальное распределение магния в карбонатных породах можно объяснить достаточной ограниченностью переходного интервала, разделяющего поля физико-химических особенностей среды, определяющих осаждение карбонатов в форме низкомагнезиального кальцита либо доломита. Подходя же к вопросу образования доломитов с точки зрения ведущей роли эпигенетических

Таблица 2. Средние составы карбонатных пород подразделений позднего докембрия исследованных регионов

Стратиграфические подразделения	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Sr	П. п. п.	Сумма
Нижний рифей	215	16.47	0.11	2.46	2.00	0.07	12.49	28.73	0.26	0.91	0.07	179	290	36.19	99.76
Средний »	262	11.11	0.08	1.91	1.55	0.07	10.23	35.26	0.16	0.39	0.04	161	266	38.43	99.23
Верхний »	558	7.95	0.09	1.66	1.37	0.06	7.38	40.91	0.18	0.38	0.04	111	447	39.10	99.12
Венд	134	9.41	0.07	1.73	0.95	0.21	9.64	38.74	0.27	0.29	0.13	129	379	37.20	98.64

* Сумма FeO и Fe₂O₃. Все окислы – в масс. %, Ba и Sr – ppm.

процессов на стадии катагенеза, трудно объяснить, почему воздействие глубинных вод на известковые породы в подавляющем большинстве случаев привело к почти полному преобразованию их в доломиты, а промежуточная стадия этого процесса – частичная доломитизация, встречается достаточно редко.

Сопоставление гистограмм, а также данных табл. 2 позволяет наметить основной тренд изменений соотношения известняков и доломитов среди карбонатных пород исследованных регионов на протяжении позднего докембрия. От раннего к позднему рифею относительная доля доломитовых пород сокращается, а в венде снова возрастает. Этот тренд в общих чертах наблюдается и в отдельно взятых крупных структурных под-

разделениях (рис. 3) при достаточно широком разбросе значений средних составов карбонатных пород среднего рифея.

Относительное сокращение распространения доломитов среди карбонатных пород верхнего рифея по сравнению с подстилающими толщами характерно не только для Урала и Сибири, но установлено также в разрезах верхнего протерозоя Северо-Китайской платформы и платформы Янцзы. В разрезах этих регионов карбонатные породы в коррелируемых с верхним рифеем (Семихатов, 1974) свитах Цзинерюй и Телинь в первом регионе и Вананси во втором представлены практически только известняками, в то время как в отложениях средней и нижней частей разрезов верхнего протерозоя среди карбонатов преобладают доломиты (Qin Zhengyoung *et al.*, 1985). Вероятные аналоги верхневендских отложений в стратотипическом разрезе синия в ущелье р. Янцзы – формации Доушанто и Деннин также представлены в основном доломитами при явно подчиненной роли известняков (Chen Ping, 1987). Широкое распространение и, в некоторых случаях, преобладание среди карбонатных пород известняков отмечается также в верхнерифейских отложениях Шпицбергена, Норвегии, горах Маккензи и районе оз. Виктория в Канаде, бассейне Аделаида в Австралии (Knoll, Swett, 1990). Это позволяет предположить, что обсуждаемый тренд изменения состава карбонатных пород верхнего докембрия представляет собой явление, выходящее за рамки регионального.

Сравнение полученных нами данных по верхнему докембрию Урала и Сибири с данными по фанерозою Русской и Северо-Американской платформ (Виноградов, Ронов, 1956; Ронов, 1970) показывает, что общий тренд изменения во времени соотношения доломитов и известняков имел на протяжении последних 1.6 млрд. лет циклически-направленный характер, и на отрезке геологической истории от позднего рифея до раннего палеозоя преобладала тенденция к возрастанию этого соотношения. Оценка средних составов карбонатных пород для более дробных стратиграфических подразделений фанерозоя (Виноградов, Ронов, 1956) выявляет значительную по

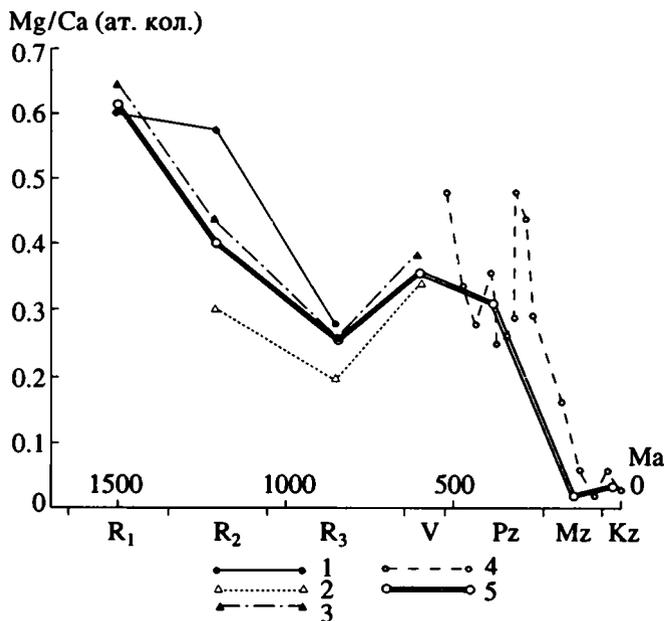


Рис. 3. Изменение среднего состава карбонатных пород в неогее. Данные по фанерозою из работы (Виноградов, Ронов, 1956).

1 – Урал; 2 – Сибирская платформа; 3 – складчатое обрамление Сибирской платформы; 4 – Русская платформа (средние составы для относительно коротких интервалов времени – периоды, эпохи); 5 – среднее по всем обсуждаемым регионам.

амплитуде цикличность более низкого порядка (рис. 3). Является ли эта цикличность отражением глобальных процессов или свойственна только Русской платформе – вопрос дальнейших исследований.

Известные данные о составе карбонатных пород нижнего протерозоя Балтийского щита (Мележик, Предовский, 1989), если рассматривать их как отражение глобальных особенностей карбонатакопления, дают основание для заключения о том, что раннерифейскому максимуму доломитообразования предшествовал минимум в людикинии, а в ятулии (2.3 - 2.0 млрд. лет назад) относительная распространенность доломитов была еще более высокой, чем в раннем рифее изученных нами регионов.

Sr. В разрезах верхнего рифея Урала и Сибири распространены карбонатные породы с повышенным содержанием стронция (рис. 4, табл. 1, 2). Максимальные содержания стронция в известняках катавской свиты Башкирского антиклинория достигают 2000 ppm, в инзерской свите – 5000 ppm, баракунской и каланчевской свитах юга Сибирской платформы – 3000 ppm. Обогащение стронцием карбонатных пород верхнего рифея установлено также на Полярном и Приполярном Урале, Пай-Хое, Тимане (Юдович и др., 1980), Патомском нагорье, Игарском поднятии (Головенко, 1985), Гренландии и Шпицбергене (Swett, Knoll, 1989), Северном Китае (Qin Zhengyoung *et al.*, 1985). Эта особенность состава карбонатных пород верхнего докембрия, по-видимому, также имеет надрегиональный характер. Породы с высоким содержанием стронция обычно представлены известняками и часто имеют онколитовую (пизолитовую) структуру (Гаррелс, 1975; Юдович и др., 1980). К. Светтом и Э. Ноллом установлено, что содержание стронция непосредственно в онколитах исследованных ими пород обычно существенно выше, чем в карбонатном цементе тех же пород (Swett, Knoll, 1989).

Близость размеров ионных радиусов позволяет стронцию замещать кальций в кристаллической решетке карбонатных минералов. Способность накапливать подобным образом Sr последовательно сокращается почти на два порядка в ряду: арагонит – высокомагнезиальный кальцит – низкомагнезиальный кальцит – доломит от величины близкой 10000 ppm до первых сотен ppm (Карбонаты ..., 1987; Юдович и др., 1988). Диагенетическое преобразование арагонита и высокомагнезиального кальцита в низкомагнезиальный кальцит сопровождается сбрасыванием стронция в поровый флюид осадка. В условиях открытой системы диагенеза при свободном обмене растворами между осадком и наддонной водой остаточное содержание стронция в формирующихся породах определяется пределом возможности его вхождения в решетку низкомагнезиального кальцита или доломита. В случаях, если в процессе

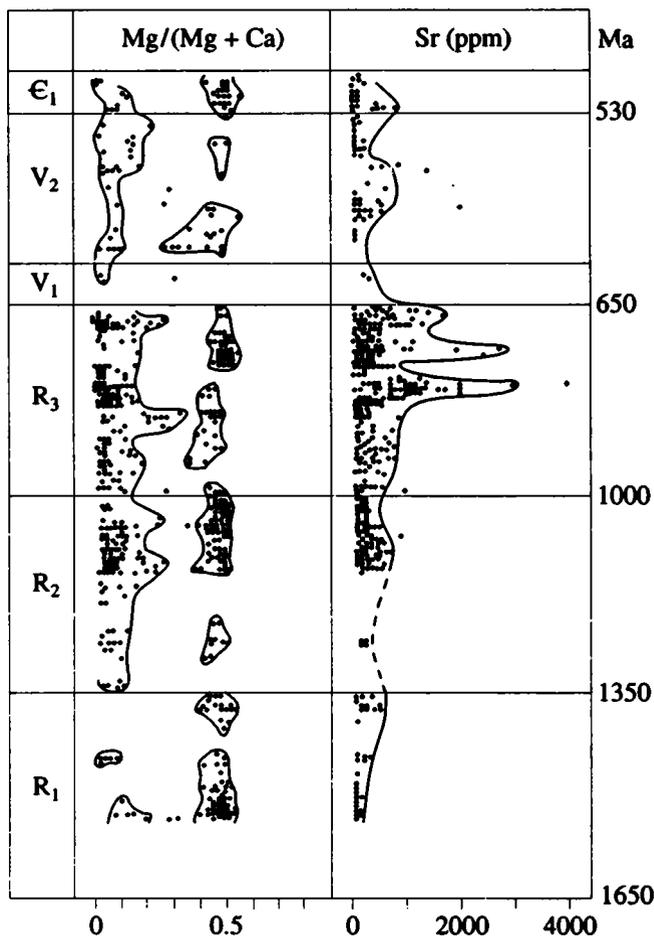


Рис. 4. Значение модуля $Mg/(Mg + Ca)$ (ат. кол.) и содержание стронция (ppm) в карбонатных породах позднего докембрия. На графике совмещены данные по разрезам Башкирского антиклинория, Патомского нагорья и Учуро-Майского региона.

седиментации каким-либо образом происходит изоляция порового флюида от наддонной воды, из такого флюида могут осаждаться в формирующейся карбонатной породе стронциевый кальцит или собственно минералы стронция (Юдович и др., 1988). Таким образом, содержание стронция в карбонатной породе может определяться первоначальным содержанием арагонита в осадке и условиями, в которых протекал диагенез. Повышенные содержания стронция в карбонатных породах верхнего рифея, обсуждаемые в данной работе, наблюдаются в достаточно мощных и разнообразных по своему строению комплексах отложений, распространенных на относительно близких стратиграфических уровнях в различных регионах мира. Явление столь широкого масштаба трудно объяснить спецификой диагенетических процессов. Более вероятной его причиной, по-видимому, следует считать повышенное содержание стронция в первичном составе осадков, в связи с распространением в них арагонита и высокомагнезиального кальцита. Коль скоро

обсуждаемая особенность состава карбонатных пород представляет собой специфический признак верхнерифейских отложений по сравнению с подстилающими и покрывающими толщами, подобное его объяснение влечет за собой необходимость признания и того, что в истории Земли были периоды, когда, в отличие от мезозойско-кайнозойского и, вероятно, позднерифейского времени, арагонит и высокомагнезиальный кальцит не были преобладающими конседиментационными карбонатными минералами (Pigott, Mackenzie, 1979; Mackenzie, Pigott, 1981).

Mn. Среди исследованных нами карбонатных пород максимальное содержание марганца (до 3.2%) характерно для высокоуглеродистых (антраконитовых) карбонатов в основании тинновской свиты венда юга Сибирской платформы (рис. 2), что можно трактовать как одно из следствий анаэробных условий накопления и диагенеза этих пород. Подобные карбонатные, а также терригенные породы, обогащенные органическим веществом, широко распространены в средних частях разрезов венда во многих районах Сибирской и Русской платформ и представляют собой одно из проявлений процесса эксинизации поздневендских морских бассейнов, имевшей, по видимому, глобальный характер (Сочава, 1992). Повышенные содержания марганца установлены также в карбонатных породах вендской ясарусалинской свиты о. Вайгач и нижнерифейской кординской свиты Енисейского края (табл. 1).

Si и Al. Временной тренд изменения средних содержаний данных элементов имеет положительную корреляцию с трендом магния (табл. 2) и отражает, согласно петрографическим данным, главным образом, изменение количества терригенной (в основном песчаной) примеси в карбонатных породах. Возрастание ее содержания может быть следствием увеличения расчлененности рельефа областей сноса, либо возрастания насыщенности прибрежных вод карбонатами. Предлагаемая ниже модель эволюции карбонатонакопления в рифее - венде допускает возможность одновременного действия указанных факторов.

ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ С ПОЗИЦИЙ КВАЗИСТАЦИОНАРНОЙ МОДЕЛИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ЦИКЛА

При анализе возможных причин направленных и циклических изменений состава карбонатных пород на протяжении позднего докембрия и фанерозоя (рис. 3) в первую очередь следует обратиться к проблемам баланса потоков углерода, кальция и магния в геохимическом цикле (рис. 5) и возможных изменений величин этих потоков во времени.

Расчеты глобальных скоростей накопления в осадках различных химических элементов и сопоставление этих данных с содержаниями эле-

ментов в атмосфере и гидросфере привели к построению моделей, предполагающих стационарное состояние этих оболочек, поскольку время пребывания большинства элементов в системе атмосфера-гидросфера во много раз меньше длительности существования этой системы (Гаррелс, 1975). Такое состояние сложной системы предполагает равенство скоростей потоков веществ на входе и выходе, обусловленное действием разнообразных механизмов саморегуляции (Сочава, 1992). Ниже предлагается несколько моделей таких механизмов, обеспечивающих квазистационарное состояние карбонатной системы океана и атмосферы.

Регуляция Mg/Ca отношения в морской воде. Одним из важнейших параметров среды, определяющим различную степень участия магния в карбонатонакоплении, в настоящее время считается Mg/Ca отношение в природных водах. Возрастание значения этого отношения приводит к смене минеральных форм осаждающихся карбонатов в последовательности: низкомагнезиальный кальцит - высокомагнезиальный кальцит + арагонит - доломит. При сокращении общей солености вод величина порога Mg/Ca отношения, разделяющая условия накопления кальцита и доломита, снижается. Поэтому в современных осадках доломит значительно более распространен в пресноводных бассейнах, чем в морских (Карбонаты..., 1987; Холодов, 1988; Folk, Land, 1975).

В наиболее распространенных магматических породах областей сноса, как и в оценках среднего состава этих областей в позднем докембрии, магний и кальций содержатся в соизмеримых количествах (исключая андезиты) при некотором, обычно незначительном, преимуществе первого из них (табл. 3). В среднем составе осадочных пород (включая как терригенные, так и карбонатные) кальций существенно преобладает над магнием. При выветривании и денудации областей сноса значительная часть магния поступает в бассейны осадконакопления в составе алюмосиликатной глинисто-алевритовой взвеси речных вод, в которой содержание этого элемента существенно выше содержания кальция, о чем можно судить, в частности, анализируя состав глинистых пород различного возраста. Так, например, в среднем составе исследованных нами бескарбонатных аргиллитов верхнего протерозоя отношение Mg/Ca составляет 4.36. Кальций поступает в зоны седиментации преимущественно в растворенной форме. Поэтому в среднем составе современных речных вод Mg/Ca отношение заметно ниже, чем в среднем составе пород областей сноса (табл. 3). Несмотря на то, что в потоке растворенных веществ, поступающих в настоящее время в резервуар океанической воды с речным стоком, содержание Ca^{2+} существенно превосходит содержание Mg^{2+} , в составе современной океанической воды наблюдается обратная картина - отношение

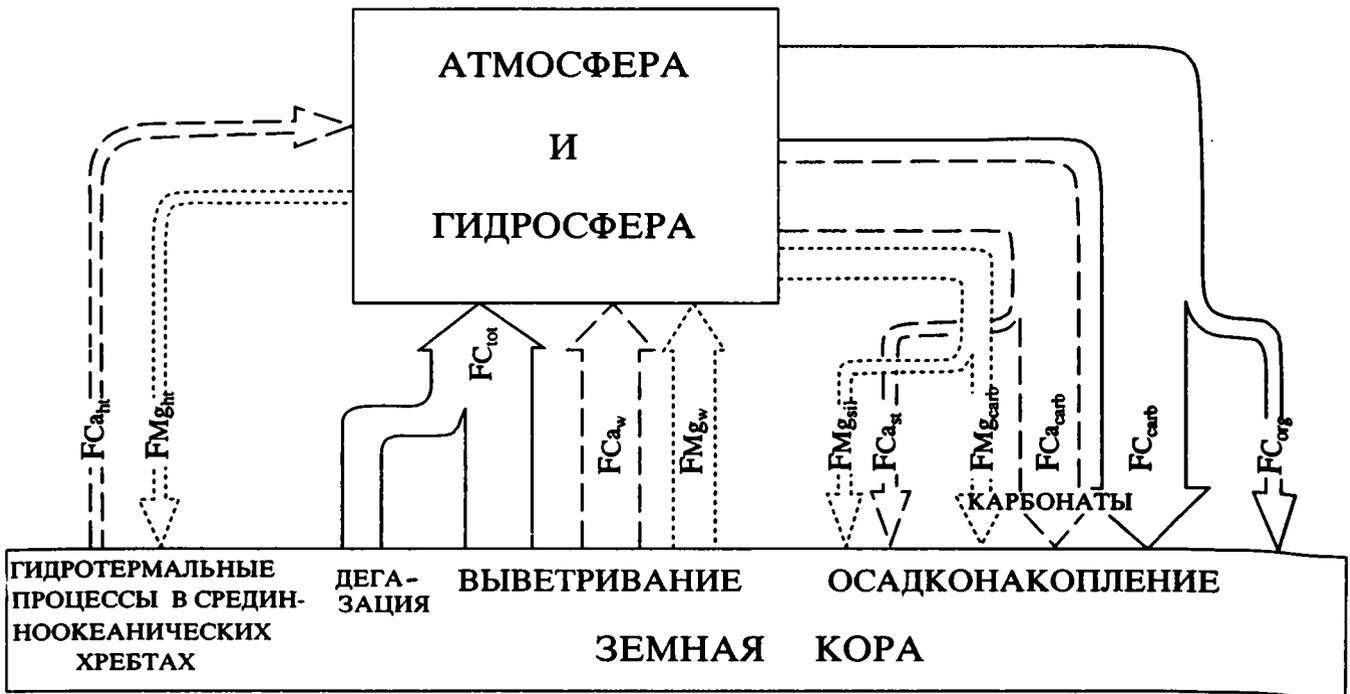


Рис. 5. Геохимический цикл углерода, кальция и магния. Поток:

FC_{tot} – общий поток углерода в атмосферу и гидросферу при дегазации твердых оболочек Земли и выветривании областей сноса, FCa_w и FMg_w – потоки Ca^{2+} и Mg^{2+} в речном стоке из областей выветривания на континентах, FC_{carb} , FCa_{carb} , FMg_{carb} – накопление углерода, кальция и магния в составе карбонатных осадочных пород, FC_{org} – накопление органического углерода в осадках, FCa_{st} , FMg_{sil} – накопление в осадках кальция в составе сульфатных и магния в составе силикатных (глинистых) пород, FMg_{hr} , FCa_{hr} – извлечение из морской воды магния и поступление в нее кальция при гидротермальных процессах в базальтовом слое океанической коры.

Mg/Ca составляет 4.4. В связи с этим расчетное время пребывания Ca^{2+} в резервуаре океанической воды (1.2 млн. лет) на порядок ниже времени пребывания Mg^{2+} (15 млн. лет) (Гаррелс, 1975).

Если бы в морских и океанических бассейнах накапливались исключительно карбонаты кальция, как это диктует Mg/Ca отношение в потоке веществ, поступающих в настоящее время в эту систему, Mg/Ca отношение морской воды, в связи с изъятием из нее только Ca^{2+} , должно было бы возрастать и, при достижении определенных пороговых значений, обеспечить осаждение магниезиальных карбонатов. Накопление карбонатов в форме доломита, то есть с Mg/Ca отношением существенно более высоким, чем в потоке веществ на входе в систему, должно снижать Mg/Ca отношение в морской воде и, в конечном итоге, привести к подавлению накопления магниевых карбонатов. Данная отрицательная обратная связь между Mg/Ca отношением в морской воде и скоростью накопления в осадках доломита способствует поддержанию в морской воде такой величины Mg/Ca отношения, какая необходима для реализации баланса потоков Mg^{2+} и Ca^{2+} на входе и выходе из системы океана.

Регуляция pCO_2 и температуры земной поверхности. Скорость поступления CO_2 в систему

атмосфера-гидросфера изменяется в течение геологического времени, что должно оказывать влияние не только на общую скорость накопления карбонатных отложений (Ронов, 1976), но и на их минеральный состав. Можно предположить действие следующих факторов, влияющих на состав карбонатных отложений при периодическом изменении скорости поступления CO_2 в атмосферу и гидросферу.

1. Состав осаждающихся карбонатов может изменяться в зависимости от непосредственных изменений pCO_2 при постоянном Mg/Ca отношении в среде осадконакопления. При этом низкое pCO_2 , подобное современному, благоприятно для отложения высокомагнезиального кальцита и арагонита, а высокое – для низкомагнезиального кальцита и доломита. (Pigott, Mackenzie, 1979; Mackenzie, Pigott, 1981). Действие этого фактора предполагалось в свое время Н.М. Страховым для объяснения эволюции состава карбонатных пород в истории Земли (Страхов, 1951).

2. Повышению магниезиальности карбонатных осадков способствует также повышение температуры среды, которое может быть вызвано действием парникового эффекта при увеличении содержания CO_2 в атмосфере. Этот вопрос наиболее детально изучен на примере карбонатов био-

генной природы. Примером организмов, активно реагирующих на данный фактор, могут служить красные водоросли, в карбонатных скелетах которых содержание $MgCO_3$ изменяется от 5 до 30 мол. % в интервале температур $30^\circ C$ (Карбонаты ..., 1987).

3. Согласно модели, предложенной Дж. Уолкером и др. (Walker *et al.*, 1981), возрастание pCO_2 и поверхностных температур должно способствовать повышению интенсивности процессов выветривания на континентах, что приводит к возрастанию потока щелочноземельных элементов в океан и, тем самым, к увеличению скорости накопления карбонатных пород. Отметим, что кальций достаточно полно извлекается из пород областей сноса при средней степени их выветривания. Расширение на континентах зон развития кор выветривания, в которых степень преобразования первичных пород приближается к стадии каолинита, приведет к увеличению потока щелочноземельных элементов в океан в значительной мере за счет возрастания в нем содержания магния. Mg/Ca отношение в этом потоке должно возрастать, приближаясь к таковому в материнских породах (табл. 3). Это также, в конечном

счете, должно способствовать возрастанию роли доломита в морских осадках.

Все перечисленные механизмы реакции карбонатной системы атмосферы и гидросферы на возрастание скорости поступления в нее CO_2 способствует вовлечению в процесс карбонатакопления растворенного в морской воде магния. Поскольку подавляющая часть потока растворенного кальция, поступающего в систему, покидает ее в составе карбонатных пород (см. ниже), использование в процессе карбонатакопления дополнительного катиона означает увеличение общего объема отлагающихся карбонатных пород и, следовательно, увеличение скорости ухода CO_2 из системы. Таким образом, механизм саморегуляции, определяющий относительную устойчивость pCO_2 атмосферы и гидросферы и температуры земной поверхности, заключается не только в изменении интенсивности выветривания областей сноса (Walker *et al.*, 1981), но и в изменении общей скорости накопления доломитов в осадках, что, вероятно, компенсируется обратными по знаку изменениями скорости ухода Mg^{2+} из океанической воды по другим каналам.

Регуляция расхода Mg^{2+} в гидротермальных процессах в океанической коре. Открытие и исследование явления циркуляции морской воды в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов привело некоторых исследователей к пересмотру представлений об исключительной роли речного стока и седиментации в формировании многих особенностей химического и изотопного состава океанических вод. Предполагается, что в результате этого процесса происходит удаление из морской воды Mg^{2+} в количествах, соизмеримых с его речным стоком в океаны. Другим следствием этого процесса является поступление в морскую воду значительных количеств кальция (Холленд, 1989).

Изменение во времени скорости извлечения Mg^{2+} из океанической воды в этом процессе можно рассматривать как функцию изменения скорости спрединга и общей протяженности срединно-океанических хребтов, то есть как явление, независимое от состояния карбонатной системы океана, а, напротив, активно на нее воздействующее. С другой стороны, количество Mg^{2+} , поглощаемое в реакциях с базальтами при высоких температурах, может определяться также его концентрацией в морской воде, то есть в какой-то мере представлять собой пассивный канал сброса "излишнего" магния, не использованного в процессах карбонатакопления. Аналогичным образом скорость аутигенного накопления магния в силикатной фазе морских осадков (глинах), вероятно, также определяется его концентрацией в морской воде. В таком случае мы имеем дело с простейшим типом отрицательной обратной связи: повышение концентрации компонента определяет возрастание скорости его выхода из системы.

Таблица 3. Содержание MgO и CaO (масс. %) и отношение Mg/Ca (ат. кол.) в наиболее распространенных типах пород областей сноса, оболочках земной коры и гидросфере

Породы, оболочки и др.	MgO	CaO	Mg/Ca
1. Гранитоиды и гранито-гнейсы	1.79	2.89	0.85
2. Базальты складчатых зон континентальной коры	6.42	10.52	0.85
3. Андезиты складчатых зон континентальной коры	3.29	6.66	0.69
4. Средний состав щитов	2.43	3.89	0.87
5. Гранито-метаморфическая оболочка континентальной коры	2.83	4.08	0.96
6. Осадочная оболочка (без эффузивов)	2.96	10.92	0.37
7. Современная речная вода	0.41×10^{-3}	1.5×10^{-3}	0.38
8. Морская вода при солености 35‰	0.129	0.041	4.38
9. Бескарбонатные аргиллиты верхнего протерозоя	2.47	0.78	4.36

Источники: 1 - 6 - Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдиков А.А. (1990); 7, 8 - Тейлор С.П., Мак-Леннан С.М. (1988); 9 - данные авторов, 1912 анализов из тех же разрезов, что и обсуждаемые в статье карбонатные породы.

Баланс потоков кальция, магния и углерода и эволюция карбонатакопления. Исходя из положения о квазистационарном состоянии системы атмосфера–гидросфера, баланс потоков углерода между внешними оболочками Земли можно представить в виде равенства:

$$FC_{tot} = FC_{carb} + FC_{org}. \quad (1)$$

Обозначение потоков показано рис. 5. При этом поток FC_{tot} включает в себя углекислый газ, другие соединения углерода, поступающие в составе продуктов дегазации земной коры и мантии при вулканических и метаморфических процессах, впоследствии окисляемые до CO_2 , а также углерод, поступающий в гидросферу в виде ионов HCO_3^- при выветривании карбонатных пород областей сноса и пород, содержащих C_{org} .

Относительное постоянство изотопного состава углерода морских осадочных карбонатных пород от раннего докембрия до кайнозоя (Schidlo-wski, 1982) рассматривается как свидетельство постоянства во времени отношения $FC_{org}/FC_{tot} \approx 0.2$ или

$$FC_{carb} \approx 0.8FC_{tot}. \quad (2)$$

Растворенный кальций поступает в морскую воду при выветривании карбонатных, сульфатных и силикатных пород областей сноса континентов. Другим источником кальция для океана, вероятно, является взаимодействие морской воды с базальтами в гидротермальных процессах срединно-океанических хребтов (Холленд, 1989). Основная часть кальция уходит из океана в осадки в составе карбонатных пород, меньшая – в составе сульфатов (рис. 5). Отсюда:

$$FCa_{carb} = k(FCa_w + FCa_{ht}), \quad (3)$$

где k – коэффициент, отражающий изменяющуюся во времени долю карбонатного кальция в общем потоке кальция из океанической воды в осадки. Согласно оценкам Р.М. Гаррелса (1975) средних для фанерозоя потоков элементов из океана в осадки, кальций, осаждающийся в составе сульфатов, составляет 6% от общего потока Ca^{2+} , а исходя из данных А.Б. Ронова и др. (1990) – лишь 4%. Фосфатами и другими аутигенными минералами кальция в осадках при оценке общего баланса можно пренебречь. Следовательно, среднее значение $k \approx 0.95$, то есть достаточно близко единице.

Растворенный магний поступает в морскую воду при выветривании пород областей сноса и расходуется при накоплении карбонатных пород, аутигенном накоплении или преобразовании глинистых минералов, а также гидротермальных процессах в океанической коре (рис. 5) или

$$FMg_w = FMg_{carb} + FMg_{sil} + FMg_{ht}. \quad (4)$$

Оценка роли двух последних каналов стока Mg^{2+} из океанического резервуара до настоящего времени остается дискуссионной.

Суммарная величина потоков FCa_{carb} и FMg_{carb} диктуется скоростью поступления в систему углерода:

$$FCa_{carb} + FMg_{carb} \approx 0.8FC_{tot}. \quad (5)$$

Подавляющая часть Ca^{2+} накапливается в осадках в составе карбонатов, в то время как для Mg^{2+} имеются другие существенные каналы выхода из океанических вод. Изменения системы атмосфера–гидросфера, необходимые для отложения доломитов, обеспечиваются возрастанием объемов резервуаров и, соответственно, времени пребывания в этой системе исходных компонентов доломитообразования – CO_2 и Mg^{2+} . Анализ действия механизмов саморегуляции системы позволяет рассматривать Ca^{2+} как катион, обладающий приоритетом по отношению к Mg^{2+} в процессе, обеспечивающим переход CO_2 и его производных из атмосферы и гидросферы в карбонатные осадки. Иными словами, Mg^{2+} вовлекается в процесс карбонатакопления лишь постольку, поскольку поток углерода, проходящий через систему атмосфера–гидросфера, превосходит по объему поток кальция и не может быть переведен в осадочные породы без участия дополнительного катиона. Исходя из этих предположений и уравнений (2, 3, 5), взаимосвязь потоков магния, кальция и углерода в процессе карбонатакопления можно представить как

$$FMg_{carb} \approx 0.8FC_{tot} - k(FCa_w + FCa_{ht}), \quad (6)$$

а эволюцию состава карбонатных пород как следствие изменений величин этих потоков во времени, или

$$dFMg_{carb} \approx 0.8dFC_{tot} - k(dFCa_w + dFCa_{ht}). \quad (7)$$

Изменение во времени величин трех потоков, составляющих правую часть уравнения, может происходить вследствие изменения интенсивности геодинамических и магматических процессов. При этом возрастание интенсивности этих процессов должно приводить к увеличению скорости каждого из них. Однако это увеличение не адекватно. Амплитуда колебаний скорости поступления элементов в систему атмосфера–гидросфера по каналу выветривания (рис. 5) ниже амплитуды колебаний потока, поступающих по каналу дегазации, о чем свидетельствуют циклические изменения относительной доли летучих, в частности углерода, в составе осадочных толщ различных эпох фанерозоя, или

$$0.8|dFC_{tot}| > k|dFCa_w|. \quad (8)$$

Оценку соотношения изменений потоков FC_{tot} и FCa_{ht} можно попытаться провести на основании историко-геологических данных, сопоставляя изменения во времени общего состава карбонатных пород и тектоно-магматической активности. В случае, если

$$0.8|dFC_{tot}| > k|(dFCa_w + dFCa_{ht})| \quad (9)$$

в эпохи высокой тектоно-магматической активности среди карбонатных пород должна возрас-

тать роль доломитов, в обратном случае – известняков. Используя в качестве объектов для такого сравнения позднерифейский и венд-палеозойский этапы истории Земли, можно сделать вывод о том, что первое из этих предположений в большей мере соответствует геоисторическим данным. Существовавший в рифее суперконтинент Пангея-I на рубеже позднего рифея и венда претерпел деструкцию с образованием новых океанов: Прототетиса в позднем рифее и Центрально-азиатского и Япетуса в венде (Борукаев, 1985; Хаин, Божко, 1988). Это определило существенное возрастание как вулканических процессов, сопровождающихся дегазацией земной коры и мантии (возрастание потока $FC_{\text{до}}$) так, вероятно, и гидротермальной деятельности во вновь образованных срединно-океанических хребтах (возрастание потока $FC_{\text{м}}$). Одним из критериев увеличения интенсивности процессов спрединга принято рассматривать эвстатические поднятия уровня океана, вызванные ростом объемов срединно-океанических хребтов (см., например, Холленд, 1989). Накопление верхневендских отложений, слагающих основания осадочных чехлов Русской, Сибирской и других платформ, происходило в условиях трансгрессии шельфовых морей, покрывавших в этот период значительно большие территории континентальной коры, по сравнению с бассейнами осадконакопления позднерифейского времени (Семихатов, 1974; Хаин, Божко, 1988). Все это позволяет сделать вывод о том, что возрастание относительной роли доломитов от позднего рифея к венду и раннему палеозою происходило на фоне увеличения тектоно-магматической активности (рис. 3) и было связано с возрастанием на этом отрезке времени скорости поступления CO_2 в атмосферу и гидросферу.

С помощью предложенной выше модели можно дать согласованное с геологическими данными объяснение циклических изменений отношения доломит/известняк в карбонатных отложениях в течение геологической истории. Вместе с тем, применение этой модели для объяснения главного тренда в эволюции карбоната накопления – сокращения этого отношения вызывает определенные затруднения. Постепенное сокращение на протяжении истории Земли скорости поступления в атмосферу и гидросферу углекислого газа в условиях квазистационарного состояния системы должно было бы иметь следствием сокращения общего объема отлагающихся карбонатных пород в ходе геологической истории, что противоречит имеющимся оценкам (Ронов и др., 1990), свидетельствующим скорее об увеличении этого параметра глобального осадконакопления во времени. Поэтому причину данного долгопериодического тренда следует искать в возрастании потока кальция в резервуар океанической воды.

Обмен потоками вещества между атмосферой, гидросферой и осадочной оболочкой происходит

по принципу открытых динамических систем, и, при достижении квазистационарного состояния, изменение этих оболочек не происходит вследствие эквивалентности потоков на входах и выходах этих систем. Взаимодействие гидросферы с базальтовым слоем океанической коры имеет иной характер. Вероятным следствием гидротермальных процессов в океанических базальтах является однонаправленный процесс поступления кальция в систему гидросфера–осадочная оболочка (и потери ею магния), в результате чего количество кальция в осадочной оболочке с течением времени должно увеличиваться, а магния – сокращаться. В пользу правомерности подобной модели могут свидетельствовать известные данные об избыточном содержании кальция в осадочной оболочке (Ронов и др., 1990), более чем в два раза превосходящем таковое в среднем составе континентальной коры (табл. 3). Поскольку осадочные породы составляли в неогее основную или существенную часть пород, подвергавшихся выветриванию и денудации в областях сноса, на протяжении геологической истории можно ожидать постепенное возрастание скорости потока $FC_{\text{а}}$.

ВЫВОДЫ

Действующие в системе атмосферы и гидросферы Земли механизмы саморегуляции способны устанавливать в ней такие величины важнейших параметров карбоната накопления (pCO_2 , температуру земной поверхности, Mg/Ca отношение в морской воде и др.), какие необходимы для поддержания квазистационарного состояния данной системы, то есть эквивалентности потоков Ca , Mg и C на ее входе и выходе. Вследствие действия этих механизмов глобальная скорость накопления карбонатных пород лимитируется величиной потока CO_2 в систему атмосферы и гидросферы, при этом Mg^{2+} вовлекается в процесс карбоната накопления лишь в той мере, в какой поток CO_2 в указанную систему превышает поток Ca^{2+} . С позиций такой модели уменьшение отношения доломит/известняк в карбонатных отложениях той или иной эпохи может происходить либо вследствие возрастания потока Ca^{2+} , либо сокращения потока CO_2 в систему атмосферы и гидросферы.

Обогащение морской воды Ca^{2+} при гидротермальных процессах в океанической коре должно приводить к возрастанию содержания этого элемента в осадочной оболочке. По-видимому, результатом именно этого необратимого процесса является более чем двукратное обогащение кальцием осадочной оболочки Земли по сравнению со средним составом континентальной коры (Ронов и др., 1990). Увеличение по мере накопления кальция в осадочной оболочке скорости его поступления в океаническую воду при выветри-

вании областей сноса, вероятно, послужило причиной постепенного возрастания на протяжении геологической истории роли известняков и, соответственно, сокращения роли доломитов в глобальном карбонатонакоплении.

Полученные авторами данные об изменении состава карбонатных пород в позднем докембрии дают дополнительное подтверждение представлениям о циклически-направленном характере эволюции карбонатонакопления. На протяжении неогоя могут быть выделены два долгопериодических цикла изменения соотношения доломиты/известняки с минимумами в позднем рифее и мезозое-кайнозое, накладывающиеся на общий тренд сокращения этого соотношения (рис. 3). При этом, как мезозойско-кайнозойские (Виноградов, Ронов, 1956; Холленд, 1989), так и позднерифейские карбонаты характеризуются повышенным содержанием стронция, что, вероятно, свидетельствует о широком распространении арагонита в первичном составе осадков этого возраста.

С позиций предложенной модели эволюции карбонатонакопления причиной установленного минимума доломитообразования в позднем рифее послужило уменьшение скорости поступления CO_2 в атмосферу вследствие сокращения общей глобальной активности тектоно-магматических процессов (Борукаев, 1985). Последовавшая в позднем венде и раннем палеозое очередная активизация этих процессов имела своим следствием возрастание интенсивности доломитообразования. Такая трактовка эволюции экзогенных условий в позднем докембрии согласуется с широким развитием в позднем рифее и раннем венде материковых оледенений (Чумаков, 1978), которые можно рассматривать как следствие сокращения действия парникового эффекта при падении содержания CO_2 в атмосфере, а также с предложенной ранее интерпретацией данных об изменении на этом этапе геологической истории изотопных соотношений серы сульфатных пород, углерода и стронция в карбонатах (Сочава, 1992).

Авторы благодарят С.Б. Фелицына за помощь в формировании Банка данных и выполнении статистической обработки материалов, а также М.А. Семихатова за ценные советы, которые были приняты нами при составлении окончательного текста статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
 Виноградов А.П., Ронов А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений // Геохимия, 1956. № 6. С. 533 - 559.
 Гаррелс Р.М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М.: Наука, 1975. 47 с.
 Головенко В.К. Об аномально высоких содержаниях стронция в рифейских онколитовых известняках

Патомского нагорья // Литология и полезные ископаемые, 1985. № 1. С. 122 - 127.

Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1. М.: Мир, 1970. 396 с.

Карбонатные породы. Физико-химическая характеристика и методы исследования. Т. 2. М.: Мир, 1971. 267 с.

Карбонаты. Минералогия и геохимия. М.: Мир, 1987. 494 с.

Мележик В.А., Предовский А.А. Карельская инверсия карбонатонакопления на Балтийском щите – отражение глобальных изменений условий докембрийского экзогенеза? // Докл. АН СССР, 1989. Т. 306. № 6. С. 1441 - 1445.

Петров В.Г. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы (геология и петрохимия). Новосибирск: Наука, 1982. 207 с.

Ронов А.Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт) // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Наука, 1956. С. 256 - 343.

Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода) // Геохимия, 1976. № 8. С. 1252 - 1277.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ // Геохимия, 1970. № 4. С. 403 - 438.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 222 с.

Сочава А.В. Квазистационарная модель геохимического цикла и эволюция биосферы на рубеже докембрия и фанерозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 41 - 56.

Стратотип рифея. Стратиграфия и геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

Страхов Н.М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М.: Изд. АН СССР, 1951. 370 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. М.: Недра, 1988. 382 с.

Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 552 с.

Холодов В.Н. Проблемы доломитообразования на современном уровне развития литологии // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 3 - 23.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Байкалий Сибири и общая шкала позднего докембрия // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. докл. II Всес. совещания "Общие вопросы расчленения докембрия СССР". Уфа, 1990. С. 18, 19.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.

- Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Юдович Я.Э., Терешко В.В., Гареев Э.З., Опаренкова Л.И.* Стронциевые геохимические горизонты в рифейских карбонатных отложениях Востока Восточно-Европейской платформы и Севера Урала // Тр. Ин-та геологии КНЦ УрО АН СССР. Сыктывкар, 1988. Вып. 67. С. 90 - 106.
- Chen Ping.* The Sinian system // Stratigraphic excursion guidebook in the Yangtze Gorges area. Beijing, 1987. P. 2 - 7.
- Daly R.A.* First calcareous fossils and the evolution of the limestones // Bull. Geol. Soc. Amer. 1909. V. 20. P. 153 - 170.
- Folk R.L., Land L.S.* Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1975. V. 59. No. 1. P. 60 - 68.
- Knoll A.H., Swett K.* Carbonate deposition during the Late Proterozoic era: an example from Spitsbergen // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 104 - 132.
- Mackenzie F.T., Pigott J.D.* Tectonic controls of Phanerozoic sedimentary rock cycling // J. Geol. Soc. London, 1981. V. 138. Pt. 2. P. 183 - 196.
- Pigott J.D., Mackenzie F.T.* Phanerozoic ooid diagenesis: a signature of paleo-ocean and atmospheric chemistry // Abstr. with programs. Bull. Geol. Soc. Amer. 1979. V. 11. No. 7. P. 495, 496.
- Qin Zhengyoung, Yang Xiuen, Jiang Mingmei.* Chemostratigraphic correlation of the Middle and Upper Proterozoic between the Yanshan and Shennongjia basins // Precamb. Res. 1985. V. 29. P. 77 - 91.
- Schidlowski M.* Content and isotopic composition of reduced carbon in sediments // Mineral deposits and evolution of the biosphere. Springer, Berlin, 1982. P. 103 - 122.
- Swett K., Knoll A.H.* Marine pisolites from Upper Proterozoic carbonates of East Greenland and Spitsbergen // Sedimentology, 1989. V. 36. P. 75 - 93.
- Veizer J.* Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks. I. Alkali metals // Precamb. Res. 1978. V. 6. P. 367 - 380.
- Veizer J.* Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks. II. Fe, Mn, Ca, Mg, Si and minor constituents // Precamb. Res., 1978. V. 6. P. 381 - 413.
- Walker J.C.G., Hays P.B., Kasting J.F.* A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. No. 10. P. 9776 - 9782.



Эволюция биосферы

УДК 56.016:551.71(571.53)

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ОРГАНОСТЕННЫХ МИКРОФОССИЛИЙ В ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ БОКСОН-САРХОЙСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© 1993 г. А. Ф. Вейс, Н. Г. Воробьева

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

Поступила в редакцию 16.04.92 г.

Изучены органостенные микрофоссилии (ОМ) дибинской свиты, сархойской и боксонской серий, отложения которых широко развиты в юго-восточной части Восточного Саяна. Какие-либо инсигтные ОМ в названных толщах до сих пор не встречены; более ранние указания на находки здесь сложно построенных палеозойских акритарх дезавуированы решениями Пятого коллоквиума по ОМ в Ленинграде в 1986 г. Авторами получена первая микрофитологическая характеристика дибинской (средняя часть), верхнесархойской (хушатайской) и нижнебоксонской (табинзуртинской) свит. Во всех трех свитах доминируют наиболее обычные транзитные верхнедокембрийские таксоны – акритархи *Leiosphaeridia* и нитчатые чехлы *Leiotrichoides* и/или *Eomycetopsis* (вся изученная выборка включает ОМ 7 родов и 10 видов). Лишь верхнесархойские хушатайские многорядные чехлы *Polytrichoides lineatus* и объемные акритархи *Granomarginatashaera judomica* позволяют конкретизировать стратиграфическую позицию заключающих их толщ и отнести хушатайскую свиту сархойской серии к венду.

В последнее время в литературе ведется оживленная дискуссия о возрасте и соотношениях ряда литостратиграфических единиц юго-восточной части Восточного Саяна (Боксон-Сархойского прогиба). В противовес традиционным взглядам, что развитые здесь карбонатно-песчано-сланцевая дибинская свита (до 1000 м), вулканогенно-терригенная сархойская (до 2500 м) и карбонатная боксонская серии (до 1000 м) залегают в нормальной стратиграфической последовательности и относятся к верхним горизонтам рифея, венду и к нижнему кембрию (Семихатов, Серебряков, 1967; Жабин, 1974; Добрецов, 1985; Хоментовский и др., 1985; Кузьмичев, 1990), некоторые авторы полагая, что названные толщи слагают самостоятельные тектонические пластины, первые две из них относят к нижнему и/или среднему палеозою. Последняя точка зрения возникла как отражение объективно установленного наличия крупных надвигов в регионе (Добрецов, 1985), с одной стороны, и скудости и противоречивости приводимых в литературе палеонтологических данных о возрасте перечисленных выше стратон, с другой. По существу единственным надежным биостратиграфическим репером в регионе являются археоциаты базаихского и камешковского горизонтов нижнего кембрия, обнаруженные примерно в середине боксонской серии, в

нижней части хужиртайской свиты. Эти археоциаты, наряду с присутствующими в нижележащих боксонских доломитах строматолитами, с указаниями на находки медузоидов, со ссылками на встреченные здесь древнейшие скелетные окаменелости, а в последнее время и изотопная Rb-Sr датировка валовых проб сархойских эффузивов, равная 718 ± 30 млн. лет (Буякайте и др., 1989) и служат основанием для проведения нижней границы кембрия в нижней части боксонской серии. Вместе с тем, в литературе появились данные о находках в рассматриваемых толщах ниже- и среднепалеозойских водорослей, мшанок, обломков раковин и микрофоссилий (библиографию см. в работах Ю.П. Бутова (1985, 1986)). В частности из дибинских, сархойских и боксонских толщ приводились обширные наборы органостенных микрофоссилий, значительную часть которых составляют сложно построенные акантоморфные их представители, известные в других регионах в кембрийско-девонских отложениях. Оставляя прочие из упомянутых указаний пока в стороне, отметим, что восточно-саянские препараты, якобы содержащие упомянутые микрофоссилии, были просмотрены на Пятом Всесоюзном коллоквиуме в Ленинграде (Янкаускас и др., 1987). Этот просмотр показал не только полное отсутствие в них морфологически диффе-

ренцированных палеозойских форм, но и вообще каких бы то ни было определяемых микроостатков. Таким образом, на сегодняшний день объективной информации о дибинско-боксонских микрофоссилиях в опубликованной литературе нет. Приведенные ниже данные о микрофоссилиях из дибинской, хушатайской и табинзуртинской свит Боксон-Сархойского прогиба впервые дают такую информацию.

Изученный материал собран авторами в 1990 г. в бассейне верхнего течения р. Сархой из дибинской свиты, сложенной мелкоритмичным переслаиванием песчано-аргиллитовых, реже карбонатных прослоев; сархойской серии, представленной чередованием пачек разнообразных терригенных и терригенно-вулканогенных пород (из верхней хушатайской ее свиты) и из табинзуртинской свиты боксонской серии, в составе которой доминируют фитолитовые и окремненные доломиты с подчиненными прослоями терригенных и глинистых пород. На рассматриваемой территории в верховьях р. Сархой перечисленные стратона имеют тектонические контакты, что открывает возможность различной интерпретации их стратиграфической последовательности (Решения ..., 1983; Бутов, 1985, 1986; Кузьмичев, 1990). Микрофитологические пробы отбирались из всех перспективных для анализа разностей пород названных литостратиграфических единиц из естественных обнажений, расположенных в долине ручьев, впадающих в реки Сархой и Мал. Хараганту, на участке от устья последней до верховьев р. Сархой (рис. 1). Полную лабораторную обработку прошли 72 образца, в 20 из них встречены микроостатки.

Отложения дибинской свиты отробовались в каньонообразной долине небольшого безымянного ручья, впадающего в руч. Урдо-Хунды (правый приток р. Сархой) в 3.5 - 4 км выше устья последнего. Пробы происходят из 160 - 180-метрового интервала разреза средней части свиты, представленного ритмичным переслаиванием серых и темно-серых кремнистых алевролитов и аргиллитов и серых, преимущественно мелкозернистых песчаников. Всего было отобрано 16 образцов, в 7 из них встречены определяемые микроостатки. Среди них присутствуют немногочисленные (первые десятки экземпляров) наиболее просто устроенные акритархи с диаметром оболочек 10 - 70 мкм (более 70% всех оболочек имеют размеры 20 - 30 мкм) *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. incrassata* (Naum.), *L. minutissima* (Naum.), *L. sp.*, *Nucellosphaeridium minutum* Tim., очень мелкие (менее 10 мкм) *Leiominuscula minuta* Naum. и единичные чехлы *Leiotrichoides typicus* Hermann (шириной 7 - 8 мкм). Микроостатки имеют удовлетворительную сохранность и хотя большинство из них сильно корродированы, у оболочек сохранился желтовато-серый цвет

слагающего их вещества, что свидетельствует о малой измененности вмещающих отложений.

Пробы из сархойской серии отбирались в ряде точек из терригенных пород нижней и верхней частей ее разреза. Все 12 проб, отобранных из алевролитов, переслаивающихся с косослоистыми, преимущественно красноцветными песчаниками и гравелитами, слагающими стометровый интервал разреза нижнесархойской свиты (верховья руч. Мунку-Сасан), не содержали микрофоссилий. Определяемые микроостатки не были встречены и в 16 пробах, происходящих из представительского разреза (мощностью около 300 м) верхнесархойской свиты (хушатайской) в долине руч. Сохор-Желга, левого притока р. Сархой. Лишь в самой верхней части этого разреза редкие микроостатки были обнаружены в 4 пробах из 9 отобранных образцов, характеризующих 10 - 12-метровую пачку зеленоцветных алевролитов и аргиллитов, которая залегает здесь в непосредственной близости от тектонического контакта указанных пород и предположительно нижебоксонских (забитских) доломитов. В нижней части этой пачки встречены сильно корродированные акритархи *Leiosphaeridia sp.* (диаметр оболочек 20 - 25 мкм) и характерные многорядные чехлы *Polytrichoides lineatus* Hermann, а в 6 - 8 м выше по разрезу - акритархи *Leiosphaeridia sp.* (диаметр 20 мкм) и своеобразные объемные толстостенные оболочки, которые могут быть причислены к *Granomarginatasphaera judomica* Pjat. (диаметр 14 - 15 мкм). Помимо указанного места, верхнесархойские микрофоссилии встречены еще в одной точке на более низком стратиграфическом уровне, который отстоит на 150 - 170 м по разрезу от пород, заключающих только что рассмотренные микроостатки. К этому уровню относится 10-метровая пачка серых алевролитов и аргиллитов, обнаженная в верховьях безымянного ручья, впадающего справа в р. Сархой в 1.5 - 2 км выше устья руч. Саганбайса. Здесь в 4 пробах (из 8 прошедших лабораторную обработку) встречены единичные акритархи *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. incrassata* (Naum.), *L. sp.*, *L. aff. bicrura* Jank. (диаметр оболочек 20 - 40 мкм) и чехлы *Eomycetopsis robusta* Schopf и *Leiotrichoides typicus* Hermann (шириной 3 - 8 мкм).

Породы боксонской серии отробовались в большом количестве точек, расположенных главным образом на левобережье верхнего течения р. Сархой и в междуречье рек Сархой и Мал. Хараганты. Здесь на микрофитологический анализ были отобраны не только традиционно мацерлируемые темноцветные аргиллиты и алевролиты, но и глинистые разности карбонатов, а также доломиты, заключающие линзы и прослои черных кремней. Органостенные микрофоссилии в рассматриваемых толщах обнаружены в долине безымянного ручья, правого притока р. Мал. Хараганта, впадающего в последнюю в 5 - 6 км выше ее устья. Здесь в 5 из 11 отобранных проб черных

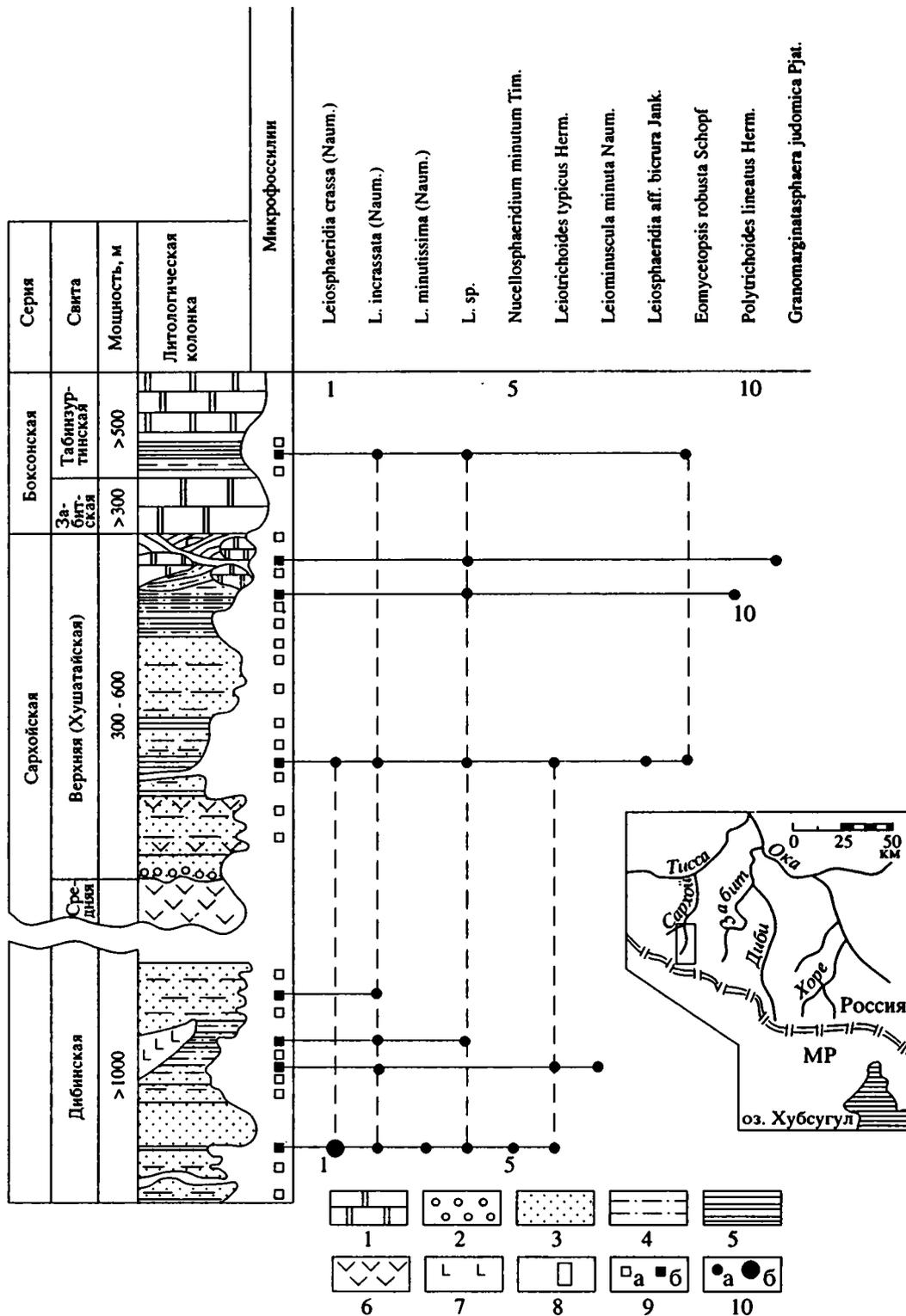


Рис. 1. Распределение микрофоссилий в отложениях верхнего докембрия Боксон-Сархойского прогиба (верховья р. Сархой).

1 – доломиты; 2 – конгломераты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – вулканиты; 7 – диабазы; 8 – местоположение изученного района; 9 – уровни отбора проб: а – не содержащих микрофоссилии; б – содержащих микрофоссилии; 10 – количественная характеристика микрофоссилий, встреченных на данном стратиграфическом уровне: а – единичные экземпляры; б – десятки экземпляров.

и темно-серых аргиллитов табинзуртинской свиты был встречен очень бедный набор микроостатков, который включает лишь редкие акритархи *Leiosphaeridia incrassata* (Naum.), L. sp. (диаметр 20 - 30 мкм) и чехлы *Eomycetopsis robusta* Schopf (шириной 3 - 4 мкм).

Как видно из приведенных данных, в дибинских, сархойских и боксонских отложениях присутствуют бедные как по количеству, так и по таксономическому разнообразию наборы микрофоссилий. Обычными их представителями являются простые по строению акритархи *Leiosphaeridia*, *Leiominuscula* и чехлы *Leiotrichoides*, *Eomycetopsis*. Все названные таксоны (кроме отмеченных хушатайских) принадлежат к числу наиболее обычных компонентов морских, относительно мелководных биот органостенных микрофоссилий, известных в широком возрастном диапазоне от верхнего афебия до венда и нижнего палеозоя включительно (Пятилетов, 1978; Вендская система, 1985; Огурцова, 1985; Микрофоссилии ..., 1989). В подавляющем большинстве разновозрастных докембрийских местонахождений перечисленные просто устроенные акритархи и чехлы выступают в роли особенно многочисленных "фоновых" форм, в послеофебийских биотах обычно сопровождаемая более сложно построенными микроостатками (таблица). Фиксируемое в ряде верхнедокембрийских биот господство лишь простых акритарх и чехлов, обычно рассматривается как реакция на специфические условия существования и/или захоронения микроостатков, либо как артефакт, возникающий при воздействии на исходную выборку определенных факторов, приводящих к избирательному разрушению более "уязвимых" сложно построенных микроостатков (Келлер и др., 1984; Вейс, Семихатов, 1989). Учитывая последние данные о фациальной приуроченности различных по разнообразию наборов органостенных микрофоссилий (Вейс, Воробьева, 1993; Vidal, Nystuen, 1990) и общие литологические особенности опробованных пород Боксон-Сархойского прогиба, можно думать, что в данном случае бедность встреченных наборов микрофоссилий связана, кроме того, с приуроченностью отобранных проб к тем зонам восточноаянского морского палеобассейна, которые характеризовались резким обеднением населявшей их биоты планктонных и бентосных микроорганизмов (наиболее дистальные и крайние проксимальные зоны шельфа).

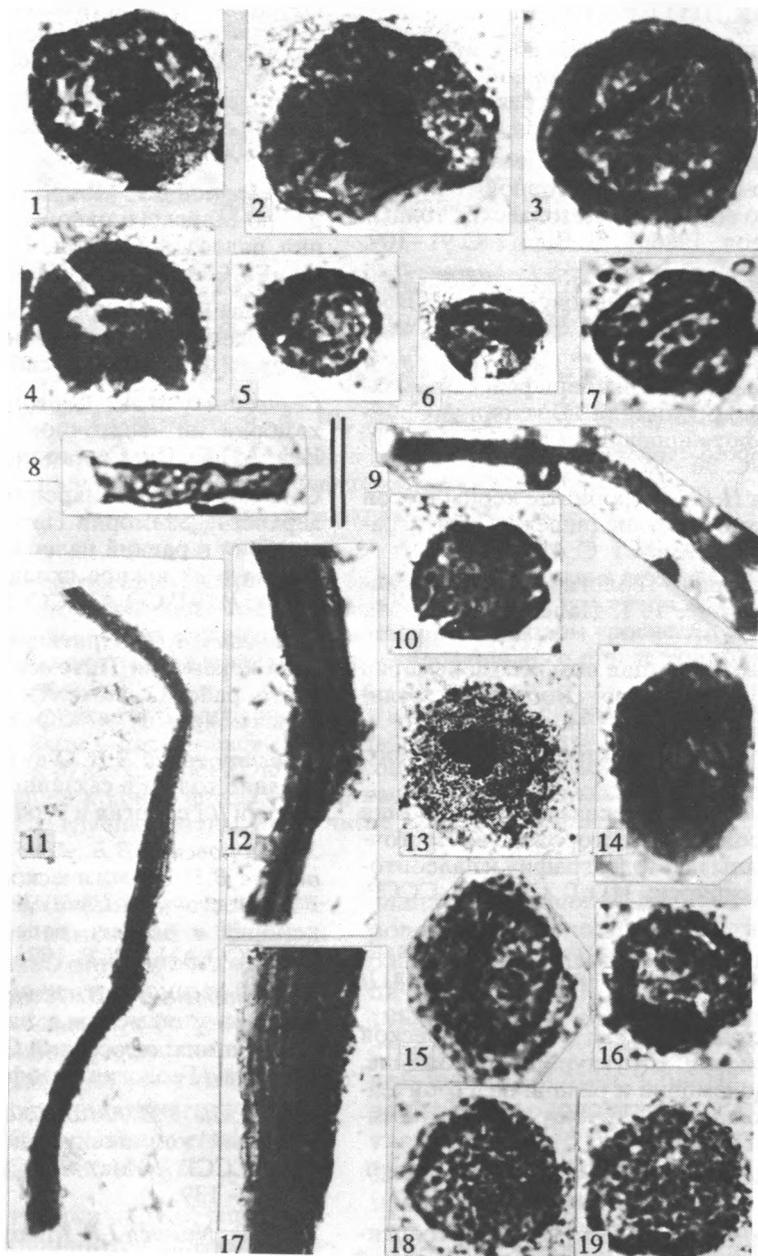
Широкий диапазон возрастного распределения большинства дибинско-боксонских форм делает их мало пригодными для стратиграфических заключений. Исключение составляют лишь верхнесархойские (хушатайские) многорядные чехлы *Polytrichoides lineatus* Hermann и объемные толстостенные акритархи *Granomarginatasphaera judomica* Pjat., распространенные в более узком стра-

тиграфическом интервале. Первая из этих форм является особенно характерным элементом типично верхнерифейских биот Урала и Сибири (муддакаевской, лахандинской, мироедихинской) и поднимается в верхневендские (редкинские) отложения (Беларусь, Молдова), где представлена относительно малочисленными находками (Вендская система, 1985). Вторая форма известна также в верхнерифейско-вендском интервале разреза - в лахандинской биоте Учуро-Майского региона Средней Сибири, в старореченской и низах немакит-далдынской свит Прианабарья и др. - но особенно характерна и наиболее многочисленна в верхневендских толщах, являясь одним из важных компонентов сибирского III-б комплекса (Станевич, 1987, 1988; Пятилетов, 1988) известного в аналогах верхней части мотской серии во внутренних районах Иркутского амфитеатра (Хоментовский и др., 1986).

Таким образом, на основании полученных нами микрофитологических данных можно говорить о принадлежности верхнесархойских (хушатайских) отложений к венду. Этот вывод не противоречит приведенным выше данным об изотопном возрасте нижнесархойских вулканитов (718 ± 70 млн. лет) и о составе строматолитов и археоциат (Семихатов, Серебряков, 1967) из вышележащей боксонской серии (из забитской и хужиртайской ее свит соответственно). Среди ранее известных микробиот заведомо вендского возраста к рассматриваемой верхнесархойской ближе всего толпаровская микробиота южноуральского разреза верхнего докембрия, встреченная в мелкоритмичных терригенных пачках, одноименной свиты по р. Зилим, в окрестностях с. Толпарово (Келлер и др. 1984; Михайлова, Подковыров, 1987). Что же касается приводимых в литературе указаний на находки в дибинско-сархойских отложениях представителей палеозойских органических остатков, то они, видимо, объясняются контаминацией препаратов (Хоментовский, 1985).

Итак, нами получены первые достоверные данные о наличии органостенных микрофоссилий в верхнедокембрийских отложениях юго-восточной части Восточного Саяна, в дибинской, верхнесархойской (хушатайской) и нижнебоксонской (табинзуртинской) свитах Боксон-Сархойского прогиба. В дибинской и табинзуртинской свитах состав обнаруженных микрофоссилий слишком примитивен для каких-либо стратиграфических заключений и лишь в верхнесархойских (хушатайских) отложениях присутствуют формы, позволяющие говорить о вендском возрасте вмещающих толщ.

Авторы выражают признательность Е.В. Хайну за содействие при проведении экспедиционных работ и стратиграфическую привязку образцов.



Микрофоссилии дибинской свиты; сархойской и боксонской серий. Верхний докембрий. Боксон-Сархойский прогиб, юго-восточная часть Восточного Саяна.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИНе РАН (Москва).

1 - 3, 5 - 8, 10, 13, 15, 18, 19 - дибинская свита; местонахождение по безымянному ручью - правому притоку руч. Урдо-Хунды, впадающему в последний в 3 - 4 км от его устья. 11, 12, 14, 16, 17 - сархойская серия, хушатайская свита; 11, 12, 16, 17 - местонахождение по руч. Сагор-Желга, левому притоку реки Сархой; 14 - местонахождение по безымянному ручью - правому притоку р. Сархой (1.5 - 2 км выше устья руч. Саганбайса). 4, 9 - боксонская серия, табинзуртинская свита; местонахождение по безымянному ручью, правому притоку реки Малая Жараганта, впадающему в последнюю в 5 - 6 км выше ее устья.

Размер масштабной линейки: 1, 4, 8, 15, 17, 18 - 25 мкм; 2, 3, 7 - 20 мкм; 5, 9, 10, 14 - 15 мкм; 6, 16 - 10 мкм; 11 - 90 мкм; 12 - 40 мкм; 13, 19 - 70 мкм.

1 - *Nucellosphaeridium minutum* Tim.; экз. № 24902-21. 2, 3, 5, 7, 10, 14 - *Leiosphaeridia crassa* (Naum.); 2 - экз. № 24902-22; 3 - экз. № 24902-23; 5 - экз. № 24902-24; 7 - экз. № 24902-1; 10 - экз. № 24902-26; 14 - экз. № 23902-3. 4, 15, 18, 19 - *Leiosphaeridia incrassata* (Naum.); 4 - экз. № 25904-1; 15 - экз. № 24902-28; 18 - экз. № 24902-29; 19 - экз. № 24902-30. 6 - *Leiominscula minuta* Naum.; экз. № 24903-2. 8 - *Leiotrichoides typicus* Hermann, корродированный фрагмент чехла; экз. № 24902-25. 9 - *Eomycetopsis robusta* Schopf; экз. № 25904-3. 11, 12, 17 - *Polytrichoides lineatus* Hermann; 12, 17 - увеличенные изображения участков многорядного нитчатого остатка; экз. № 21907-3. 13 - *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.); экз. № 24902-7. 16 - *Granomarginatasphaera judomica* Pjatiletov; небольшая, объемная, толстостенная оболочка; экз. № 21908-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бутов Ю.П.* Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Ст. 1. Кризис традиционной схемы стратиграфии // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1985. Т. 60. Вып. 6. С. 40 - 53.
- Бутов Ю.П.* Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Ст. 2. Новые данные о возрасте домезозойских толщ // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1986. Т. 61. Вып. 2. С. 91 - 109.
- Буякайте М.И., Кузьмичев А.Б., Соколов Д.Д.* 718 млн. лет – Rb-Sr – эрохрона сархойской серии Восточного Саяна // Докл. АН СССР, 1989. Т. 309. № 1. С. 150 - 154.
- 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 керпильской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1993. № 1. С. 41 - 58.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. 221 с.
- Высокоглиноземистые формации позднего докембрия Боксон-Сархойского синклиория (Восточный Саян) и Енисейского кряжа. М.: Недра, 1986. 108 с.
- Добрецов Н.Л.* О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39 - 50.
- Жабин В.В., Степанова М.В.* Нижняя граница юдомия (венда) в районе Боксонского месторождения Восточного Саяна // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1974. С. 30 - 33.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М.* Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984. № 9. С. 119 - 124.
- Кузьмичев А.Б.* Сархойская серия стратотипической местности (стратиграфия, структурное положение, возраст) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 104 - 123.
- Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 352 с.
- Михайлова Н.С., Подковыров В.Н.* Микрофитологическая характеристика пограничных толщ рифея и венда Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987. № 9. С. 75 - 84.
- Огурцова Р.Н.* Растительные микрофоссилии опорного разреза венда - нижнего кембрия Малого Каратау. Фрунзе: Илим, 1985. 136 с.
- Пятилетов В.Г.* Микрофоссилии Манского прогиба // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Новосибирск, 1978. Вып. 400. С. 175 - 185.
- Пятилетов В.Г.* Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 47 - 105.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. 215 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967. № 4. С. 87 - 103.
- Станевич А.Н.* Микрофоссилии в опорных разрезах верхнего докембрия Патомской зоны // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 30 - 51.
- Станевич А.Н.* Стратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Патомской зоны и Северо-Байкальского района. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 16 с.
- Хоментовский В.В.* О вьиве мелких окаменелостей в древние толщи и связанных с ними проблемах стратиграфии // Геология и геофизика, 1985. № 1. С. 6 - 12.
- Хоментовский В.В., Пак К.П., Постников А.А., Скопинцев В.Г.* Геологическое строение бассейна р. Уха-Гол (Восточный Саян) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 76 - 106.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Пятилетов В.Г.* К вопросу об использовании венд-кембрийских комплексов микрофоссилий Сибири для корреляции и датировки // Геология и геофизика. 1986. № 4. С. 130 - 132.
- Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н.* Всесоюзный коллоквиум по микрофоссилиям докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987. № 9. С. 137 - 139.
- Vidal G., Nystuen J.P.* Micropaleontology, depositional environment and biostratigraphy of the Upper Proterozoic Hedmark Group, southern Norway // Amer. J. Sci., 1990. V. 290-A. P. 170 - 211.



Эволюция биосферы

УДК 564.8:551.734(571.13)

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРОФЕОДОНТАЦЕЙ (БРАХИОПОДЫ) В ДЕВОНСКОМ БАССЕЙНЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

© 1993 г. Р. Т. Грацианова, А. Ю. Язиков, Е. А. Елкин, Н. Г. Изох

Объединенный Институт геологии, геофизики и минералогии Сибирского отделения РАН,
630090 Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия

Поступила в редакцию 20.04.92 г.

Прослежена история развития строфеодонтацей (брахиоподы) в течение веков девонского периода. На примере семейств *Stropheodontidae* и *Douvillinidae*, обитавших в Алтае-Салаирском бассейне, анализируются изменения состава ассоциаций во времени на видовом уровне. Стратиграфическую основу анализа представляют местные схемы, коррелированные со стандартной стратиграфической шкалой по конодонтам.

В результате отмечены резкие рубежи перестроек в ассоциациях брахиопод: 1) полная смена видового состава перед началом эмса; 2) максимум видового разнообразия и количественного представительства видов в эмсе; 3) резкая смена состава ассоциаций на рубеже живета и франа; 4) вымирание всех строфеодонтацей к концу франа, что согласуется с глобальным вымиранием на границе франа и фамена в других группах фауны, в том числе и среди брахиопод.

В последнее десятилетие в фанерозое выявлены уровни чрезвычайных изменений в биоте и абиотической среде. Обычно они хорошо опознаются по всей площади седиментационных бассейнов на разных континентах, а многие из них и глобально. В девонском периоде установлена серия таких уровней, которые описаны как глобальные биотические и геологические (седиментологические) события (Walliser, 1985; Walliser *et al.*, 1988; House, 1985; Chlupac, Kukal, 1986 и др.).

Экосистемные перестройки и их масштабность наиболее ярко проявляются при обобщении палеонтологических материалов по целым седиментационным бассейнам. Нами уже была предпринята попытка такого обобщения в виде анализа разнообразия родового состава брахиопод для единого Алтае-Салаирского девонского бассейна западной части Алтае-Саянской области на фоне периодичности морфогенеза трилобитов, фаз орогенеза и эвстатических колебаний уровня моря.

Ниже приводятся результаты анализа изменений во времени на видовом уровне в ассоциациях одной из часто здесь встречающихся групп брахиопод – строфеодонтацей. Представители этой группы монографически описаны в ряде работ (Халфин, 1931; 1932; 1933_{1, 2}; 1937; 1948; Грацианова, 1960; 1967; 1975; Ржонсницкая, 1968; Алексеева и др., 1970). Стратиграфическую основу для

анализа составляют данные, изложенные в цитированных публикациях, а также в ряде других работ (Елкин, 1968; Елкин и др., 1985; Стратотипические разрезы ..., 1986, 1987, Gratsianova *et al.*, 1988). Для уточнения сопоставлений местных схем стратиграфии со Стандартной стратиграфической шкалой (Oliver, Chlupac, 1991) использованы данные по конодонтам из публикаций (Ржонсницкая и др., 1985; Гагиев и др., 1986; Елкин, Изох, 1988; и др.), а также данные, полученные нами в последнее время.

Среди замковых брахиопод представители надсемейства *Stropheodontacea* являются группой, для обитания которой наиболее благоприятны условия биотопов мягкого грунта и тихой воды. Девон такими фациями представлен во многих местах Горного Алтая, а также в недавно вскрытых разрезах в районе г. Гурьевска на Салаире (Стратотипические разрезы ..., 1986; 1987) и по окраинам Кузбасса. Географическое распространение семейств и родов, составляющих это надсемейство, неравномерно: кроме тесной связи с фациями, наблюдается и более или менее четкое распределение их и по палеозоогеографическим провинциям. В то же время межпровинциальный обмен мигрантами был активным, поскольку строфеодонтацей обитали, главным образом, на внешнем шельфе или, по крайней мере, в удалении от прибрежной зоны моря.

В девоне Алтае-Саянской области из строфеодонтацей наиболее часто встречаются представители семейств Stropheodontidae и Douvillinidae. Поэтому ниже будут приведены данные по истории развития (появление, фациальная приуроченность и географические связи, расцвет и вымирание) в основном строфеодонтид и дувиллинид Салаира, Горного Алтая и окраин Кузбасса. Последовательное развитие этих семейств на видовом уровне представлено на рис. 1, а относительная количественная оценка их изменений во времени отражена на гистограмме (рис. 2).

Первые представители семейства Stropheodontidae, как известно, появились в раннем лландовери и ведут свое происхождение от эолептострофий. В пржидоле и лохкове они представлены тремя родами (Harper, Voucot, 1978₂). Далее девон, начиная с прагиена, является временем расцвета и угасания строфеодонтид. При этом, максимум их таксономического разнообразия (11 родов) приходится на эмса. Вымерло в конце эмса 4 рода из 11, а затем в конце эйфеля 5 родов из 8 (Harper, Voucot, 1978₂). К эмсу (зона *serotinus*) приурочено и уникальное для всех строфеодонтацей появление массовых (банковых) скоплений толстораковинной морфы вида *Megastrophia* (*Megastrophia*) *uralensis* (Verneuil) в фации чистых отмельных известняков на Урале, в Тянь-Шане и на Салаире. Прочие строфеодонтиды в рифогенных известняках представлены весьма угнетенными (обычно мелкими) морфами.

Дувиллиниды (*Douvillinidae*), появившиеся в венлоке, в девоне Алтае-Саянской области составляют такую же доминирующую в видовом отношении группу строфеодонтацей, как и строфеодонтиды. Но максимум их мирового расцвета приходится на лохковский и пражский века (по 7 родов в каждом), а массовое вымирание произошло в конце эмса (10 родов из 16) и затем в конце эйфеля (5 родов из 8) (Harper, Voucot, 1978₁).

В процессе адаптации к характеру грунта дувиллиниды выработали два морфологических типа раковины: 1) широкая, почти плоская или умеренно вогнуто-выпуклая, тонкостенная, с тонкой радиальной скульптурой; 2) обычно крупная, круто изогнутая (продуктусовидная), с утолщенной брюшной створкой и грубой скульптурой из крупных костелл и морщин (Грацианова, 1975; 1987). Виды с раковиной первого типа (большинство дувиллинид) обитали только на илстых грунтах тиховодных частей бассейна. Виды с раковиной второго типа (из рода *Cymostrophia*, а также вид *Douvillina arcuata* (Hall)) обитали и на мягком грунте, полупогруженными в него и, кроме того, освоили ниши обитания на грубозернистом субстрате при беспокойной воде (вблизи рифов).

Обзор развития строфеодонтид и дувиллинид в девонском бассейне западной части Алтае-Саянской области (Салаир, окраины Кузнецкого

бассейна, Горный Алтай) дается по надгоризонтам региональной биостратиграфической схемы, которые сопоставлены с ярусами Стандартной стратиграфической шкалы (см. рис. 1).

Кайбальский надгоризонт (нижний лохков) подразделяется на два горизонта. На Салаире это томьчумышский горизонт – темные слоистые известняки с базальной пестроцветной терригенной толщей (сухая свита) и петцевский горизонт – светлые массивные известняки. Томьчумышские известняки включают сообщество брахиопод невысокого разнообразия с *Mesodouvillina* (*Protocymostrophia*) *costatula* (Barrande) и *Mesodouvillina* (*Mesodouvillina*) *subinterstitialis* (Kozlowski) (Алексеева и др., 1970). В петцевских известняках в качестве редких присутствуют виды *Mesodouvillina* (*Protocymostrophia*) *costatula* и *Cymostrophia stephani* (Barrande).

В Горном Алтае к кайбальскому надгоризонту относится ремневский горизонт, составленный пачкой терригенных пород без брахиопод внизу и темными слоистыми известняками с несколько угнетенным мелкораквинным сообществом брахиопод невысокого разнообразия сверху. Из них описаны (Грацианова, 1967): широко распространенный вид *Cymostrophia stephani* (здесь малочисленный) и новые виды *Cymostrophia radiosa* Gratsianova и *Cymostrophia gibbosa* Grats. Из названных последний вид известен также на Урале из тошемского горизонта прагиена, а в бывшей Чехословакии к нему очень близок тоже пражский вид *Cymostrophia convoluta* (Barr.) (Havlicek, 1967).

Сравнивая кайбальских (раннедохковских) строфеодонтацей Салаира и Горного Алтая, можно отметить, что в более открытоморских условиях Салаирской части бассейна развитие их шло спокойно и последовательно: в начале лохковского века род *Mesodouvillina* распался на два подрода – номинативный и *Protocymostrophia*, а к концу века второй из подродов уже уступил место роду *Cymostrophia*. Соответственно происходит смена видов: в начале раннего лохкова продолжает существовать древний вид *Mesodouvillina* (*Protocymostrophia*) *costatula*, а в конце его появляется широко распространенный позднее в прагиене вид *Cymostrophia stephani*.

Несколько иные условия обитания брахиопод были в Горном Алтае, где Ануйско-Чуйский залив представлял собою, по-видимому, неширокое мелководное море. Неблагоприятные для строфеодонтацей условия внутреннего шельфа вызвали у рода *Cymostrophia* адаптивное видообразование. Здесь в ремневское время (ранний лохков) появились названные выше для Горного Алтая новые виды – *Cymostrophia radiosa* и *Cymostrophia gibbosa*. И тот, и другой несут четко выраженные черты приспособления к обитанию на мягком рыхлом грунте. Так, раковина вида *Cymostrophia radiosa*, широкая с плоским висцеральным диском, коленообразно перегнутым шлейфом и

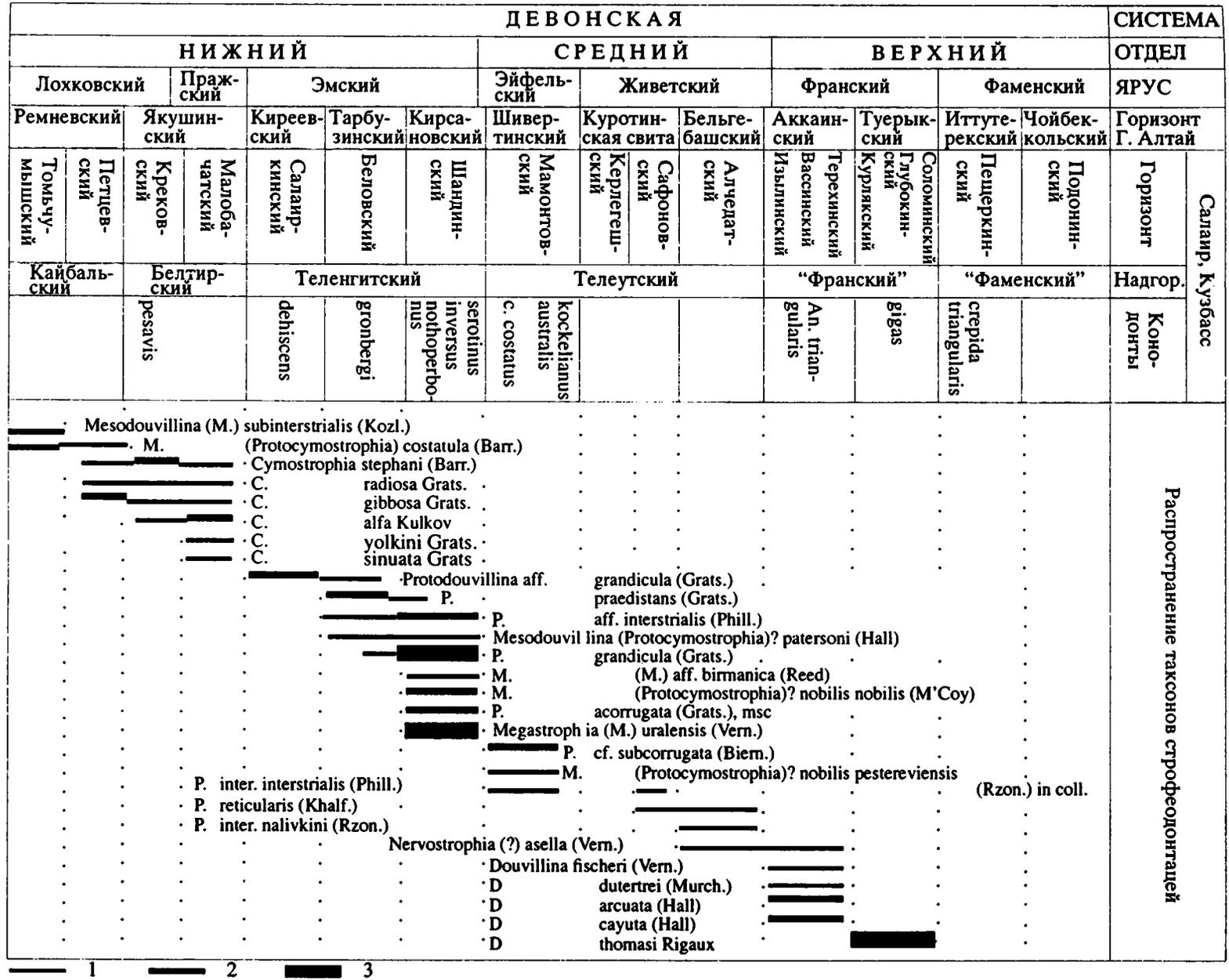


Рис. 1. Стратиграфическое распространение строфеодонтацей в девоне Алтае-Саянской области.

Толщина линий распространения отражает относительную частоту встречаемости таксона: 1 – редко, 2 – часто, 3 – массово.

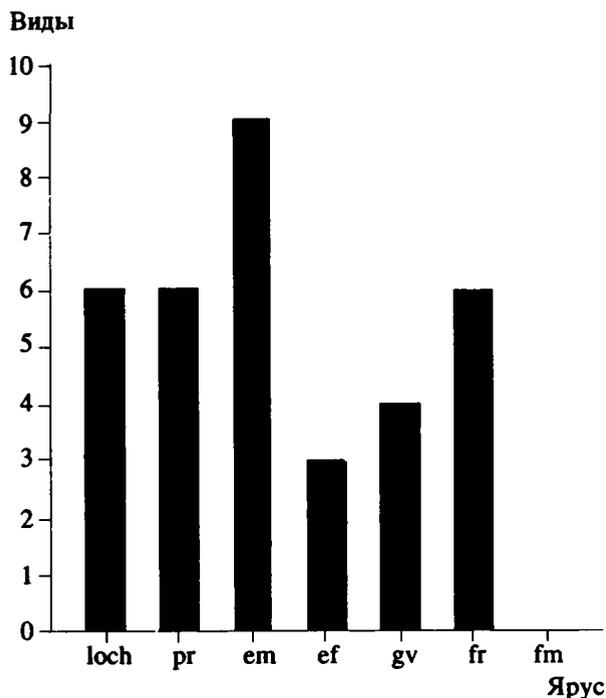


Рис. 2. Гистограмма таксономического разнообразия строфеодонтид по векам девонской эпохи.

(Построена по данным о распространении строфеодонтид и дувиллинид, см. рис. 1). По горизонтальной оси – ярусы в латинской аббревиатуре, по вертикальной – число таксонов. loch – лохковский, pr – пражский, em – эмский, ef – эйфельский, gv – живетский, fr – франский.

остроконечиями, держалась на поверхности осадка, а у вида *Cymostrophia gibbosa* раковина с полусферической брюшной створкой и крупными морщинами в межреберных пространствах, будучи полупогруженной в осадок, поднималась над ним своим передним краем благодаря длинному шлейфу. Грубая скульптура створки препятствовала полному погружению в осадок. Приспособившись каждый по-своему, оба вида продолжали существовать и далее в позднем лохкове и пражском веке, причем вид *Cymostrophia gibbosa* известен и на Урале в тошемское время.

Белтирский надгоризонт (верхний лохков и прагиен). Известно, что девонская эпоха была геократической с резко выраженными климатическими поясами. В тропических бассейнах этой эпохи шло интенсивное карбонатообразование за счет рифовых построек всех типов. Подветренные склоны таких построек, а также удаленные от берега отмели на карбонатных платформах предоставляли весьма благоприятные условия обитания многим группам животных и, в том числе, брахиоподам. Наилучшим для строфеодонтид были биотоп зарифовых частей бассейна. Открытый шельф, ниже базиса обычных волнений, и зона образования биогермов также были освоены представителями этого надсемей-

ства. И во всех фациях, за исключением ядра рифа, белтирские сообщества брахиопод в тропических бассейнах были сообществами высокого разнообразия и большей частью крупноразмерными индивидами. Таксономически разнообразными были и строфеодонтиды, хотя по числу особей они уступали пентамеридам, ринхонеллидам и некоторым спириферидам. Наиболее яркие примеры рассматриваемого возрастного интервала представляют Карнийские Альпы, Баррандиен, Урал, Тянь-Шань, Алтае-Саянская область.

На Салаире белтирский надгоризонт представлен слоистыми темными известняками крековско-го горизонта (верхний лохков) в нижней половине и обычно светлыми и массивными известняками малобачатского горизонта (прагиен) – в верхней. В течение белтирского века здесь продолжали существовать и вымерли к его концу виды строфеодонтид *Cymostrophia stephani*, *Cymostrophia radiosa* и *Cymostrophia gibbosa*. Появился в крековское время и вымер к концу малобачатского вид *Cymostrophia alfa* Kulkov (Кульков, 1960), известный также из тошемских известняков Урала (И. Брейвель, М. Брейвель, 1977). Только в малобачатских известняках обнаружен новый вид *Cymostrophia yolkini* Gratsianova (Алексеева и др., 1970) с морщинистой, как у типичных лептенид, брюшной створкой. Характерный признак вида – не прерывающиеся морщины, способствовал, по видимому, стабилизации раковины на рыхлом грунте при не совсем спокойной воде. На Урале этот вид описан из саумского горизонта (верхи лохкова).

В Горном Алтае к белтирскому надгоризонту относится якушинский горизонт, состоящий из терригенной пачки внизу (верхний лохков) и преимущественно серых массивных известняков в верхней половине (прагиен). Рифовой фацией полифациальных якушинских известняков является соловыхинский известняк (Грацианова, 1967; Алексеева и др., 1970), возраст которого долго считался более древним (Халфин, 1948; Кульков, 1963; Ивановский, Кульков, 1974).

Якушинские строфеодонтиды представлены теми же видами, что и малобачатские, с добавлением еще одного нового вида. Это *Cymostrophia sinuata* Gratsianova (Грацианова, 1967) с небольшой раковинкой, морфология которой необычна для цимострофий, а именно – с узким синусом на брюшной створке и килевидным возвышением на спинной. Представители вида собраны из рифовых известняков и указанные признаки объясняются, очевидно, приспособлением вида к обитанию на твердом грунте при неспокойной воде: две точки опоры на выпуклостях по сторонам синуса придавали раковине устойчивость.

Таким образом, белтирский (верхний лохков - прагиен) век в палеозоогеографической области Старого Света был веком, в течение которого набор шельфовых фаций и биотопов был очень

широким, что благоприятно для брахиопод вообще. Но строфеодонтацей не были полифацальной группой и попытки завоевания ими соседних с традиционными ниш обитания начинались морфологической адаптивной дивергенцией, появлением новых специализированных видов, а заканчивались быстрым вымиранием этих видов. Примером таких видов с коротким биохроном (биозоной) могут служить виды *Cymostrophia yolkinii* и *Cymostrophia sinuata*. Количественно эти виды, как и следовало ожидать, очень малочисленны, относятся к редко встречающимся, а второй из них является локальным видом, известным только на северо-западе Горного Алтая.

Теленгитский надгоризонт Алтае-Саянской области по своему объему примерно равен эмскому ярусу Стандартной стратиграфической шкалы, включая дополнительно сверху, из состава эйфельского яруса, одну короткую по продолжительности конодонтовую зону – *s. partitus*. Но прямых доказательств тому по конодонтам не имеется, поскольку верхи теленгита сложены неморскими отложениями. Однако, на основе полученных к настоящему времени данных из разрезов этого надгоризонта в его типовой местности такой вывод представляется наиболее вероятным (Стратотипические разрезы..., 1986).

Рассматриваемый надгоризонт объединяет следующие горизонты: на Салаире – салаиркинский (зона *dehiscens*), беловский (зона *gronbergi*) и шандинский (зоны *nothoperbonus*, *inversus*, *serotinus* и предположительно зоны *s. patulus* и *s. partitus*) и соответствующие им в Горном Алтае – киреевский, тарбузинский (= пачка 1 кувашских слоев) и кирсановский (= пачка 2 кувашских слоев), а также малокогонские (Грацианова, 1975), мукурчергинские и матвеевские слои (горизонты).

Салаиркинский горизонт в нижней своей трети представлен преимущественно терригенными, в средней – известняковыми и в верхней – мергелистыми породами. При изобилии крупнораковинных пентамерид и спириферид из редких здесь строфеодонтацей встречены только в темно-серых плитчатых известняках средней части представители видов "*Gorgostrophia*" *gorgoides* *Gratsianova* и *Protodouvillina aff. grandicula* (*Gratsianova*) (Грацианова, 1975). У первого вида раковина мелкая с заостренными ушками и морщинками на них. Вид малочисленный, условия обитания на илистом дне для него неблагоприятны. В песчаных известняках и песчаниках (более плотный осадок) киреевского горизонта "*Gorgostrophia*" *gorgoides* встречается чаще. Этот вид не известен в других регионах, появился здесь в начале времени *dehiscens* и к концу его вымер.

Более приспособленным к илистому дну в бассейне салаиркинского времени оказался вид *Protodouvillina aff. grandicula*. Его крупная продуктусовидная раковина имеет длинный шлейф и морщинки у макушек, что придавало ей стабиль-

ность в полупогруженном в грунт прижизненном положении. Благодаря близким условиям обитания этот вид внешне гомеоморфен некоторым длинным биохрон – с начала времени *dehiscens* по конец времени *serotinus*, считая обе родственные формы – *P. aff. grandicula* и *P. grandicula*. В киреевских слоях Горного Алтая, где преобладают мелководные фацции, вид *Protodouvillina aff. grandicula* редок и имеет менее крупную раковину.

Беловский горизонт Салаира и равновозрастный с ним тарбузинский горизонт Горного Алтая представлены разнообразными фациями: аргиллитами и алевролитами с тонкими прослоями известняков, толстослоистыми органогенно-обломочными известняками и местами светлыми массивными известняками водорослевых рифовых построек. Во всех названных типах пород присутствуют виды *Protodouvillina praedistans* и *Mesodouvillina (Protocymostrophia)? patersoni* (Hall), но первый из них многочисленнее в светлых известняках, а второй – в известковистых алевролитах. Впервые в качестве редких форм здесь появляются *Protodouvillina aff. interstitialis* (Phillips) и *Protodouvillina grandicula*, расцвет которых произойдет позднее.

Шандинский горизонт Салаира наиболее разнообразен по фациям и соответственно охарактеризован несколькими фаціальными ассоциациями брахиопод (Ржонсницкая и др., 1985; Стратотипические разрезы ..., 1986; 1987; *Yolkin et al.*, 1988), из которых строфеодонтацей присутствуют в значительных количествах только в фации переслаивания аргиллитов и известняков. Многочисленны здесь виды: *Protodouvillina aff. interstitialis* – переходящий из беловского горизонта, *Protodouvillina grandicula* – филогенетически связанный с салаиркинско-беловским видом *P. aff. grandicula* и *Megastrophia uralensis* (Verneuil) – впервые появившийся. Последний из названных видов представляет собою тонкораковинную морфу средней величины, с хорошо сохранившейся скульптурой и микроскульптурой. Эта морфа, очевидно, является нормальной для вида. Но поселившись однажды на отмели, в условиях твердого грунта и повышенной гидродинамики, представители вида *Megastrophia uralensis* постепенно приспособились к обитанию в таких условиях. Банковая морфа вида, о которой говорилось ранее, имеет крупную толстую раковину с резорбированной поверхностью.

В шандинское время на биотопах мягкого грунта также впервые появились виды *Mesodouvillina (M.) aff. birmanica* (Reed), *Protodouvillina acorugata* *Gratsianova* и подвид *Mesodouvillina (Protocymostrophia)? nobilis nobilis* (M' Coy). Все названные виды шандинского времени вымерли в конце эмса. Только номинативный подвид *Mesodouvillina (Protocymostrophia)? nobilis* дал начало эйфельскому

подвиду *Mesodouvillina* (*Protocymostrophia*)? *nobilis pestereviensis* (*Rzonsnitskaya*, in coll.).

В Горном Алтае шандинский горизонт представлен преимущественно тонкотерригенными, местами известковистыми породами. Строфеодонтацей здесь менее разнообразны в видовом отношении, но количественно иногда многочисленны. Это виды *Cymostrophia*? *aff. patersoni*, *Protodouvillina aff. interstitialis*, *P. grandicula*, *Mesodouvillina aff. birmanica*. Единично встречается небанковая морфа вида *Megastrophia uralensis*.

Телеутский надгоризонт Алтае-Саянской области объединяет мамонтовский, керлегешский, сафоновский и алчедатский горизонты Салаира и их аналоги в Горном Алтае (см. рис. 1). Он отвечает стратиграфическому интервалу, ограниченному двумя известными в Сибири и на Урале крупными историко-геологическими рубежами, которые располагаются в основании кондонтовых зон *s. costatus* и *Lowermost asymmetricus*. В таком объеме рассматриваемый надгоризонт соответствует в Стандартной стратиграфической шкале вместе взятым эйфельскому ярусу без его нижней зоны *s. patitus* и живетскому ярусу без его верхней зоны *Lowermost asymmetricus*.

Мамонтовский горизонт (эйфель) в типовой местности на Салаире представлен пятью фациями: 1) песчано-глинистой с прослоями и пакетами черных известняков; 2) темно-серых слоистых известняков; 3) светлых массивных рифогенных известняков; 4) аргиллитовой с подчиненными алевролитами и песчаниками и 5) разнозернистых песчаников с подчиненными гравелитами и аргиллитами. Эти фации взаимосвязаны вертикальными и латеральными переходами. В разных разрезах они распределяются по-разному между тремя самостоятельными стратиграфическими интервалами, которые исторически обособлены как слои (или горизонты) с географическими названиями (снизу вверх): малосалаиркинские слои – составлены первой и второй фациями, связанными между собой нормальными стратиграфическими взаимоотношениями; пестеревские слои – представлены третьей и второй фациями, являющимися латеральными возрастными аналогами друг друга; акарачкинские слои – образованы пятой и четвертой фациями, также представляющими собой латеральные аналоги друг друга.

Ассоциации брахиопод в разных фациях резко различны. В первой фации это мелкораквинная малочисленная ассоциация низкого разнообразия, во второй – довольно разнообразная, процветающая, с раковинами нормальных размеров и в третьей фации – ассоциация высокого разнообразия с массовым развитием особей. Однако брахиоподы из третьей фации выглядят явно угнетенными, поскольку среди них присутствуют в основном очень мелкие формы, которые приспособились к обитанию в зоне рифовых построек, прикрепляясь ножкой или опираясь на твердый

грунт утяжеленными макушками. Из строфеодонтацей всего три вида найдены в пестеревских известняках: *Mesodouvillina* (*Protocymostrophia*)? *nobilis pestereviensis* (*Rzonsnitskaya*, in coll.), *Protodouvillina cf. subcorrugata* (*Biernat*) и *Protodouvillina interstitialis interstitialis*. Аргиллитовая фация (акарачкинские слои) не содержит брахиопод, а фация песчаников, наряду с обильными флористическими остатками, характеризуется лишь редкими их находками. Строфеодонтацей в этих породах не встречены.

В Горном Алтае возрастным аналогом мамонтовского горизонта является шивертинский горизонт. Он представлен внизу толщей практически немых терригенных пород, а сверху – карбонатных, с обильными фаунистическими остатками, в том числе и брахиопод. Но строфеодонтацей здесь не обнаружены.

Керлегешский и сафоновский горизонты Салаира составляют нижний живет. В типовой местности на Салаире первый из них сложен темными слоистыми, а второй – в основном рифогенными известняками. На северо-западе Салаира в их разрезах присутствует значительное количество туфогенного материала. Строфеодонтацей установлены только в сафоновских известняках.

Ассоциация брахиопод сафоновских известняков неустойчива как по составу, так и количественно. Большею частью видовое разнообразие невысокое, а строфеодонтацей встречаются редко. В глинистых известняках найдены: переходящий из эйфеля вид *Protodouvillina interstitialis interstitialis* (*Phill.*) и проходящий в верхний живет *Protodouvillina reticularis* (*Khalfin*) (*Халфин*, 1937). Первый из них географически распространен очень широко, второй – только сибирский.

Раннеживетское время на Салаире не было благоприятным для строфеодонтацей. В Горном Алтае для этого возрастного интервала вообще практически не известны находки органических остатков, поскольку весь он представлен эффузивами (куротинская свита). В составе эффузивов играют значительную роль подушечные лавы, что для фауны в целом в Алтае-Салаирском бассейне создавало крайне неблагоприятные условия обитания.

Алчедатский горизонт (поздний живет) на окраинах Кузбасса и его возрастной аналог в Горном Алтае – бельгебашский, нацело представлены крайне мелководными образованиями позднеживетской трансгрессии. Фации этого времени пестры и мозаичны как в стратиграфическом разрезе, так и по площади. Видовой состав брахиопод сменился полностью. Появившиеся ассоциации так называемое “чиелевой” фауны имели невысокое видовое разнообразие с преобладанием крупнораквинных грубоскульптурных форм, обитавших на мелководье. Строфеодонтацей встречаются редко, бедны по составу и количественно.

Известны всего три формы: проходящий из сафоновского горизонта сибирский вид *Protodouvillina reticularis*, более молодой подвид раннеживетского вида *Protodouvillina interstitialis palivkini* (Pzonsnitskaya) и появившийся здесь уральский вид *Nervostrophia (?) asella* (Verneuil), проходящий затем в нижний фран.

Франские моря окраин Кузбасса и Горного Алтая так же, как и живетские, были мелководны и неустойчивы. Также была пестра картина фаций, также бедны по видовому составу ассоциации брахиопод, но есть и некоторое различие в истории развития брахиопод в течение двух сравниваемых веков. После проявления интенсивной вулканической деятельности в раннем живете сильно поредевшее сообщество брахиопод девона сделало в начале франы последнюю попытку выжить. Показателен, например, взрыв родо- и видообразования у атириид (*Athyridida*) (Халфин, 1933; Грацианова, Дагис, 1983). У строфеодонтацей тоже наблюдается некоторое оживление: происходя от рода *Protodouvillina*, появился новый род – *Douvillina* с веером видов: *D. dutertrei* (Murchison), *D. arguata* (Hall), *D. fischeri* (Verneuil) – в раннем фране и *D. thomasi* Rigaux – в позднем фране. Все названные виды встречены в тех или иных разрезах вассинского горизонта Кузбасса, а также аккаинского и туерькского горизонтов Горного Алтая (см. рис. 1). В конце позднего франы закончилась история развития надсемейства *Stropheodontacea*, ни один вид нигде не перешагнул границу франы и фамена.

Таким образом, в истории развития строфеодонтацей в девонском бассейне западной части Алтае-Саянской области намечаются следующие резкие рубежи перестроек в ассоциациях (рис. 1, 2):

1) полная смена видового состава ассоциаций на границе белтира и теленгита (в самом начале эмса);

2) максимум видового разнообразия и количественного представительства видов в теленгите (эмсе) и, в частности, в шандинское время (поздний эмс или далее);

3) резкая смена состава ассоциаций на рубеже живета и франы.

Фиксируемое значительное обеднение состава живетских строфеодонтацей коррелятивно связано с проявлением в бассейне интенсивного подводного вулканизма. К концу франы все строфеодонтацей вымирают, что согласуется с глобальным вымиранием на границе франы и фамена в других группах фауны, в том числе и среди брахиопод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеева Р.Е., Грацианова Р.Т., Елкин Е.А., Кульков Н.П. Стратиграфия и брахиоподы нижнего девона Северо-Восточного Салаира. М.: Наука, 1970. 188 с.

Брейвель И.А., Брейвель М.Г. Брахиоподы // Биостратиграфия и фауна раннего девона восточного склона Урала. М.: Недра, 1977. С. 52 - 105, 152 - 157, 163 - 173.

Гагиев М.Х., Родыгин С.А., Тимофеева О.Б. Конодонтовые комплексы и зональное расчленение девонских отложений Салаира // Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк: Запсибгеология, 1986. С. 49 - 51.

Грацианова Р.Т. Брахиоподы эйфельских отложений Коргонского хребта в Горном Алтае // Вопросы стратиграфии и палеонтологии Западной Сибири. Новосибирск: Изд. СО АН СССР, 1960. С. 139 - 152.

Грацианова Р.Т. Брахиоподы и стратиграфия нижнего девона Горного Алтая. М.: Наука, 1967. 160 с.

Грацианова Р.Т. Брахиоподы раннего и среднего девона Алтае-Саянской области. Строфоменидины. М.: Наука, 1975. 106 с.

Грацианова Р.Т. Уровни обитания брахиопод по отношению к дну бассейна // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты морей и континентов. Новосибирск: Наука, 1987. С. 41 - 58.

Грацианова Р.Т., Дагис А.С. Морфология и вопросы систематики некоторых девонских атириид Западной Сибири // Морфология и систематика беспозвоночных фанерозоя. М.: Наука, 1983. С. 15 - 27.

Елкин Е.А. Трилобиты (дехенеллиды) и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. М.: Наука, 1968. 156 с.

Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Грацианова Р.Т., Желтоногова В.А. К уточнению схемы стратиграфии низов девона на северо-восточном склоне Салаира // Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири. Новосибирск: ИГиГ, 1985. С. 76 - 98.

Елкин Е.А., Изох Н.Г. Зональные виды конодонтов в типовых выходах теленгитского надгоризонта (девон; Салаир) // Фауна и стратиграфия палеозоя Средней Сибири и Урала. Новосибирск: Наука, 1988. С. 3 - 17.

Ивановский А.Б., Кульков Н.П. Ругозы, брахиоподы и стратиграфия силура Алтае-Саянской горной области. М.: Наука, 1974. 125 с.

Кульков Н.П. О фауне брахиопод пестеревских известняков и их фациальных аналогов // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1960. Вып. 1. С. 153 - 207.

Кульков Н.П. Брахиоподы соловьихинских слоев нижнего девона Горного Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 131 с.

Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Т. 1. Стратиграфия. Л.: Недра, 1968. 287 с.

Ржонсницкая М.А., Гагиев М.Х., Куликова В.Ф., Спаский Я.Н., Тимофеева О.Б. Граница эйфельского и живетского ярусов на Салаире // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М.: Наука, 1985. С. 132 - 139.

Стратотипические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: терригенно-карбонатные фации. Новосибирск: ИГиГ, 1986 / Отв. ред. Елкин Е.А., Каныгин А.В. 142 с.

Стратотипические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: карбонатные фации. Новосибирск: ИГиГ, 1987 / Отв. ред. Елкин Е.А., Каныгин А.В. 194 с.

- Халфин Л.Л.* Верхнедевонские брахиоподы Черепанова брода на р. Яе // *Материалы к стратиграфии северной окраины Кузнецкого угольного бассейна*. 1931. Вып. 2. С. 1 - 32.
- Халфин Л.Л.* Нижнефранские брахиоподы окраин Кузнецкого каменноугольного бассейна и Горловского угленосного района // *Изв. Зап.-Сиб. геолого-развед. треста*. 1932. Т. XII. № 2. С. 1 - 48.
- Халфин Л.Л.* Род *Anathyris* Peetz в сибирском девоне // *Сборник по геологии Сибири, посвященный М.А. Усову*. Томск: Томск. индустриальный ин-т, 1933₁. С. 108 - 132.
- Халфин Л.Л.* Верхний девон села Жарковского на реке Яе // *Материалы к стратиграфии северной окраины Кузбасса*. Новосибирск: ГНТГИ, 1933₂. 72 с.
- Халфин Л.Л.* Среднедевонские брахиоподы с Лебедянского Анжеро-Судженского района // *Изв. Томск. индустриального ин-та*, 1937. Т. 57. Вып. 1. С. 85 - 148.
- Халфин Л.Л.* Фауна и стратиграфия девонских отложений Горного Алтая // *Изв. Томск. политехн. ин-та*, 1948. Т. 65. Вып. 1. 164 с.
- Chlupac I., Kukal Z.* Reflection of possible global Devonian events in the Barrandian area, C.S.S.R. // *Global Bio-Events. Lecture Notes in Earth Sciences*, No. 8. Berlin, 1986. P. 169 - 179.
- Gratsianova R.T., Talent J.A., Yolkin E.A.* Devonian brachiopod zonal schemes, provinciality and crustal blocks in the Asia-Australia hemisphere // *Devonian of the World. Proceed. of the Second Intern. Symposium on the Devonian System*. Calgary, Canada. V. III: Paleontology, Paleocology and Biostratigraphy. / Ed. by *Mc Millan N.J., Embry A.F., Glass D.J.* Calgary: Canad. Soc. Petrol. Geologist, 1988. P. 295 - 301.
- Harper C.W., Boucot A.J.* Stropheodontacea. Part II // *Palaeontographica*, Abt. A, 1978₁. Bd. 161. Lief. 4 - 6. S. 119 - 175.
- Harper C.W., Boucot A.J.* Stropheodontacea. Part III // *Palaeontographica*, Abt. A, 1978₂. Bd. 162. Lief. 1, 2. S. 1 - 80.
- Havlicek V.* Brachiopoda of the Suborder Strophomenidina in Czechoslovakia // *Rozpr. Ústředn. ústavu geol.*, 1967. Sv. 33. P. 1 - 235.
- House M.R.* Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations // *Nature*. 1985. V. 313. P. 17 - 22.
- Oliver W.A., Jr., Chlupac I.* Defining the Devonian. 1979 - 89 // *Lethaia*, 1991. V. 24. No. 1. P. 119 - 122.
- Walliser O.H.* Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 1985. V. 75. P. 401 - 407.
- Walliser O.H., Lottmann J., Schindler E.* Global events in the Devonian of the Kellerwald and Harz Mountains // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 1988. V. 102. P. 190 - 193.
- Yolkin E.A., Gratsianova R.T., Bakharev N.K., Izokh N.G., Yazikov A.Yu., V'yushkova L.V., Zheltonogova V.A., Petrovskan N.M.* Facies and faunal association of the Telengitian (Emsian) in its type locality // *Devonian of the World*, V. III: Paleontology, Paleocology and Biostratigraphy / Ed. by *McMillan N.J., Embry A.F., Glass D.J.* Calgary: Canad. Soc. Petrol. Geologist, 1988. P. 193 - 207.



Эволюция биосферы

УДК 561.551.761:551.8

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПАЛИНОФЛОР ТРИАСА И ИХ СВЯЗЬ С ИЗМЕНЕНИЯМИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

© 1993 г. О. П. Ярошенко

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

Поступила в редакцию 25.03.92 г.

Обобщение палинологических данных по триасовым отложениям Московской, Печорской, Прикаспийской синеклиз, Западного Кавказа, Сирии, а также по некоторым районам Западной Европы дало возможность наметить три этапа развития палинофлор, совпадающих в общих чертах с этапами, установленными по макромерным растительным остаткам. Первый этап включает палинокомплексы раннего триаса и анизия, которые содержат элементы позднепермской палинофлоры. Второй этап охватывает палинофлору ладина - карния. В этот период палинофлоры претерпевают существенные изменения своего состава в связи с появлением в ладине новых форм – предвестников мезофита и угасанием палеофитных форм. Третий этап соответствует палинофлоре нория - эта, когда и исчезают таксоны предыдущих этапов и на первый план выступают представители настоящего мезофита, которые будут определять палинокомплексы юры.

Палинофлора триаса, как и триасовый период в целом, находясь на границе двух эр, занимает двойственное положение. Если ранний триас представляет как бы естественное продолжение верхней перми, то поздний триас тесно связан с ранней юрой. Палинокомплексы раннего триаса и анизия, имеющие свои особенности, во многом сохраняют пермский облик, однако в ладине они существенно изменяются в связи с появлением в них новых форм, предвестников мезофитной флоры, которые в верхнем триасе, примерно с нория, вытесняются представителями настоящего мезозоя и становятся доминирующими в юре. Изменение палинофлоры, таким образом, отражает длительный переход от палеофита к мезофиту, который охватывает период от поздней перми и продолжается до середины триаса, т.е. настоящий рубеж смены палеофита на начало мезофита падает примерно на ладинский век, когда происходит существенная перестройка в составе палинофлоры.

Палинологические исследования триасовых отложений Московской, Печорской и Прикаспийской синеклиз, Восточно-Средиземноморской области (Западный Кавказ, Сирия) и данные по литературным источникам позволили наметить основные этапы развития палинофлоры (рис. 1). Непосредственно вытекающие этапы из конкретного палинологического материала совпадают в общих чертах с этапами, установленными по крупномерным растительным остаткам

(Добрускина, 1982; Мейен, 1987). Рассмотрению этапов развития палинофлоры и некоторых палеобиогеографических особенностей в триасе посвящена настоящая статья.

Первый этап включает палинофлору раннего триаса и анизия, которая содержит много общих форм с пермскими, сохраняя палеофитный облик. На территории Евразии по данным В.М. Синицына (1980), в позднепермско-среднетриасовое время существовал аридный климат. К числу индикаторов климатических особенностей, наряду с литологическими типами осадочных пород, ассоциациями животного мира относятся растительные остатки и палиноморфы. Крупная регрессия перми, достигшая максимума к концу этой эпохи, вызвала усиление сухости климата и тем самым стимулировала развитие ксерофильной и весьма бедной видами флоры, что нашло отражение и в характере последующей палинофлоры нижнего триаса.

В палинокомплексах из красноцветных континентальных отложений первой половины нижнего триаса Московской и Печорской синеклиз среди триасовых микроспор заметную роль играет пыльца (с ребристым и нерребристым телом), сближаемая с растениями пельтаспермовых, вольциевых и других хвойных. Большинство такой пыльцы как в перми, так и в триасе принадлежит протосаккатным (Scheuring, 1974) или квазисаккатным по С.В. Мейену (1987), формам. Палинокомплексы вохминского горизонта нижнего триаса Московской синеклизы (Гоманьков и др., 1986),

ВОЗРАСТ	ЭТАПЫ	Aratrisporites spp.	Lunatisporites/Taeniaesporites	Triadispora spp.	Protohaploxyrinus spp.	Densoisporites neiburgii	Voltziaesporites heteromorphia	Microcachryditides spp.	Stellapollenites thiergartii	Perotrilites minor	Concentricisporites nevesi	Doublingerspora filamentosa	Kuglerina meieri	Echinosporites iliacooides	Heliosaccus dimorphus	Protodiploxyrinus gracilis	Camerosporites secatus	Duplicisporites granulatus	Paracirculina spp.	Patinasporites densus	Ovalipollis pseudoalatus	Camazonosporites rudis	Ricciisporites tuberculatus	Kyrtonisporis spp.	Zembrasporites spp.	Corollina spp.	Concavisporites spp.	Deltoidospora spp.	Classopollis spp.	Limbosporites lundbladii	Rhaetipollis germanicus	
ЮРА	III	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
РЭТ		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
НОРИЙ		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ҚАРНИЙ	II	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ЛАДИН		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
АНИЗИЙ	I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ОЛЕНЕК		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ИНД		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ПЕРМЬ		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Рис. 1. Распространение основных таксонов миоспор, отражающих этапы развития палинофлоры триаса.

отличаются доминированием пыльцы, большинство которой было характерно для татарских отложений, представленной как ребристыми (*Striatopodocarpites*, *Striatohaploxyrinites*, *Taeniaesporites* (*Lunatisporites*)), так и нерёбристыми формами (*Triadispora*, *Klausipollenites*, *Voltziarites*, *Vesica-spora*) в ассоциации спор птеридофитовых и плауновидных растений. Представители последних присутствуют и в нижнетриасовых разрезах Печорской синеклизы, где пыльца играет второстепенную роль и представлена родами *Protohaploxyrinus*, *Taeniaesporites*, *Striatopodocarpites*, *Stroterisporites* (Ярошенко и др., 1991). Комплексы первой

половины нижнего триаса выявили некоторое сходство с таковыми из западных разрезов, изученных из грисбахских отложений Восточной Гренландии (Balme, 1979), Арктической Канады (Fisher, 1979) и нижнего пестрого песчаника Западной Польши (Orłowska-Zwolinska, 1984), хотя последние отличаются низким разнообразием таксономического состава.

Во второй половине нижнего триаса наряду с *Taeniaesporites* и другими миоспорами на первый план выступают каватные споры плауновидных рода *Densoisporites*, принадлежащих плевромейевым растениям, которые получили почти пла-

нетарное распространение как в морских, так и континентальных отложениях. Наиболее характерные местонахождения этих спор известны в оленекских отложениях Московской синеклизы (Гоманьков и др., 1986; Кюнтцель, 1966), горы Большое Богдо (Синегуб, 1972), Западного Кавказа (Ярошенко, 1978), Ливии (Adloff *et al.*, 1986) в породах среднего пестрого песчаника Германии (Reitz, 1985; Schulz, 1964), Западной Польши (Orłowska-Zwolinska, 1977), спэтских отложениях Италии (Visscher, 1974) и смитских Баренцева моря (Hochuli *et al.*, 1989).

Максимальное распространение плевромейевых совпало с оленекской морской трансгрессией, охватившей обширные территории как области, прилегающие к Бореальному бассейну, так и северное обрамление Тетиса. С побережьями Тетиса и Бореального бассейна связывают основные находки плевромей, причем в центре Германского бассейна местонахождение этих остатков совпадает с береговой линией, наступившего моря. Последнее свидетельствует о том, что в раннем триасе, в связи с сильной аридизацией на морских побережьях не смогли выживать никакие растения, кроме плевромей (Добрускина, 1982). Массовые находки спор *Densoisporites* обычны в слоях с водными беспозвоночными и амфибиями. Усилившаяся аридизация в среднем триасе способствовала широкому распространению пыльцы голосеменных *Lunatisporites* (*Taeniaesporites*), *Triadispora*, *Angustisulcites*, *Illinites*, *Microcachryditites*, *Voltziaceasporites*, среди которой определенную роль играют формы, унаследованные с перми. Такие находки в ассоциации с типичными миоспорами анизия связаны преимущественно с карбонатными отложениями Западной Европы (Adloff, Doubinger, 1977; Doubinger, Adloff, 1981; Klaus, 1964; Reitz, 1985; Taugourdeau-Lantz, 1974), Ливии (Adloff *et al.*, 1986), Сирии (Ярошенко, Баш Имам, 1989).

Второй этап, включающий палинофлору ладина и карния, ознаменовался существенным изменением ее состава в связи с появлением в ладине новой группы пыльцы *Circumpolles*, представленной наиболее древними ее родами (*Camerosporites*, *Duplicisporites*, *Paracirculina*) в ассоциации характерных миоспор. Появление в ладине группы *Circumpolles*, расцвет которой связан с карнийским веком, является биотическим событием, обусловленным, по-видимому, эволюционным развитием флоры от вольциевых к хейролепидиевым растениям. В основу этого положены данные Б. Шойринга (Scheuring, 1976), детально изучившего морфологию пыльцы групп *Circumpolles* (*Camerosporites*, *Duplicisporites*) и *Triadispora*, *Doubingerispora*, и установившего филогенетические связи пыльцы рода *Triadispora*, сближаемой с вольциевыми (Grauvogel-Stamm, 1978) и пыльцы ранних *Circumpolles*, предка рода *Classopollis*, принадлежащего

хейролепидиевым растениям (Вахрамеев, 1970, 1980). Переходными формами между пылью этих родов рассматриваются представители протомоносаккатной пыльцы рода *Doubingerispora* и, видимо, рода *Kuglerina*, обладающими морфологическими признаками как *Triadispora*, так и *Circumpolles*, которые существовали одновременно. Представители обеих групп относятся к категории ксерофильных форм, служащих индикаторами аридного климата (Eshet, Cousminer, 1986; Visscher, Van der Zwan, 1981). Совместные находки *Camerosporites secatus* представителей *Duplicisporites*, *Paracircula*, *Ovalipollis*, *Triadispora*, *Patinasporites densus*, *Doubingerispora filamentosa*, *Kuglerina meieri* и других таксонов позволили установить фазу *Camerosporites secatus* для ладинского и карнийского ярусов (Besems, 1983; Van der Eem, 1983; Visscher, Krystyn, 1978; Visscher, Van der Zwan, 1981).

Определение фазы *C. secatus* в альпийских разрезах рассматривается значительным событием в развитии палинофлоры среднего и верхнего триаса. Ее представители получили широкое географическое распространение не только в Европе в альпийских и германских разрезах, но и далеко за ее пределами от Арктической Канады до Северо-Западной Австралии.

Палинокомплексы, принадлежащие фазе *C. secatus* в разрезах Средиземноморской области, входящей в экваториальную аридную зону, показали возможность выявления палеогеографических и палеоклиматических особенностей (Visscher, Van der Zwan, 1981). Соотношение гидрофильных и ксерофильных элементов миоспор, определенных соответственно для угленосных и карбонатных отложений, свидетельствует об изменении климата от умеренно гумидного на востоке, где преобладали гидрофильные категории, до аридного на западе с доминированием ксерофильных групп. Последнее обусловлено, по-видимому, тенденцией уменьшения влажности в западном направлении с востока от Западного Кавказа (Ярошенко, 1978) на запад до Испании (Besems, 1981a, б; 1983), расположенной на крайнем западе Тетиса, в самом аридном районе этой области, что нашло отражение как в ксерофильной палинофлоре, так и в эвапоритовых отложениях.

Общая аридизация, которая продолжалась в ладине и особенно в карнии на территории Европы и Ближнего Востока, проявилась в ксерофильном характере палинофлор, типичных для Средиземноморья. К ним относятся палинокомплексы с преобладанием групп *Circumpolles*, *Triadispora*, *Lunatisporites* с участием других миоспор, установленных в южной Франции (Taugourdeau-Lantz, 1984), Италии (Van der Eem, 1983), Испании (Besems, 1981a, б; 1983), Ливии (Adloff *et al.*, 1986), Израиля (Eshet, Cousminer, 1986), Сирии (Ярошенко, Баш Имам, 1989). В отличие от них для этого

времени известны комплексы, где доминируют гидрофильные категории разнообразных спор птеридофитов совместно с многочисленными палиновидными *Agatrisporites*. К числу таких палинокомплексов относятся комплексы из угленосных отложений Лунца Австрии (Bharadwaj, Singh, 1964), Германии (Reitz, 1985), Польши (Orłowska-Zwolinska, 1977, 1979), Прикаспия России (Шелехова, Ясаманов, 1988; Ярошенко, 1969). Ассоциации в разрезах Баренцева моря (Hochuli *et al.*, 1989) в отличие от таковых южных разрезов содержат незначительное количество пыльцы *Circumpolles* и отнесены к гидрофильной палинофлоре, что определено их положением в Борсальной области.

Таким образом при общей ксерофилизации флор в рассматриваемом этапе заметную роль играют гидрофильные комплексы, отражающие изменение условий климата, которые тесно связаны с расширением в среднем триасе трансгрессии, начавшейся в оленекском веке, что привело к увлажнению климата, отложению сероцветных осадков, началу углеобразования и других факторов. С трансгрессией связано широкое распространение многочисленных спор, акритарх, характерных в палинокомплексах ладина Германии, Польши, сменившихся обилием пыльцы *Circumpolles* в карнийском веке.

Третий этап развития палинофлоры приходится на посткарнийское время, т.е. на норий - рэт. Поскольку проблема норийского и рэтского ярусов находится в стадии продолжающихся исследований и дискуссий, здесь приводится обобщенная характеристика для этих подразделений. Наиболее важным событием рассматриваемого этапа является смена древних элементов группы *Circumpolles* молодыми ее представителями, что связано с появлением пыльцы *Classopollis*, и более постоянными находками пыльцы *Corollina*. Наряду с этим, палинофлоры нория - рэта претерпевают последующее изменение, выраженное в заметном угасании или исчезновении *Sametospores secatus* вместе с другими ранними представителями группы *Circumpolles*, а также группы протосаккатной пыльцы *Doubingerispora*, *Kuglerina*, *Triadispora* и ребристых форм.

Появление пыльцы *Classopollis* примечательно тем, что она является настоящим элементом мезозойской флоры, и вместе со спорами птеридофитов они будут определять облик юрских и более молодых комплексов миоспор. Для нория - рэта совместно с родами *Classopollis* и *Corollina* свойственны диагностические миоспоры: *Ricci-sporites tuberculatus*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Rhaetipollis germanicus*, представители родов *Zebbrasporites*, *Kurtomisporis*, *Concavisporites*, *Deltoidospora*. Основной спектр их имеет широкое распространение в палинофлорах этого времени от Гренландии (Pedersen, Lund, 1980) и Арктической Канады

(Fisher, 1979), Англии (Fisher, 1972), Польши (Orłowska-Zwolinska, 1983) до Испании (Baudelot, Taugourdeau-Lantz, 1986) и Португалии (Adloff *et al.*, 1974). Являясь продуцентом теплолюбивого и засухоустойчивого хвойного растения семейства *Cheirolepidaceae*, пыльца *Classopollis* заметно реагирует при переходе от южных районов с аридным климатом к северным районам с более гумидным климатом (Вахрамеев, 1970). Свидетельством тому служат палинокомплексы Гренландии (Pedersen, Lund, 1980) и Баренцева моря (Hochuli *et al.*, 1989), где *Classopollis* встречается редко. В отличие от последних она прослеживается в больших количествах и часто является доминантой особенно в центральных районах Западной Европы и в районах Средиземноморья. К таким местонахождениям относятся палинокомплексы Германии (Brenner, 1986), Австрии (Karle, 1984), Польши (Orłowska-Zwolinska, 1979), Испании (Baudelot, Taugourdeau-Lantz, 1986), Ливии (Adloff *et al.*, 1986), Сирии (Ярошенко, Баш Имам, 1989). Развитие же разнообразных спор птеридофитов, видимо, указывает на признаки некоторого увлажнения климата, начавшегося в конце триаса и продолжавшегося в юре.

В заключение можно сделать следующие выводы. Палинофлора триаса занимает двойственное положение, если в раннем триасе она содержит представителей верхней перми, то в позднем ее состав тесно связан с юрскими элементами. Намеченные этапы развития палинофлоры в общих чертах совпадают с этапами флор, установленными по макромерным растительным остаткам. Палинофлора первого этапа (нижний триас - анизий) характеризуется соответствующими комплексами, которые несут палеофитные признаки. Второй этап (ладин - карний) знаменателен появлением новой пыльцы группы *Circumpolles*, являющейся предвестницей настоящего мезофита. Палинофлора ладина таким образом рассматривается переломным рубежом в развитии флоры, когда происходит смена палеофита на мезофит. Третий этап (норий - рэт) в развитии палинофлоры отмечен появлением настоящих представителей мезозойской флоры, т.е. рода *Classopollis*, пришедшим на смену ранним элементам группы *Circumpolles*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вахрамеев В.А. Закономерности распространения и палеоэкология мезозойских хвойных *Cheirolepidiaceae* // Палеонтол. журнал. 1970. № 1. С. 19 - 34.
- Вахрамеев В.А. Пыльца *Classopollis* как индикатор климата юры и мела // Сов. геология. 1980. № 2. С. 48 - 56.
- Гоманьков А.В., Кюнцель М.К., Мейен С.В. Новые данные о растительных остатках из верхней перми и нижнего триаса Русской платформы. М. 1986. Деп. в ВИНТИ, 24.П.86, № 7994-В, 95 с.

- Добрускина И.А.* Триасовая флора Евразии. М.: Наука, 1982. 165 с.
- Кюнцель М.К.* Новые данные о находке *Pleuromeia gossica* Neub. в отложениях нижнего триаса северо-восточных районов Русской платформы // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966. С. 95, 96.
- Мейен С.В.* Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.
- Синегуб В.П.* Листовая флора, споры и пыльца // Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1972. С. 3 - 164.
- Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.
- Шелехова М.Н., Ясаманов Н.А.* Климатические условия на территории Прикаспийской впадины во второй половине триаса по данным палинологии // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1988. Т. 63. Вып. 2. С. 90 - 95.
- Ярошенко О.П.* Миоспоры в континентальных отложениях триаса Прикаспийской впадины и их значение для стратиграфии // Сов. геология, 1969. № 5. С. 64 - 73.
- Ярошенко О.П.* Комплексы миоспор и стратиграфия триаса Западного Кавказа. М.: Наука, 1978. 125 с.
- Ярошенко О.П., Баш Имам И.* Палинофлора и стратиграфия отложений среднего и верхнего триаса Сирии // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. 1989. М.: ГИН АН СССР. С. 32 - 65.
- Ярошенко О.П., Голубева Л.П., Калантар И.З.* Миоспоры и стратиграфия нижнего триаса Печорской синеклизы. М.: Наука, 1991. 135 с.
- Adloff M.C., Doubinger J., Palain C.* Contribution à la palynologie du Trias et du Lias inférieur du Portugal "Gres de Silves" du Nord du Tage // Grum. Serv. Géol. Portugal, 1974. V. 58. P. 91 - 144.
- Adloff M.C., Doubinger J.* Observations palynologiques dans le Muschelkalk inférieur du sondage de Mersch, Luxembourg // Bull. Serv. géol. Luxembourg, 1977. No. 8. P. 1 - 15.
- Adloff M.C., Doubinger J., Massa D., Vachard D.* Trias de Tripolitaine (Libye) Nouvelles données biostratigraphiques et palynologiques // Rev. Inst. Fr. Pétrole, 1986. V. 41. No. 1. P. 27 - 72.
- Balme B.E.* Palynology of Permian. Triassic boundary beds at Kap Stosch, east Greenland // Medd. Grønland, 1979. V. 200. No. 6. P. 1 - 37.
- Baudelot S., Taugourdeau-Lantz J.* Découverte d'une microflora dans les Pyrenees Catalanes attribuable au Norien-Rhétien // Rev. Paléobiologie, 1986. V. 5. No. 1. P. 5 - 9.
- Besems R.E.* Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaez region (southeastern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula // Rev. Palaeobot. Palynol., 1981a. V. 32. P. 257 - 273.
- Besems R.E.* Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 2. Preliminary palynological data from the Hornos-Siles Formation of the Prebetic Zone, NE province of Jaen (Southeastern Spain) // Rev. Palaeobot. Palynol., 1981b. V. 32. No. 4. P. 389 - 400.
- Besems R.E.* Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 3. Palynology of the Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone. Province of Jaen. Southern Spain), with Additional Information on the Macro- and Microfaunas // Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 1983. Bd. 5. S. 37 - 56.
- Bharadwaj D.C., Singh H.P.* An Upper Triassic miospora assemblage from the coals of Lunz, Austria // Palaeobotanist, 1964. V. 12. No. 2. P. 28 - 44.
- Brenner W.* Bemerkungen zur Palynostratigraphie der Rhät-Lias Grenze in SW-Deutschland // Neues Jahrbuch Paläont. Abh. Stuttgart, 1986. Bd. 173, H. 2. S. 131 - 166.
- Doubinger J., Adloff M.C.* Précisions palynologiques sur l'âge Anisien moyen du gisement à plantes du Trias des Lavaredes (se de Lodève s de France) // Sci. Géol. Bull., 1981. V. 34. No. 4. P. 239 - 243.
- Eshet Y., Cousminer H.L.* Palynozonation and correlation of the Perm-Triassic succession in the Negev, Israel // Micropaleontology, 1986. V. 32. No. 3. P. 193 - 214.
- Fisher M.J.* The Triassic palynofloral succession in England // Geoscience and Man. London, 1972. V. 4. No. 1. P. 101 - 109.
- Fisher M.J.* The Triassic palynofloral succession in the Canadian Arctic Archipelago // AASP, Contrib., 1979. Ser. 58. P. 83 - 100.
- Grauvogel-Stamm L.* La flore du Crés a Voltzia (Buntsandstein supérieur) des Vosges de Nord France // Memoire, 1978. No. 50. 225 p.
- Hochuli P.A., Colin J.P., Vigran J. Os.* Triassic biostratigraphy of the Barents Sea area // Correlation in Hydrocarbon Exploration. Norwegian Petrol. Soc., Graham et Trotman, London, 1989. P. 131 - 153.
- Karle U.* Palynostratigraphische Untersuchung eines Rhät/Lias-Profiles am Fonsjoch, Achensee (Nördliche Kalkalpen) Österreich // Mitt. Österr. Geol. Ges., 1984. V. 77. P. 331 - 353.
- Klaus W.* Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen Heft 4: Wien-Hamburg, 1964. S. 3 - 16.
- Orłowska-Zwolinska T.* Palynological correlation of the Bunter and Muschelkalk in selected profiles from Western Poland // Acta Geol., 1977. V. 27. No. 4. P. 417 - 430.
- Orłowska-Zwolinska T.* Miospory // *Malinowskiej L.* (ed.) Budowa geologiczna Polski. T. III. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. 2a. Mezozoik. Trias. Warszawa, 1979. P. 159 - 201.
- Orłowska-Zwolinska T.* Palynostratygrafia epikontinentalnych osadów wyższego Triasu w Polsce // Prace Instytutu Geologicznego, CIV. Warszawa, 1983. P. 5 - 89.
- Orłowska-Zwolinska T.* Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of Western Poland // Acta Palaeontol. Pol., 1984. V. 29. No. 3/4. P. 161 - 194.
- Pedersen K.R., Lund J.J.* Palynology of the plant-bearing Rhatian to Hettangian Kap Stewart Formation, Scoresby Sund, East Greenland // Rev. Palaeobot. Palynol., 1980. V. 31. P. 1 - 69.
- Reitz E.* Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen // Geol. Abh. Hessen, 1985. Bd. 89. 36 S.
- Scheuring B.W.* "Protosaccate" Strukturen ein weitverbreitetes pollenmerkmal zur frühen und mittleren Gymno-

- spermenzeit // Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, 1974. Bd. 4. No. 2. P. 1 - 30.
- Scheuring B.W.* Proximal exine filaments, a widespread feature among Triassic Protosaccites and Circumpolles to secure the dispersal of entire tetrads // Pollen et Spores, 1976. V. 18. No. 4. P. 611 - 639.
- Schulz E.* Sporen und pollen aus dem Mittleren Buntsandstein des Germanischen Bleckens // Monatsber. Dt. Akad. Wiss., 1964. Bd. 6, H. 8. S. 597 - 606.
- Taugourdeau-Lantz J.* Première étude des spores du Trias moyen de Gabian (bordure Sud de la Motagne, Noire, France) // Rev. Palaeobot. Palynol., 1974. V. 17. No. 1 - 2. P. 149 - 159.
- Taugourdeau-Lantz J.* Les associations palynologiques du Trias languedocien dans leur cadre européen: influence du milieu (sols de végétation-milieu sédimentaire) // Geol. France, 1984. No. 1 - 2. P. 23 - 28.
- Van der Eem J.G.L.A.* Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 6. Palynological investigations in the Ladinian and Lower Karnian of the western Dolomites, Italy // Rev. Palaeobot. Palynol., 1983. V. 39. P. 189 - 300.
- Visscher H.* The impact of palynology on Permian and Triassic stratigraphy in Western Europe // Rev. Palaeobot. Palynol., 1974. V. 17. No. 1/2. P. 5 - 19.
- Visscher H., Krystyn L.* Aspects of Late Triassic palynology. 4. A palynological assemblage from ammonoid-controlled Late Karnian (Tuvalian) sediments of Sicily // Rev. Palaeobot. Palynol., 1978. V. 26. No. 1 - 4. P. 93 - 112.
- Visscher H., Van der Zwan C.J.* Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic: Phytogeographical and palaeoclimatological implications // Geol. Rundschau, 1981. V. 70. S. 625 - 634.

УДК 563.12:551.7621.763.1(71+47)

ЗОНАЛЬНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ СРЕДНЕЙ ЮРЫ - НИЖНЕГО МЕЛА ПО ФОРАМИНИФЕРАМ НА ТЕРРИТОРИИ КАНАДЫ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

© 1993 г. П. Асколи*, А. Григялис**

*Бедфордский океанологический институт, Дартмут, Новая Шотландия, В2У 4А2, Канада

**Литовский геологический институт, Вильнюс, ул. Шевченкос 13, 2600, Литва

Поступила в редакцию 06.11.92 г.

Детальные микробиостратиграфические исследования базируются на анализе биозон видов, установлении их стратиграфического ранга. Сопоставляя данные о биозонах, получаем представления о распространении видов, общих для разных регионов, что позволяет их использовать в целях бассейнового анализа, палеоэкологии и палеобиогеографии.

Задача настоящей статьи – изучение стратиграфического распределения фораминифер в юрских и раннемеловых отложениях Канадского Атлантического шельфа и Восточно-Европейской платформы. В последние годы появилось много новых обобщающих данных о фораминиферах и стратиграфии юры и нижнего мела разных регионов Северного полушария. Было обосновано зональное подразделение (по разным группам фораминифер) юрских и нижнемеловых отложений Атлантического побережья Канады, Восточной и Западной Европы, Крыма, Кавказа (Григялис, Кузнецова, 1987; Кузнецова, Горбачик, 1985; Стратиграфия и корреляция ..., 1985; Ascoli 1988, 1990; Williams *et al.*, 1990). Однако изучение стратиграфического ранга общих видов фораминифер юры и раннего мела проведено лишь по данным, охватывающим Новошотландский шельф Канады и Западную Европу (Ascoli, 1976). Было установлено, что большинство диагностических видов средней - верхней юры и все таковые нижнего мела распространены как в Новошотландском шельфе Канады, так и в Германии. Также выявлено, что во многих случаях высший предел стратиграфического распространения диагностических видов (точка "вымирания") от средней юры (батский ярус) до позднейшего мела (маастрихтский ярус) в Новошотландском шельфе является таким же, как установлено в Германии и других регионах Западной Европы.

В настоящее время эти данные могут быть дополнены и уточнены, базирясь на изучении авторами своих коллекций, а также используя опубликованные материалы других исследователей. Пользуясь случаем, выражаем благодарность руководителям Атлантического геонаучного центра и Литовского геологического института за предоставленную возможность провести совместные исследования, коллегам – за критический просмотр рукописи и сделанные замечания.

Методика. Изученные коллекции авторов происходят из глубоких буровых скважин Атлантического побережья Канады, обнажений и скважин Восточно-Европейской платформы (Балтийский, Печорский, Московский, Саратовский регионы), частично – Польского и Германского бассейнов. Стратиграфическая привязка материалов по европейским регионам основывается на изучении аммонитов, по Атлантическому шельфу Канады – кальпионеллид (в интервале позднего титона - среднего валанжина), обоих регионов – планктонных фораминифер.

Зональное расчленение отложений юры и нижнего мела по фораминиферам проводится в изученных регионах по несколько разным критериям. В Канадском Атлантическом шельфе фораминиферовые и остракодовые зоны обоснованы наиболее поздним присутствием видов, т.е. высшим пределом их распространения (highest, or last occurrence), так как материал происходит из шлама скважин. Такие виды составляют зональный диагностический комплекс. Из них выделяются один - два зональных вида для обозначения зоны. Установленные зоны имеют фиксированную верхнюю границу. Они классифицируются как информальные комплексные зоны (Ascoli, 1988).

В Восточно-Европейской платформе зональное расчленение юрских отложений, а в Крыму – нижнемеловых, основано на аммонитах. Изучение из тех же разрезов и фораминифер позволяет установить наиболее раннее появление видов (lowest, or first occurrence), также как их наиболее позднее присутствие. Таким образом можно обосновать нижнюю и верхнюю границы зон. Они классифицируются как комплексные зоны (assemblage zones) или зоны совместного распространения (concurrent-range zones) (Азбель, Григялис, ред., 1991; Григялис, 1985).

Стратиграфический ранг видов. Анализ распространения видов фораминифер юры и нижнего мела Канадского Атлантического шельфа и Восточно-Европейской платформы не проводился. Между тем в юрское - раннемеловое время эти регионы находились в одной палеобиогеографической области и еще не были разделены Северной Атлантикой. Близость систематического состава фауны (роды, семейства фораминифер) именно и объясняется существованием сходных палеобиогеографических условий, а также развитием терригенно-карбонатного морского седиментогенеза.

Средняя юра. Рис. 1 показывает стратиграфический ранг видов среднеюрского времени на Канадском Атлантическом шельфе и в Восточно-Европейской платформе. В интервале байосского - келловейского ярусов установлено 53 общих вида, с максимумом 11 видов в нижнебатском подъярусе.

В байосских отложениях общим видом является *Garantella rudia* Kartagenko. В буровых скважинах Канадского Атлантического шельфа байос пробурен (или достигнут) лишь в нескольких пунктах. Тем не менее находка *Garantella rudia* позволяет установить здесь новую одноименную зону (скв. Эридер М-75, Гранд Банкс). В Восточно-Европейской платформе зона *Garantella rudia* выделяется в Днепровско-Донецкой впадине в объеме аммонитовой зоны верхнего байоса *Garantiana garantiana* (Пяткова, Пермякова, 1978). На Канадском Атлантическом шельфе геологический возраст зоны *Garantella rudia* – байос. Находки фораминифер единичны: *Garantella ampasindavayensis* Espitalie et Sigal, *Garantella semiomata* (Schwager), *Epistomina praecursor* Ohm (коллекция П. Асколи).

Для батского яруса характерно 7 общих видов. Из планктонных фораминифер определена *Conoglobigerina bathoniana* (Pazdro). В Восточно-Европейской платформе этот вид распространен в батских отложениях Польской низменности (Pazdro, 1969). Сравнение топотипов *Conoglobigerina bathoniana* из Огородзенца (Польша; коллекция А. Григялиса) с находками в Канадском Атлантическом шельфе показало их идентичность. Этот вид маркирует единый зональный уровень.

Из бентосных фораминифер батского яруса, общих для обоих регионов, с некоторыми различиями в стратиграфическом ранге отмечаются *Epistomina bireticulata* Pazdro, *Garantella ornata* (Hofker), *Reinholdella crebra* Pazdro, *Lenticulina daphne* Bielecka et Styk, *Trocholina conica* (Schlumberger). В Восточно-Европейской платформе эти виды известны в бате Польской низменности (западная часть платформы), часть же из них начинается в позднем байосе (Bielecka, Styk, 1981). *Reinholdella media* (Kartagenko), помимо байоса - бата Польши, встречена в верхнем байосе Украины (зоны *Strenoceras subfurcatum* и *Garantiana garantiana*).

По составу зональных диагностических видов зона *Epistomina bireticulata* – *Garantella ornata* батского яруса Атлантического шельфа Канады сопоставима с батскими отложениями Польской низменности, где может быть выделена зона *Epistomina bireticulata* – *Reinholdella crebra* (выделяется впервые). В более к востоку расположенной части Восточно-Европейской платформы батские отложения (кроме верхнебатских) распространены в Рязано-Саратовском прогибе и Днепровско-Донецкой впадине, но видовой состав фораминифер является иным (Азбель, Григялис, ред., 1991; Пяткова, Пермякова, 1978).

В келловее установлено 7 общих видов. В Канадском Атлантическом шельфе присутствует планктонный вид *Globuligerina calloviensis* K. Kuznetsova, чем может быть обосновано выделение здесь одноименной зоны (выделяется впервые; скв. Акадия К-62, Шотландский шельф). Этот вид неизвестен в келловее Восточно-Европейской платформы. Зона установлена для нижней части келловоя Крыма, также распространена в Восточном Средиземноморье (Сирия). Однако находки этого важного вида пока крайне редкие.

Из общих бентосных видов стратиграфический ранг *Epistomina porcellanea* Brückmann ограничен келловеем. Другие виды, как *Epistomina coronata* Terquem, *Epistomina regularis* Terquem в Канадском Атлантическом шельфе, так и на Восточно-Европейской платформе появляются раньше келловоя – в позднем байосе или бате. С другой стороны, *Epistomina nuda* Terquem и *Ophthalmidium carinatum* Kübler et Zwingli известны в Польской низменности, начиная с позднего байоса. Все виды выше верхней границы келловоя не встречаются, кроме *Epistomina mosquensis* Uhlig, которая, появившись в бате и распространившись в келловее, на Восточно-Европейской платформе существовала еще в раннем и среднем оксфорде (в Польской низменности), а в Канадском Атлантическом шельфе – в целом оксфорде и кимеридже.

В келловее в Канадском Атлантическом шельфе стали преобладать эпистоминиды, которые во всей поздней юре и самом раннем мелу были важнейшими компонентами фауны фораминифер. На Восточно-Европейской платформе в келловее наряду с эпистоминидами важное место занимали многочисленные лентикулиниды, а в раннем келловее – и полиморфиниды.

Зоны келловейского яруса Атлантического шельфа Канады и Восточно-Европейской платформы основаны на различных диагностических комплексах. Из зональных диагностических видов известкового бентоса зоны *Epistomina coronata* – *Epistomina regularis* – *Epistomina omnino-reticulata* келловоя Канадского Атлантического шельфа в нижнем келловее Польской низменности встречены *Ophthalmidium carinatum* Kübler et Zwingli, *Epistomina nuda* Terquem и *E. coronata* Terquem (Bielecka, Styk, 1981; Budowa geologiczna, ..., 1980), а в

Ярус, подъярус, зона		Виды фораминифер		Garantella rudia Kaptarenko	Reinholdella media (Kaptarenko)	Garantella ornata (Hofker)	Conoglobigerina bathoniana (Pazdro)	Epistomina bireticulata Pazdro	Trocholina conica (Schlumberger)	Epistomina regularis Terquem	Ophthalimidium infraoolithicum (Terquem)	Lenticulina daphne Bielecka et Snuk	Reinholdella crebra Pazdro	Epistomina coronata Terquem	Globuligerina calloviensis K. Kuznetsova	Epistomina nuda Terquem	Ophthalimidium carinatum Kübler et Zwingli	Epistomina mosquensis Uhlig	Conorboides acutiliformis (Seibold et Seibold)	Epistomina porcellanea Brückmann	Saracenaria comucopiae (Schwager)	Lenticulina quenstedti (Gämbel)	Число общих выходов	
		Калловейский	Батский																					Байосский
Калловейский	Верхний	1,2	Quenstedtoceras lamberti																				6	
		1,2	Peltoceras athleta																					
	Средний	1,2	Erymnoceras coronatum																					8
		1,2	Kosmoceras jason																					
	Нижний	1,2	Sigaloceras calloviense																					8
		1,2	Macrocephalites macrocephalus																					
Батский	Верхний	2	Clydonoceras discus																				7	
		2	Oecotraustes paradoxus																					
		2	Oecotraustes heterocostatus																					
	Средний	2	Cadoceras bremeri																					7
		2	Morrisiceras morrisi																					
	Нижний	1,2	Parkinsonia wuerttembergica																					11
1,2		Parkinsonia ferruginea																						
Байосский	Верхний	1,2	Parkinsonia parkinsoni																				5	
		1,2	Garantiana garantiana																					
		1,2	Strenoceras subfurcatum																					
	Нижний	1,2	Stephanoceras humphriesianum																					1
1,2		Otoites sauzei																						
1,2		Sonninia sowerbyi																						



Рис. 1. Анализ стратиграфического распространения среднеюрских фораминифер на Атлантическом шельфе Канады и в Восточно-Европейской платформе.

Зональное расчленение по аммонитам: 1 – данные по Восточно-Европейской платформе, 2 – данные по Польской низменности.

Распространение выбранных видов фораминифер: 1 - 3 – Атлантический шельф Канады (1 – более 5, 2 – менее 5 местонахождений, 3 – возможное присутствие); 4, 5 – Восточно-Европейская платформа (4 – установлено присутствие, 5 – возможно присутствие); 6, 7 – южное обрамление Восточно-Европейской платформы (6 – установлено присутствие, 7 – возможно присутствие). Зональные индекс-виды: 8 – Атлантического шельфа Канады, 9 – Восточно-Европейской платформы, 10 – южного обрамления Восточно-Европейской платформы.

среднем и верхнем келловее более восточных районов Восточно-Европейской платформы – лишь *Epistomina porcellanea* Brückmann (Азбель, Григялис, ред., 1991). В интервале зоны агглютинирующего бентоса *Trocholina conica* бата – келловей Канадского Атлантического шельфа на Восточно-Европейской платформе распространено несколько видов рода *Trocholina*: *T. nana* Kaptarenko – бат и нижний келловей, *T. conica* (Schlumberger) – бат, *T. klaipedica* Grigelis – средний и верхний келловей (Григялис, 1985).

Верхняя юра. Рис. 2 иллюстрирует стратиграфический ранг видов верхней юры, где в интервале оксфордского - титонского ярусов выявлено 33 общих вида. Их максимум (в пределах 13 - 16 видов) характеризует оксфорд и нижний кимеридж, минимум составляет 4 вида в верхнем титоне.

В оксфордском ярусе установлено 9 общих видов. Присутствие в обоих регионах планктонного вида *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis) обосновывает выделение одновозрастной одноименной зоны (Григялис, Кузнецова, 1987; Ascoli, 1988).

Общие бентосные виды включают *Saracenaria triquetra* (Cümbel) и *Conorboides paraspis* (Schwager), в обоих регионах ограниченных оксфордом. Появившись в келловее, для оксфорда характерны *Conorboides scutuliformis* (Seibold et Seibold), *Saracenaria cornucopiae* (Schwager); последний вид в Восточно-Европейской платформе (Литва) переходит и в нижний кимеридж. *Ophthalmidium strumosum* (Cümbel), зональный вид для среднего оксфорда Восточно-Европейской платформы, на Канадском Атлантическом шельфе установлен и в келловее. Для оксфорда обоих регионов характерны *Astacolus irretitus* (Schwager) и *Trocholina transversarii* Paalzow, известные и в нижнем кимеридже.

На Канадском Атлантическом шельфе оксфордский ярус по известковому бентосу выделен как зона *Epistomina soldanii*-*Conorboides paraspis*, а по агглютинирующему – как зона *Alveosepta jaccardi* (верхняя часть оксфорда). В Восточно-Европейской платформе зональное деление оксфорда более детально и основано на изучении опорных разрезов, датированных аммонитами (Средний и верхний оксфорд ..., 1989). Зона нижнего и раннего среднего оксфорда *Ophthalmidium sagittum*-*Epistomina volgensis* по зональным диагностическим комплексам общих видов не имеет, но в ней присутствуют *Epistomina nemunensis* Grigelis, *Trocholina transversarii* Paalzow, появляющиеся в оксфорде Канадского Атлантического шельфа. Зональные для нижнего оксфорда Восточно-Европейской платформы *Lenticulina brueckmanni* Mjatluk и *Epistomina volgensis* Mjatluk на Канадском Атлантическом шельфе появляются лишь в кимеридже. В зоне среднего оксфорда Восточно-Европейской платформы *Ophthalmidium strumosum*-*Lenticulina brestica* в зональном диагностическом комплексе общим является зональный *O. strumosum* (Cümbel), присутствуют

E. volgensis Mjatluk, *E. nemunensis* Grigelis и *Trocholina transversarii* Paalzow. В зоне верхнего оксфорда платформы *Lenticulina russiensis*-*Epistomina uhligi* в зональном диагностическом комплексе общим видом является *O. strumosum*, в обоих регионах установлены также *Astacolus irretitus* (Schwager), *Lenticulina quenstedti* (Cümbel), *Epistomina nemunensis* Grigelis.

Зона агглютинирующего бентоса *Alveosepta jaccardi* как акмезона на том же уровне верхнего оксфорда выделяется на Канадском Атлантическом шельфе и по южному обрамлению Восточно-Европейской платформы в Крымско-Кавказском регионе (Азбель, Григялис, ред., 1991; Ascoli, 1988).

В кимеридже выявлено 14 общих видов. Планктонные фораминиферы отсутствуют.

Кимериджский возраст однозначно фиксируется присутствием известковых бентосных *Epistomina cognita* Yakovleva, *E. arkelli* Bielecka et K. Kuznetsova, *Paulina marginata* (Lloyd), выше кимериджа не известных. Из оксфорда переходят и в кимеридже заканчиваются *E. nemunensis* Grigelis, *Planularia tricarinnella* (Reuss) и *P. feifeli* Paalzow, *Lenticulina brueckmanni* Mjatluk. В кимеридже Канадского Атлантического шельфа более позднее распространение, чем на Восточно-Европейской платформе, имеют *Epistomina mosquensis* Uhlig и *E. volgensis* Mjatluk, которые на платформе выше нижнего - среднего оксфорда не встречены. С кимериджа в обоих регионах появляются *Epistomina praereticulata* Mjatluk, *Eoguttulina inovroclaviensis* Bielecka et Pozaryski. Характерные для кимериджа *Lenticulina vistulae* Bielecka et Pozaryski в Канадском Атлантическом шельфе появляется в оксфорде, а *Trocholina solecensis* Bielecka et Pozaryski начинается раньше в позднем оксфорде Польши.

Из агглютинирующего бентоса в кимеридже обоих регионов продолжается *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), верхний предел распространения которой в Канадском Атлантическом шельфе и Польше ограничен нижним, а в Крыму – верхним кимериджем. *Mesoendothyra izjumiana* Dain (*Everticyclammina* sp. 1 "big" sensu Ascoli, 1988), известная в оксфорде обоих регионов, в Канадском шельфе продолжается и заканчивается в кимеридже.

Зональное расчленение кимериджа Атлантического шельфа Канады и Восточно-Европейской платформы сопоставляется по общим видам зональных диагностических комплексов. Зона известкового бентоса кимериджа Канадского Атлантического шельфа *Planularia tricarinnella*-*Epistomina mosquensis* имеет общие виды с зоной нижнего кимериджа Восточно-Европейской платформы *Lenticulina kuznetsovae*-*Epistomina praetariensis* (*Epistomina cognita*, *E. arkelli*, *Paulina marginata*) и с зоной верхнего кимериджа *Haplophragmium monstratum*-*Pseudolamarckina pseudorjasanensis* (*Epistomina praereticulata*, *E. stelicostata*).

Виды фораминифер	Ярус, подъярус, зона		Теттонский			Каммериджийский		Осфордский			Число общих видов						
	Беррашский Нижний	Верхний	Верхний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Средний	Нижний							
												Беррашский Нижний	Верхний	Волжский		Верхний	Нижний
														Нижний + Средний	Верхний		
<i>Saracenaria triquetra</i> (Gumbel)																	
* <i>Conorboides paraspis</i> (Schwager)																	
<i>Conorboides scutuliformis</i> (Seibold et Seibold)																	
* <i>Globulig. rina oxfordiana</i> (Griggis)																	
** <i>Opilhalmidium strumosum</i> (Gumbel)																	
<i>Auscolus iretitus</i> (Schwager)																	
<i>Saracenaria cornucopiae</i> (Schwager)																	
* <i>Alveosepta jaccardi</i> *** (Schrodi)																	
** <i>Epistomina moqueuensis</i> Uhlig																	
*** <i>Trocholina transversari</i> Pozaryski																	
*** <i>Epistomina nemumensis</i> Griggis																	
*** <i>Mesocodolysa izjumiana</i> Dau																	
** <i>Planularia tricarinella</i> (Reuss) n P. ficeli Pozalov																	
** <i>Planularia bruckmanni</i> Mjatljak																	
** <i>Lenticulina quenstedti</i> (Gumbel)																	
<i>Lenticulina polonica</i> (Wisniewski)																	
* <i>Annoboscullites coprolithiformis</i> (Schwager)																	
<i>Lenticulina vianul.</i> - Bielecka et Pozaryski																	
* <i>Epistomina ex gr. E. paraselliigera</i> *** (Hoffker) - E. ventrosa Espitalie et Sigal Espitalie et Sigal																	
<i>Epistomina madagascariensis</i> Espitalie et Sigal																	
<i>Paleogaudryina yarovvicensis</i> (Bielecka et Pozaryski)																	
* <i>Epistomina stelliosata</i> Bielecka et Pozaryski																	
** <i>Epistomina volgensis</i> Mjatljak																	
<i>Planularia beierana</i> (Gumbel)																	
* <i>Trocholina solocensis</i> Bielecka *** et Pozaryski																	
<i>Epistomina cognita</i> Jakovleva																	
<i>Paulina marginata</i> (Lloyd)																	
<i>Epistomina artelli</i> Bielecka et K. Kuznetsova																	
<i>Epistomina praeretiolata</i> Mjatljak																	
<i>Eogumulina inovroclaviensis</i> Bielecka et Pozaryski																	
*** <i>Trocholina elongata</i> (Leupold) Anchisparocyclina lutanica *** (Egger)																	
<i>Planularia doffleini</i> Kasanzev																	
Число общих видов																	

Рис. 2. Анализ стратиграфического распространения верхнеюрских фораминифер на Атлантическом шельфе Канады и в Восточно-Европейской платформе. Зональное расчленение по аммонитам: 1 – данные по Восточно-Европейской платформе, 2 – данные по южному обрамлению Восточно-Европейской платформы, 3 – данные по Польской низменности (условные обозначения см. на рис. 1).

Зоны агглютинирующего бентоса Канадского шельфа нижнего кимериджа *Alveosepta jaccardi* и верхнего кимериджа *Trocholina solecensis* сопоставляются с кимериджем Восточно-Европейской платформы по зональным видам-индексам, а для верхнего кимериджа – также по присутствию *Meosendothya izjumiana* Dain и *Paleogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pozaryski).

В титонском ярусе, соответствующем нижнему и среднему волгию, установлено 11 общих видов. Планктонные фораминиферы не найдены.

Для титона южной части Канадского Атлантического шельфа характерен тетический эндемик *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger), по-видимому, начинающийся в кимеридже. Этот вид известен и в титонских отложениях Крыма, где переходит в берриас (Кузнецова, Горбачик, 1985). Многие виды, перешедшие из более древних отложений, в титоне Канадского Атлантического шельфа имеют верхний предел распространения: это *Epistomina ex gr. parastelligera* (Hofker) – *E. ventriosa* Espitalie et Sigal, *E. stellcostata* Bielecka et Pozaryski, *E. madagascariensis* Espitalie et Sigal, *Trocholina elongata* (Leupold), *Ammobaculites coprolithiformis* (Schwager), *Paleogaudryina varsoviensis* (Biel. et Poz.), *Planularia dofleini* Kasantsev. В нижнем титоне заканчивается *Lenticulina quenstedti* (Cümbel) и *L. polonica* (Wisniowski). В берриасе переходит *Planularia beierana* (Cümbel). В регионе Восточно-Европейской платформы интервалы распространения ряда этих видов часто на один - два яруса ниже, чем в Канадском Атлантическом шельфе, и верхний предел их распространения ограничен оксфордом или кимериджем (см. рис. 2).

По известковому бентосу в титоне Канадского Атлантического шельфа выделена зона *Epistomina stellcostata*-*Epistomina ex gr. Epistomina parastelligera*-*Epistomina ventriosa* (Ascoli, 1990). Этому интервалу соответствуют три зоны нижнего и среднего волгия Восточно-Европейской платформы: *Lenticulina undorica*-*Pseudolamarckina bieleckae* (нижний волгий), *Lenticulina ponderosa*-*Saracenaria pravoslavlevi* (средний волгий) и *Spirofrondicularia rhabdognioides*-*Lenticulina oligostegia* (средний волгий). По зональному диагностическому комплексу с Канадским Атлантическим шельфом сопоставляется нижняя зона, ограниченная кровлей *Povayuska pseudoscythica*, в которой установлены общие виды *Planularia dofleini* Kasantsev, *Epistomina stellcostata* Biel. et Poz., *E. praereticulata* Mjatluk. Зоны среднего и верхнего волгия (последняя в Канадском Атлантическом шельфе соответствует нижнему берриасу) по зональным диагностическим комплексам видов-коррелянтов не имеют.

Зона титона Канадского шельфа по агглютинирующему бентосу *Anchispirocyclus lusitanica*-*Ammobaculites coprolithiformis* может быть сопоставлена по виду *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger), известному в титоне Крыма, и *Trocholina elongata* (Leupold), известному из титона Украин-

ских Карпат (Азбель, Григялис, 1991; Кузнецова, Горбачик, 1985):

Нижний мел. Анализируется интервал берриасского - барремского ярусов. Некоторыми видами, переходящими из титона, как *Epistomina volgensis* Mjatluk, *Verneuillinoidea neocomiensis* (Mjatluk), *Planularia beierana* (Cümbel), нижняя граница берриаса увязывается с верхней титона. В целом эта граница резкая, так как на ней исчезает 7 видов из 9, составляющих зональный диагностический комплекс верхнего титона в Канадском Атлантическом шельфе (рис. 3). Анализ зонального расчленения проводится по данным северной части Восточно-Европейской платформы (Печорский бассейн) и южного обрамления платформы (Крымско-Кавказский бассейн) (Быстрова, 1991; Горбачик, 1991; Кузнецова, Горбачик, 1985).

В берриасе - валанжине в обоих регионах установлено 7 общих видов. Планктонный вид *Favusella hoterivica* (Subbotina) появляется предположительно с верхнего берриаса в Канадском Атлантическом шельфе и в готериве Восточно-Европейской платформы.

Из бентосных видов в нижнем берриасе Печорского бассейна общих видов нет, а для верхнего берриаса - валанжина общим является *Verneuillinoidea neocomiensis* (Mjatluk). В верхнем валанжине (зона *Polyptychites polyptychus*) Печорского бассейна, кроме отмеченной *V. neocomiensis*, появляются общие с Канадским Атлантическим шельфом виды *Lenticulina eichenbergi* Bartenstein et Brand, *L. schreiteri* Bart. et Brand, *Planularia crepidularis* (Reuss), *Epistomina caracolla caracolla* Roemer, *E. tenuicostata* Bart. et Brand, *E. ornata* Roemer. Из перечисленных первое появление *Planularia crepidularis*, *E. caracolla* и *E. ornata* в Канадском Атлантическом шельфе отмечено в берриасе, а *Lenticulina eichenbergi*, *L. schreiteri* и *E. tenuicostata* появляются с валанжиной.

В берриасе и валанжине южного обрамления Восточно-Европейской платформы среди бентосных видов общими являются *Trocholina elongata* (Leupold), верхний предел распространения которой отмечен в нижнем берриасе, с верхнего берриаса появляются *Conorboides hofkeri* (Bartenstein et Brand) и *Saracenaria valanginiana* Bartenstein et Brand, а с валанжиной – *Lenticulina busnardoii* Moulade, *L. guttata guttata* (Ten Dam), *Epistomina ornata* (Roemer).

Зональное расчленение берриаса - валанжины Канадского Атлантического шельфа и Печорского бассейна по зонам известкового бентоса сопоставимо в верхнем валанжине, где *Lenticulina eichenbergi* Bartenstein et Brand является видоиндексом зоны *Reophax minutissima*-*Lenticulina eichenbergi* (Быстрова, 1991). Общие виды *Epistomina caracolla* (Roemer), *E. ornata* (Roemer) и *E. tenuicostata* Bartenstein et Brand использованы в Канадском Атлантическом шельфе как зональ-

Ярус, подъярус		Виды фораминифер		Число общих видов
		Трохолина elongata (Leupold)	Эпистомина volgensis Mjatluk	
Барремский	Верхний	*		3
	Нижний			5
Готеривский	Верхний			8
	Нижний			10
Валанжинский	Верхний			16
	Нижний			11
Берриасский	Верхний			7
	Нижний			7

Рис. 3. Анализ стратиграфического распространения нижнемеловых (берриас - баррем) фораминифер на Атлантическом шельфе Канады и в Восточно-Европейской платформе и ее южном обрамлении (условные обозначения см. на рис. 1).

ные индекс-виды для обозначения зон готеривского и барремского ярусов, т.е. по верхним пределам распространения этих видов.

В Крымско-Кавказском регионе для расчленения раннего нижнего мела по планктонным фораминиферам в берриасе - валанжине выделены слои с *Globuligerina gulekhsensis*, в готериве - слои с *Globuligerina hoterivica*. В Канадском Атлантическом шельфе вид *Favusella hoterivica* указывается от верхов берриаса до конца баррема, чем обосновано выделение в этом интервале одной планктонной зоны.

Среди зон по известковому бентосу в берриасе и валанжине по общим видам зона *Epistomina aff. minutereticulata*-*Epistomina volgensis* берриаса Канадского Атлантического шельфа не сопоставляется. Зона *Conorboides hofkeri*-*Conorbina heteropora* верхнего берриаса Крыма сопоставляется по присутствию в берриасе Канадского Атлантического шельфа *Conorboides hofkeri* (Bartenstein et Brand). Зона *Lenticulina busnardoii*-*Lenticulina gut-*

tata guttata нижнего валанжина Крыма и зона *Lenticulina busnardoii*-*Lenticulina saxonica bifurcilla* валанжина Канадского Атлантического шельфа сопоставимы по видам-индексам этих зон.

Зона берриаса - валанжина Канадского шельфа по агглютинирующему бентосу "*Everticyclamina virguliana*" plexus-*Haplophragmoides concavus* общих видов с Восточно-Европейской платформой и ее южным обрамлением не имеет.

В готеривском ярусе имеется до 11 общих видов. Из них *Conorboides valendisensis* (Bartenstein et Brand) и *Epistomina caracolla caracolla* (Roemer) установлены как в Канадском Атлантическом шельфе, так и в Печорском и Крымско-Кавказском бассейнах. Возможна идентичность видов *Haplophragmoides concavus* (Chapman) из валанжина - нижнего готерива Канадского шельфа и *H. ex gr. concavus* из готерива Печорского бассейна. Кроме указанных выше *Favusella hoterivica*, *Epistomina caracolla* и *Conorboides valendisensis*, в готеривских отложениях Канадского Атлантического

шельфа и Крымско-Кавказского региона встречены *Dorothia kummi* Zedler, *Lenticulina saxonica bifurcilla* Bartenstein et Brand, *L. saxonica saxonica* Bartenstein et Brand, *L. eichenbergi* Bartenstein et Brand, *L. nodosa* (Reuss), *L. collignoni* Espitalie et Sigal.

В зональном расчленении готерива в Канадском Атлантическом шельфе выделяется зона по известковому бентосу *Planularia crepidularis-Epistomina tenuicostata*, которая с готеривом Восточно-Европейской платформы и Крыма сопоставляется по выше перечисленным общим видам. По агглютинирующему бентосу в Канадском шельфе выделяется одна зона готерива - баррема *Verneuilinoides neocomiensis-Dorothia kummi*, нижняя готеривская часть которой по виду-индексу сопоставима с зоной *Marginulinopsis sigali-Dorothia kummi* нижнего готерива Крымско-Кавказского региона (Кузнецова, Горбачик, 1985; Ascoli, 1990).

В барремском ярусе имеется до 7 общих видов Канадского Атлантического шельфа и южного обрамления Восточно-Европейской платформы. В Печорском бассейне нижний баррем не установлен, а в верхнем барреме общих видов нет. В Крымско-Кавказском бассейне только барремом ограничены *Marginulinopsis sigali* Bartenstein, Bettenstedt et Bolli. Характерный вид *Gavelinella barremiana* (Bettenstedt) переходит в апт. В нижнем барреме верхний предел распространения отмечен у видов *Lenticulina nodosa* (Reuss), в верхнем барреме – у *Lenticulina collignoni* Espitalie et Sigal. Лишь для нижнего баррема характерна *Lenticulina ouachensis* Sigal. В апте продолжают *Planularia crepidularis* (Reuss) и *Lenticulina kugleri* Bartenstein, Bettenstedt et Bolli. В барреме Канадского Атлантического шельфа верхние пределы распространения некоторых указанных видов совпадают, некоторых – имеют различия на половину яруса (рис. 3).

Зональное подразделение баррема по известковому бентосу в Канадском Атлантическом шельфе и Крымско-Кавказском регионе обозначено разными видами-индексами, но по составу общих видов барремская зона Канадского Атлантического шельфа *Epistomina sacacolla-Epistomina hechti-Epistomina ornata* (характерна для нижней части) сопоставляется с зоной Крымско-Кавказского региона *Gavelinella barremiana-Conorotalites bartensteini*. Подразделение баррема Крыма и Кавказа по планктонным фораминиферам более детальное и охватывает, видимо, верхнюю часть зоны *Favusella hoterivica* Канадского Атлантического шельфа.

Зональное подразделение. Анализ стратиграфического ранга видов показывает однотипную последовательность фораминиферовых ассоциаций во всем интервале байоса - баррема Канадского Атлантического шельфа и Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в Крымско-Кавказском регионе. Фораминиферовые зоны обоих регионов сопоставляются по нес-

кольким критериям: 1) по одинаковым видам-индексам, 2) по общим видам зонального диагностического комплекса, 3) по общим видам зональной ассоциации. Выделенные зоны обосновываются анализом биозон, установленных в зональной ассоциации видов.

Различия в методике установления зон и выбора видов-индексов (по первому появлению или по верхнему пределу распространения) не выявили существенных противоречий в обосновании принятого зонального расчленения средней юры - раннего мела обоих регионов. Такая оценка представляется объективной, ибо авторы разрабатывали зональное подразделение регионов независимо. Различия в стратиграфическом ранге видов, рассмотренных по коллекциям авторов, вне сомнения показывают более высокое стратиграфическое положение и более поздний верхний предел распространения многих из них в Канадском Атлантическом шельфе, нежели в Восточно-Европейской платформе, что может быть объяснено, вероятно, эффектом миграции видов в Бореально-Атлантическом бассейне в западном направлении по мере раскрытия Северной Атлантики.

Палеоэкология. Зональное подразделение отложений юры - раннего мела по разным экологическим группам фораминифер: планктонным, известковому бентосу и агглютинирующему бентосу учитывает связь распространения фораминиферовых зон с седиментационной зональностью бассейна, а именно, – относительно открытошельфовых глинисто-карбонатных фаций (планктон), склоновых карбонатно-глинистых и рифогенных (известковый бентос) и мелководных песчано-глинистых фаций (агглютинирующий бентос). Проанализировать распределение выделенных экозон по конкретным разрезам морских буровых скважин Канадского Атлантического шельфа с целью бассейнового анализа и реконструкции фациальной зональности может явиться одной из интересных задач будущих исследований.

Особенности систематического состава фораминифер юры и раннего мела определялись не только фациальными особенностями, но и палеобиогеографической (климатической) зональностью. В бассейнах юры и раннего мела Канадского Атлантического шельфа и Восточно-Европейской платформы существовал Бореально-Атлантический (нодозариидово-эпистоминидовый) тип фауны фораминифер (Басов, 1991; Григялис, 1985). Этому типу свойственно значительное систематическое разнообразие, мозаичность популяций, быстрый темп эволюции лентикулинид и эпистоминид. Для карбонатно- и песчано-глинистых мелководных фаций Восточно-Европейской платформы были характерны фациальные всплески родов *Amnobauculites*, *Ophthalmidium*, *Trocholina*, *Spirillina*. В более глубоководных условиях Канадского Атлантического шельфа, при непрерывном осадко-

накоплении с начала средней юры происходило преобладающее развитие эпистоминид.

По южной окраине указанных регионов проходила палеобиогеографическая граница двух крупнейших областей (поясов) юры и мела: Боральной и Тетической. В кимеридже эта граница отчетливо фиксируется появлением в обоих регионах тетического вида *Trocholina elongata*, в титоне – *Anchispirigocyclina lusitanica* (Ascoli, 1988). На Канадской Атлантической окраине последний вид установлен в скважинах Шотландского шельфа (Онейда 0-25, Мигрант N-20), бассейнов Шотландского (Цитналта I-59, Соут Гриффин J-13) и Жанна д'Арк (Боннитион H-32). Эта граница проходит по современной северной широте 44° - 45°.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азбель А.Я., Григялис А.А., ред. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. 375 с.

Басов В.А. Палеоэкологические и палеобиогеографические построения // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 210 - 223.

Быстрова В.В. Меловая система. Нижний отдел. Север Европейской части СССР // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 104 - 109.

Горбачик Т.Н. Меловая система. Нижний отдел. Юг СССР (зоны и слои по планктонным фораминиферам) // Практическое руководство по микрофауне СССР. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 137 - 151.

Григялис А.А. Зональная стратиграфия Балтийской юры по фораминиферам (методы анализа фораминиферовых зона). М.: Недра, 1985. 131 с.

Григялис А.А., Кузнецова К.И. Стратиграфическая шкала верхней юры СССР по фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 26 - 37.

Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 136 с.

Пяткова Д.М., Пермякова М.Н. Фораминиферы и остракоды юры Ураины. Палеонтологический справочник. Киев: Наукова думка, 1978. 289 с.

Средний и верхний оксфорд Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 183 с.

Стратиграфия и корреляция верхней юры СССР по фораминиферам. М.: Геологический институт АН СССР, 1985. 126 с.

Ascoli P. Foraminiferal, ostracode and calpionellid zonation and correlation of 42 selected wells from the north Atlantic margin of North America // Bull. Canad. Petrol. Geology. 1990. V. 38. No. 4. P. 485 - 492.

Ascoli P. Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada // First Internat. Sympos. on Benthonic Foraminifera of Continental Margins. Pt B. Maritime Sediments. Spec. Publ. 1976. No. 1. P. 653 - 771.

Ascoli P. Mesozoic-Cenozoic foraminiferal, ostracod and calpionellid zonation of the north Atlantic margin of North America: Georges Bank-Scotian basins and northeastern Grand Banks (Jeanne d'Arc, Carson and Flemish Pass basins). Biostratigraphic correlation of 51 wells // Geol. Surv. Canada. Open File 1791, 1988. P. 1 - 41.

Bielecka W., Stryk O. Biostratygrafia batonu i keloweju północno-zachodniej Polski na podstawie otwornic i malzoraczków // Prace Inst. Geologicznego. Warszawa, 1981. 64 s.

Budowa geologiczna Polski. Т. III. Cz. 26. Mezozoik. Jura. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1980. S. 108 - 140, 291 - 326.

Pazdro O. Bathonian Globigerina of Poland // Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 1969. T. XXXIX. Z. 1 - 3. S. 41 - 56.

Williams G.I., Ascoli P., Barss M.S., Bujak J.P., Davies E.H., Fensome R.A., Willianson M.A. Biostratigraphy and related studies, Chapter 3 // Geology of the Continental Margin of Eastern Canada. Geol. Surv. Canada, 1990. No. 2. P. 87 - 137.



Эволюция биосферы

УДК 551.8:551.77+56.574.5

АБИОТИЧЕСКИЕ И БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В КАЙНОЗОЙСКОМ ОКЕАНЕ

© 1993 г. Л. А. Невеская

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

Поступила в редакцию 16.04.92 г.

Проанализированы абиотические (изменения температуры, уровня океана, циркуляции поверхностных и глубинных вод и других палеоокеанографических параметров, палеогеографии суши и морей) и биотические (вымирание и появление новых таксонов, изменение разнообразия) события в кайнозойских океанах. Все события соотношены с хронологической и биостратиграфической шкалой (зонами по планктонным фораминиферам и нанопланктону). Особое внимание обращено на периоды наиболее резких изменений среды и совпадение или несовпадение этих периодов с биотическими событиями и сделан вывод о том, что океаническая биота (планктонные и глубоководные бентосные фораминиферы, глубоководные остракоды, нанопланктон) не отвечала значительными эволюционными преобразованиями на достаточно глубокие изменения абиотических факторов.

Для выяснения особенностей эволюции крупнейших экосистем кайнозоя – океана, эпиконтинентальных морей и суши, включая пресноводные водоемы, необходимо, кроме выявления отдельных событий, провести их корреляцию, без которой невозможно оценить значение и распространение этих событий, а также их возможные причины. Поэтому прежде всего следует составить календарь абиотических и биотических событий в кайнозое, который основывался бы на наиболее дробной хронологической и зональной биостратиграфической шкале, каковой является шкала для океана.

При составлении такого календаря прежде всего необходимо было выявить последовательность абиотических и биотических событий в океане, а именно: изменений температурных условий, уровня океана, циркуляции поверхностных и глубинных вод и других палеоокеанографических параметров, а также палеогеографии морей и суши. Среди биотических событий – вымирания и появления новых таксонов план-

ктонных и глубоководных бентосных фораминифер, нанопланктона, радиолярий, глубоководных остракод и других групп, а также миграционных процессов фаунистических и флористических комплексов (рис. 1).

В раннем палеоцене после некоторого похолодания, прослеженного только для Северной Атлантики, произошло потепление, и для раннего палеоцена были характерны теплый и достаточно однородный климат и теплый океан с невысокими вертикальными и меридиональными градиентами, хотя намечались некоторые колебания температуры. В позднем палеоцене особых изменений не произошло, хотя в интервале около 60 млн. лет отмечалось похолодание как для Атлантики, так и для Южного океана. Это кратковременное похолодание вновь сменилось потеплением. При этом в высоких широтах южного полушария температуры были ниже, чем на таких же широтах в северном полушарии, но достаточно высокими (до 18°C для поверхностных вод).

На границе позднего палеоцена и раннего эоцена произошли глобальное потепление и уменьшение температурного градиента полюс–экватор за счет потепления вод в высоких широтах. Потепление продолжалось в течение большей части раннего эоцена. Климат теплый, равномерный, вертикальные градиенты низкие. В конце раннего эоцена – некоторое понижение температуры, после которого вновь началось потепление; условия во всех океанах были однообразными, меридиональные и вертикальные градиенты низкими. В конце среднего эоцена началось похолодание, особенно глубинных вод, продолжавшееся и в позднем эоцене и начале олигоцена, причем понижение температур было постепенным и лишь во время кратких интервалов времени – более резким. Температуры поверхностных и придонных вод в высоких широтах южного полушария упали на 4 - 5°C; в северном полушарии также произошло понижение температур. В средних широтах

температура поверхностных вод (0 - 200 м) оставалась достаточно высокой и была на широте 60° в южном полушарии не ниже 17°C. В низких широтах похолодание было незначительным (Haq *et al.*, 1977; Matthews, Poore, 1980; Keller, 1983, 1988; Kennet *et al.*, 1985; Крашенинников, Басов, 1986; Николаев, 1987; Николаев и др., 1987; Крашенинников и др., 1988, 1989; Бараш, 1988; Barker *et al.*, 1988).

Похолодание терминального эоцена объясняется двояким образом. По первой наиболее распространенной гипотезе, это похолодание было связано с образованием ледового покрова в Антарктическом море (Kennet, Shackleton, 1976; Cavelier *et al.*, 1981; Keller, 1983), что привело к падению температуры придонных вод. Ледовый же покров начал формироваться вследствие продолжавшегося разделения Австралии и Антарктиды и термической изоляции Антарктики (Keller, 1983), которые привели к фундаментальным изменениям океанической циркуляции, в результате чего около 40 млн. лет назад возникла психросфера, т.е. нижний холодный слой океанических вод с высокой скоростью циркуляции, изолированный от верхнего слоя, или термосферы (Benson *et al.*, 1985). Холодные придонные воды из района Антарктиды поступали на север, и началось формирование Циркум-антарктического течения (Keller, 1983). Согласно другой гипотезе, похолодание было вызвано внедрением вод пониженной солености из ранее изолированного Арктического океана, разлившихся по поверхности и нарушивших обмен тепла между глубинными и поверхностными водами, что привело к аккумуляции льдов в Антарктике и формированию холодных придонных вод (Thierstein, Berger, 1976).

На границе эоцена и олигоцена и в начале олигоцена похолодание продолжалось, увеличивалась стратификация вод и шло дальнейшее формирование психросферы; градиент между экватором и полюсами увеличился (Kennet, 1977; Keller, 1983; Benson *et al.*, 1984; Kennet *et al.*, 1985).

Таким образом, пограничный интервал между эоценом и олигоценом отражает этап эволюции палеогенового океана с серией глобальных климатических событий, отмеченных переходом от теплого, вероятно, свободного ото льдов к более холодному океану с ледовыми покровами в антарктических морях, более выраженными градиентами от полюсов к экватору и более интенсивной поверхностной и глубоководной циркуляцией.

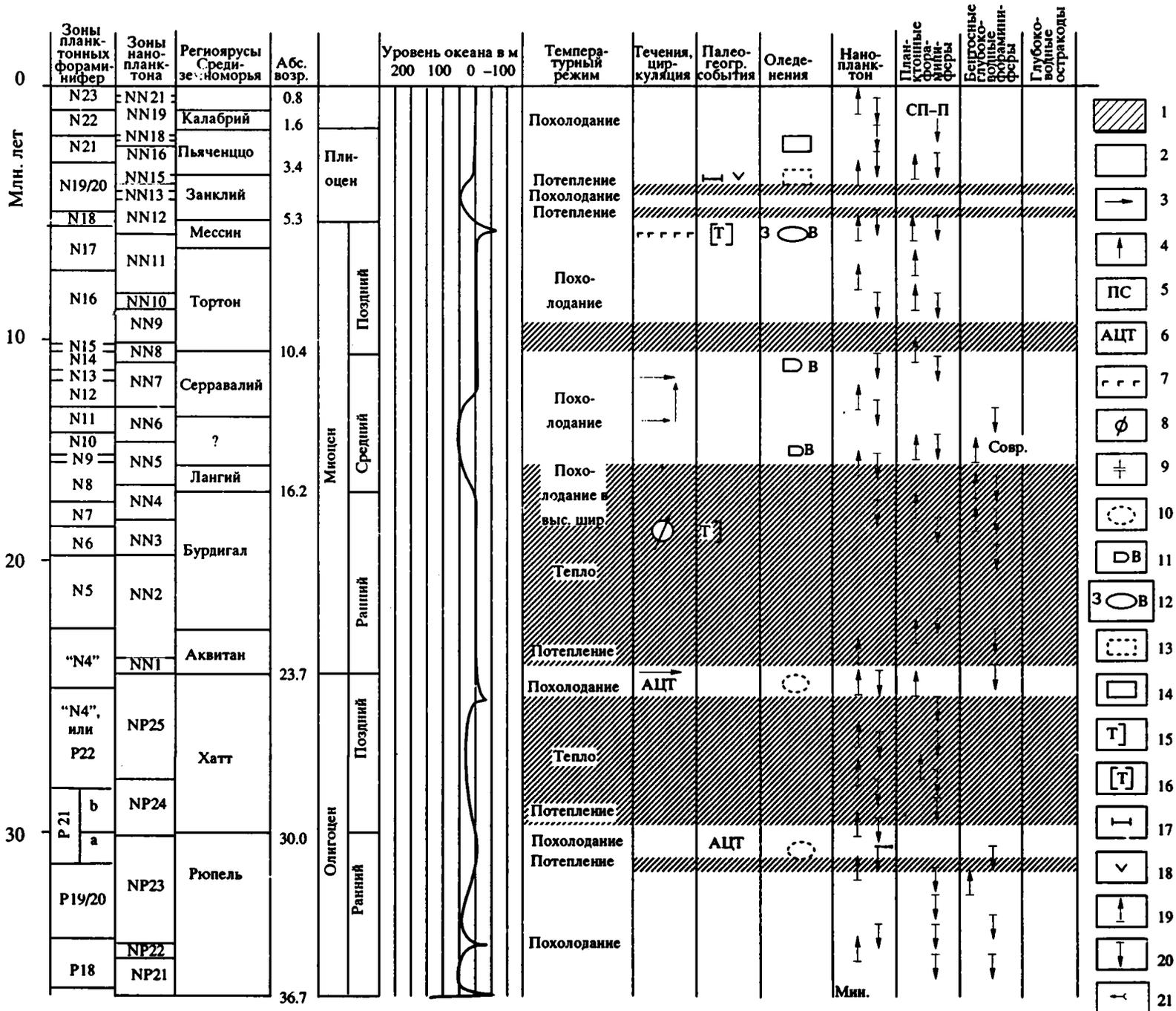
В начале раннего олигоцена (35.8 млн. лет назад) температура на глубинах средних широт южной Атлантики упала на 4 - 6°C за 10^4 - 10^5 лет, вероятно, в связи с временным оледенением восточной Антарктики. Еще два эпизода похолодания, также обусловленных оледенением Антарктики, были 31 и 24 млн. лет назад, а между ними условия

были более теплыми (Shackleton, 1986). Похолодание в олигоцене коснулось и поверхностных вод (Keigwin, 1980; Николаев и др., 1985), однако, по данным С.Д. Николаева и др. (1985), среднеглобальные температуры были не ниже современных за счет более высоких, чем ныне, температур в высоких широтах. В конце олигоцена замкнулось кольцо глубоководного Циркум-антарктического течения (Kennet, 1977).

В раннем миоцене (зона N4) условия были теплыми и выровненными во всех океанах: температуры поверхностных вод в умеренных и приполярных районах были выше современных (7 - 12°C), а в приэкваториальной части ниже, чем ныне (23 - 26°C). Температурные градиенты полюс-экватор были ниже современных. Субтропические и умеренные зоны оказались сдвинутыми в высокие широты по сравнению с их современным положением. В конце раннего - начале среднего миоцена (зона N8; 17 - 15 млн. лет назад) воцарились в целом еще более тепловодные условия: в низких широтах температуры повысились; экваториальная и субэкваториальная зоны с температурами поверхностных вод 26 - 28°C составляли сплошной широтный пояс от 30° с. ш. до 30° ю. ш.; в средних широтах климат также был теплее современного. Одновременно более резкой стала дифференциация климата - в низких широтах отмечалось похолодание, умеренная зона в южном полушарии сместилась к северу из-за прогрессирующего оледенения Антарктиды и соответственного понижения здесь температуры поверхностных вод; термальные градиенты между полюсами и экватором увеличились.

В середине среднего миоцена в западной Антарктике началось похолодание, а в восточной - происходило дальнейшее развитие оледенения, принявшего характер покровного и продолжавшего расти до конца среднего миоцена (зона N14). Климатическая зональность стала еще более резкой, температурные градиенты между экватором и полюсами увеличились. В экваториальной зоне поверхностные воды оставались такими же теплыми, как и ранее, но сама зона сузилась, а в высоких широтах поверхностные воды стали холоднее.

В позднем миоцене некоторое потепление начала интервала сменилось похолоданием (исключая низкие широты) при увеличении температурных градиентов полюс-экватор, так что впервые сформировался полярный тип поверхностных вод. В низких же широтах наоборот произошло потепление, в результате чего расширились площади тепловодных зон, а холодноводные сместились к экватору. Южное полушарие было холоднее северного, и расположение биполярных климатических зон было асимметричным. Завершилось оледенение западной Антарктиды.



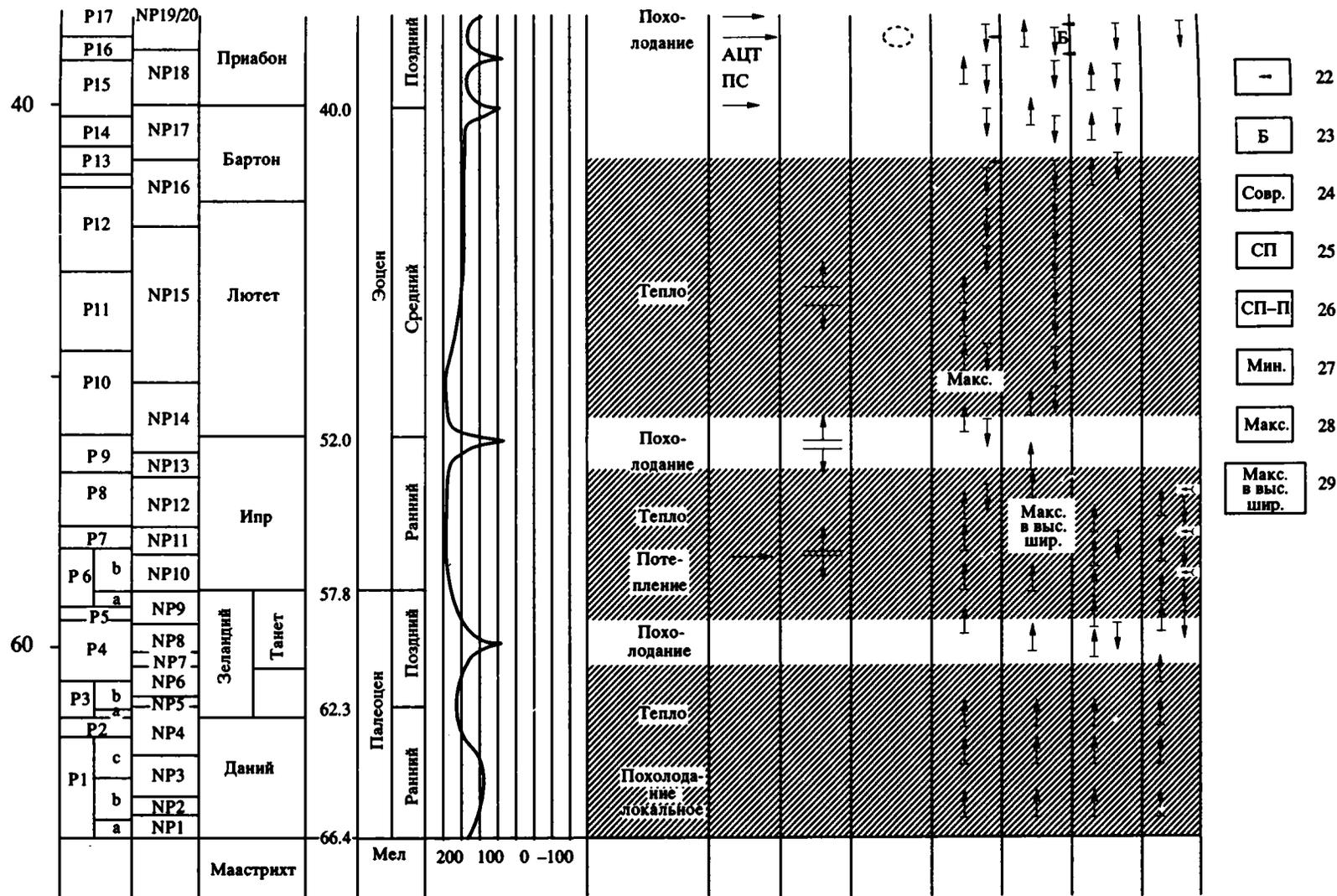


Рис. 1. Абиотические и биотические события в кайнозойском океане.

1 – теплый этап; 2 – холодный этап; 3 – усиление циркуляции вод; 4 – развитие апвеллингов; 5 – формирование психросферы; 6 – формирование Антарктического циркумполярного течения; 7 – мессинский “кризис солености”; 8 – прекращение циркум-экваториального течения; 9 – расхождение Антарктиды и Австралии; 10 – формирование льдов в восточной части Антарктического океана; 11 – формирование ледового покрова Восточной Антарктиды; 12 – формирование ледового покрова и в Западной Антарктиде; 13 – возникновение льдов в Арктике; 14 – формирование ледового покрова Арктики; 15 – закрытие Тетиса на востоке; 16 – закрытие Тетиса на западе; 17 – формирование Панамского перешейка; 18 – исчезновение Берингийского моста; 19 – появление новых видов; 20 – вымирание видов; 21 – приход низкоширотных форм в высокие широты; 22 – приход высокоширотных форм в низкие широты; 23 – формирование бореального комплекса планктонных фораминифер; 24 – становление современного комплекса бентосных глубоководных фораминифер; 25 – формирование субполярного комплекса планктонных фораминифер; 26 – формирование субполярно-полярного комплекса планктонных фораминифер; 27 – минимум разнообразия нанопланктона; 28 – максимум разнообразия нанопланктона; 29 – максимум разнообразия планктонных фораминифер в высоких широтах.

В начале раннего плиоцена климат в целом был теплее современного, а затем началось похолодание, прерывавшееся лишь кратковременными потеплениями, в частности на границе раннего и позднего плиоцена (зона N19, 5 - 4 млн. лет назад), когда еще продолжала существовать экваториальная зона, аналогов которой ныне не существует. В начале позднего плиоцена (зона N20) эта зона в Тихом и Атлантическом океанах уже исчезла, и в низких широтах стало холоднее, чем в раннем плиоцене. В целом климат этого интервала был несколько холоднее современного. Еще холоднее стало во второй половине позднего плиоцена. К оледенению в Антарктиде добавилось оледенение Арктики: сначала (3.5 млн. лет назад) появились льды, но покровного оледенения еще не было, а с 2.4 млн. лет назад развился ледяной покров (Kennet, Shackleton, 1976; Kennet, 1977; Berggren, Hollister, 1977; Adams *et al.*, 1977; Clark, 1982; Rögl, Steininger, 1984; Shackleton *et al.*, 1984; Kennet *et al.*, 1985; Иванова и др., 1986; Блюм, Соколова, 1987; Николаев и др., 1987; Блюм и др., 1988; Wright, Thunell, 1988; Бараш и др., 1989; Scott *et al.*, 1989).

Уровень океана в течение палеогена и неогена неоднократно колебался. В палеоцене он был сначала на отметках 100 - 200 м или даже несколько ниже 100 м, затем около 200 или 200 - 250 м, а в позднем палеоцене он кратковременно понижался до 100 м. В раннем эоцене уровень был около 200 - 250 м и только в конце этого интервала он кратковременно упал до 100 м, а затем вновь поднялся и был в начале среднего эоцена около 250 м, далее начал постепенно понижаться, а в конце среднего эоцена отмечалось кратковременное понижение до 100 - 150 м. В течение позднего эоцена уровень моря был около 200 м, лишь в периоды кратковременных похолоданий опускался примерно до 50 м. В начале раннего олигоцена уровень упал до -20 м, затем несколько поднялся и вновь упал вблизи границы с поздним олигоценом (32 - 31 млн. лет назад) до уровня несколько ниже -25 м, оставаясь низким до 30 - 28 млн. лет назад. В начале позднего олигоцена уровень моря был близок к современному, затем мог подниматься до 25 м, а в конце позднего олигоцена вновь кратковременно упал ниже -30 м.

Уровень моря в среднем миоцене был выше, чем ныне, а в самом начале миоцена и в позднем миоцене (12 млн. лет назад) - ниже; в остальное же время близок к современному.

Сильное понижение уровня океана (на 40 - 70 м) произошло в конце позднего миоцена (около 6 млн. лет назад), что привело к замыканию Средиземного моря и мессинскому "кризису солености". В начале плиоцена уровень вновь повысился и в связи с этим и тектоническими событиями Средиземное море вновь стало полносоленным.

По некоторым данным (Наг *et al.*, 1987) колебания уровня в неогене были более интенсивными.

Как правило, падения уровня океана совпадали с похолоданиями и отвечали периодам изменения стратификации водных масс и усиления активности придонных вод, приводившей к эрозии осадков и перерывам в осадконакоплении (Vail *et al.*, 1977; Cavelier *et al.*, 1981; Barton, Keller, 1982; Keller, 1983; Hallam, 1984; Miller *et al.*, 1985; Наг *et al.*, 1987).

Следует еще отметить, что в течение позднего эоцена интенсифицировалась вулканическая деятельность, с которой, вероятно, связано появление прослоев микротектитов (Keller *et al.*, 1983), считавшееся доказательством падения болида.

Итак, наиболее важными из палеогеографических и палеоклиматических событий в кайнозое, обусловленных в основном плитотектоникой, были: разъединение Австралии и Антарктиды, начавшееся на границе палеоцена и эоцена и приведшее в олигоцене к формированию Циркум-антарктического течения и образованию льдов, а затем и ледового покрова в Антарктиде; замыкание океана Тетис сначала на востоке (в раннем миоцене, 18 - 17 млн. лет назад), а затем (в конце позднего миоцена) - на западе и прекращение в конце раннего миоцена глобального экваториального течения и сообщения Атлантического и Индийского океанов в северном полушарии; изоляция Средиземного моря вследствие глобальной регрессии и мессинский "кризис солености" в конце позднего миоцена, совпавшие с похолоданием в высоких широтах, формированием ледового покрова в Западной Антарктиде и экспансией антарктических льдов в океан; поднятие Панамского перешейка и закрытие Панамского пролива 3.5 млн. лет назад, что привело к прекращению связи Атлантического и Тихого океанов в низких широтах; появление льдов в Арктике 3.5 млн. лет назад и формирование здесь покровного оледенения 2.4 млн. лет назад (Adams, 1981; Rögl, Steininger, 1983, 1984; Бараш, 1988; Бараш и др., 1989).

Как же отразились все эти абиотические события на биоте океана?

В самом начале раннего палеоцена разнообразие планктона (фораминиферы, нанопланктон) и бентоса (глубоководные фораминиферы и остракоды) было невелико, преобладали оппортунисты и космополиты, а затем для всех групп отмечается увеличение разнообразия и численности, или продуктивности (Thierstein, Berger, 1978; Benson *et al.*, 1984; Keller, 1988), продолжавшееся и в раннем эоцене. Так, планктонные фораминиферы в этом интервале достигли максимального разнообразия в высоких широтах как южного, так и северного полушарий (Крашенинников, Басов, 1986; Крашенинников и др., 1988, 1989).

В первой половине среднего эоцена нанопланктон был наиболее разнообразен (зоны NP14

и NP15 – Aubry, 1983). Среди планктонных фораминифер низких широт доминировали тропические виды; субполярные фауны были сходны со среднеширотными, а в высокие широты пришли редкие низкоширотные виды (Premoli-Silva, Boersma, 1988).

Со второй половины среднего эоцена началось падение разнообразия биоты за счет вымирания среди нанопланктона, планктонных и глубоководных бентосных фораминифер; одновременно высокоширотные виды нанопланктона мигрировали к экватору (Aubry, 1983; Miller, Katz, 1987). Этот процесс продолжался и в позднем эоцене: в составе тропических флор и фаун вместо низкоширотных тепловодных видов, доминировавших в среднем эоцене, основными компонентами стали среднеширотные, а среди нанопланктона – даже средне-высокоширотные формы. Исчезли некоторые экваториальные и тропические роды планктонных и бентосных (глубоководных и мелководных) фораминифер. Сформировалась бореальная фауна планктонных фораминифер (Cavelier *et al.*, 1981; Aubry, 1983; Miller, Katz, 1987; Premoli-Silva, Boersma, 1988).

Вымирание планктонных и бентосных организмов, начиная со второй половины среднего эоцена и до начала олигоцена, совпавшее с длительным похолоданием, шло постепенно, и главные изменения состава океанической биоты произошли не на границе эоцена и олигоцена, а в течение среднего - позднего эоцена. Так, для планктонных фораминифер наблюдалось постепенное сокращение видового разнообразия, начиная с конца раннего эоцена, а в конце позднего скорость вымирания и появления новых таксонов увеличилась, но это не было одним катастрофическим событием, а лишь несколькими эпизодами, обусловленными ускорением похолодания. Для глубоководных бентосных фораминифер также основные изменения падали на средний - поздний эоцен, когда шли сокращение видов и замещение абиссальных форм более эврибиотными таксонами (Lipps, 1970; Corliss *et al.*, 1984; Berggren, Miller, 1989).

Что касается границы эоцена и олигоцена, то на этом рубеже фаунистические и флористические комплексы претерпели явные изменения, но не катастрофические изменения, наиболее заметные во внутритропической зоне, в высоких широтах (Saunders *et al.*, 1984; Corliss *et al.*, 1984; Kennet *et al.*, 1985).

В начале раннего олигоцена (зона NP22) отмечался минимум числа видов нанопланктона, затем произошло некоторое повышение разнообразия (зоны NP23 - 25). Одновременно продолжалась миграция к экватору высокоширотных комплексов, начавшаяся в эоцене (Aubry, 1983; Kennet *et al.*, 1985). Среди бентосных глубоководных фораминифер в начале раннего олигоцена продолжалось вымирание типичных эоценовых видов, позже темпы изменения состава этой группы

оставались такими же, что и раньше, для батинальных комплексов, а для абиссальных – значительно снизились (Miller, Katz, 1987; Berggren, Miller, 1989). Вымирание продолжалось у планктонных фораминифер, среди которых начали преобладать космополиты и холодноводные виды (Keller, 1983; Corliss *et al.*, 1984). В результате всех этих изменений тепловодные комплексы микрофоссилий постепенно заместились более холодноводными с обедненным видовым составом и многочисленными космополитными видами.

В раннем миоцене (зона N4) среди бентосных глубоководных фораминифер происходили вымирание палеогеновых видов и увеличение числа современных форм (Miller, Katz, 1987). Что касается состава планктонных групп, то он в течение миоцена изменялся лишь за счет вымирания и появления отдельных видов (Блюм, Соколова, 1987; Николаев и др., 1987; Бараш, 1988; Блюм и др., 1988; Wright, Thunell, 1988; Бараш и др., 1989).

В плиоцене характер этого процесса не изменился: в интервале зоны N20 исчез экваториальный комплекс планктонных фораминифер, а во время зоны N21 (2.4 млн. лет назад) сформировался субполярно-полярный комплекс, что сопровождалось вымиранием отдельных видов и возникновением немногих новых (Wright, Thunell, 1988; Бараш и др., 1989).

Сопоставляя абиотические и биотические события в палеогеновом и неогеновом океане для выяснения их совпадения или несовпадения, можно отметить, что наиболее резкие изменения климата, океанической циркуляции и других абиотических факторов, основной причиной которых были передвижения плит и другие тектонические проявления, происходили в конце эоцена - начале олигоцена. Главным фактором, вызывавшим изменения биоты океана, по-видимому, являлся температурный. Однако океаническая биота не ответила на эти резкие изменения среды значительными эволюционными преобразованиями. В эти периоды происходили главным образом перераспределение таксонов и целых сообществ, а также вымирание и появление немногих видов, редко родов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бараш М.С. Палеоэкологические аспекты палеоокеанологической эволюции Северной Атлантики и прилегающей области Арктического бассейна // Четвертичная палеоэкология и палеогеография сев. морей. М.: Наука, 1988. С. 53 - 67.

Бараш М.С., Блюм Н.С., Бурмистрова И.И. и др. Неоген-четвертичная палеоокеанология по микропалеонтологическим данным // Отв. ред. Бараш М.С. М.: Наука, 1989, 285 с.

Блюм Н.С., Иванова Е.В., Оськина Н.С. Климатическая зональность Атлантического, Индийского, Тихого океанов в среднем и позднем миоцене // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, № 5. С. 1167 - 1170.

- Блюм Н.С., Соколова Е.А.* Климатическая зональность Тихого океана в миоцене по данным анализа комплексов планктонных фораминифер // Бюл. МОИП, отд. геол., 1987. Т. 62. Вып. 6. С. 116 - 130.
- Иванова Е.В., Оськина Н.С., Блюм Н.С.* Климатическая зональность Атлантического, Индийского и Тихого океанов в раннем миоцене // Докл. АН СССР, 1986. Т. 288. № 5. С. 1185 - 1188.
- Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия кайнозойского Южного океана. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1986. Вып. 410. М.: Наука. 206 с.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А.* Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1988. Вып. 429. М.: Наука. 120 с.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А.* Зональная шкала палеогена по планктонным фораминиферам и ее значение для стратиграфической схемы палеогена высоких широт // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 4 - 22.
- Николаев С.Д., Блюм Н.С., Николаев В.И.* Опыт реконструкции термической структуры поверхностных водных масс олигоценового океана // Вторая тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике (тезисы докладов). Южно-Сахалинск. 1985. С. 177 - 179.
- Николаев С.Д., Блюм Н.С., Николаев В.И.* Изменение температур поверхностных водных масс Мирового океана в эоцене // Докл. АН СССР, 1987. Т. 297. № 4. С. 967 - 969.
- Николаев С.Д., Блюм Н.С., Николаев В.И., Лисицын А.П.* Изменение температур поверхностных водных масс Мирового океана в миоцене // Докл. АН СССР, 1987. Т. 292. № 2. С. 464 - 467.
- Adams C.G.* An outline of Tertiary palaeogeography // *Cocks L.R.M.* (ed.) The Evolving Earth. Brit. Mus. Nat. Hist., Cambridge. Univ. Press, London, 1981. P. 221 - 235.
- Adams C.G., Benson R.H., Kidd R.B., Ryan W.B.F., Wright R.C.* The Messinian salinity crisis and evidence of late Miocene eustatic changes in the world ocean. *Nature*, 1977. V. 269. No. 5627. P. 383 - 386.
- Aubry M.-P.* Late Eocene and Early Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy and biogeography // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1983. V. 67. P. 415.
- Barker P.F., Kennett J.P.* Weddell Sea palaeoceanography: preliminary results of ODP Leg 113 // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1988. V. 67. No. 1 - 2. P. 75 - 102.
- Barron J.A., Keller G.* Widespread Miocene deep-sea hiatuses; coincidence with periods of global cooling. *Geology*, 1982. V. 10. P. 577 - 581.
- Benson R.H., Chapman R.E., Deek L.T.* Paleocceanographic events and deep-sea ostracods // *Science*. 1984. V. 224. No. 4655. P. 1334 - 1336.
- Berggren W.A., Hollister C.D.* Plate tectonics and paleocirculation commotion in the ocean // *Tectonophysics*, 1977. V. 38. No. 1 - 2. P. 11 - 48.
- Berggren W.A., Miller K.G.* Cenozoic bathyal and abyssal calcareous benthic foraminiferal zonation // *Micropaleontology*, 1989. V. 35. No. 4. P. 308 - 320.
- Cavelier C., Chateaufneuf J.J., Pomerol Ch., Rabussier D., Renard M., Vergnaud-Grazzini C.* The geological events at Eocene/Oligocene boundary // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1981. V. 36. No. 3/4. P. 223 - 248.
- Clark D.L.* The Arctic Ocean and post-Jurassic paleoclimatology // *Climate in Earth history*. Washington: Nat. Acad. Press, 1982. P. 133 - 138.
- Corliss B.H., Aubry M.P., Berggren W.A., Fenner J.M., Keigwin L.D., Keller G.* The Eocene/Oligocene boundary event in the deep sea. *Science*, 1984. Wash. V. 226. No. 4676. P. 806 - 810.
- Hallam A.* Pre-Quaternary sea-level changes // *Ann. Rev. Earth and Planetary Science*, 1984. V. 12. P. 205 - 243.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*. 1987. V. 235. No. 4793. P. 1156 - 1166.
- Haq B.U., Premoli-Silva L., Lohman G.P.* Calcareous plankton paleobiogeographic evidence for major climatic fluctuations in the early Cenozoic Atlantic ocean // *J. Geophys. Res.*, 1977. V. 82. No. 27. P. 3861 - 3876.
- Keigwin L.D.* Paleocceanographic change in the Pacific at the Eocene-Oligocene boundary // *Nature*, 1980. V. 287. No. 5784. P. 722 - 725.
- Keller G.* Paleoclimatic analyses of middle Eocene through Oligocene planktic foraminiferal faunas // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1983. V. 43. No. 1/2. P. 73 - 94.
- Keller G.* Biotic turnover in benthic foraminifera across the Cretaceous-Tertiary boundary et El Kef, Tunisia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1988. V. 66. No. 3/4. P. 153 - 172.
- Kennett J.P.* Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleocceanography // *J. Geophys. Res.*, 1977. V. 82. No. 27. P. 3843 - 3860.
- Kennett J.P., von der Borch C., Baker P.A. et al.* Palaeotectonic implications of increased late Eocene-early Oligocene volcanism from South Pacific DSDP sites // *Nature*. 1985. V. 316. No. 6028. P. 507 - 511.
- Kennett J.P., Shackleton N.J.* Oxygen isotope evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr. ago // *Nature*, 1976. No. 260. P. 513 - 515.
- Lipps J.H.* Plankton evolution // *Evolution*, 1970. V. 24. No. 1. P. 1 - 22.
- Matthews R.K., Poore R.Z.* Tertiary $\delta^{18}\text{O}$ record and glacial-eustatic sea-level fluctuations // *Geology*. 1980. V. 8. No. 10. P. 501 - 504.
- Miller K.G., Katz M.E.* Oligocene to Miocene benthic foraminiferal and abyssal circulation changes in the North Atlantic // *Micropaleontology*, 1987. V. 33. No. 2. P. 97 - 149.
- Miller K.G., Mountain G.S., Tucholke B.E.* Oligocene glacioeustasy and erosion on the margins of the North Atlantic // *Geology*, 1985. V. 13. No. 1. P. 10 - 13.
- Premoli-Silva I., Boersma A.* Atlantic Eocene planktonic foraminiferal historical biogeography and paleohydrographic indices // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1988. V. 67. No. 3 - 4. P. 315 - 356.
- Rögl F., Steininger F.F.* Vom Zerfall der Tethys Mediterran und Paratethys. Die Neogene Paläogeographie und Palinspastik des Zirkummediterranean Raumes // *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 1983. Bd. 85, ser. A. S. 135 - 163.
- Rögl F., Steininger F.F.* Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-Pacific seaways // *Fossils and climate. Brench-*

ley P.I. (ed.). Wiley et sons: Chichester, New York etc., 1984. P. 171 - 200.

Saunders J.B., Bernoulli D., Müller-Merz E. et al. Stratigraphy of the late Middle Eocene to Early Oligocene in the Bath Cliff section, Barbados, West Indies // *Micropaleontology*, 1984. V. 30. No. 4. P. 390 - 425.

Scott D.B., Mudie P.J., Baki V., MacKinnon K.D., Cole F.E. Biostratigraphy and late Cenozoic paleoceanography of the Arctic Ocean: foraminiferal, lithostratigraphic, and isotopic evidence // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1989. V. 101. P. 260 - 277.

Shackleton N.J. Paleogene stable isotope events // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1986. V. 57. No. 1 - 2. P. 92 - 102.

Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H. et al. Oxygen isotope calibration on the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region // *Nature*, 1984. V. 307. No. 5952. P. 620 - 623.

Thierstein H.R., Berger W.H. Injection events in ocean history // *Nature*, 1978. 276. No. 5687. P. 461 - 466.

Vail P.R., Mitchum R.M.Jr., Thompson S. III. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level // *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1977. V. 26. P. 83 - 97.

Wright J.D., Thunell R.C. Neogene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanography of the Indian Ocean // *Micropaleontology*, 1988. V. 34. No. 3. P. 193 - 216.



Эволюция биосферы

УДК 561:551.763.33(571.651)

ПОЗДНЕМААСТРИХТСКАЯ ФЛОРА МЕЖДУРЕЧЬЯ ЭМИМА–ИЛЬНАЙВААМ (СЕВЕРО-ВОСТОК КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ) И ЕЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

© 1993 г. А. Б. Герман

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

Поступила в редакцию 03.04.92 г.

Корякская тафофлора, включающая 33 вида хвощовых, папоротников, голосеменных и покрытосеменных, происходит из ряда местонахождений в отложениях верхней подсвиты корякской свиты в междуручье Эмима–Ильнайваам. Находки морских моллюсков в отложениях, подстилающих и перекрывающих флороносные слои, позволяют датировать эту тафофлору как средний - поздний маастрихт. Палеоботанические данные (соотношение с ископаемыми флорами хребта Рарыткин и озера Пекульнейское) дают возможность уточнить возраст корякской тафофлоры как поздний маастрихт.

Поздне меловые флоры Северо-Востока России издавна привлекали внимание палеоботаников богатством и разнообразием ископаемых растений и возможностью точно установить стратиграфическое положение флороносных слоев, поскольку последние во многих разрезах чередуются с морскими отложениями, содержащими обильные остатки аммонитов и иноцерамов. К таким разрезам относятся и флороносные отложения корякской свиты. Ископаемые растения из них существовали вблизи границы мела и палеогена – рубежа, к которому приурочен крупнейший экологический кризис в истории Земли. Эта флора является проявлением заключительного этапа мелового флорогенеза на Северо-Востоке Азии. Наиболее подробные сведения о ней содержатся в работе Н.Д. Василевской и Л.Н. Абрамовой (1974), приведших список этой флоры, но в целом она до сих пор изучена очень слабо. Поэтому нами была предпринята попытка нового изучения этой флоры.

Отложения корякской свиты на северо-востоке Корякского нагорья распространены в двух районах (рис. 1): на побережье бухты Угольной и в междуручье Эмима–Ильнайваам. В первом из них корякская свита согласно залегает на флороносных отложениях барыковской свиты и сложена преимущественно туфогенными песчаниками, туффитами, алевролитами и аргиллитами с остатками морских моллюсков и позвоночных позднего кампана и маастрихта. Завершают разрез этой свиты угленосные отложения (угольный пласт “Подсопочный” по М.И. Бушуеву), в кров-

ле которого были найдены редкие ископаемые растения (Волобуева, Терехова, 1974): *Sphenopteris* sp. (*S. ex gr. onkilonica* Krysht.), *Thuja* sp., *Taxites* cf. *olrikii* Heer, *Phyllites* sp. (определения А.Ф. Ефимовой). Корякская свита согласно либо, возможно, со стратиграфическим перерывом перекрывается чукотской свитой.

В районе лагуны Амаам и р. Ильнайваам (рис. 1) отложения корякской свиты протягиваются вдоль северного борта Амаамской депрессии полосой субширотного простирания, а также развиты на морском побережье южнее и севернее лагуны Амаам и на правобережье впадающей в нее р. Эмима (рис. 2). Свита, мощность которой достигает 700 - 1000 м, согласно залегает на отложениях барыковской свиты и подразделяется на три части (Волобуева, Терехова, 1974). Нижняя подсвита мощностью 300 - 500 м сложена преимущественно вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками с подчиненным количеством алевролитов, туфопесчаников и туфов кислого состава. В этих породах содержатся многочисленные остатки аммонитов и иноцерамов, указывающих на соответствие подсвиты нижней половине верхнего кампана, исключая его самые низы (Волобуева, Терехова, 1974). В отложениях средней подсвиты, мощность которой 300 - 350 м, существенно возрастает роль туфогенного материала: в основном она представлена кислыми туфами, туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. В них содержатся редкие остатки *Inoceramus ex gr. balticus* Boehm., *Parallelodon sachalinensis* Schmidt, *Thracia* sp., *Hypophylloceras* sp. indet.,

Gaudryceras sp., *Canadoceras newberryanum* (Meck), *C. kossmati* Mat., *C. aff. multicostratum* Mat., определяющие возраст подсвиты как верхняя половина верхнего кампана и, возможно, самые низы маастрихта (Волобуева, Терехова, 1974). Верхняя подсвита, согласно залегающая на средней, представлена континентальными образованиями: песчаниками, туфопесчаниками, туффитами, алевролитами с прослоями конгломератов, углистых алевролитов и углей. В этих отложениях содержатся многочисленные растительные остатки. Мощность подсвиты 80 - 200 м.

Отложения амаамской свиты выполняют центральную часть Амаамской депрессии. На породах корякской свиты они залегают со стратиграфическим несогласием. Амаамская свита мощностью около 1500 м сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, в основании ее залегает пласт конгломератов 10 - 30 м мощностью. Свита разделяется на три подсвиты. В нижней подсвите, в песчаниках и алевролитах, залегающих над базальными конгломератами, В.И. Волобуевой и Г.П. Тереховой (Волобуева, Терехова, 1974) были обнаружены *Glycymeris* (*Glycymeris*) *amaamensis* Volobueva, *Crassatella* cf. *unioides* (Stanton), *Herella* sp., *Turritella* aff. *pachecoensis* Stanton. Указанные исследователи считают возраст нижнеамаамской подсвиты датско-палеоценовым (Волобуева, Красный, 1979; Волобуева, Терехова, 1974). Возраст амаамской свиты они определяют как даний - поздний эоцен и, возможно, самое начало раннего олигоцена.

В 1987 и 1990 гг. автором (в 1987 г. - совместно с Л.Б. Головневой, БИН РАН) были изучены разрезы корякской и амаамской свит в междуречье Эмима-Ильнайваам и собраны растительные остатки из пяти местонахождений в отложениях верхнекорякской подсвиты (рис. 2). Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез этой подсвиты был описан автором по р. Ильнайваам в районе устья руч. Водосборный (рис. 2, мест. 1): В этом месте (рис. 3) на зеленовато- и желтовато-серых туфопесчаниках и песчаниках средней подсвиты корякской свиты залегают (снизу вверх):

Пачка 1. Переслаивание мелкозернистых песчаников, туфопесчаников, алевролитов (преобладают) и аргиллитов. Породы от светло- до темно-серого цвета, щебенчатые, со скорлуповатой отдельностью. В верхней трети (по мощности) пачки наблюдается прослой углистых алевролитов. Мощность отдельных прослоев от первых сантиметров до первых десятков сантиметров. Мощность 18 - 20 м.

Граница этой пачки с подстилающими породами среднекорякской подсвиты проводится в достаточной степени условно по первому появлению углистых алевролитов; в целом же контактирующие породы очень сходны литологически, и никаких следов перерыва не наблюдалось.

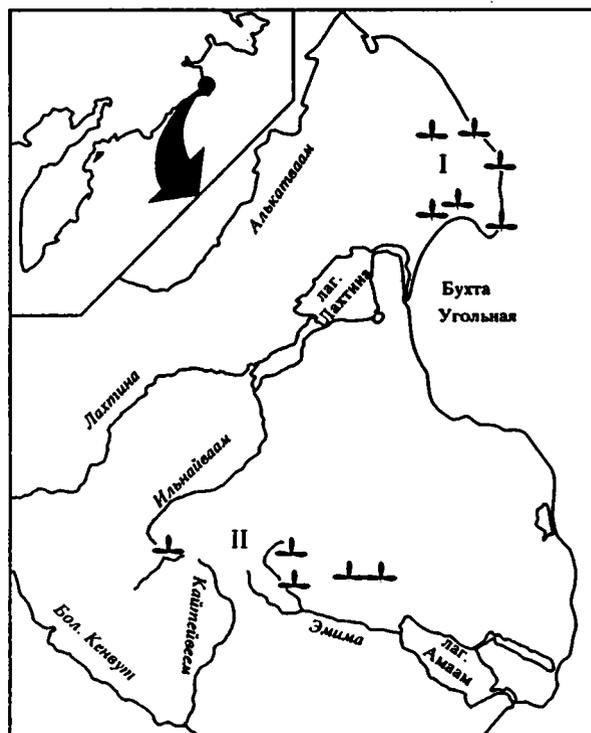


Рис. 1. Основные районы распространения верхнемеловых флороносных отложений на северо-востоке Корякского нагорья.

I - бухта Угольная, II - междуречье Эмима-Ильнайваам.

Пачка 2. Песчаники мелко- и среднезернистые, алевролиты с примесью туфогенного материала, серые, зеленовато- и желтовато-серые, прочные, отчетливо слоистые. В нижней части пачки (примерно 40 - 50 см по мощности) собраны многочисленные остатки растений хорошей сохранности (табл. 1, местонахождение 1). Преобладают остатки *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Microconium beringianum* Golovn., *Platanus raynoldsii* Newberry, *Corylus beringiana* (Krysht.) Golovn., *Trochodendroides bidentata* Vassilevsk. et Golovn., реже встречаются *Onoclea hesperia* R.W. Brown, *Trochodendroides ex gr. arctica* (Heer) Berry, *Trochodendrocarpus arcticus* (Heer) Krysht., *Naemantophyllum cordatum* Golovn., отпечатки остальных растений немногочисленны. Из флороносных отложений Г.М. Братцевой изучен спорово-пыльцевой комплекс, оказавшийся чрезвычайно бедным: ею встречено небольшое количество спор папоротников сем. *Polypodiaceae* и пыльцы хвойных сем. *Taxodiaceae* (возможно, *Metasequoia*), а также фрагменты пыльцевых зерен сем. *Pinaceae*. В верхней половине пачки наблюдаются прослой углистых алевролитов. Мощность 18 - 21 м.

Пачка 3. Песчаники и туфопесчаники от мелко- до крупнозернистых, серо-зеленые, тонкослоистые, в нижней части с крупными (диаметром

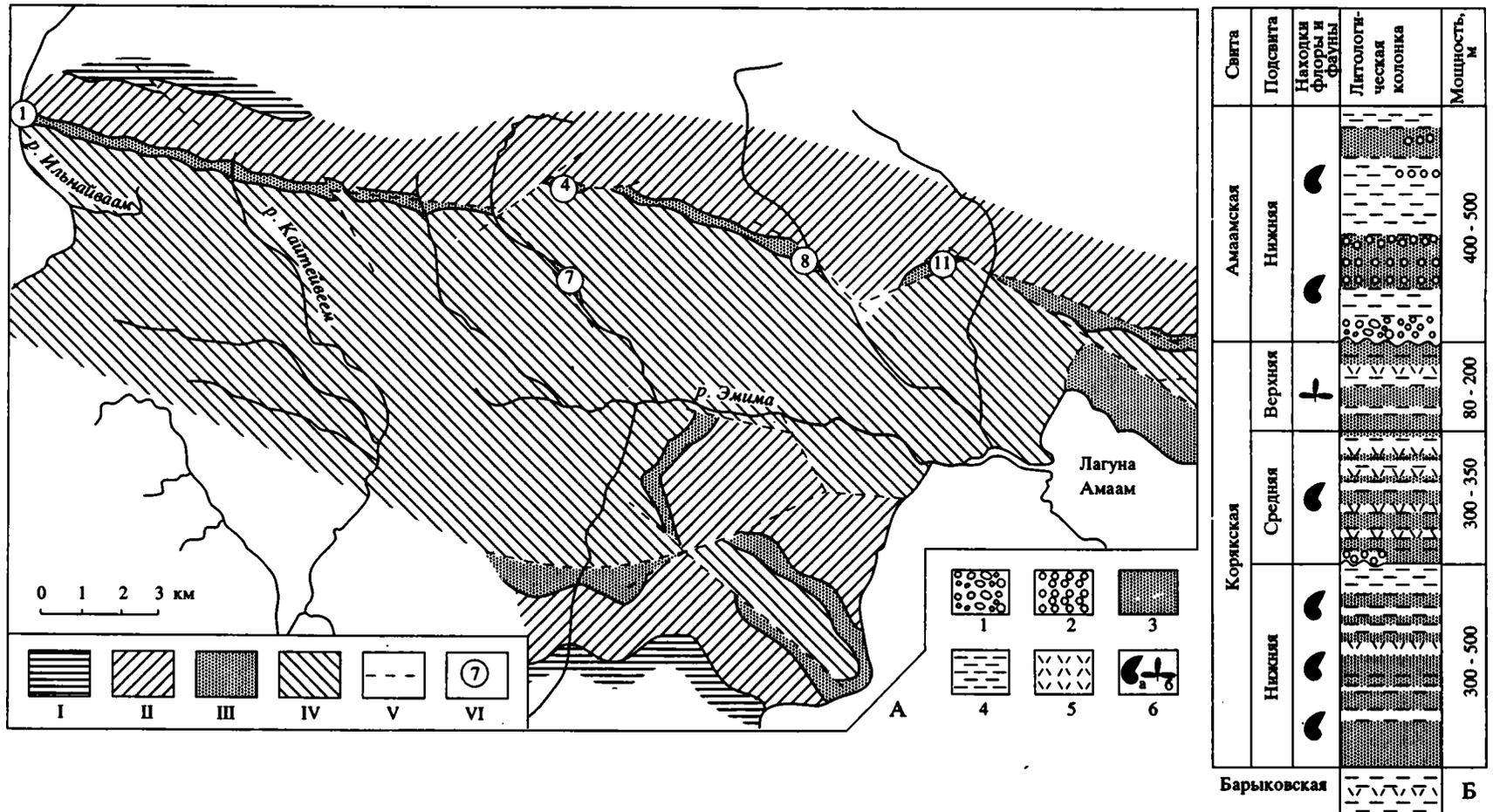


Рис. 2. Флороносные отложения междуречья Эмима-Ильнайваам (по данным В.И. Волобуевой и Г.П. Тереховой, с дополнениями).

А – схема распространения отложений, Б – стратиграфическая колонка. I – барыковская свита; II – нижняя и средняя подсвиты корякской свиты; III – верхняя подсвита корякской свиты; IV – чукотская свита; V – разрывные нарушения; VI – местонахождения ископаемой флоры; 1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – алевриты и углистые алевриты; 5 – туфы; 6 – находки ископаемых фауны (а) и флоры (б).

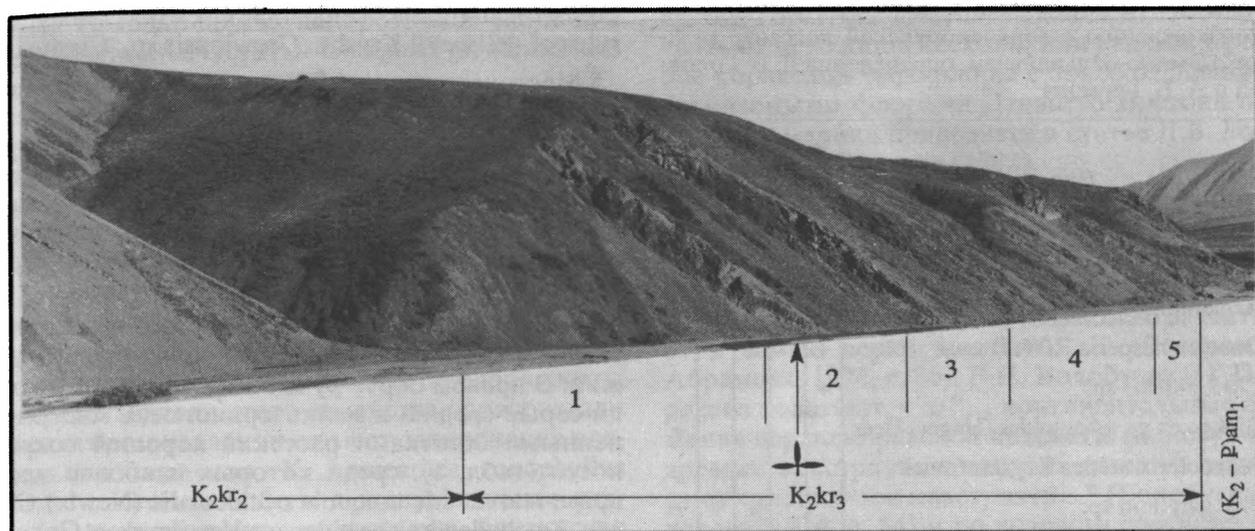


Рис. 3. Разрез флороносных отложений корякской свиты на р. Ильнайваам (местонахождение 1).

K_2kr_2 – средняя подсвита корякской свиты; K_2kr_3 – верхняя подсвита корякской свиты, $(K_2 - P)am_1$ – нижняя подсвита амаамской свиты; цифрами обозначены пачки разреза верхнекорякской подсвиты.

до 20 см) известковистыми конкрециями. Мощность 4 - 4.5 м.

Пачка 4. Переслаивание песчаников и туфо-песчаников средне-крупнозернистых (до грубо-зернистых) зелено-серого, светло-серого и бурого цветов, содержащих растительный детрит, остатки листьев плохой сохранности (не определимых) и конкреции до 10 см диаметром с мелкооскольчатými алевролитами и аргиллитами, иногда углистыми, иногда ожелезненными. На расстоянии около 3/4 по мощности от подошвы пачки наблюдается слой мощностью 0.6 м, пронизанный ходами илоедов. Мощность 65 - 70 м.

Пачка 5. Песчаники средне-грубозернистые серые, желтовато-серые, ожелезненные, плитчатые, судя по высыпкам – с прослоями алевролитов и углистых алевролитов. Местами (особенно в верхней части пачки) в песчаниках содержится галька. Мощность около 10 м.

Общая мощность верхнекорякской подсвиты 115 - 125 м.

Выше залегают плотные разногалечные конгломераты с прослоями гравелитов и крупно-грубо-зернистых песчаников, представляющие собой основание амаамской свиты. Перерыв между корякской и амаамской свитами, если и имеется, то весьма незначительный: песчаники пачки 5 крупно-грубо-зернистые, местами содержат большое количество гальки (почти конгломераты), а конгломераты основания амаамской свиты ложатся на выровненную параллельно слоям поверхность пачки 5; следов существенного размыва не наблюдалось.

Кроме местонахождения на р. Ильнайваам, нами были собраны ископаемые растения из

четырёх местонахождений в отложениях верхнекорякской подсвиты на северном борту Амаамской депрессии (рис. 2; табл. 1).

Местонахождение 4 – левый приток руч. Гравелитовый в 1.7 км выше устья этого притока. Верхнекорякская подсвита залегает здесь на туфогенно-осадочных породах среднекорякской подсвиты и представлена переслаиванием песчаников и туфопесчаников с алевролитами и углистыми алевролитами. В нижней части подсвиты в 5 - 8 м по мощности от ее подошвы были собраны растительные остатки (табл. 1), среди которых преобладают *Microconium beringianum* Golovn., *Trochodendroides bidentata* Vassilevsk. et Golovn. и *Corylus beringiana* (Krysht.) Golovn.

Местонахождение 7 – устье руч. Скалистый, левого нижнего притока руч. Гравелитовый. В обнажающихся в береговом склоне песчаниках серых, средне-крупнозернистых, плотных, с прослоями углистых алевролитов содержатся остатки растений хорошей сохранности (табл. 1). По данным В.И. Волобуевой и Г.П. Тереховой, эти флороносные слои принадлежат верхней пачке верхнекорякской подсвиты. Наиболее часто здесь встречается *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides bidentata* Vassilevsk. et Golovn., *Corylus beringiana* (Krysht.) Golovn., многочисленны также отпечатки *Trochodendrocarpus arcticus* (Heer) Krysht., *Cissites volobuevae* Herman и *Rarytkinia* aff. *terechovae* Vassilevsk. et Golovn.

Помимо наших сборов, М.А. Ахметьевым и автором была изучена небольшая коллекция из этого местонахождения, собранная в 1985 г. В.Е. Архиповым и М.К. Ивановым (МГУ), в которой определены *Cephalotaxopsis* cf. *magnifolia*

Таблица 1. Распределение ископаемых растений по местонахождению в верхнекоряжской подсвите междуречья Эмима-Ильнайваам, определения Л. Б. Головневой и А. Б. Германа

Вид	Местонахождение				
	1	4	7	8	11
1. <i>Equisetum arcticum</i> Heer				+	
2. <i>Asplenium dicksonianum</i> Heer			+		+
3. <i>Onoclea hesperia</i> R.W. Brown	+		+	+	
4. <i>Cladophlebis</i> sp.	+				
5. <i>Ginkgo ex gr. adiantoides</i> (Unger) Heer					+
6. <i>Pseudolarix arctica</i> Kryshtofovich				+	
7. <i>Pityophyllum</i> sp.			+	+	+
8. <i>Pityospermum</i> sp.				+	
9. <i>Elatocladus talensis</i> Golovn.			+	+	
10. <i>Araucarites conophyllum</i> Golovn.		+			
11. <i>Sequoia amaamensis</i> Abramova et Golovn.		+			+
12. <i>Metasequoia occidentalis</i> (Newb.) Chaney	!	+	!	+	!
13. <i>Metasequoia</i> sp. (шишка)	+		+		
14. <i>Glyptostrobus nordenskioldii</i> (Heer) R.W. Brown	+	+		!	
15. <i>Microconium beringianum</i> Golovn.	!	!	+	+	
16. <i>Naemantophyllum cordatum</i> Golovn.	+				
17. <i>Trochodendroides arctica</i> (Heer) Berry	+	!			+
18. <i>T. bidentata</i> Vassilevsk. et Golovn.	!	+	!		!
19. <i>T. lamutensis</i> Golovn.					+
20. <i>T. emimensis</i> Golovn.					+
21. <i>Trochodendrocarpus arcticus</i> (Heer) Kryshtofovich	+		+		+
22. <i>Platanus raynoldsii</i> Newberry	!	+	+	!	!
23. <i>Corylus beringiana</i> (Krysht.) Golovn.	!	!	!	!	+
24. <i>Cissites volobuevae</i> Herman		+	+		+
25. <i>Zizyphus</i> (?) sp.		+			
26. "Pterospermites" <i>platanoides</i> Golovn.		+			+
27. <i>Liriophyllum aeternum</i> Golovn.			+		+
28. <i>Celastrinites septentrionalis</i> (Krysht.) Golovn.	+		+		!
29. <i>Cissus</i> sp.					+
30. <i>Sorbus</i> (?) sp.	+				
31. <i>Nyssa tschucotica</i> Golovn.		+			
32. <i>Rarytkinia aff. terechovae</i> Vassilevsk. et Golovn.	+		+		+
33. <i>Carpolithes biloculatus</i> Golovn.					+

Примечание. "+" – присутствие вида, "!" – его доминирование.

Font., *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Corylus cf. jeliseevii* Krysht., *Grewiopsis* sp., *Cissites* sp.

Местонахождение 8 – промоина на правом борту р. Северная в 8 км от ее устья. Растительные остатки (табл. 1) собраны из пачки алевролитов и мелкозернистых песчаников, серых, твердых, образующих плитки с острыми сколами. Преобладают отпечатки *Glyptostrobus nordenskioldii* (Heer) R.W. Brown, *Platanus raynoldsii* Newberry, *Corylus beringiana* (Krysht.) Golovn.

Местонахождение 11 – юго-восточный склон г. Медвежья, левый крупный приток руч. Медвежий. В правом борту ручья обнажаются песчаники серые средне- и мелкозернистые, с многочисленными остатками растений хорошей сохранности (табл. 1), среди которых наиболее часто встречаются *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides bidentata* Vassilevsk. et Golovn., *Platanus raynoldsii* Newberry, *Celastrinites septentrionalis* (Krysht.) Golovn.

Из этих же отложений остатки растений (по сборам В.И. Волобуевой и Г.П. Тереховой) были изучены Н.Д. Василевской и Л.Н. Абрамовой. Список, приведенный этими авторами (1974), включает 30 видов и в целом сходен с рассмотренным выше (табл. 1), однако нами не были встречены *Woodwardia*, *Sterculia*, *Vitis*, *Viburnum* и ряд других растений (представленных преимущественно новыми таксонами), приводимых указанными авторами.

Помимо ископаемых растений, на левобережье р. Эмима в верховьях правого крупного притока руч. Безымянный в туфопесчаниках среднекоряжской подсвиты примерно в 80 - 90 м (по мощности) ниже ее кровли нами были собраны остатки моллюсков *Patagiosites alaskensis* Jones, *Inoceramus pilvoensis* Sok., *Inoceramus* sp. раннемаастрихтского возраста (определения В.П. Похиалайнена).

Изученные местонахождения ископаемых растений приурочены как к нижней (мест. 1, 4), так и к верхней (мест. 7) частям верхнекоряжской подсвиты, причем расстояние между крайними флороносными точками составляет по прямой около 25 км (рис. 2). Между тем большое сходство систематического состава ископаемых растений из перечисленных местонахождений (табл. 1) позволяет включать все эти растения в один флористический комплекс (тафофлору).

В результате изучения собранной коллекции и просмотра старого материала (сборы В.И. Волобуевой и Г.П. Тереховой) в составе коряжской тафофлоры установлено 33 вида (табл. 1). В нее входят хвощовые (1 вид), папоротники (3 вида), гинкговые (1 вид), хвойные (10 видов) и покрытосеменные (18 видов). Хвощовые представлены единственным видом *Equisetum arcticum* Heer. Папоротники немногочисленны. *Onoclea hesperia* R.W. Brown является характерным компонентом флоры, но не бывает обильной в местонахож-

дениях. Находки других папоротников единичны и фрагментарны. Остатки *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Unger) Heeg также редки.

Хвойные, хотя довольно разнообразные в систематическом отношении, редко бывают доминантами в местонахождениях. Наиболее обильные остатки *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney и *Microsonium beringianum* Golovn. Остальные хвойные немногочисленны. Семейство *Pinaceae* представлено отпечатками крылатых семян и хвоинок, которые определены как *Pityospermum* sp. и *Pityophyllum* sp. Встречены также семенные чешуи рода *Pseudolarix*. Можно предположить, что представители этого семейства произрастали на некотором удалении от мест захоронения растительных остатков. К *Araucarites conophyllum* Golovn. отнесены побеги с чешуевидными спирально расположенными листьями, близкие по морфологии к *Araucarites* из цагайской флоры Амурской области и позднемеловой флоры Виллюйской впадины. Остатки *Sequoia* из корякской свиты характеризуются необычной морфологией побегов с широкими уплощенными низбегающими листьями – возможно, позже они будут выделены в самостоятельный вид. *Elatocladus talensis* Golovn., обладающий побегами с крупными линейными спирально расположенными на побеге листьями (Головнева, Герман, 1992), не может быть связан с каким-либо современным родом или семейством.

Большинство покрытосеменных составляют древесные двудольные. Однодольные представлены околоводными травами *Naemanthophyllum cordatum* Golovn. Из двудольных наиболее многочисленны и доминируют в большинстве местонахождений *Corylus beringiana* (Krysht.) Golovn. и несколько видов *Trochodendroides*, причем среди последних преобладают *T. bidentata* Vassilevsk. et Golovn. Часто встречаются также *Platanus raynoldsii* Newb., *Cissites volobuevae* Herman, “*Pterospermites*” *platanoides* Golovn., *Celastrinites septentrionalis* (Krysht.) Golovn. и *Rarytkinia* aff. *terechovae* (Krysht.) Golovn. Находки других покрытосеменных немногочисленны.

Большинство видов покрытосеменных характеризуются высоким полиморфизмом листьев. Нередко он достигает такой степени, что крайние формы морфологических рядов могут быть легко приняты за различные виды и даже роды. Нельзя не отметить и в целом крупнолистный облик многих покрытосеменных, особенно *Trochodendroides bidentata* Vassilevsk. et Golovn., *Platanus raynoldsii* Newb., *Corylus beringiana* (Krysht.) Golovn., “*Pterospermites*” *platanoides* Golovn., *Liriophyllum aeternum* Golovn. и *Rarytkinia* aff. *terechovae* Vassilevsk. et Golovn.

По составу и основным доминантам корякская тафофлора очень близка, почти идентична раннерарыткинскому флористическому подкомплексу из средней подсвиты рарыткинской свиты

хребта Рарыткин (Несов, Головнева, 1990), отличаясь от него лишь несколькими видами. Сравнение корякской тафофлоры с более отдаленными ископаемыми флорами Дальнего Востока и Северной Америки приводится в статье Л.Б. Головневой и А.Б. Германа (1992).

Относительно возраста корякского флористического комплекса высказывались разные точки зрения. Н.Д. Василевская и Л.Н. Абрамова считали, что его возраст “...маастрихтский, скорее всего раннемаастрихтский (возможно захватывает и самые верхи кампана) ...” (Василевская, Абрамова, 1974, с. 36). В.И. Волобуева и Г.П. Терехова полагают, что “... континентальные отложения верхнекорякской подсвиты не могут быть древнее маастрихта и, видимо, даже не захватывают самых низов маастрихта...” (Волобуева, Терехова, 1974, с. 54) и по возрасту соответствуют морским отложениям с остатками *Inoceramus pilvoensis* Sok., *I. kusiroensis* Nag. et Mat. и *Pachydiscus*. По мнению же В.А. Вахрамеева и М.А. Ахметьева (1974), корякский флористический комплекс имеет датский возраст. Недавно Л.Б. Головнева высказала мнение о позднемаастрихтском возрасте корякской тафофлоры (Несов, Головнева, 1990). Этой же точки зрения придерживается и автор, причем новые данные позволяют лучше ее аргументировать.

Наиболее поздней находкой ископаемых моллюсков в отложениях среднекорякской подсвиты, подстилающих флороносные слои, являются найденные нами (причем не в самых верхах подсвиты) *Inoceramus pilvoensis* Sok., *Inoceramus* sp. и *Patagiosites alaskensis* Jones раннемаастрихтского (по мнению В.П. Похиалайна) возраста.

Корякская свита перекрывается с небольшим стратиграфическим несогласием или без него амаамской свитой в районе лагуны Амаам и чукотской свитой в бухте Угольной (табл. 2), причем некоторые исследователи (Дундо и др., 1974) не выделяют амаамскую свиту в качестве самостоятельного стратона, считая, что в районе лагуны Амаам также распространены отложения чукотской свиты. В нижних частях этих двух свит содержатся остатки фораминифер, моллюсков, криноидей, спор и пыльцы. В.И. Волобуева (Волобуева, Красный, 1979), объединившая нижние подсвиты амаамской и чукотской свит в ильнянский горизонт и проанализировавшая палеонтологические остатки из него, пришла к выводу о датско-палеоценовом возрасте этого горизонта. Вместе с тем О.П. Дундо (Дундо и др., 1974) приводит палеонтологические данные, свидетельствующие о маастрихт-датском возрасте нижней части этих отложений. Так, в базальных частях чукотской свиты на р. Алькатваам (рис. 1) им были найдены *Parallelodon* sp. и обломки призматического слоя иноцерамов, указывающие на еще позднемеловой возраст этих отложений. Следовательно, если верно сопоставление низов

Таблица 2. Сопоставление разрезов маастрихта северо-востока Корякского нагорья (в скобках приведены основные палеонтологические находки)

Отдел, ярус	Зона, слой (Похиалайнен, 1988; Похиалайнен, Бяло- бжеский, 1984)	Междуречье Хатырки- Опуки (Похиалайнен, Бяло- бжеский, 1984)	Междуречье Эмины- Ильнайваам (Волобуева, Красный, 1979; Волобуева, Терехова, 1974), с дополнениями	Бухта Угольная (Волобуева, Терехо- ва, 1974; Дундо и др., 1974)	Хребет Рарыткин (Несов, Головнева, 1990)	Озеро Пекуль- нейское (Волобуева, Красный 1979; Несов, Голов- нева, 1990)		
Даний - эоцен		Быстрореченская свита (Korjaka kociubin- skii Poch., Pa- chydiscus aff. go- llevillensis Orb.)	Амаамская свита (Glycymeris амаа- mensis Volobueva)	Чукотская свита (Parallelodon sp., иноцерамы)	Верхняя подсвита (рарыткинская флора)	Датско- палеоценовые отложения (Glycymeris sp.)		
Маастрихт	Korjaka kociubinskii				Рарыткинская свита	Маастрихтские отложения		
	Inoceramus (Spiridoceramus) kusiensis	(Inoceramus kusi- roensis Nag., I. ex gr. balticus Boehm.)	Верхняя подсвита (корякская флора)	Угольный пласт "Подсопочный" (находки редких ископаемых рас- тений)			Средняя подсвита (рарыткинская флора)	(динозавры сем. Troodontidae, Hadrosauridae) (каканаут- ская флора) (Inoceramus ku- siroensis Nag., I. pilvoensis Sok.)
	Inoceramus (Cataceramus) pilvoensis	Кульскайская свита	Средняя подсвита (Inoceramus pilvoensis Sok.)	Морские отложения (Inoceramus ex gr. balticus Boehm., Canadoceras sp.)			Нижняя подсвита (горнореченская флора)	
	I. (Mytiloides) naumanni schmidti		Нижняя подсвита					
Кампан						?		

амаамской и чукотской свит и остатки моллюсков в базальных частях последней не переотложены (а для сомнений в том и другом пока нет оснований), корякская флора не может быть моложе конца маастрихта, и время ее существования приходится, скорее всего, на средний - поздний маастрихт (при его трехчленном делении: Несов, Головнева, 1990). Этому не противоречат и находки близ кровли корякской свиты в бухте Угольной вероятно позднемаастрихтского комплекса морских позвоночных (Несов, Головнева, 1990).

Палеоботанические данные позволяют уточнить возраст корякской тафофлоры. Как уже отмечалось, она наиболее близка рарыткинскому флористическому комплексу (табл. 2) из верхней половины рарыткинской свиты, распространенной в северной части Корякского нагорья (Несов, Головнева, 1990). Этот комплекс значительно богаче по составу (63 вида) и подразделяется на два подкомплекса. Корякская тафофлора соответствует раннерарыткинскому подкомплексу, хотя в ее составе присутствуют некоторые виды, встречающиеся в позднеарыткинском подкомплексе (*Trochodendroides bidentata* Vassilevsk. et Golovn., *T. lamutensis* Golovn., "Pterospermites" *platanoides* Golovn.). К нижней половине рарыткинской свиты, обнаженной по р. Горная (левобережье низовий р. Великая), приурочен горнореченский флористический комплекс, являющийся прямым предшественником рарыткинского комплекса и связанный с ним постепенным переходом (Несов, Головнева, 1990). Мощная толща флороносных отложений рарыткинской свиты, к сожалению, лишена прослоев морского генезиса, позволивших бы контролировать возраст указанных тафофлор. Однако к горнореченскому флористическому комплексу близка по составу хорошо датированная каканаутская тафофлора, найденная в бассейне р. Каканаут в районе Пекульнейского озера (Несов, Головнева, 1990) (табл. 2). В этом разрезе флороносная пачка мощностью 500 м залегает на туфоалевролитах с остатками *Pachydiscus subcompressus obsoletus* Mat., *Inoceramus pilvoensis* Sok., *I. kusiroensis* Nag. et Mat., *I. ex gr. shikotanensis* Nag. et Mat. и других моллюсков (Волобуева, Красный, 1979), указывающих на вторую половину маастрихта. В наиболее верхнем из флороносных уровней на р. Каканаут были найдены остатки динозавров семейств *Nadrosauridae* и *Troodontidae*, ограничивающие верхний предел существования каканаутской флоры меловым периодом. Л.Н. Несов и Л.Б. Головнева (1990), изучавшие каканаутских флору и пресмыкающихся, считают их среднемаастрихтскими. Поскольку корякская тафофлора (однотипная с раннерарыткинской) моложе каканаутской (однотипной с горнореченской), возраст ее должен определяться как поздний маастрихт (табл. 2).

Существование на уровне и выше зоны *Inoceramus kusiroensis*, относимой как правило к верх-

нему маастрихту, двух разновозрастных, но еще меловых флор – горнореченской и корякской – должно вызывать из-за малой продолжительности указанного интервала определенные сомнения в верности приводимых датировок данных флор. В связи с этим следует подчеркнуть два существенных обстоятельства.

Во-первых, зону *Inoceramus kusiroensis*, видимо, нельзя считать самыми верхами мела на востоке Корякского нагорья. По данным В.П. Похиалайна и С.Г. Бялобжеского (1984; 1988), в междуручье Хатырки–Опуки (табл. 2) кулькайская свита, содержащая в верхней части остатки моллюсков зоны *Inoceramus ex gr. balticus-I. kusiroensis*, перекрывается отложениями быстрореченской свиты, в нижней части разреза которой были собраны ископаемые моллюски, в том числе *Pachydiscus aff. gollevillensis* Orb. и *Korjakia kocubinskii* Poch., причем "... первые свидетельствуют о маастрихтском возрасте вмещающих пород, вторые – о том... что группу *kusiroensis* нельзя считать последними меловыми иноцерамидами Дальнего Востока" (Похиалайнен, Бялобжеский, 1984, с. 67). Рассматривая аналоги быстрореченской свиты в других районах Корякского нагорья, авторы приходят к выводу, что "... осадки с *Korjakia-Pachydiscus* часто трансгрессивно перекрывают слои с *kusiroensis* и представляют собой результат широкого распространения в районе исследований самых молодых фаций морского маастрихта" (Похиалайнен, Белобжеский, 1984, с. 73). Нельзя исключить, что какая-то часть флороносных отложений верхнекорякской подсвиты и/или низы амаамской и чукотской свит по возрасту соответствует этим наиболее молодым маастрихтским слоям (табл. 2).

Во-вторых, существование в среднем - позднем маастрихте двух различных флор находит объяснение, по-видимому, в существенных изменениях климата в это время, которые не могли не сказаться на наземной растительности: так, анализ состава малакофауны в маастрихте Южного Сахалина позволяет предположить значительное похолодание примерно на рубеже среднего и позднего маастрихта (Захаров и др., 1984). Более термофильная каканаутская-горнореченская флора существовала, вероятно, в среднем маастрихте (Несов, Головнева, 1990), а формирование корякской (и рарыткинской) флоры по всей видимости отвечало похолоданию конца маастрихта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Василевская Н.Д., Абрамова Л.Н. Флористические комплексы верхнемеловых отложений Корякско-Анадырской области // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: НИИГА, 1974. С. 31 - 37.
- Вахрамеев В.А., Ахметьев М.А. Высшие растения по данным изучения листьев // Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. С. 39 - 65.

- Волобуева В.И., Красный Л.Л.* Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 84 с.
- Волобуева В.И., Терехова Г.П.* О пограничных слоях мела и палеогена восточной части Корякско-Анадырской области // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: НИИГА, 1974. С. 53 - 57.
- Головнева Л.Б., Герман А.Б.* Новые данные о составе и возрасте флоры корякской свиты // Ботанич. журн., 1992. Т. 77. № 7. С. 60 - 71.
- Дундо О.П., Василевская Н.Д., Короткевич В.Д., Василенко Л.В.* Новые данные о возрасте и объеме чукотской свиты в восточной части Корякско-Анадырской области // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: НИИГА, 1974. С. 58 - 64.
- Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г.* Поздне-меловая сукцессия морских сообществ на юге Сахалина и климатические особенности Северо-Западной Пацифики // Систематика и эволюция беспозвоночных Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 41 - 90.
- Несов Л.А., Головнева Л.Б.* История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем сеноне на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 191 - 212.
- Похиалайнен В.П.* Иноцерамы и меловая биота на севере Тихого океана. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 33 с.
- Похиалайнен В.П., Бялбжеский С.Г.* Новые данные по биостратиграфии позднего маастрихта на востоке Корякского нагорья // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 64 - 74.



Эволюция биосферы

УДК 58:551.781(571.66)

ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ ФЛОР В ПАЛЕОГЕНЕ КАМЧАТКИ (ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И ВОЗДЕЙСТВУЮЩИЕ ФАКТОРЫ)

© 1993 г. А. И. Челебаева, А. Е. Шанцер

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

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Обосновывается последовательность характерных типов флор в палеоцене и эоцене Камчатки, дается их краткая характеристика и анализ развития флор под воздействием климатогенного и других факторов.

Наряду с температурными флуктуациями высокого ранга, в характере изменения флор отражено дестабилизирующее воздействие нарастающей с середины эоцена контрастности климата, а также активизации тектонической и вулканической деятельности, усугублявших процессы структурного и таксономического обновления флор, завершившегося к концу олигоцена почти полной утратой связи с древнепалеогеновой северопацифической флорой.

Высокая степень насыщенности кайнозойских толщ Камчатки fossilized остатками древней биоты делает этот район привлекательным для решения проблем исторического и эволюционного плана. Исключительные возможности представляются здесь для изучения истории развития палеогеновой флоры севера Пацифики. В связи с этим первостепенное значение приобретает установление реальной последовательности тех или иных локальных флор в обобщенном разрезе палеогена, что не всегда просто в условиях крупного и геологически сложно построенного региона. В последнее десятилетие работами коллектива геологов, палеонтологов и палеофлористов ГИН РАН и МГУ на стратотипах палеогена в опорных районах Западной Камчатки было показано, что серия ошибок в датировке и корреляции подразделений разного ранга связана с существованием ранее не признававшегося регионального стратиграфического перерыва в эоцене, обусловленного проявлением фазы мощного тектогенеза (Гладенков и др., 1985; Шанцер и др., 1985). Наиболее отрицательные последствия для фитостратиграфических и флорогенетических построений, вытекавшие из концепции непрерывного разреза палеогена, имела ошибочная параллелизация верхов флороносной части чемурнаутской серии (ткаправаямская свита) Пенжинского района со снатольским горизонтом региональной шкалы (Решения ..., 1982), существенно искажавшая исторический ход событий. Это было показано нами ранее с точки зрения глобальной

климатостратиграфии палеогена (Челебаева и др., 1985). Впоследствии палеоценовый (возможно частично раннеэоценовый) возраст ткаправаямской флоры был подтвержден находками позднедатского комплекса фораминифер в низах чемурнаутской серии (Серова, 1989). Обработка флоры среднеэоценовой снатольской свиты Тигильского района выявила принципиальные отличия ее от ткаправаямской (Гладенков и др., 1991). Проведенные Геологическим институтом РАН комплексные геологические и биостратиграфические исследования в опорном Тигильском районе на стратотипах палеогена в Паланском и Пенжинском районах, на Ильпинском полуострове позволили значительно уточнить и детализировать существующие стратиграфические и корреляционные схемы региона (Гладенков и др., 1989), в том числе фитостратиграфическую.

В настоящий момент в палеогене Западной Камчатки нами выделяются последовательно сменяющие друг друга восемь флористических комплексов (или типов флор), отражающих различные этапы изменения палеоклиматических и палеогеографических условий. Большинство из них прослежено по территории и может рассматриваться в качестве флористических горизонтов. В этом ряду имеется пока два крупных пробела, связанных с отсутствием информации: в интервале ниже-среднеэоценового стратиграфического перерыва и в интервале олигоценовой морской трансгрессии. Ниже приводится краткая характеристика этих этапов.

1. *Раннеулэвенейский этап*¹. Типовая флора происходит из свиты мыса Зубчатого на Утхолокском п-ве (Челебаева и др., 1988). Она отражает растительные сообщества широких долин и прибрежных низменностей, обрамлявших крупный водный бассейн типа опресненной отшнурованной от моря лагуны, что реконструируется по тафономическим, таксономическим и литолого-фаціальным признакам. Характерно преобладание покрытосеменных растений, а среди них широколиственных с зубчатой пластинкой: листья преимущественно средних размеров (5 - 10 см), реже крупные (до 20 см). В число доминантов входят *Cocculus*, *Trochodendroides*, *Platanus*, *Populus*, *Cordia* ("Grewiopsis"), представители хвойных (*Taxodium*, *Metasequoia*). Единичны отпечатки *Ulmus*, *Alangium*, *Aesculus*. Габитуальный облик флоры и ее состав соответствуют достаточно влажному теплоумеренному климату.

Такой же характер имеют флоры из стратотипа хулгунской свиты на р. Ковачине, в которой также преобладают зубчатолитные покрытосеменные с листьями средних размеров. Однако она отличается несколько меньшим распространением *Platanus* и *Populus*, и заметной ролью *Tetracentron* и крупнолистных *Aesculus*, особенно характерных для следующего этапа, в связи с чем можно предполагать ее промежуточное положение в разрезе улэвенейской серии и относить к позднему проявлению раннеулэвенейской флоры. Появление в верхней части стратотипа хулгунской свиты прослоев с солонатоводной морской фауной вероятно связано с нарушением изоляции улэвенейского бассейна от моря.

2. *Позднеулэвенейский этап*. Типовая флора происходит из выделенной нами сосопханской свиты, развитой в среднем течении р. Снатол (Тигильский р-он), отложения которой ранее относились к хулгунской и напанской свитам (Решения ..., 1982). Целесообразность изменения статуса этой толщи продиктована отсутствием как геологических, так флористических оснований для ее расчленения (Челебаева и др., 1988). Тектоническая нарушенность не позволяет установить однозначно соотношение отдельных крупных фрагментов этого разреза, ввиду чего нельзя понять и распределение в нем тех или иных видов. В целом для свиты характерно чередование прибрежно-морских и субконтинентальных фаций с преобладанием последних (приморские низменности, приустьевые поймы и т.д.). Наиболее яркой особенностью сосопханской флоры является крупнолистность многих покрытосеменных и хвойных растений: нередко листья длиной 20 - 30 см, иногда более, распространена форма *Metasequoia* с листьями вдвое крупнее

обычных. В составе ее сохраняется большинство раннеулэвенейских родов, но они значительно разнообразнее. Доминируют здесь *Metasequoia*, *Tetracentron*, *Cocculus*, *Alnus*, *Aesculus*, *Acer arcticum*, реже *Platanus*, *Corylus*, *Populus*, *Myrtila*, *Cordia*. Единично встречаются цельнокрайние листья *Magnolia*, *Lasianthus* и других термофильных двудольных, отпечатки папоротника *Asplenium nilssonoides*. Участие последнего, а также крупнолистной *Myrtila beringiana*, широко распространенных в теплолюбивых флорах чемурнаутской серии Пенжинского района, позволяет полагать, что позднеулэвенейский горизонт может коррелироваться с какой-то частью чемурнаутского разреза, скорее всего в интервале геткилнинской и камчикской свит.

Позднеулэвенейской флоре соответствовал очевидно более влажный и теплый климат, чем раннеулэвенейской, хотя едва ли можно его считать субтропическим, исходя из незначительного участия цельнокрайних вечнозеленых форм в этой флоре.

3. *Чемурнаутский этап*. Типовая флора происходит из отложений верхней части стратотипа чемурнаутской серии Пенжинского района, толща которого имеет отчетливо регрессивный характер и подразделяется на геткилнинскую (морские фации), камчикскую и ткаправаямскую свиты (прибрежно-морские и континентальные фации). Две последние включают отложения пляжей, прибрежных низменностей, различных участков крупных дельт, а верхи ткаправаямской свиты сложены почти исключительно речными аллювиальными отложениями. Нижняя граница этой свиты весьма условна, и большинством исследователей толкуется произвольно, поэтому до окончания обработки всех материалов из этого разреза можно говорить лишь о чемурнаутской флоре в целом. Для нее в еще большей степени характерна крупнолистность и гигантофилия: спектр термофильных растений здесь еще разнообразнее и включает значительно больше форм с цельнокрайними листьями, чем позднеулэвенейские флоры, их роль возрастает снизу вверх по разрезу. Вместе с тем, сохраняется большая часть умеренных родов сосопханской флоры, участие которых, однако, заметно уменьшается в том же направлении, за исключением, пожалуй, *Platanus* и *Cocculus*. Из числа доминантов особенно широко распространены *Cocculus*, *Myrtila beringiana*, *Luvunga*, *Cordia*, *Platanus*, *Saurauia*, *Dombeya*. Южнее стратотипа в верхах разреза найдены листья пальмы *Sabal* (Буданцев, 1979). Присутствие *Sabal*, нескольких родов сем. *Leguminosites*, *Saurauia*, *Dombeya*, *Myrtophyllum* и ряда других предполагает существование влажного климата субтропического типа.

Возраст рассматриваемых флор, исходя из общих климатостратиграфических представлений и сравнения с флорами других регионов, был отнесен нами к данию (раннеулэвенейская), верх-

¹ Название от улэвенейской серии Тигильского района, объединяющей свиту мыса Зубчатого, хулгунскую и сосопханскую свиты.

нему палеоцену (позднеульвенейская) и верхнему палеоцену - началу нижнего эоцена (чемурнаутская). Плавный характер изменения растительности в этом интервале обусловлен по-видимому изначально высоким общим уровнем термического режима, постепенным длительным ростом палеотемператур и параллельным увеличением влажности, что способствовало поддержанию мало контрастного мягкого климата. Потепление не сопровождалось иссушением, как это отмечается в верхнем мелу Северо-Западной Камчатки (Герман и др., 1991). Причиной этого могла быть перестройка рельефа в течение ларомийского тектогенеза, обусловившая возникновение горных барьеров со стороны древнеохотской суши, ограничивавших влияние континента. Предполагать последнее можно также в связи с усилением сноса обломочного материала из этой области, фиксируемого в осадках чемурнаутской серии.

Постчемурнаутский тектогенез, завершившийся общим поднятием, обусловил превращение большей части региона в область интенсивного размыва. Осадконакопление сохранялось видимо лишь в немногих, главным образом, периферических бассейнах. Этим можно объяснить отсутствие на Камчатке захоронений флоры "паратропического" типа, сменяющей на Аляске палеоценовую флору, сходную с чемурнаутской, и датируемой нижним эоценом (нижнеравенианская флора формации Куштака).

Возобновление мощного осадконакопления происходит в среднем эоцене, когда в пределах Западной Камчатки формируется ряд крупных морских бассейнов, обрамлявших выступы меловых и палеоценовых пород. В нижней части этого седиментационного цикла, представленной снатольским и ковачинским горизонтами, выделяется несколько этапов, отражающих дальнейшее изменение палеофлор. Поскольку их характеристике посвящена специальная работа (Гладенков и др., 1991), здесь мы лишь назовем их: усть-анадырский, нижнеснатольский, верхнеснатольский и ковачинский фитогоризонты. В целом снатольско-ковачинские флоры преемственно связаны с палеоценовыми, сохраняя в своем составе основные теплоумеренные компоненты (*Taxodium*, *Metasequoia*, *Cocculus*, *Trochodendroides*, *Platanus*, *Acer arcticum*, *Aesculus*, *Cordia*), особенно распространенные в двух нижних горизонтах. В усть-анадырской флоре присутствуют также термофильные "реликты" древней оптимальной флоры: *Naemanthophyllum*, *Calkinsia*, исчезающие выше. Нижнеснатольская флора отражает некоторое ухудшение климатических условий и рассматривается как пессимальная. Смысл этого ухудшения раскрывается появлением в осадках геннойш (глендонитов) – конкреций, образование и консервация которых требуют низких температур. Количество и встречаемость их растут в вышележащем разрезе, несмотря на рост числен-

ности и разнообразия растений термофильного спектра в позднеснатольско-ковачинских слоях. Это приводит к выводу о появлении холодных сезонов и, следовательно, формировании нового типа климата – контрастного с холодными зимами – процесса, скорее всего глобального. Верхнеснатольская и ковачинская флоры имеют признаки существенных преобразований в растительном покрове, происходивших под влиянием начавшегося потепления, с одной стороны, и возникновения высокогорного вулканического рельефа – с другой. Последнее в условиях контрастного климата обусловило развитие вертикальной поясности. В ископаемых комплексах эти события отразились в резком увеличении доли хвойных (особенно сем. *Pinaceae*) и их таксономического разнообразия. Широкое распространение *Sciadopitys*, *Cunninghamia*, *Sequoia*, *Cryptomeria* – отличительная черта позднеснатольско-ковачинской флоры, так же как распространение здесь видов семейства лавровых и ряда других форм, позволяющих считать климат этого времени близким к субтропическому.

Определение климатических условий по участию форм, родственных современным представителям соответствующих растительных формаций, достаточно условно. Очевидна закономерность разницы "близких к субтропическим" флор эпохи безморозного мало контрастного типа климата (чемурнаутская) и эпохи однотипного с современным контрастного (позднеснатольско-ковачинская), что исключает возможность возрастной корреляции отложений с этими флорами (ткаправаемской и снатольской).

Формирование и усугубление контрастного климата с морозным сезоном в дальнейшем определяло ход развития флор регионов северной Пацифики (как, вероятно, и в глобальном масштабе), способствовало все большей их географической дифференциации, усиливая воздействие других палеогеографических и геологических факторов. В пределах Камчатки пока не обнаружено заведомо олигоценовых достаточно представительных захоронений растений. Единичные находки *Thuja* и *Larix* в стратотипических разрезах морских толщ исчерпывают информацию. Относимая к пограничным олигоцен-раннемиоценовым слоям крутогоровская флора (Челебаева, 1988) имеет мезофильный теплоумеренный облик, но очень мало общего с эоценовыми флорами.

Возвращаясь к характеристике позднеэоценовых флор, отметим, что возраст снатольского и ковачинского горизонтов по малакофаунам и фораминиферам установлен в пределах среднего и верхнего эоцена (Гладенков и др., 1991). Однако, ковачинский фитогоризонт возможно не охватывает полностью верхний эоцен. Наиболее поздней флорой этого времени большинство палеофлористов считают теплоумеренную мезофильную иргиринскую из одноименной свиты бухты

Подкагерной. Нами иргирнинский этап выделяется непосредственно выше ковачинского (Гладенков и др., 1989).

Типовая иргирнинская флора по составу и структуре имеет много общего с позднеснатовско-ковачинскими: для нее характерно обилие и разнообразие хвойных, среди которых особенно распространена *Sequoia*, большую роль сохраняют роды древней умеренной флоры (*Cocculus*, *Platanus*, *Cordia*). Отличается она значительным участием родов, получивших распространение позднее в олигоцене и неогене: *Fagus*, *Castanea*, *Alnus*, *Juglans*, *Comptonia* и др., и с этой точки зрения ее можно рассматривать как постковачинскую (или позднековачинскую?). Осторожность следует проявлять из-за тафономического своеобразия типовой ковачинской флоры (захоронение в сугубо морских фациях), не дающей в полной мере представления о ее составе.

Тафономический фактор приобретает особую остроту при изучении позднеэоценовых камчатских флор в связи с региональной активизацией вулканизма в позднеснатовское и ковачинское время. Однократное или многократное погребение растительности при вулканических извержениях на больших или меньших участках обусловило захоронение внутри вулканогенноосадочных толщ и толщ вулканитов сообществ в разной степени далеких от климаксных, в том числе и пионерных, которые в некоторых случаях могут приниматься за "обедненные" комплексы и связываться с похолоданием. Такие комплексы нередки в вулканитах кинкильской свиты и ее аналогов, стратиграфическое положение которых в интервале снатовского и ковачинского горизонтов до сих пор не всегда ясно.

Таким образом, в палеогеновой истории флоры Камчатки отчетливо выделяются два крупных периода – палеоцен-раннеэоценовый и средне-верхнеэоценовый. В первом основным фактором, влиявшим на преобразование растительности, был климат, во втором – к нему присоединился вулканизм, оказывавший как косвенное воздействие (рельеф), так и прямое (частичное уничтожение).

Плавное повышение палеотемператур в первом периоде сопровождалось повышением влажности, возможно, за счет возникновения барьера в рельефе со стороны Азиатского континента. Во втором на фоне длительных колебаний температурного режима фиксируется нарастание сезонной контрастности климата.

Длительность воздействия мегатермного режима в первом периоде способствовала формированию таксономически богатой крупнолистной теплолюбивой флоры на обширных пространствах материкового обрамления северной Пацифики и прилегающих высокоширотных областей. Физиономическая однотипность этой флоры вызывает нередко затруднения при ее стратифи-

кации и требует для исследований большого ископаемого материала.

Тектоническая нестабильность в послечемурнаутское время, появление и постепенное усугубление сезонной контрастности климата, колебательный характер изменения палеотемператур и, наконец, активизация вулканизма вызвали усиление процессов структурной перестройки и обновления систематического состава флоры Камчатки во второй период. В дальнейшем, к концу олигоцена, она практически полностью утратила связь с древнепалеогеновыми флорами. Одновременно происходил распад единой североазиатской флоры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Буданцев Л.Ю. Находка пальмы *Sabal* в эоценовых отложениях Северо-Западной Камчатки // Ботан. журнал. 1979. Т. 64. № 12. С. 1777 - 1783.

Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 188 с.

Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н. и др. Стратиграфическая схема палеогена Дальнего Востока // Кайнозой Дальнего Востока / Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 161 - 168.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Проблемы палеогена Тигильского района Западной Камчатки // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: Наука, 1985. Ч. 1. С. 45 - 55.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки М.: Наука, 1991. 182 с.

Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских о-вов и Сахалина, Петропавловск-Камчатский, 1974. Петропавловск-Камчатский: ПГО "Камчатгеология". 1982. 131 с.

Серова М.Я. Фораминиферы морских отложений датского яруса Северо-Западной Камчатки // Вопросы микропалеонтологии. 1989. № 30. С. 66 - 78.

Челебаева А.И. Позднеолигоценовая - раннемиоценовая флора Камчатки // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 25 - 68.

Челебаева А.И., Братцева Г.М. К климатостратиграфии палеогена по палеофлорам (север тихоокеанской области и смежные регионы) // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 157 - 209.

Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Новые данные по раннему палеогену Западной Камчатки // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1988. С. 135 - 148.

Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Краевая Т.С. Эоценовый тектонический эпизод на Северо-Западе Камчатки и его стратиграфическое значение // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: Наука, 1985. Ч. 1. С. 19 - 44.



Эволюция биосферы

УДК 519:551.7911.793(5)

МЕРИДИОНАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЭКОСИСТЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНА АЗИИ (ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ)

© 1993 г. Е. В. Девяткин

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

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Рассматриваются основные проблемы меридионального и высотного (“горного”) анализа изменения экосистем в плейстоцене Азии в цикле похолодание–потепление (оледенение–межледниковье). Оценивается длительность холодных и теплых этапов в разных широтных и высотных зонах, миграция ландшафтных зон, соотношение хроностратиграфических и климатостратиграфических границ, оледенений–межледниковий с пльвиалами и аридами. Обсуждается проблема перигляциала, “холодных” и “теплых” лессов, их пространственные и возрастные взаимоотношения. Предлагается модель меридионального и высотного анализа изменения экосистем.

Четвертичный этап отличается от более древних этапов кайнозоя возникновением целого блока новых экосистемных группировок со своими специфическими ландшафтами и типами осадко-накопления. Это связано с проявлением ледниковых, криогенных, ледниково-морских, пльвиальных и других особых обстановок, обусловленных общеклиматическими изменениями и, в первую очередь, общим похолоданием. Возникшие в четвертичное время новые ландшафтно-климатические зоны – ледниковая, перигляциальная, аридная и пльвиальная могут рассматриваться не только как палеогеографические феномены “ледникового времени”, но и как палеоэкосистемные образования, характеризующиеся спецификой биотических и абиотических процессов. Эти палеоэкосистемы связаны в своем развитии – в геологическом времени и в пространстве, являясь чуткими индикаторами изменения климата. Поэтому стратиграфические и палеогеографические проблемы четвертичного периода, по сути дела, являются составляющими общего палеоэкосистемного анализа. До последнего времени анализ такого плана не проводился, хотя проблемы стратиграфии и палеогеографии были доминирующими в четвертичной геологии. В настоящей работе предлагается вариант проведения общего палеоэкосистемного анализа – меридионального анализа экосистем плейстоцена (на материалах Азии) и рассматриваются некоторые дискуссионные вопросы стратиграфии и палеогеографии этого времени.

Стратиграфия четвертичного периода основывается на тех же принципах, что и расчленение

других систем. Это относится, в первую очередь, к биостратиграфической базе при выделении крупных подразделений четвертичного периода в ранге отделов. Здесь эволюционный принцип биостратиграфии является главенствующим. Однако, при более дробных стратиграфических подразделениях на первое место несомненно выходит климатостратиграфический принцип, который и определяет специфику стратиграфии четвертичного периода. Само выделение четвертичного периода – новой экосистемной структуры “ледникового” этапа в развитии Земли уже определило климатостратиграфическую доминанту как методическую базу для его расчленения. Действительно, с момента возникновения ледниковой истории все стратиграфические схемы стали основываться на выделении “холодных” (= ледниковых) и “теплых” (= межледниковых) эпох или их стадийных вариантов. Наиболее перспективной для создания “ледниковой” стратиграфии является зона сопряжения краев покровных оледенений Восточной Европы, Западной Сибири, Северной Америки с внеледниковыми областями. Здесь достаточно четко выделяются ледниковые (моренные или флювиогляциальные) горизонты и их аналоги, разделенные межледниковыми (межморенными) образованиями. Поэтому эти регионы были и продолжают являться опорными для детализации стратиграфии четвертичного периода, особенно плейстоцена.

Надо отметить, что климатостратиграфические стандарты, выработанные именно для этих регионов средних широт зоны контакта покровных оледенений стали использоваться как

общие стратиграфические схемы четвертичного периода. Принципы их создания переносятся на другие экосистемы – ландшафтно-климатические пояса всей внеледниковой зоны, вплоть до тропиков. Надо отметить, что такой, часто некритический подход к “переносу” климатостратиграфических принципов и стандартов, выработанных в конкретной зоне контакта покровных оледенений на более южные регионы всей внеледниковой зоны может содержать ошибки принципиального характера. Поэтому крайне важен общий теоретический анализ хода изменения природной среды плейстоцена в периоды похолоданий и потеплений в разных экосистемных ландшафтно-климатических зонах Северного полушария. Эта крупная проблема в разных своих аспектах в последние годы отражена во многих работах. Мы ее определили как “проблему меридионального анализа и корреляции палеогеографических событий плейстоцена” (Поздний кайнозой..., 1989; Девяткин, 1989, 1990; Девяткин, Малаева, 1991). В этой проблеме выделяется целый ряд вопросов, которые имеют не только дискуссионный характер, но часто рассматриваются с прямо противоположных позиций. К таким вопросам относятся следующие:

1. Оценка продолжительности этапов похолоданий и потеплений в разных широтных зонах.

Создание геохронологической шкалы четвертичного периода для континентальных районов проводится, главным образом, для средних широт – зоны контакта покровных оледенений и сопредельных районов внеледниковой зоны. Потом эти “геохронологические стандарты” переносятся на более южные регионы внеледниковой зоны. Таким образом, формируется представление о синхронности основных климатических ритмов всего меридионального профиля. Однако все теоретические работы в области климатологии показывают, что длительность похолоданий и потеплений в разных широтных зонах различна. Это хорошо видно в современное время и в полной мере относится к палеоклиматам прошлого. Можно говорить о синхронизации пиков климатических циклов – похолоданий и потеплений (пессимумов и оптимумов температур), но о разной длительности самих этапов в разных зонах. Таким образом, временной диапазон похолоданий и потеплений должен быть различным – более длительные этапы похолоданий в высоких широтах и более длительные этапы потеплений – в низких. Образуются как бы “холодные” и “теплые” клинья, климатостратиграфические границы которых являются диахронными по отношению к хроностратиграфическим, секут их в меридиональном направлении. Это хорошо выражено на теоретической модели (рис. 1).

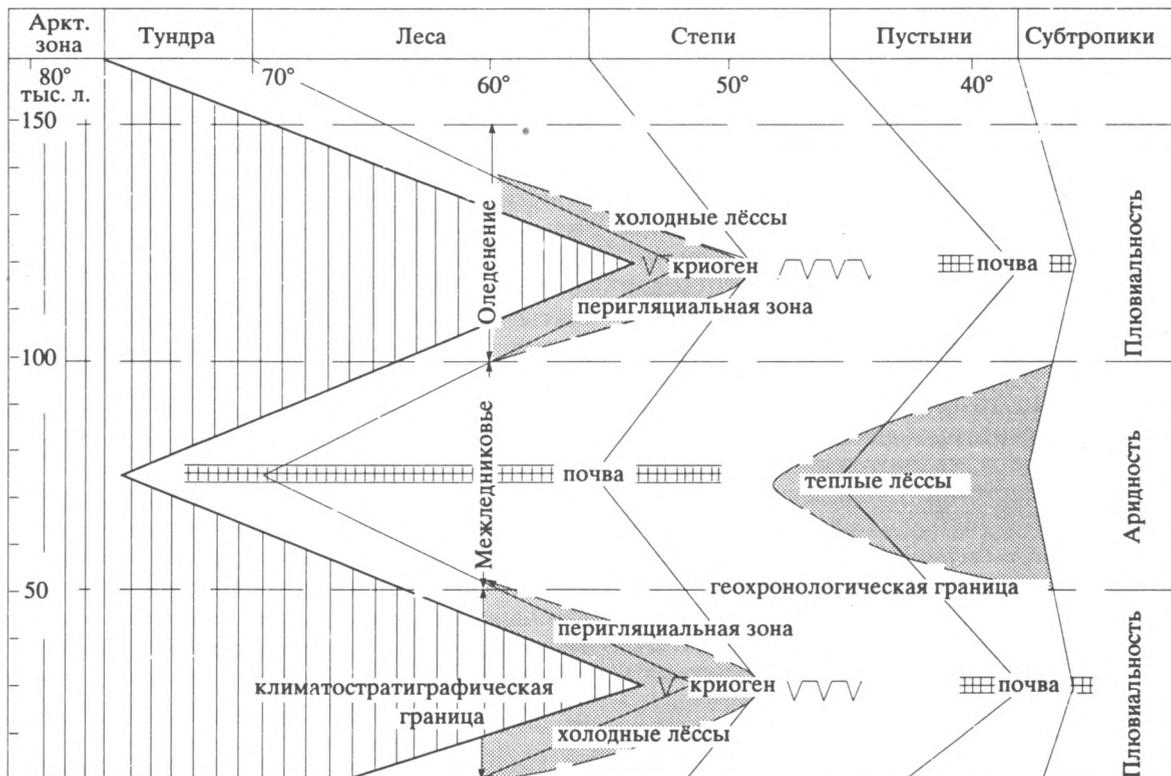


Рис. 1. Теоретическая модель меридионального анализа событий плейстоцена (в цикле оледенение–межледниковье): проявление основных процессов и широтные миграции ландшафтно-климатических зон.

2. Реконструкция палеоклиматических (температура, осадки, циркуляция) параметров похолоданий и потеплений в разных широтных зонах показывает, что они были различными. Это определялось глубиной процессов похолоданий или потеплений и соответствующей реакцией на них биотической и абиотической среды, что нашло отражение в разных типах ландшафтных экосистем и их изменений, а также в самом типе осадконакопления – ледниковом, перигляциальном, внеледниковом, пльвиальном, и особенностях их проявления.

3. Установление “климатостратиграфических” стандартов для выделения холодных и теплых этапов в разных ландшафтно-климатических зонах. Это важный вопрос, так как при использовании палинологических данных – основного метода в плейстоценовой климатостратиграфии – качественно однотипные палиноспектры могут отвечать в разных зонах диаметрально противоположным климатостратиграфическим ситуациям. Типичным является пример, когда в разрезах зоны тундры палиноспектры с древесной растительностью интерпретируются как показатель потепления, а древесные элементы в палиноспектрах степной зоны – как похолодание. Поэтому выявляется необходимость создания набора типичных палинологических “стандартов” для ледниковой и межледниковой (= похолоданий и потеплений) в разных зонах. На меридиональном профиле может быть хорошо прослежена латеральная изменчивость смены экосистемных растительных ассоциаций для одного и того же стратиграфического горизонта.

4. Меридиональные и высотные миграции ландшафтно-климатических зон, которые в связи с климатическими флуктуациями происходили при похолодании – на юг, при потеплении – на север. Основные положения миграционно-климатической концепции разрабатывал С.Л. Троицкий (1982) применительно к северным районам Западной Сибири. Надо отметить, что равнинная территория этого региона в наиболее “чистом” виде позволяет анализировать миграционные процессы. Для Западной Сибири смещение природных зон на юг в позднем плейстоцене оценивается по палинологическим данным В.С. Волковой (1977) более чем в 1000 км (рис. 2). Условия для древесной растительности сохранились только на широте Казахского мелкосопочника. Миграции ландшафтных зон имели поступательно-возвратный характер, что приводило к неоднократному появлению на одних и тех же широтах в плейстоцене сходных растительных группировок. Весьма надежно радиологическими данными (^{14}C) обоснована схема миграций растительных зон внеледниковой области Западной Сибири в каргинское и сартанское время по карпологическим данным (Кривоногов, 1988).

В горных районах Восточной Сибири, горного пояса Алтая, Саян, Тувы и в Монголии на первое место выступает вертикальная миграция ландшафтно-климатических высотных поясов в цикле похолодание–потепление. Она принципиально имеет такую же направленность, что и меридиональная миграция: при похолодании пояса занимают более низкие гипсометрические уровни, при потеплении – более высокие. В этих регионах сочетаются элементы миграций меридионального и высотного тренда (Поздний кайнозой ..., 1989; Девяткин, Малаева, 1991); на рис. 3 показана такая модель по материалам Монголии.

5. Палеогеографические реконструкции перигляциальной зоны плейстоценовых оледенений. Этому феномену придается весьма большое значение в реконструкциях палеоландшафтов и климатов плейстоцена. Наметилось два разных варианта толкования этого термина. В первоначальном варианте перигляциал рассматривался как зона, непосредственно примыкающая к ледниковой и испытывающая на себе прямое воздействие оледенения, что выражается в формировании специфической экосистемы – ландшафтов холодных тундро-степей, особого типа фауны, своеобразного литогенеза в условиях проявления мерзлотных процессов, лёссовобразования. Другое, расширенное толкование этого термина предполагает наличие таких же палеогеографических элементов, но на обширной территории, непосредственно не связанных с периферией покровных оледенений, например, в Восточной Сибири и Внутренней Азии. Формирование таких огромных пространств этой гиперзоны связывается с общим воздействием климата ледникового времени. Надо, однако, заметить, что современные климатические условия Сибири и Внутренней Азии – регионов с резкоконтинентальным климатом – с амплитудой летних и зимних температур, достигающих 100°C , зимними температурами до -50°C (Оймякон, Убса-Нур), малым количеством осадков (до 200 мм/год), глубоким промерзанием пород (особенно обводненных) способствуют формированию и сохранению ландшафтных экосистем, сходных с перигляциальными. Это относится и к высоким ярусам горных стран, к зонам с нивальным типом ландшафта. Эти экосистемы должны рассматриваться как современные образования и не могут относиться к палеоэкосистемам ледникового времени. Поэтому создается впечатление, что “перигляциальная модель” часто без особых доказательств и необходимости вставляется в палеогеографические реконструкции всей северной половины континентальной Азии. Даже районы Средней Азии и Китая, где лёссовые толщи уже более полувека относились к генерации “теплых” лёссов, параллелизуются с перигляциальными образованиями

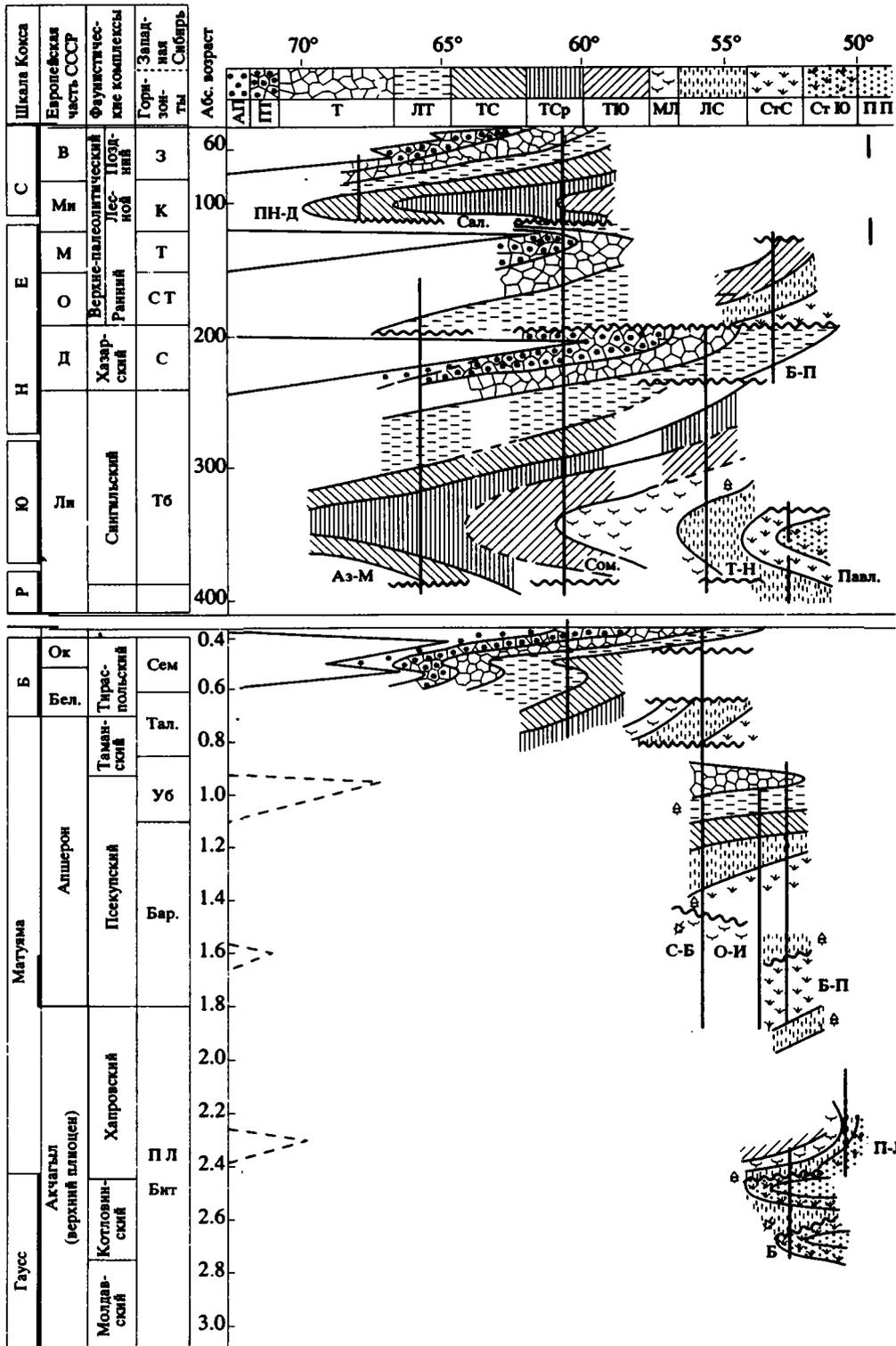


Рис. 2. Миграция растительных зон в позднем плиоцене и четвертичном периоде (по В.С. Волковой, 1977).

Растительные зоны: АП – арктическая пустыня; ПТ – перигляциальная тундра; Т – тундра; ЛТ – лесотундра; ТС – тайга северная; ТСр – тайга средняя; ТЮ – тайга южная; МЛ – мелколиственные леса; ЛС – лесостепь; СтС – степь северная; СтЮ – степь южная; П-П – полупустыня.

Горизонты и слои: В – валдайский; Ми – микулинский; М – московский; О – одинцовский; Д – днепровский; Ли – лихвинский; Ок – окский; Бел – беловежский; З – зырянский; К – казанцевский; Т – тазовский; СТ – самаровско-тазовский; С – самаровский; Тб – тобольский; Сем – семейкинский; Тал – талагайские слои; Уб – убинские; Бар – барнаульские, П-Л – подпуск-лебяжские слои; Бит – битекейские слои. Группа разрезов: Сем. – Семейка-Самарово; НП-Д – Новый порт-Дудинка; Сал. – Салехард; Аз-М – Азово-Мужи; Т-Н – Томско-Новосибирское Приобье; Павл. – Павлодарское Прииртышье; Б-П – Барнаульское Приобье; С-Б – Северная Бараба; Б – Битекейские; П-Л – Подпуск-Лебяжье.

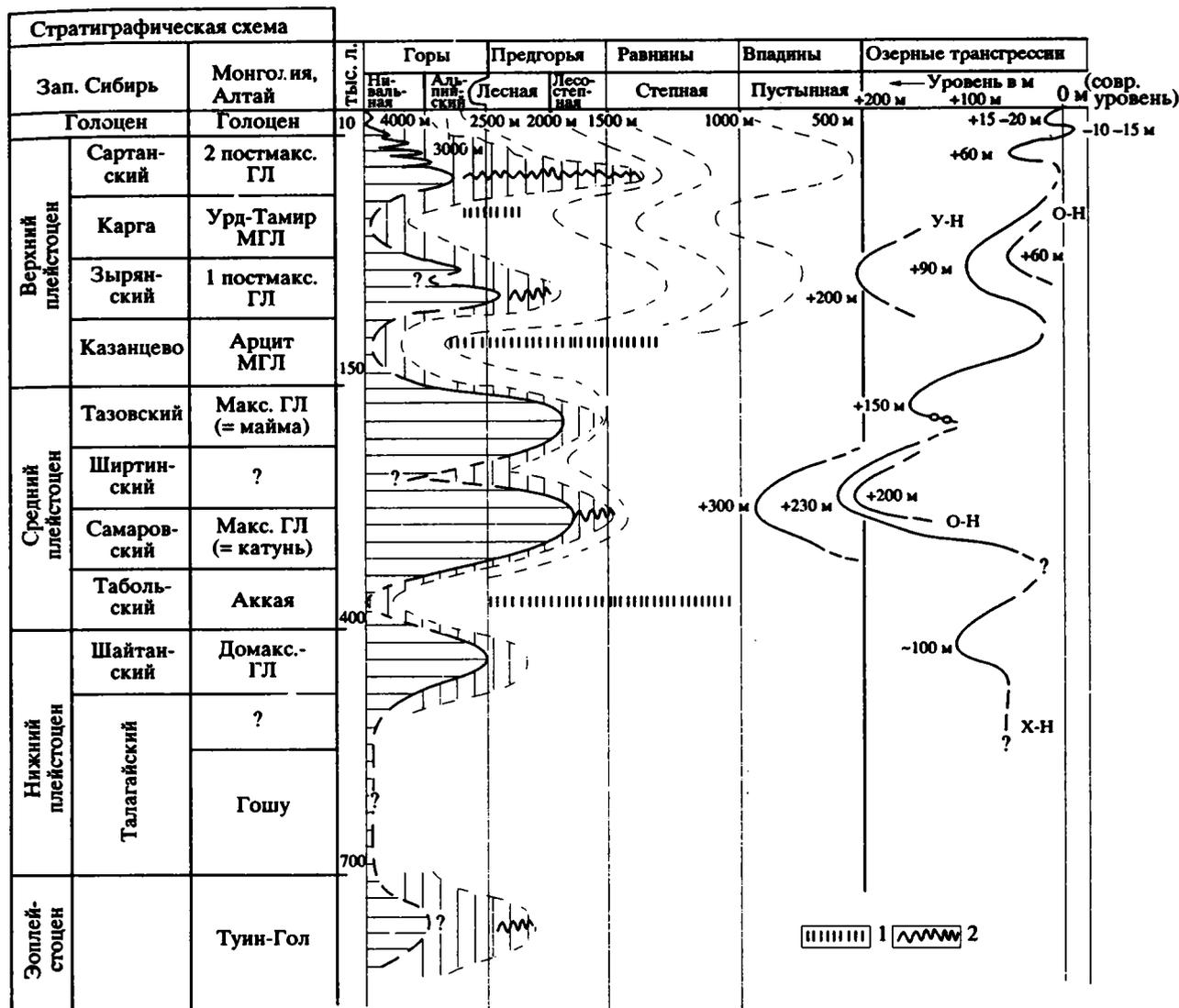


Рис. 3. Анализ изменения экосистем эоплейстоцена и плейстоцена Алтае-Саянской горной области и Монголии: вертикальные миграции ландшафтно-климатических зон, проявление ледниковых и криогенных процессов, трансгрессии и регрессии плювиальных бассейнов.

X-H – Хиртие-Нур; У-Н – Убса-Нур; О-Н – Орок-Нур.

1 – почвы; 2 – криогенез. Стратиграфические подразделения: ГЛ – гляциал (= оледенение); МГЛ – межгляциал (= межледниковье).

и на них переносятся принципы “ледниковой” стратиграфии.

С нашей точки зрения правомочно рассматривать две разные генерации лёссовых образований: а) “холодные” перигляциальные лёссы, примыкающие непосредственно к границе покровных оледенений и б) “теплые” лёссы аридной зоны. Они отвечают разным палеоклиматическим обстановкам и могут быть полностью асинхронны.

Для юга Западной Сибири намечается определенный пересмотр климатостратиграфической интерпретации лёссово-почвенной серии. И.А. Волков и В.С. Зыкина (1982) выделяют три климатических режима, отмечая, что “ископае-

мые почвы формировались в климатической обстановке, близкой к современной, их вторичные преобразования протекали во влажном и холодном климате, а накопление перекрывающего почву лёсса или лёссовидного суглинка – в условиях очень сухого климата” (с. 26). В.С. Зыкина (1990) указывает, что “климатический ритм характеризуется последовательным чередованием во времени трех различных типов природной среды: сухой и теплой (формирование покрова лёсса), близкой к современной (развитие ископаемых почв), влажной и холодной (криогенез)” (с. 32).

Пересмотр палеоклиматических реконструкций времени формирования лёссово-почвенной

серии происходит и в Средней Азии. М.М. Пахомов (1983) детально проанализировал состав растительности из лёссов и почв двух опорных разрезов Таджикской депрессии и наметил климатические параметры (температура, осадки) времени их формирования. Так, по разрезу Лахути, “исходя из климато-индикационного значения выделенных флористических комплексов, среднегодовая температура времени формирования V педокомплекса (ПК) была в пределах 9 - 10°C. Лёсс, перекрывающий V ПК, накапливался в условиях более теплых – со среднегодовой температурой 12 - 13°C” (с. 971). М.М. Пахомов совершенно обоснованно делает вывод, что накопление лёссов “было межледниковым зональным признаком области сухих субтропиков” (с. 969), а формирование погребенных почв происходило в относительно более прохладные и влажные периоды ледниковий.

Таким образом, новые палеоклиматические материалы по лёссово-почвенным сериям юга Западной Сибири и Средней Азии позволяют отнести их к генерации “теплых” лёссов и коррелировать, соответственно, с межледниковьями, а почвы – с оледенениями. Из этого следует, что прямая корреляция лёссов и почв аридной и перигляциальной зон невозможна – они отвечают разным палеоклиматическим циклам и являются асинхронными.

Безусловно, проблема перигляциала крайне важна для палеоклиматических реконструкций плейстоцена. В отличие от “максималистских” представлений о перигляциале, характерных для работ по континентальной Азии, в Северной Америке доминируют более объективные, на наш взгляд, представления. Перигляциальная зона здесь четко ограничивается распространением реликтов сплошной и прерывистой многолетней мерзлоты у края висконсинского оледенения (Природные условия..., 1986). Ширина этой зоны для восточной части территории не превышает 200 км. И в отличие от перигляциальной зоны оледенения специально выделяется область развития высокогорной (альпийской) мерзлоты, не связанная непосредственно с краем ледника.

6. Проблема соотношения оледенений и межледниковий (в высоких широтах) с плювиалами и аридами (в низких широтах) является одной из дискуссионных в палеогеографическом анализе изменения природной обстановки плейстоцена. Мы также неоднократно касались этой проблемы на материалах Внутренней Азии (Девяткин, 1981, 1990; Девяткин и др., 1978; Поздний кайнозой..., 1989). Было установлено, что похолодания вызывают смещения пояса плювиальности к югу, в аридную зону, а при потеплении он мигрирует на север. В аридной зоне Азии – от Ближнего Востока через Каспий, Арал, Балхаш, Алакуль, межгорные впадины Синьцзяна до Западной и

Восточной Монголии протягивался во время похолоданий единый пояс плювиальности (Мурзаева и др., 1991). Он отличался повышенной увлажненностью климата, трансгрессиями бессточных озерных бассейнов, более гумидными ландшафтными условиями. Похолодания создавали в этой зоне специфическую экосистему, в целом синхронную ледниковой и перигляциальной системам высоких широт. Это подтверждает на материалах Азии классическую модель К. Бутцера (Butzer, 1961) и Р. Флинта (1961) о синхронности плювиалов – оледенениям, а аридов – межледниковьям.

По сути дела, проблема заключается в корреляции двух климатостратиграфических моделей, основанных на разных климатических показателях – температуры для высоких и влажности – для низких широт.

Для Северной Америки проблема плювиалов и аридов обсуждается уже более ста лет. Публикации, посвященные природным условиям США в позднечетвертичное время, четко показывают правомерность синхронизации похолоданий высоких широт и плювиальности аридной зоны и наоборот (Природные условия..., 1986). Надо подчеркнуть, что эти корреляции основываются сейчас на представительных радиологических (¹⁴C) данных.

Таковы основные проблемы меридионального анализа экосистем плейстоцена и, в частности, климатостратиграфии ледниковых и внеледниковых регионов Азии. В настоящее время они являются наиболее актуальными в общей теории динамики экосистем геологического прошлого.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волков И.А., Зыкина В.С. Стратиграфия четвертичных отложений лёссовой толщи Новосибирского Приобья // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 17 - 28.
- Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 238 с.
- Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1989. 195 с.
- Девяткин Е.В. Проблемы меридиональной корреляции палеогеографических событий плейстоцена Азии (теоретические аспекты) // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Тез. VII Всесоюз. совещания, т. I. Таллинн: Изд-во АН Эстонии, 1990. С. 176.
- Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Мурзаева В.Э., Шелкопяс В.Н. Плювиальные плейстоценовые бассейны Котловины Больших Озер Западной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. географ., 1978. № 5. С. 37 - 51.
- Зыкина В.С. Природная среда потеплений позднего плейстоцена по палеопедологическим данным в За-

падной Сибири // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Тез. VII Всесоюзн. совещания, т. II, Таллинн: Изд-во АН Эстонии, С. 176.

Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения. Новосибирск: Наука, 1988. 230 с.

Мурзаева В.Э., Сокольский А.М. и др. Четвертичная геология зарубежной Азии. М.: Наука, 1991. 247 с.

Пахомов М.М. Новые данные к палеогеографии лёссово-почвенной серии Средней Азии // Докл. АН СССР, 1983. Т. 27. № 4. С. 967 - 972.

Поздний кайнозой Монголии. М.: Наука, 1989. 213 с.

Природные условия США в позднечетвертичное время. Поздний плейстоцен. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 319 с.

Троицкий С.Л. Основные положения миграционно-климатической концепции // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 6 - 10.

Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во ин. лит., 1963. 575 с.

Butzer K.W. Climatic change in arid region since the Pleistocene // Arid Zone Res., 1961. No. 17. P. 17 - 52.

УДК 549.623:551.71(571)

СТРОЕНИЕ И ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕГО РИФЕЯ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

© 1993 г. Т. А. Ивановская*, А. Г. Кац**, З. Б. Флорова**,
С. И. Ципурский*, О. В. Яковлева***

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

**Космоаэрогеологическая экспедиция № 3, 117292 Москва, ул. Кржижановского 3, Россия

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

Поступила в редакцию 20.02.92 г.

В работе рассмотрено геологическое строение осорхятинской свиты нижнего рифея Оленекского поднятия и впервые приведены детальные минералогические характеристики глауконита, широко развитого в ее отложениях. Показано, что различные по морфологии и размеру зерна, имеющие сходные плотностные свойства, характеризуются близкими структурно-кристаллохимическими особенностями и представлены слюдой Al-глауконитового состава с высокой степенью упорядоченности структуры. Для зерен глобулярной и таблитчатой формы приводятся различные пути образования и вторичного преобразования.

Разрез нижнего рифея Оленекского поднятия входит в число опорных разрезов этой эратемы в Северной Евразии. Строение верхних, карбонатных членов названного разреза, выделенных в кютингдинскую свиту, в настоящее время трактуется однозначно, тогда как на расчленение нижней, терригенной его части, существует две точки зрения. Одни геологи, вслед за авторами первых стратиграфических схем рифея Оленекского поднятия (Битерман и др., 1962), выделяют здесь одну, сыгынахскую свиту (Якшин, 1988), тогда как другие обособляют нижнюю относительно мелкозернистую часть терригенной толщи в самостоятельную осорхятинскую свиту, отделенную от вышележащих отложений следами размыва, и относят ее либо к нижнему рифею (Кац и др., 1986), либо к дорифейской части протерозоя ("среднему" протерозою) (Шпунт и др., 1982).

В предложенной статье авторы приводят новые данные, подтверждающие самостоятельность осорхятинской свиты, дают описание ее двух наиболее представительных разрезов и впервые представляют минералогические характеристики заключенных в отложениях этой свиты глобулярных и пластинчатых слоистых силикатов Al-глауконитового состава.

Отнесение осорхятинской свиты к нижнему рифею опирается на: 1) ее относительно тесную связь с вышележащими сыгынахтахско-кутингдинскими породами, в верхней части которых (в кютингдинской свите) содержится характерный нижнерифейский набор строматолитов, межрегиональными членами которого являются *Kussiella kussiensis* Kryl., *Pliella* cf. *kotuicania* Kryl., *Conophyton garganicus* Kor., *Jacutophyton divulgatum* Shar. (Комар, 1966; Шпунт и др., 1982); 2) корреляцию

осорхятинских, сыгынахтахских и кютингдинских отложений с палеонтологически и изотопно-геохронологически доказанными нижнерифейскими отложениями Анабарского массива (с мукунской серией, усть-ильинской и котуйканской свитами) и сибирского гипостратотипа рифея (с учурской серией), которая проводится на основании историко-геологических, а для верхних карбонатных горизонтов названных толщ и палеонтологических данных. В качестве аргумента в пользу нижнерифейского возраста осорхятинской свиты приводилась также K-Ag датировка минералогически неизученного глауконита из песчаников с горы Осор-Хаята, равная 1435 млн. лет (Геохронология докембрия ..., 1968), первоначально отнесенная к сыгынахтахской свите. В этой связи необходимо отметить, что новые изотопные датировки осорхятинского Al-глауконита из нашей коллекции (в том числе и с горы Осор-Хаята), полученные в ИГГД АН СССР, показали существенно меньшие, судя по всему, омоложенные значения K-Ag и модельного Rb-Sr возраста, которые выходят за возрастные рамки нижнего рифея – 1650 ± 50 - 1350 ± 20 млн. лет (Бибикина и др., 1989; Семихатов и др., 1991).

СТРОЕНИЕ СВИТЫ

Осорхятинская свита в пределах описываемой территории слагает полосу северо-восточного простирания шириной 3 - 6 км и протяженностью свыше 30 км. Эта полоса представляет собой полого (2° - 7°) наклоненную на северо-запад моноклиналь, разобценную поперечными разрывными нарушениями на ряд блоков, частично перекрытых пермскими отложениями (рис. 1). С разло-

мами территориально связаны силлы и дайки довендских базитов, а также широкие протяженные зоны северо-западного простирания, отличающиеся рядом линейных положительных аномалий ΔT_a (рис. 1). Оси этих аномалий отражают тектонические нарушения, контролирующие серию линейно вытянутых даек диабазов, большая часть которых не вскрыта на дневной поверхности.

Основанием осорхятинской свиты служат сложно дислоцированные метаморфические породы экитской свиты нижнего протерозоя и прорывающие ее гранитоиды. Контакт полого залегающих неметаморфизованных конгломератов и гравелистых песчаников осорхятинской свиты с этими породами вскрывается в верхнем течении р. Ортоку-Экит у верхнего водопада, а также в среднем течении р. Бургалджи, в 8.5 км выше устья.

В опорном разрезе свиты на р. Ортоку-Экит (рис. 1, точка 1) по преобладанию тех или иных разновидностей терригенных пород в ее составе выде-

ляется шесть пачек; их описание составлено на основании изучения естественных выходов, канав, а также развалов и высыпок. В верхнем течении реки у верхнего водопада на раннепротерозойских гранитных пегматитах залегают (снизу вверх):

1. Светло-серые (до белых) сливные песчаники, образующие береговые скальные уступы. Породы кварцевые с различной примесью полевых шпатов, преимущественно крупно-среднезернистые, с прослоями и линзами гравелистых разностей, исчезающих в верхней части. Гальки (размером в среднем до 10 см) представлены преимущественно кварцем и микрокварцитами от молочно-белого до черного цвета. Они, как правило, остроугольны, реже – окатаны, иногда как бы “плавают” в основной более тонкозернистой массе. Структура пород – мозаичная, текстура – массивная и грубо горизонтально- и косослоистая; на поверхностях напластования следы крупной волновой ряби. Мощность 4 м.



Рис. 1. Геологическая карта междуречья Сололи-Сыгынахта.

1 – нижнепротерозойские метаморфические породы и граниты; 2 – 4 – рифейские отложения: 2 – терригенные породы осорхятинской свиты, 3 – терригенные породы сыгынахтахской свиты, 4 – карбонатные отложения кютингдинской свиты; 5, 6 – отложения арымасской свиты: 5 – терригенно-карбонатные отложения, 6 – трахизабитовые лавы и их туфы; 7 – пермские отложения; 8 – довендские силлы, дайки и штоки основного состава; 9 – разрывные нарушения; 10 – положительные аномалии ΔT_a на аэромагнитной карте; 11 – точки отбора образцов.

2. Темные и светлые зеленовато- и буровато-серые, средне- и мелкозернистые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов. Породы горизонтально- и косослоистые, полевошпатовые и кварцевые, в разной степени глауконитовые (от 1 до 15 - 20%), слюдястые, глинистые, прослоями ожелезненные, с поровым и пленочным (глинистым, слюдястым, глауконитовым, хлоритовым) цементом. В качестве новообразованных минералов в породах присутствуют кварц, полевые шпаты, слюдястые и титанистые (лейкоксен, анатаз) минералы, а также хлорит. Последний замещает глауконитовые глобулы и слюдястые чешуйки зеленовато-бурого цвета, по которым часто развиваются титанистые и железистые минералы. Глауконитсодержащие разности косослоистых полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников и алевролитов нижней части пачки представлены описываемым ниже обр. 5616. Мощность 25 - 30 м.

3. Светлые розовато- и зеленовато-серые, темно-серые разности, горизонтально- и косослоистые, кварц-полевошпатовые и кварцевые песчаники. Относительно грубый кварцевый материал образует в них самостоятельные прослои, линзы и участки неправильной формы, либо встречается в виде отдельных темных зерен, неравномерно распределенных ("плавающих") в более светлой мелкозернистой кварц-полевошпатовой массе. По характеру цементации породы аналогичны вышеописанным. Они также обогащены глауконитом, содержание которого меняется от слоя к слою; относительно крупные (до 0.4 мм) его зерна присутствуют в кровле пачки, откуда отобраны образцы 560/2 и 560/1, происходящие из тонкослоистых мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников. Мощность 4 м.

4. Розовато-, желтовато- и зеленовато-серые крупно-мелкозернистые (до грубозернистых) кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые песчаники грубослоистые и массивные с подчиненными прослоями более мелкозернистых тонкослоистых песчаников и алевролитов. Все породы обогащены достаточно крупными (до 1.0 мм) зернами глауконита. В нашей коллекции они представлены образцами 560/3 и 560/5, отобранными в нескольких метрах один от другого по разрезу из верхней части пачки. Обр. 560/5 взят в глыбовых развалах в той самой точке на горе Ортоку-Эекит, в которой ранее А.А. Красильщиковым был отобран образец, по глаукониту которого без предварительных минералогических исследований был получен К-Аг возраст 1435 млн. лет (Геохронология докембрия ..., 1968). Глобулы глауконита, содержание которых в изученных образцах колеблется от первых процентов (обр. 560/5) до 15 - 20% (560/3), присутствуют как среди крупнозернистых полевошпат-кварцевых песчаников с мозаичной структурой и массивной текстурой, так и в разнородных песчаниках. Последние представлены

крупно-мелкозернистыми разностями, в которых крупные зерна кварца "плавают" в мелкозернистом кварц-полевошпатовом матрикс. Структура в таких породах конформно-регенерационная, либо определяется порово-пленочной цементацией. Мощность 8 м.

5. Светло-серые, бежевые, буровато-серые преимущественно мелкозернистые песчаники и алевролиты, полевошпат-кварцевые, кварц-полевошпатовые, с незначительной примесью мелких зерен глауконита, а также различным содержанием глинистых, слюдястых и железистых минералов. Структура пород аналогична структуре вышеописанных мелкозернистых пород; текстура в основном слоистая; в количественном отношении преобладают алевролитовые разности. Мощность около 50 м.

6. Зеленовато-серые, темно-серые до черных, а у кровли и вишневые, прослоями окремненные и ожелезненные мелкозернистые песчаники и алевролиты. Состав пород кварцевый с той или иной примесью полевых шпатов, мелких глауконитовых зерен, слюдястых, глинистых и железистых минералов. В верхней (преимущественно алевролитовой) части пачки встречены малоценные пласти и линзы буровато-серых разнородных, иногда строматолитовых доломитов. Мощность 30 - 32 м.

На описанные породы, общая мощность которых 125 - 130 м, налегают светло- и розовато-серые средне-крупногалечные конгломераты сыгынахтакской свиты, содержащие гальки подстилающих осорхятинских пород.

При прослеживании контакта осорхятинской и сыгынахтакской свит к северо-востоку от р. Ортоку-Эекит выясняется, что сыгынахтакские конгломераты залегают на разных горизонтах осорхятинских отложений - на крупно-среднезернистых песчаниках верхней части четвертой пачки на р. Бургалджи в 6 км от устья и на мелкозернистых кремневых песчаниках и алевролитах пятой пачки на водоразделе рек Бургалджи и Сололи. В связи с этим сохранившаяся от пред-сыгынахтакского размыва мощность осорхятинских отложений меняется от 130 до 50 - 60 м.

В 15 км к северо-востоку от р. Ортоку-Эекит, в среднем течении р. Бургалджи строение осорхятинской свиты остается близким к описанному, но в основании свиты появляются мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Породы светло-серые и розовато-желтоватые с кварцевыми и более редкими полевошпатовыми гальками размером от 5 до 0.2 см и разнородным полевошпат-кварцевым цементом, а также с линзами песчаников аналогичного состава. В двух метрах выше по разрезу конгломераты и гравелиты резко сокращаются в количестве и сохраняются лишь в виде линз (до 0.5 м) среди светло-серых разнородных полевошпат-кварцевых песчани-

ков с плавающей галькой кварца. Появление конгломератов среди пород первой пачки сопровождается увеличением ее мощности до 8 м. Более высокие горизонты свиты, вскрытые по р. Бургалджи, по строению, составу и мощности по существу не отличаются от описанных на р. Ортоку-Экит, если не считать того, что среди песчаников пятой пачки здесь появляются маломощные (0.1 - 0.2 м) линзы кварцевых мелкогалечных конгломератов и гравелитов, шестая пачка частично срезана пред-сыгынахтахским размывом, а среди ее пестроокрашенных песчаников и алевролитов фиксируются тонкие прослои темно-серых, лиловых и вишневых аргиллитов.

В разрезе на р. Бургалджи образцы глауконитсодержащих пород отбирались из песчано-алевролитовых отложений нижней части второй (обр. 559/2; 051) и песчаников верхней части четвертой пачек (обр. 2076; 2076А; 558) (рис. 1, точки 2, 3).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОНКОДИСПЕРСНЫХ, ГЛОБУЛЯРНЫХ И ПЛАСТИНЧАТЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ

Тонкодисперсные слоистые силикаты (фракции <0.6 ; <1 мкм), изученные в глауконитсодержащих образцах, отобранных на различных стратиграфических уровнях (вторая, третья, четвертая и шестая пачки свиты) в двух изученных разрезах, оказались сходными по минеральному составу. По рентгеновским и электронографическим данным они представлены плохоокристаллизованной диоктаэдрической слюдой Al-состава, параметр элементарной ячейки b которой, равен $9.01 - 9.03 \text{ \AA}$ (табл. 1). В качестве примесей во фракции <1 мкм в отдельных образцах присутствует плохоокристаллизованный триоктаэдрический FeMg хлорит ($b = 9.28$; 9.29 \AA), а также кварц, альбит и ортоклаз.

Зерна слоистых силикатов выделялись по методике, описанной в работе (Семихатов и др., 1987) и изучались с помощью комплекса современных химических и физических методов.

В изученных образцах зерна глауконита имеют глобулярную (овальную, округлую, почковидную, бобовидную), таблитчатую (пластинчатую) и неправильную форму. Глобулярная форма свойственна зернам из более грубозернистых пород (обр. 560/3; 560/5; 2076; 2076 А; 558), в то время как в более мелкозернистых разностях преобладают зерна неправильной формы (обр. 5616; 559/2; 560/1; 560/2; 051). Последняя обусловлена взаимодействием глобуль с окружающими минералами и их деформацией с образованием своеобразных фестончатых образований и цементной массы. Минералу в фестончатых образованиях и цементной массе по сравнению с недеформированными глобулями часто свойственны слабый плеохроизм, продольная трещиноватость, волнистое или прямое пога-

сание, повышенные интерференционные окраски. Зерна с неправильной фестончатой формой преобладают в образцах 560/1 и 560/2, где также широко развиты таблитчатые разности, особенно в последнем из них (рис. 2). В таких разностях, имеющих четкую спайность, наиболее ярко выражены сильный плеохроизм, прямое погасание, высокие интерференционные окраски. В образцах 560/3, 558, 559/2 и 051 пластинчатые и фестончатые формы у зерен отмечаются значительно реже, а в образцах 560/5, 2076, 2076 А не наблюдаются совсем. При этом зернам с пластинчатой и фестончатой формами чаще свойственны стеклянный блеск и неровная поверхность, а глобулярным – матовый блеск и более гладкая поверхность. Однако поверхность как тех, так и других зерен может быть трещиноватой.

По текстурным особенностям среди изученных зерен выделяются гомогенные и гетерогенные разности с тонкоагрегатной и (или) ориентированной структурами. Равномерно окрашенные зерна, не содержащие включений, в образцах довольно редки; в основном в них наблюдается неравномерно (пятнисто, прожилково, зонально) окрашенные разности и (или) зерна с включениями различных минералов. Таблитчатые зерна (рис. 2), встреченные в образце 560/2 (до 80%) и в обр. 560/1 (до 40%), часто характеризуются сочетанием пластинчатой (ориентированной) и микроагрегатной структур. Микроагрегатный глауконит нередко присутствует между плоскостями спайности слюдистых пластинок, которые также по составу относятся к глаукониту, но сохранили форму обломочной слюды – деформированную, с неровными, иногда веерообразными контурами.

Цвет зерен в целом зеленый, но интенсивность и оттенки его могут несколько изменяться как в одном образце, так и от образца к образцу. Так, для образцов 5616, 560/1, 560/2 характерен травяно-зеленый цвет, а остальным свойственна голубовато-зеленая окраска. Для образцов 2076, 2076 А и в меньшей степени для образцов 558, 560/5 и 560/3 характерны зерна, в которых наблюдается

Таблица 1. Электронографические данные слюды и хлорита (фракции <0.6 , <1.0 мкм)

Номер образца	Размер, мкм	Слюда				Хлорит
		$a, \text{ \AA}$	$b, \text{ \AA}$	$c, \text{ \AA}$	β , град.	
560/5	<1	5.21	9.03	10.13	101.38	–
560/3	<1	5.21	9.02	10.31	101.49	9.29
560/2	<0.6	5.21	9.02	10.21	101.60	–
560/2	<1	5.21	9.02	10.19	101.46	9.28
558	<0.6	5.20	9.01	10.13	101.18	–
	<1	5.21	9.03	10.17	101.50	–
559/2	<1	5.21	9.03	–	–	9.29

осветленная (светло-голубовато-зеленая до беле-сой) центральная часть зерна и темно-голубовато-зеленая краевая часть (рис. 3а, 3б). В процессе сепарации краевая часть зерна, как скорлупа, частично может отламываться и открывать светлую центральную зону. Однако интенсивность осветле-

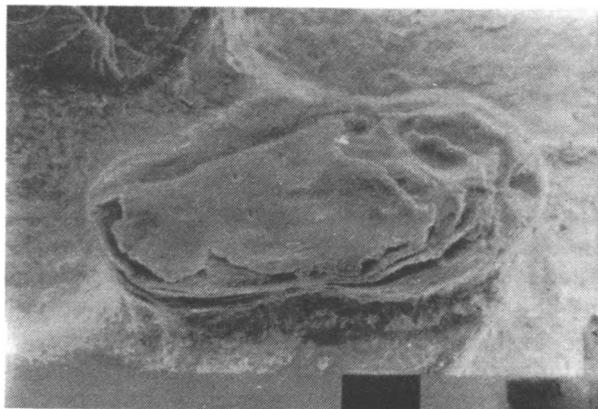


Рис. 2. Общий вид зерен Al-глауконита таблитчатой формы (СЕМ, увел. 250).

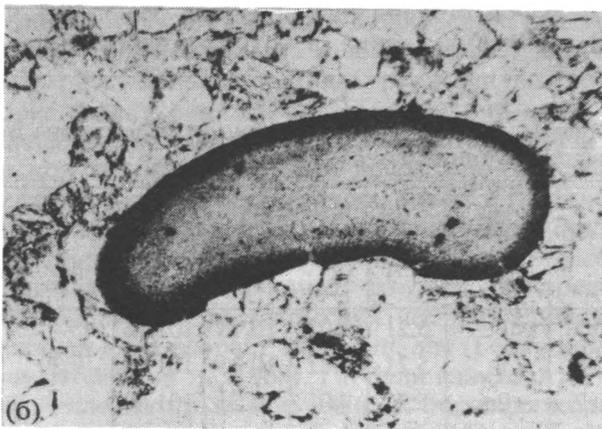
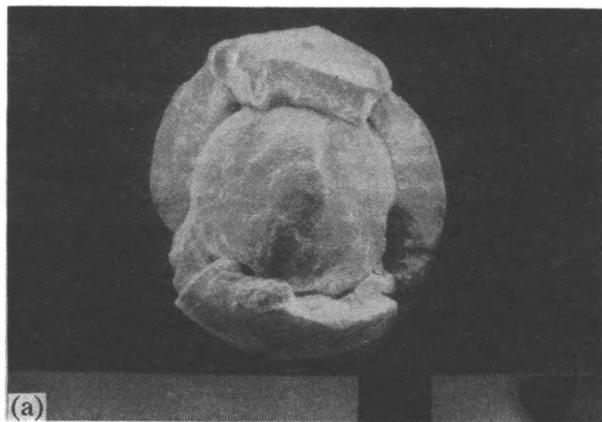


Рис. 3. Зерна Al-глауконита глобулярной формы: (а) – общий вид (СЕМ, увел. 100), (б) – шлиф (ник. 1, увел. 100).

ния глобуль в едином образце различна и среди них можно найти все переходные различия от четко зональных до зерен с едва заметным осветлением в центральной зоне. В осветленных участках микроагрегатное погасание микрокристаллов сменяется частично ориентированным, а интерференционная окраска становится чуть выше.

Изучение глобуль в сканирующем электронном микроскопе показало преимущественное развитие в них обычной для глауконита спутанно-чешуйчатой наноструктуры, которая отмечается как в однородных по цвету, так и в четко зональных различиях. Для таблитчатых зерен характерно сочетание параллельно-листоватой, а между листами – спутанно-чешуйчатой структур.

Размер глобуль в среднем колеблется от 0.6 до 0.1 мм, однако преимущественно крупные различия преобладают в образцах 560/5 (1 - 0.63 мм) и 2076, 2076 А, 558, 560/3 (1 - 0.315 мм), более мелкие (0.315 - 0.2 мм) – в образцах 560/1, 560/2, 051, а самые мелкие зерна (0.2 - 0.1 мм) характерны для образцов 559/2 и 5616. Отметим, что для детальных минералого-кристаллохимических исследований во всех образцах отбирались по возможности наиболее крупные зерна, которые при достаточных количествах делились на фракции по плотности.

Плотность зерен в образцах лежит в интервале 2.6 - 2.75 г/см³. Преобладающие плотностные фракции (75 - 80%) для одних образцов (560/1, 560/3, 2076, 2076 А, 558) лежат в интервале 2.65 - 2.7 г/см³, а для других (обр. 560/2, 560/5, 051) смещаются в сторону более тяжелой фракции (2.7 - 2.75 г/см³); наиболее легкие зерна плотностью 2.6 - 2.65 г/см³ встречены лишь в образцах 558 и 560/1 и в незначительном количестве (20 - 25%).

Анализ дифрактограмм ориентированных препаратов изученных зерен (560/1, 560/2, 560/3, 560/5, 2076, 2076 А, 558, 051) показал, что они представлены диоктаэдрическими слюдястыми минералами, практически не содержащими разбухающие слои ($\leq 10\%$). Кроме слюды, в обр. 051 и 560/2 фиксируются следы хлорита.

Дифракционные картины от неориентированных препаратов зерен характеризуются наличием относительно невысоких модуляций в области рефлексов 021, 111. Степень дефектности слюды, определенная по соотношению рефлексов 112, $\bar{1}12$ к дифракционному максимуму с $d \sim 2.58 \text{ \AA}$, составляет 0.50, согласно (Сахаров и др., 1990).

Электроннографическое изучение образцов выявило преимущественно хорошую окристаллизованность диоктаэдрических слюдястых минералов. Судя по параметру b , равному 9.03 - 9.06 \AA , эти минералы относятся к Al-глаукониту (табл. 2). Такой состав слюдястых минералов характеризует образцы, представленные как чисто глобулярными различиями (560/3, 560/5, 2076, 2076 А, 558), так и смесью зерен неправильной и таблитчатой форм

(560/1, 560/2). В образце 2076 в неравномерно окрашенных разностях глобуль Al-глауконита исследовались отдельно краевые более темные их части и внутренние более светлые. Параметр b темно-зеленых слюдястых минералов оказался равным 9.05 Å, светло-зеленых – 9.03 Å, а их усредненный параметр b , как видим из таблицы 2, равен 9.04 Å.

Кроме того, в образцах 560/1 и 560/2 электронографически (табл. 3) исследовались также зеленые, буровато-зеленые и бурые таблитчатые минералы из более тяжелых плотностных фракций (≥ 2.75 г/см³), содержание которых в образцах ничтожно мало ($\leq 1\%$) по сравнению с указанными выше преобладающими более легкими плотностными фракциями. Бурые таблички (обр. 560/1) состоят наполовину из хорошо окристаллизованной диоктаэдрической Al-слюды – иллита с параметром b 9.02 Å, а наполовину – их плохо окристаллизованного триоктаэдрического хлорита ($b = 9.23$ Å). В буровато-зеленых табличках (обр. 560/2) примесь хлорита уменьшается; минерал характеризуется различным составом ($b = 9.24$; 9.30 Å) и плохой окристаллизованностью. Преобладающая в табличках диоктаэдрическая слюда по составу является уже более железистой и относится к Al-глаукониту ($b = 9.05$ Å). В зеленых табличках (обр. 560/1, 560/2) хлорит не фиксируется совсем, а диоктаэдрическая слюда ($b = 9.04$; 9.05 Å) также относится к Al-глаукониту (табл. 3).

Усредненные кристаллохимические формулы рассчитывались только для преобладающих фракций образцов зеленых слюдястых минералов по данным их полных силикатных микроанализов (табл. 4, 5) на основе предположения о постоянном составе анионного каркаса $(O_{10}(OH)_2)^{2-}$ на половину элементарной ячейки. Как видно из табл. 5, в октаэдрических сетках 2 : 1 слоев минералов преобладает Al, содержание которого изменяется от 0.91 до 1.15 ф. е. при колебании степеней железистости ($n = Fe^{3+} + Fe^{2+}/Fe^{3+} + Fe^{2+} + Al$) от 0.30 до 0.46, что соответствует по составу, согласно (Ципурский и др., 1988), Al-глаукониту. При этом наиболее низкие содержания Fe^{3+} и наиболее высокие содержания Mg отмечаются в образцах 560/1 и 560/2, в которых, как уже отмечалось, наряду с зернами неправильной формы в разных количествах присутствуют и таблитчатые разности.

Таблица 2. Электронографические данные изученных образцов

Номер образца	Размер, мм	Плотность, г/см ³	Слюда				β , град.
			a , Å	b , Å	c , Å	β , град.	
р. Ортоку-Эекит							
560/5	1 - 0.63	2.65 - 2.75	5.23	9.05	10.15	101.5	
560/3	1 - 0.4	2.65 - 2.75	5.21	9.03	10.18	101.7	
560/2	0.63 - 0.315	2.65 - 2.75	5.22	9.04	10.17	101.5	
560/1	0.63 - 0.315	2.6 - 2.7	5.22	9.04	10.17	101.5	
561 6	0.315 - 0.1	–	5.22	9.04	10.18	101.3	
р. Бургалджи							
558	0.63 - 0.4	2.65 - 2.7	5.22	9.05	10.17	101.6	
2076	0.63 - 0.4	2.65 - 2.7	5.22	9.04	10.19	101.16	
2076A	1 - 0.4	2.65 - 2.75	5.23	9.06	10.18	101.07	
2076A	0.63 - 0.4	2.65 - 2.75	5.23	9.05	10.18	101.5	
051	0.4 - 0.16	2.7 - 2.75	5.23	9.05	10.16	101.4	
559/2	0.315 - 0.16	–	5.22	9.05	10.22	101.4	

Для выяснения различий в химическом составе зональных по цвету глобуль Г.В. Карповой на электронном рентгеновском микроанализаторе Camebax для образца 2076 был проведен микрозондовый анализ. Он показал, что в осветленных центральных частях по сравнению с темно-зелеными краевыми, фиксируются более высокие содержания Al_2O_3 и более низкие Fe_2O_3 , но концентрации SiO_2 , MgO и K_2O в различных зонах остаются близкими. Такие соотношения Fe^{3+} и Al в структуре различных по цвету слюдястых минералов подтверждают и электронографические данные.

ИК-спектроскопическое изучение образцов проводилось в области валентных колебаний OH-групп, а интерпретация спектров осуществлялась в соответствии с работой (Дайняк и др., 1987). В изученных минералах разрешается более сильная полоса с максимумом около 3575 - 3590 см⁻¹ (Al, Fe^{2+} ; Al, Mg) и менее интенсивная в интервале частот от 3505 до 3525 см⁻¹ ($Fe^{2+}Fe^{3+}$; $Fe^{3+}Fe^{3+}$; $MgFe^{3+}$). Преимущественно Al-состав октаэдрических сеток 2 : 1 слоев минерала, выявленный ИК-спектроскопическими методами, подтверждают дифракционные и химические данные.

Таблица 3. Электронографические данные таблитчатых зерен разного цвета

Номер образца	Размер, мм	Плотность, г/см ³	Цвет	Слюда				Хлорит b , Å
				a , Å	b , Å	c , Å	β , град.	
560/2	0.63 - 0.315	2.75 - 2.8	зеленый	5.22	9.05	10.17	101.3	
560/2	0.63 - 0.315	2.75 - 2.8	буро-зеленый	5.22	9.05	10.17	101.3	9.24; 9.30
560/1	0.63 - 0.315	≥ 2.75	зеленый	5.22	9.04	10.14	101.2	
560/1	0.63 - 0.315	≥ 2.75	бурый	5.21	9.02	10.18	101.2	9.23

Таблица 4. Химический состав изученных образцов

Номер образца	Размер, мм	Плотность, г/см ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
560/5	1 - 0.63	2.65 - 2.75	51.32	15.14	10.66	3.31	0.15	3.43	0.27	8.03	5.47	2.45	100.24
560/3	1 - 0.4	2.65 - 2.75	50.65	17.90	8.63	1.86	—	3.01	0.38	8.76	6.18	1.99	97.95
560/1	0.63 - 0.315	2.6 - 2.7	51.68	18.20	7.17	1.88	0.40	3.89	0.09	8.25	6.21	2.12	99.94
560/2	0.63 - 0.315	2.65 - 2.75	50.77	18.44	7.61	2.12	0.26	4.14	0.19	8.25	5.67	2.67	100.22
558	0.63 - 0.4	2.65 - 2.7	52.79	16.41	8.74	2.36	—	3.14	0.11	7.66	6.38	2.34	100.13
2076	0.63 - 0.4	2.65 - 2.7	52.06	15.88	10.06	2.40	0.04	3.33	0.11	7.66	6.34	1.99	99.86
2076 A	0.63 - 0.4	2.65 - 2.75	51.62	14.50	11.19	3.07	0.35	2.65	0.34	7.30	6.20	2.04	99.28
2076 A	1 - 0.4	2.65 - 2.75	52.21	16.30	10.35	1.56	0.08	3.27	0.11	7.68	6.45	1.82	99.99
051	0.4 - 0.16	2.7 - 2.75	51.80	17.98	8.76	3.14	0.30	2.42	0.30	7.26	6.24	1.53	99.74

Таблица 5. Кристаллохимические особенности изученных образцов

Катионы			Тетраэдрические		Октаэдрические					Межслоевые			n
номер образца	размер, мм	плотность, г/см ³	Si	Al	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Σ	K	Ca	Na	
560/5	1 - 0.63	2.65 - 2.75	3.65	0.35	0.91	0.57	0.20	0.36	2.04	0.73	0.01	0.04	0.46
560/3	1 - 0.4	2.65 - 2.75	3.60	0.40	1.10	0.46	0.11	0.32	1.99	0.79	—	0.05	0.34
560/1	0.63 - 0.315	2.6 - 2.7	3.63	0.37	1.13	0.38	0.11	0.41	2.03	0.74	0.03	0.01	0.30
560/1*	0.63 - 0.315	2.6 - 2.7	3.64	0.36	1.15	0.30	0.19	0.41	2.05	0.74	0.03	0.01	0.30
560/2	0.63 - 0.315	2.65 - 2.75	3.57	0.43	1.10	0.40	0.12	0.43	2.05	0.74	0.02	0.03	0.32
560/2*	0.63 - 0.315	2.65 - 2.75	3.59	0.41	1.13	0.29	0.24	0.44	2.10	0.74	0.02	0.03	0.32
558	0.63 - 0.4	2.65 - 2.7	3.72	0.28	1.08	0.46	0.14	0.33	2.01	0.69	—	0.01	0.36
558*	0.63 - 0.4	2.65 - 2.7	3.73	0.27	1.10	0.41	0.20	0.33	2.04	0.69	—	0.01	0.27
2076	0.63 - 0.4	2.65 - 2.7	3.68	0.32	1.01	0.54	0.14	0.35	2.03	0.69	—	0.01	0.40
2076*	0.63 - 0.4	2.65 - 2.7	3.70	0.30	1.03	0.43	0.25	0.35	2.06	0.69	—	0.01	0.40
2076 A	1.0 - 0.4	2.65 - 2.75	3.68	0.32	1.03	0.55	0.09	0.34	2.01	0.69	0.01	0.01	0.38
2076 A	0.63 - 0.4	2.65 - 2.75	3.70	0.30	0.93	0.60	0.18	0.28	1.99	0.67	0.03	0.05	0.46
051	0.4 - 0.16	2.7 - 2.75	3.64	0.36	1.12	0.46	0.18	0.25	2.01	0.65	0.02	0.04	0.36

Примечание. Звездочкой отмечены образцы, формулы которых пересчитаны с уточненным отношением Fe²⁺/Fe³⁺.

Мессбауэровские исследования проводились для четырех образцов (560/1, 560/2, 558, 2076), что позволило уточнить их кристаллохимические формулы на основании прецизионных данных по определению значения отношения Fe²⁺/Fe³⁺ (табл. 5, 6). Благодаря именно этим исследованиям удалось выявить, с одной стороны, более низкие значения отношения Fe²⁺/Fe³⁺ в тех образцах (558, 2076), в которых таблитчатые зерна Al-глауконита практически отсутствуют, а с другой — увеличение этого отношения с ростом содержания подобных зерен от образца 560/1 (~40%) к образцу 560/2 (~80%). Таким образом выяснилось, что присутствие таблитчатых зерен Al-глауконита контролирует концентрацию Fe²⁺ в изученных минералах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На южном склоне и в центральной части Оленевского поднятия в основании нижнего рифея залегают относительно мелкозернистые терригенные отложения осорхятинской свиты, которые отделены от вышележащих песчано-конгломератовых толщ сыгынахтахой свиты ясными следами размыва. За счет глубины последнего мощность осорхятинских отложений колеблется от 50 до 130 м. Эти отложения представлены в основном глауконитсодержащими песчано-алевролитовыми породами, среди которых грубообломочные разности (конгломераты и гравелиты) играют резко подчиненную роль, не содержат глауконитовых зерен и развиты главным образом в первых 4 - 8 м разреза.

Широко распространенный в отложениях свиты глауконит в относительно грубозернистых песчаниках представлен крупными (1.0 - 0.315 мм) глобулями, а в алевролитах и мелкозернистых песчаниках более мелкими зернами (≤ 0.315 мм) преимущественно неправильной формы. При этом в двух образцах из более мелкозернистых пород, залегающих в кровле третьей пачки, у зерен, наряду с неправильными, в разных количествах (40 - 80%) встречаются и таблитчатые формы. Различные по морфологии и размеру зерна, имеющие сходные плотностные свойства, характеризуются близкими структурно-кристаллохимическими особенностями. Они представлены Al-разновидностью глауконита, практически не содержащей разбухающих слоев и обладающей достаточно высокой степенью упорядоченности структуры.

Глобулярные и таблитчатые Al-глаукониты формировались на стадии диагенеза, но различным путем. Глобулярный глауконит образовался, видимо, путем синтеза из коллоидных растворов, а таблитчатый – трансформационным путем по листочкам терригенной Fe-слюды (биотита). Последний процесс сопровождался расщеплением листочков и кристаллизацией между ними не пластинчато-спайного, а обычного микроагрегатного глауконита со спутанно-чешуйчатой наноструктурой. Формирование зерен таблитчатого Al-глауконита по биотиту трансформационным, а не синтетическим путем доказывают их морфологические и структурно-кристаллохимические особенности. Последние, в частности, выявляют повышенные содержания Fe^{2+} и Mg в подобных зернах.

Трансформация триоктаэдрического биотита в диоктаэдрический Al-глауконит проходила, по-видимому, стадийно, о чем свидетельствует состав различных по цвету пластинчатых слюдистых минералов в глауконитсодержащих образцах. От бурых, через буровато-зеленые к зеленым разностям содержание триоктаэдрического хлорита резко падает (от ~50% до следов), а диоктаэдрическая слюда становится более железистой (от иллита к Al-глаукониту). Время завершения трансформационных процессов в слюдах оценить достаточно трудно, и не исключено, что эти процессы могли протекать при катагенетических преобразованиях. Как известно (Коссовская и др., 1971; 1975), именно на этой стадии широко развита трансформация триоктаэдрических Fe-слюд (биотита) в диоктаэдрические слюды и триоктаэдрический хлорит.

В терригенных отложениях осорхятинской свиты катагенетические процессы проявились неравномерно. В более мелкозернистых прослоях они выразились в деформации глауконитовых зерен любого морфологического типа, а в более грубозернистых – в изменении химического состава глобуль за счет замещения Fe^{3+} на Al в октаэдрических позициях минерала, что привело

Таблица 6. Мессбауэровские параметры исследуемых образцов

Номер образца	560/1	560/2	558	2076	
Размер зерен, мм	0.63 - 0.315	0.63 - 0.315	0.63 - 0.4	0.63 - 0.4	
Плотность зерен, г/см ³	2.6 - 2.7	2.65 - 2.75	2.65 - 2.7	2.65 - 2.7	
Fe^{3+}	S, %	21	27	33	31
	Г, мм/с	0.31	0.33	0.37	0.32
	КР, мм/с	0.28	0.29	0.27	0.28
	ХС, мм/с	0.64	0.66	0.65	0.65
Fe^{3+}	S, %	35	23	28	25
	Г, мм/с	0.41	0.32	0.36	0.36
	КР, мм/с	0.51	0.55	0.51	0.51
	ХС, мм/с	0.67	0.66	0.67	0.67
$Fe^{2.5+}$	S, %	9	9	13	15
	Г, мм/с	0.71	0.44	0.65	0.77
	КР, мм/с	1.14	0.78	0.95	0.91
	ХС, мм/с	0.80	0.88	0.88	0.93
Fe^{2+}	S, %	20	20	19	20
	Г, мм/с	0.72	0.63	0.72	0.73
	КР, мм/с	2.02	2.13	2.03	1.86
	ХС, мм/с	1.28	1.26	1.24	1.29
Fe^{2+}	S, %	15	21	7	9
	Г, мм/с	0.35	0.34	0.27	0.33
	КР, мм/с	2.85	2.79	2.80	2.80
	ХС, мм/с	1.39	1.42	1.43	1.42
	χ^2	497	641	504	686
Fe^{2+}/Fe^{3+}	0.65	0.83	0.48	0.57	

Примечание. КР – квадрупольное расщепление; ХС – химический сдвиг относительно нитропруссиды натрия; Г – полуширина линии поглощения; S – интенсивность.

к его обесцвечиванию (осветлению). В отдельных глобулях появление бледно-зеленого ядра связано с присутствием трещин, образующихся при раскалывании их внешней темно-зеленой оболочки под давлением нагрузки. Предположению о катагенетическом изменении состава Al-глауконита в различных по цвету зонах единой глобули не противоречат и полученные по ним изотопно-геохронологические данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Семихатов М.А. и др. Геохронологическая шкала докембрия Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989. № 4. С. 8 - 22.

Битерман И.М., Горшкова Е.Р. Новые данные по стратиграфии синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск: Наука, 1962. С. 11 - 12.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 334 с.

Дайняк Л.Г., Бессон Ж., Слонимская М.В. и др. Интерпретация ИК-спектров диоктаэдрических слюд в области валентных колебания ОН-групп // Минерал. журнал. 1987. Т. 9. № 1. С. 46 - 54.

Кац А.Г., Флорова З.Б. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя южного склона Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 65 - 84.

Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.

Коссовская А.Г., Дриц В.А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 60 - 69.

Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации минералов осадочных пород. М.: Наука, 1971. С. 71 - 95.

Сахаров Б.А., Бессон Ж., Дриц В.А., Каменева М.Ю., Салынь А.Л. Изучение природы дефектов упаковки в структуре глауконитов методом дифракционного профильного анализа // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1990. № 12. С. 97 - 109.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991. № 3. С. 3 - 13.

Семихатов М.А., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др. Rb-Sr и K-Ar возраст глобулярных силикатов рифея и кембрия СССР: материалы к оценке геохронометра // Литология и полезн. ископаемые. 1987. № 5. С. 78 - 96.

Ципурский С.И., Ивановская Т.А. Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов // Литология и полезн. ископаемые. 1988. № 1. С. 41 - 49.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.

Якшин М.С. О сыгынахтахской и осорхятинской свитах нижнего рифея Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 36 - 46.

УДК 551.35:550.834(267)

СЕЙМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА НА ШИРОТЕ 10° - 18° ю. ш.

© 1993 г. А. И. Пилипенко

Южное производственное объединение по морским геологоразведочным работам "Южморгеология"
353470 Геленджик, ул. Красногвардейская 79, Россия

Поступила в редакцию 20.10.92 г.

Приведены результаты сеймостратиграфического анализа материала непрерывного сейсмического профилирования (НСП), полученных в рейсе нис "Исследователь" на Маскаренско-Австралийском геотраверзе. На Восточно-Индийском хребте и плато Осборн выявлены две структурные толщи. В нижней палеоцен-нижнеэоценовой толще выделены мелководноморские и субаэральные фации, установлено широкое развитие взбросовых структур. В верхней, более молодой (со среднего эоцена) толще отмечены пелагические образования. Раннекайнозойская история плато Осборн неразрывно связана с историей развития Восточно-Индийского хребта.

Восточно-Индийский хребет является крупнейшим линейно вытянутым структурно-геоморфологическим элементом Индийского океана, простирающимся более чем на 4500 км от 9° с. ш. до 32° ю. ш. приблизительно по меридиану 90° в. д. (Геолого-геофизический атлас ..., 1975). Строение его осадочного чехла по сравнению со строением сопряженных глубоководных котловин до последнего времени оставалось хуже изученным. Особый интерес вызывает изучение центрального звена хребта, с которым сопряжены две ярко выраженные в рельефе дна структуры – плато Осборн со стороны Центральной котловины и Восточно-Индийский желоб – со стороны Западно-Австралийской котловины.

Фундамент Восточно-Индийского хребта состоит преимущественно из базальтовых лав, излияние которых происходило в субаэральные условия (скважины 214, 216, 253, 756, 757). В результате бурения была установлена мелководная фаза развития хребта, возраст которой изменялся во времени от позднего мела на севере до эоцена на юге (Initial Reports..., 1974; Leg 121 traces..., 1988).

Начиная с 1986 г., НПО "Южморгеология" проводит геолого-геофизические исследования на Трансиндоокеанском (Маскаренско-Австралийском) геотраверзе. Геофизические исследования на геотраверзе включают опорную сеть профилей МОГТ (метод общей глубинной точки) площадную съемку НСП (непрерывное сейсмическое профилирование) на частотах 70 - 130 Гц, магнитометрию и эхолотный промер. В настоящей статье приводятся результаты сеймостратиграфического анализа материалов НСП, полученных в рейсе нис "Исследователь" на Восточно-Индийском хребте и сопредельных частях глубоководных котловин (Пилипенко, 1990). Описываемый участок геотраверза охватывает Восточно-Индийский хребет на широте 10° - 18° ю. ш. (рис. 1).

НСП выполнялось четырехканальной пьезокосой с базой одного канала 25 м и расстоянием между ними 50 м. Возбуждение упругих колебаний осуществлялось пневматическим излучателем типа "Импульс-1". Расстояние между точками возбуждения упругих колебаний составляло 100 м, что при обработке на ЭВМ четырехканальных сейсмограмм обеспечило плотность временной записи (расстояние между соседними трассами) через 25 м. Временные разрезы НСП обработаны на береговом вычислительном центре (ВЦ) с использованием современных графов обработки, включая обратную фильтрацию и миграцию, и явились хорошей основой для сеймостратиграфической интерпретации и разделения геодинамических типов тектонических нарушений.

Восточно-Индийский хребет обладает ярко выраженной блоковой морфологией (Удинцев, 1987). По простиранию он дифференцирован на ряд блоков протяженностью 50 - 80 км, разделенных разломами с амплитудой до 0.7 - 1.0 км, которые имеют преимущественно северо-восток-восточное простирание и контролируют крупные седловины в рельефе дна и в фундаменте. Седловины имеют крутые южные и пологие северные борты. Наблюдается тенденция кулисного расположения отдельных блоков. Специфической особенностью структуры Восточно-Индийского хребта в пределах геотраверза является то, что он меняет свою ширину по простиранию. Ширина его северного звена составляет в среднем 100, южного – 200 км. Минимальная глубина над вершинной поверхностью хребта – около 1600 м в его центральной части.

С запада к Восточно-Индийскому хребту примыкает плато Осборн. Последнее, по данным сеймостратиграфического анализа, генетически связано с формированием Восточно-Индийского хребта и отделено от него седловиной,

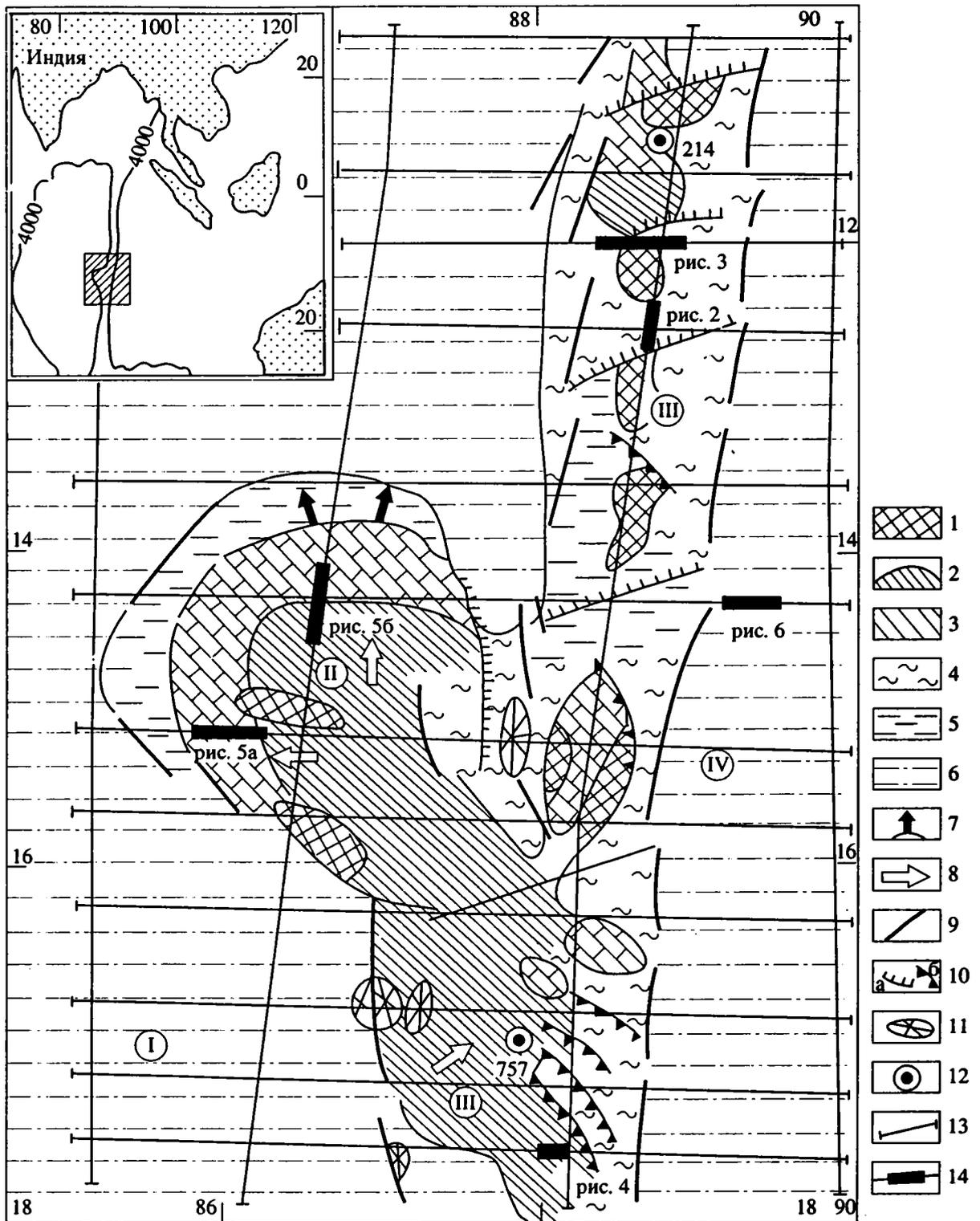


Рис. 1. Схема сейсмофаций палеоцен-нижнеэоценовых комплексов на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн. 1 – зона отсутствия: палеоцен-нижнеэоценовых осадков. Сейсмофации: 2 – неморские, 3 – неморские и мелководно-морские, 4 – склона с хаотическим заполнением, 5 – склона с плоско-параллельным характером напластования, 6 – глубоководные; 7 – подошвенное прилегание в фондоформной подзоне палеосклона; 8 – направление наклона палеоцен-нижнеэоценовых седиментационных поверхностей; 9 – основные разломы, ограничивающие Восточно-Индийский хребет и плато Осборн; 10 – разрывные нарушения: сбросы (а), взбросы (б); 11 – вулканы; 12 – скважины; 13 – профили НСП; 14 – фрагменты профилей, изображенных на рисунках 2 - 6. I – Центральная котловина, II – плато Осборн, III – Восточно-Индийский хребет, IV – Восточно-Индийский желоб. На мелкомасштабной врезке показана обзорная схема исследуемой площади.

раскрывающейся в смежную Центральную котловину. Разрез осадочного чехла в пределах описываемой площади охарактеризован скважинами DSDP 214 (Initial Reports..., 1974) и ODP 757 (ODP Science operator Report, 1988). Возраст базальных осадков, согласно палеонтологическим данным, оценивается как верхнепалеоценовый.

Осадочный чехол в скважинах представлен двумя различными толщами. Нижняя слагается вулканогенно-осадочными и мелководными карбонатно-терригенными (палеоцен - нижний эоцен) отложениями. Верхняя толща сложена карбонатными илами постнижеоценового возраста. Средняя скорость распространения упругих колебаний в осадочном чехле скв. 214 составляет 1.9 км/с (Initial Reports..., 1974).

Сейсмостратиграфический анализ профилей НСП показывает, что в пределах Восточно-Индийского хребта и плато Осборн осадочный чехол состоит из двух сейсмических комплексов (рис. 2 - 5): верхнего (СК-I), седиментация в котором по данным бурения, начиная со среднего эоцена, была нормальной пелагической, и нижнего (СК-II), представленного сложным сочетанием и переходом по латерали субаэральных, мелководно-морских и глубоководных фаций палеоцен-нижеоценового возраста.

Расчленение разреза на верхний (СК-I) и нижний (СК-II) сейсмокомплексы проведено по сейсмостратиграфическим параметрам (Кунин, 1989; Сейсмическая стратиграфия, 1982; Шлезингер, 1989). При выделении подкомплексов и сейсмо-

фаций широко использовались такие известные сейсмостратиграфические критерии, как конфигурация отражений, амплитуда, степень непрерывности прослеживания, видимая частота, степень прозрачности и др.

Сейсмокомплексы СК-I и СК-II разделены региональной поверхностью несогласия, которая располагается в нижеоценовом интервале разреза. Указанная поверхность несогласия имеет площадной характер и маркирует этап существенной тектонической перестройки в восточной части Индийского океана.

Черты тектонической раздробленности хребта на профилях НСП проявляются очень ярко. В пределах хребта наблюдается раздробленность пород фундамента на мелкие блоки с линейными размерами 3 - 5 км и менее. Они разделены тектоническими нарушениями (взбросами), смещающими, как правило, всю осадочную толщу нижнего комплекса (рис. 2). Плоскости разрывов имеют углы наклона 55° - 90° с тенденцией выполаживания с глубиной на уровне второго слоя.

На профильных пересечениях в пределах южного звена хребта обнаруживаются погребенные взбросово-надвиги амплитудой до 500 м, практически не затрагивающие осадочный чехол верхнего комплекса, и, следовательно, не находящие отображения в рельефе современного дна. На ряде участков осадочная толща нижнего комплекса деформирована в серию асимметричных складок, амплитуда которых постепенно уменьшается кверху. В пределах северного звена хребта

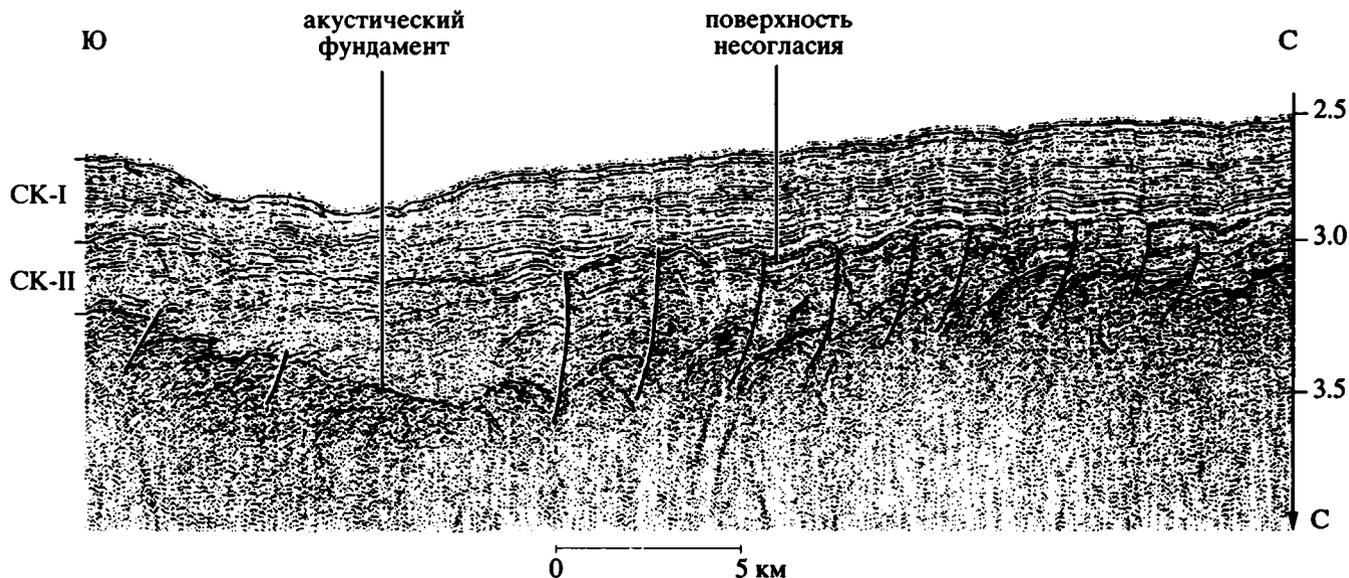


Рис. 2. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю НСП, характеризующий строение осадочного чехла и акустического фундамента в северной части площади, по простиранию Восточно-Индийского хребта (положение разреза см. на рис. 1).

На рисунке показаны разрывные нарушения типа взбросов, смещающие поверхность акустического фундамента и осадочную толщу нижнего комплекса. СК - сейсмические комплексы. Вертикальная шкала - двойное время прохождения сигнала в секундах.

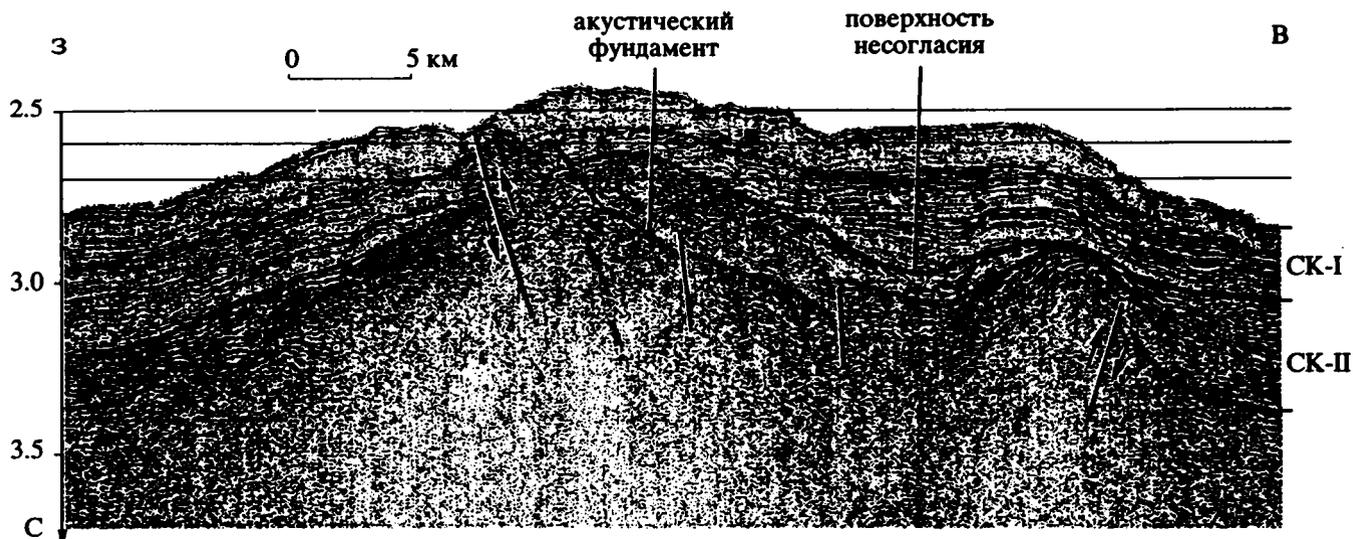


Рис. 3. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю НСП вкрест простирания вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта (на широте 12° ю. ш.).

Положение разреза см. на рис. 1. Вертикальными стрелками показано направление смещения блоков вдоль предполагаемых разрывных нарушений. Вертикальная шкала – двойное время в секундах. СК – сейсмические комплексы.

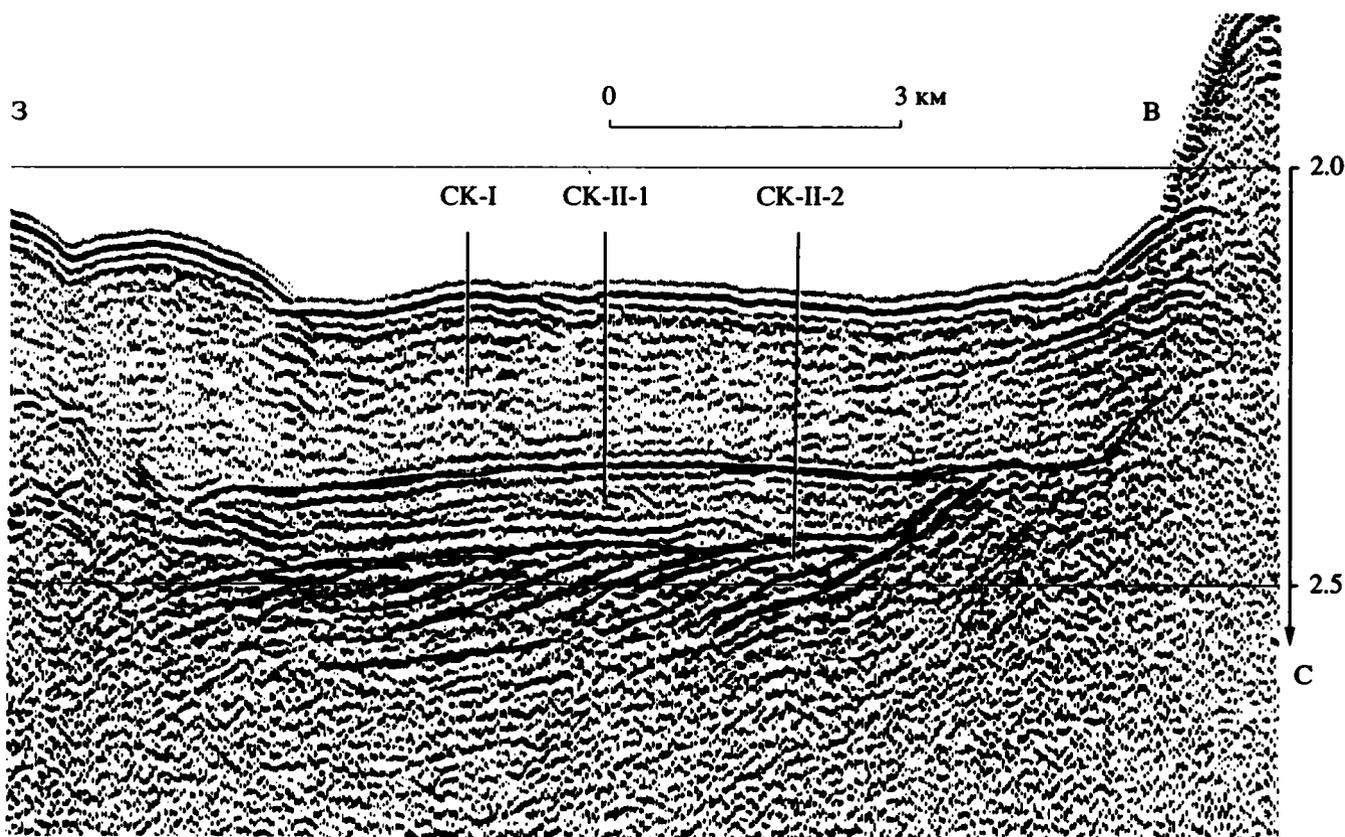


Рис. 4. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю НСП, иллюстрирующий сеймостратиграфическое расчленение осадочного чехла на вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта в южной части площади.

Положение разреза см. на рис. 1. СК – сейсмические комплексы. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах.

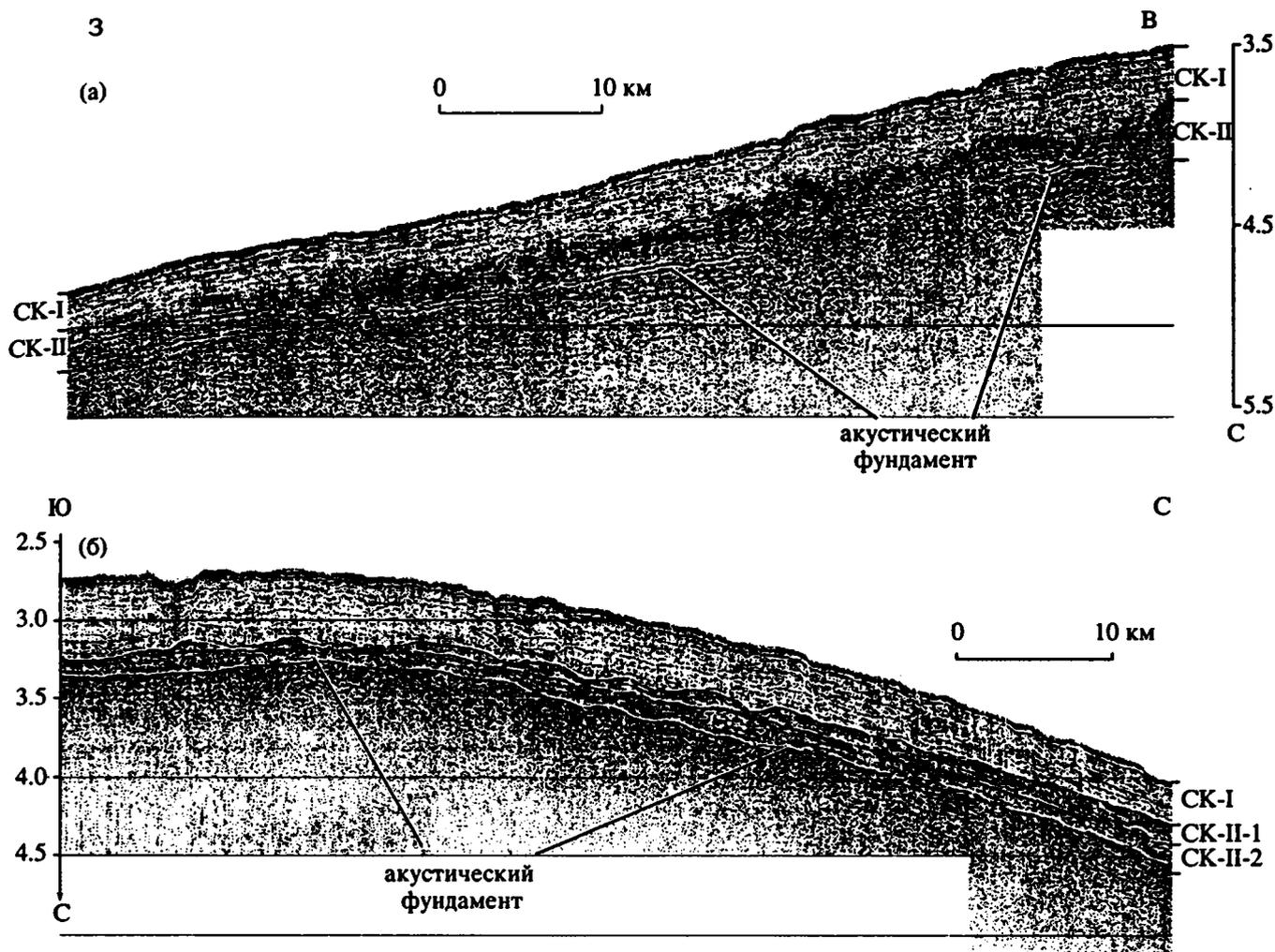


Рис. 5. Фрагменты временных сейсмических разрезов, иллюстрирующие сеймостратиграфическое расчленение осадочного чехла на сеймокомплексы в пределах плато Осборн по широтному (а) и субмеридиональному (б) профилям НСП.

Положение разрезов см. на рис. 1. СК – сейсмические комплексы. Вертикальная шкала – двойное время прохождения в секундах.

в структуре фундамента и осадочного чехла отмечается наличие расходящихся кверху разрывных нарушений (рис. 3). Подобного рода нарушения обычно характерны для зоны со сдвиговым смещением (Silvester, 1988). Таким образом, можно сделать вывод, что основные деформации сжатия в зоне Восточно-Индийского хребта произошли еще на ранней стадии тектонической эволюции (в позднем палеоцене - раннем эоцене), а формирование главной поверхности несогласия на границе двух крупных осадочных комплексов обусловлено главным образом тектоническим фактором.

Субаэральные и мелководно-морские фации на Восточно-Индийском хребте приурочены в основном к отдельным изолированным возвышенностям (рис. 1), которые в позднем палеоцене - раннем эоцене возвышались над уровнем моря.

На разрезах НСП сеймофации неморских осадков находят отображение в виде невыдержанной (прерывистой) записи с резкими изменениями амплитуд отражений. Относительно более интенсивные оси синфазности, возможно, могут соответствовать прослоям лигнитов, наличие которых установлено в скв. 214 (Initial Reports ..., 1974). Данная форма сейсмической записи, как правило, сменяется (иногда с чередованием) в бугристо-хаотическую или в мелкобугристую форму записи. При этом размеры бугров приближаются к разрешающей способности метода (50 - 70 Гц), что говорит о тонкослоистом характере разреза. По привязке к скв. 757 эта сеймофация соответствует вулканическим пеплам и туфам (в скв. 214 с прослоями лигнитов). Мощность ее достигает 400 м.

Мелководной обстановке седиментации соответствуют сеймофации в виде непрерывно следя-

щихся субпараллельных осей синфазности с высокими амплитудами отражений (сейсмофазии интенсивных отражений). На ряде профилей фиксируются расходящиеся отражения, что можно рассматривать как постепенный наклон поверхности шельфовой седиментации в сторону открытого моря. В литологическом отношении сейсмофазии интенсивных отражений отождествляются с мелководными (шельфовыми и относительно более глубоководными (верхняя часть склона)) карбонатными породами. В области перехода мелководной обстановки в относительно глубоководную на восточном склоне Восточно-Индийского хребта отмечается подошвенное прилегание отражающих горизонтов СК-II к поверхности фундамента (в фондоформной подзоне палеосклона). Восточнее вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта картируются грабенообразные структурные формы и плоские террасы, которые являлись седиментационными ловушками и постепенно заполнились осадочным, в основном вулканогенно-обломочным материалом. Сейсмофазии здесь меняются от слабых до хаотичных отражений, что связано с условиями осадконакопления в переходной зоне к глубоководному палеосклону. Накопление вулканогенно-осадочных фаций СК-II привело к сглаживанию неровностей рельефа поверхности фундамента. Максимальная мощность отложений СК-II в отдельных грабенах и поперечных седловинах склоновой системы седиментации достигает 800 м.

На отдельных участках в южной части Восточно-Индийского хребта сейсмические профили НСП обнаруживают наличие в СК-II двух подкомплексов – СК-II-1 и СК-II-2, разделенных поверхностью несогласия. В составе нижнего (надфундаментного) подкомплекса СК-II-2 установлено наличие сейсмофазии бокового наращивания (косослоистого напластования) (рис. 4). Последние отождествляются с развитием дельтовых фаций верхнепалеоценового (?) возраста.

Аналогичное подразделение нижнего сейсмокомплекса на подкомплексы СК-II-1 и СК-II-2 наблюдается на плато Осборн (рис. 5). Здесь в составе СК-II выделены сейсмофазии субаэрального и мелководно-морского генезиса. При этом установлено, что в юго-западной части плато Осборн граница раздела осадочного чехла и акустического фундамента (подошва нижнего комплекса) представлена эрозионной поверхностью. Она отличается низкочастотной многофазной записью и динамически относительно хорошо выражена (рис. 5а). Выровненный (гладкий) характер ее залегания свидетельствует о плоскостном характере среза, по-видимому, в условиях суши. Выделенные сейсмофазии в нижнем комплексе на плато Осборн и смежных частях Центральной котловины группируются вполне закономерно и образуют в плане своеобразный латеральный ряд (рис. 1). Данные сеймостратиграфического анализа ука-

зывают на преимущественное формирование упомянутых выше толщ СК-II-1 и СК-II-2 соответственно в мелководноморских (шельфовые карбонаты) и в континентальных условиях. С севера на юг (по направлению к палеосуше) мощность подкомплекса СК-II-1 постепенно сокращается от приблизительно 100 - 150 м до нуля (рис. 5б).

После накопления мелководных карбонатов на плато Осборн, очевидно, произошло кратковременное понижение уровня моря. Это фиксируется по наличию налегающих клиноформных тел у подножия склона и разветвленной сети дренажной (эрозионной) системы в кровле толщи СК-II (рис. 5б). Локальные размывы наиболее четко обнаруживаются на субширотных профилях, т.е. вкрест простираения наклона седиментационных поверхностей СК-II.

Нижняя часть палеосклона располагается на современном северном подножии плато Осборн, где установлено наличие подошвенного прилегания отражающих горизонтов СК-II к поверхности океанического фундамента.

Судя по данным о вещественном составе осадков в скв. 214 и 757, верхний сейсмокомплекс СК-I на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн сформированы фораминиферо-кокколитовыми и кокколитовыми илами среднеэоцен-плейстоценового возраста. Его мощность варьирует от 100 до 450 м. Обстановка седиментации при накоплении осадков, отвечающих этому комплексу, была нормальной пелагической. Накопление осадков во многом контролировалось деятельностью придонных течений, о чем свидетельствует наличие широко разветвленной сети погребенных миниканьонов и зон локальной аккумуляции. В течение последних 40 - 45 млн. лет, как показывает приведенный выше сеймостратиграфический анализ, происходило постепенное увеличение глубины погружения Восточно-Индийского хребта. На отдельных участках хребта нижние секции разреза СК-I выпадают из стратиграфической последовательности (см. рис. 3). Здесь фиксируется подошвенное налегание отражающих горизонтов СК-I на деформированную поверхность нижнего седиментационного комплекса СК-II, а в местах его отсутствия на акустический фундамент. На представленном рис. 3 только верхняя сейсмофациальная единица СК-I с возрастом, по-видимому, не древнее позднего миоцена, прослеживается через хребет непрерывно, равномерно облекая его вершинную поверхность и внешние склоны. Она отличается относительно более прозрачной акустической записью.

Для области восточного подножия Восточно-Индийского хребта, включающей сопряженный борт одноименного желоба, характерна повышенная тектоническая дислоцированность. Одной из примечательных особенностей строения осадочного чехла в Восточно-Индийском желобе является наличие сейсмокомплексов облекания (в ниж-

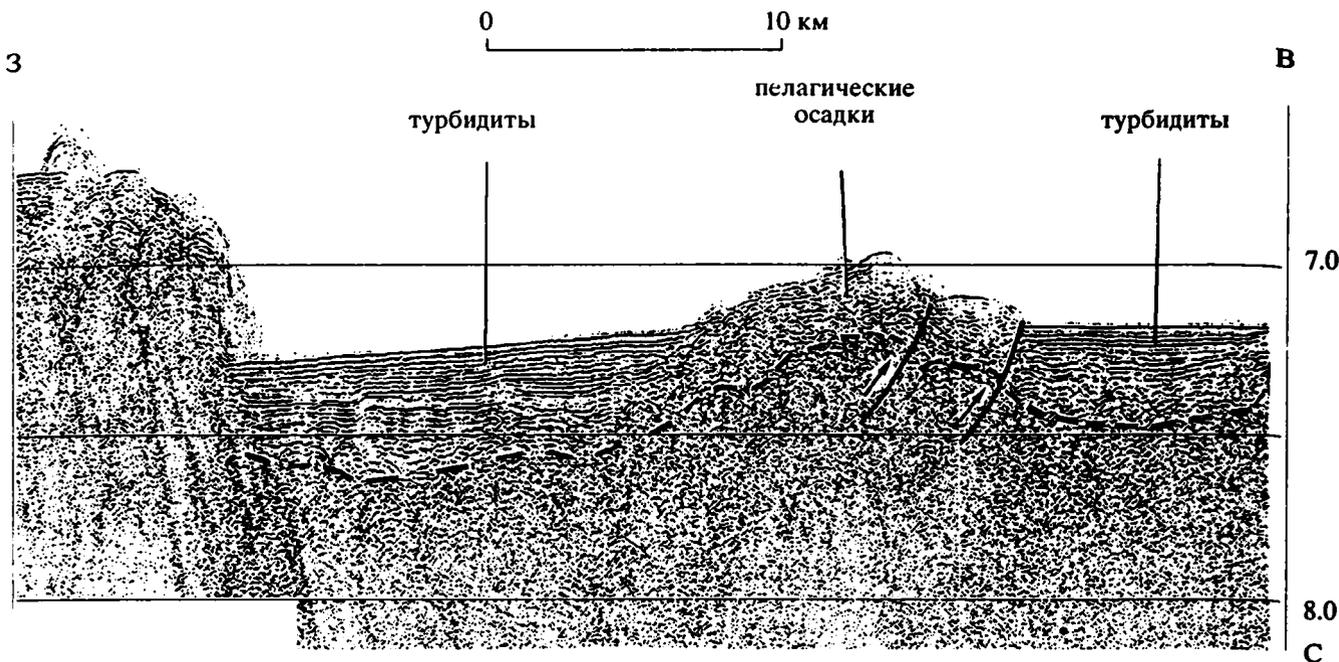


Рис. 6. Фрагмент временного разреза по профилю НСП, иллюстрирующий постседиментационный наклон поверхности морского дна в Восточно-Индийском желобе.

Положение разреза см. на рис. 1. Стрелками показано направление смещения взбросовых блоков вдоль разрывных нарушений, пунктиром – положение поверхности акустического фундамента.

ней части) и латерального комплекса заполнения (в верхней). При этом формирование первого (покровно-облекающего) связано с вертикальной составляющей пелагической седиментации, второго (сейсмокомплекса заполнения) – с деятельностью турбидных потоков. Можно полагать, что источником турбидитов служит карбонатный материал, перемещенный из гипсометрически приподнятых смежных частей Восточно-Индийского хребта. В Восточно-Индийском желобе выделены постседиментационные наклоны турбидитных слоев (рис. 6), очевидно, первоначально отложенных в условиях горизонтального залегания. Это позволяет сделать вывод об оживлении (омоложении) тектонических движений в позднемiocен-четвертичное время на восточной границе Восточно-Индийского хребта. О наличии современных движений свидетельствуют данные о высокой сейсмичности на восточной стороне Восточно-Индийского хребта (Petroy, Wiens; 1989).

ВЫВОДЫ

1. Осадочный чехол Восточно-Индийского хребта состоит из двух структурных толщ: верхней, седиментация в которой, начиная со среднего эоцена, была нормальной пелагической, и нижней, представленной сложным парагенезом субазральных, мелководно-морских и глубоководных фаций. При этом одной из характерных особенностей позднелеоцен-раннеэоценового

осадконакопления является наличие седиментационной системы, развивавшейся одновременно на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн в континентальных и мелководно-морских условиях и состоящей из карбонатных, терригенных и вулканогенных осадков.

2. Новой геологической информацией, полученной благодаря применению сейсморазведки НСП с большой (около 25 м) плотностью наблюдений, являются данные о широком развитии в океаническом фундаменте и нижней части осадочного чехла взбросовых (взбросово-надвиговых) структур. Следовательно, основные деформации сжатия произошли еще на ранней стадии тектонической эволюции Восточно-Индийского хребта. С тектоническим сжатием в раннем эоцене связано формирование региональной поверхности несогласия на границе двух крупных осадочных комплексов в пределах Восточно-Индийского хребта и плато Осборн.

3. Стратиграфическая последовательность сейсмокомплексов и сейсмофаций указывает на последовательное увеличение глубины погружения хребта и смежного плато Осборн в кайнозое. Значительную роль в формировании Восточно-Индийского хребта как региональной морфоструктуры, испытавшей несколько фаз тектонической активности (Корсаков, Пилипенко, 1991) играли процессы длительного внутритрокеанического сжатия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: Изд-во АН СССР; ГУГК, 1975, 151 с.

Корсаков О.Д., Пилипенко А.И. Тектонические деформации Восточно-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 2. С. 407 - 411.

Кунин Н.Я. Модели седиментации и понятия сеймо-стратиграфии // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1989. Т. 64. Вып. 1. С. 24 - 32.

Пилипенко А.И. Структура и раннекайнозойская эволюция Восточно-Индийского хребта (на широте 10° - 18° ю. ш.) // Тез. докл. 9-й Всесоюз. школы морской геологии. Т. 2. М.: ИО АН СССР, 1990. С. 75 - 76.

Сейсмическая стратиграфия / Под ред. Пейтона Ч. Т. 1. М.: Мир, 1982. 357 с.

Шлезингер А.Е. Строение и развитие осадочных бассейнов по данным сеймо-стратиграфии // Бюл. Моск.

о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1989. Т. 64. Вып. 1. С. 33 - 38.

Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 22. Washington. U.S. Government Printing Office, P.S., 1974. 890 p.

Leg 121 traces rifting and hot spots, Geotimes, 1988. V. 33. No. 11. P. 9 - 11.

ODP Science operator Report. Leg 121: Broken Ridge and Ninetyeast Ridge Program // Joides J., 1988. V. 14. No. 3. P. 5 - 8.

Petroy P.E., Wiens D.A. Historical Seismicity and Implications for Diffuse Plate Convergence in the Northeast Indian Ocean // J. Geophys. Res., 1989. V. 94. No. 89. P. 12301- 12319.

Silvester A.C. Strike-slippe Faults // Bull. Geol. Soc. Amer., 1988. V. 100. P. 1666 - 1703.

УДК 550.42:551.7631.781(931+489+575.4)

О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ПОГРАНИЧНОГО
МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОГО “ИРИДИЕВОГО ГОРИЗОНТА”

© 1993 г. В. Е. Закруткин, Г. И. Скрипка, И. В. Семенов

Ростовский государственный университет, 344000 Ростов-на-Дону, Россия

Поступила в редакцию 20.02.92 г.

Во многих регионах мира, где сохранился непрерывный разрез пограничной мел-палеогеновой толщи, непосредственно на границе маастрихтского и датского ярусов зафиксирован слой глинистого состава, обогащенный иридием и рядом других элементов. Мощность этого слоя не превышает нескольких сантиметров. Переход от мезозойской к кайнозойской эре, как принято считать, сопровождался быстрым, в геологическом смысле почти мгновенным, вымиранием многих видов флоры и фауны. Предполагается, что эти два события – формирование “иридиевого горизонта” и биотические изменения – взаимосвязаны.

Существует несколько гипотез возникновения на границе мела и палеогена “иридиевой аномалии”. Две из них являются наиболее аргументированными. Это, во-первых, гипотеза столкновения с Землей крупного космического тела, основанная на высоких содержаниях иридия и других сидерофильных элементов в пограничных отложениях мела и палеогена, космических соотношениях этих элементов, присутствии ударно-метаморфизованных зерен кварца и полевого шпата, узкой стратиграфической локализации геохимической аномалии и на ее глобальной распространенности (Alvarez *et al.*, 1980; Назаров и др., 1988). Альтернативной ей является гипотеза, рассматривающая “иридиевый горизонт” как результат вулканической деятельности (Неручев, 1988; Куртийо, 1990), которая проявилась исключительно активно в поздне меловую эпоху (Ронов и др., 1989). Более того, время излияния траппов Декана, давших одно из наиболее гигантских вулканических полей мира, по последним данным (Куртийо, 1990) точно соответствует времени формирования “иридиевого горизонта” на границе мела и палеогена.

В последние годы появились и другие представления о генезисе “иридиевого горизонта”, объясняющие его появление чисто с седиментологических позиций. Так, Д.П. Найдин (Найдин, 1986; Найдин и др., 1990) связывает высокие содержания иридия с относительным обогащением метеоритной компонентой нерастворимой части карбонатных осадков, подвергшихся растворению в результате повышения парциального давления углекислого газа в морской воде. Это повышение является следствием гибели фитопланктона (ос-

новного потребителя CO₂) от отравления бактериальными токсинами во время гигантского “красного прилива”.

В.А. Захаров и А.С. Лапухов (Захаров, Лапухов, 1991) считают, что одна из возможных причин появления аномально высоких содержаний ряда элементов, в том числе и иридия, в отложениях – эффект седиментационной недокомпенсации, т.е. резкое замедление скорости осадконакопления на фоне равномерного поступления космической пыли.

Нами предпринята попытка уточнить генезис “иридиевого горизонта” путем использования геохимических методов. Для этой цели исследуемый горизонт прежде всего сравнивался с вмещающими породами. Мощность подстилающих и перекрывающих слоев, для которых оценивалась геохимическая информация, колебалась от 10 до

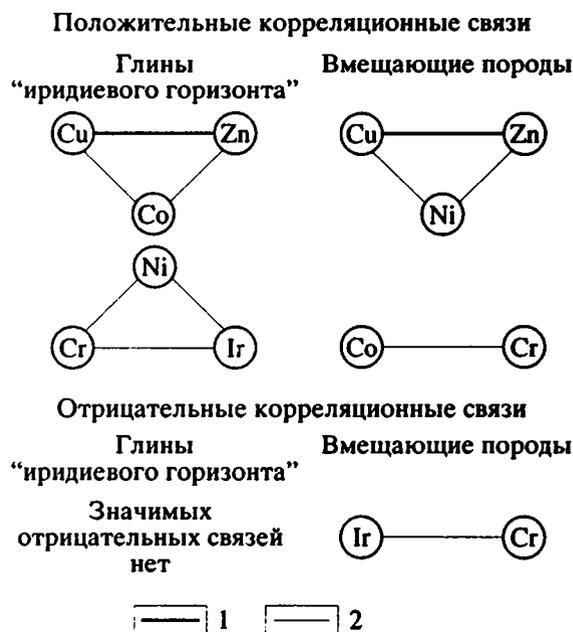


Рис. 1. Схема корреляционных связей между химическими элементами в глинах “иридиевого горизонта” и во вмещающих породах.

1 – корреляционные связи с уровнем значимости 0.05 - 0.02; 2 – корреляционные связи с уровнем значимости 0.1 - 0.05.

Таблица 1. Средние содержания и дисперсии некоторых элементов-примесей в глинах "иридиевого горизонта" и вмещающих породах

Элементы	Глины "иридиевого горизонта"		Вмещающие "иридиевые горизонты" породы		Значение F-критерия Фишера	Значение t-критерия Стьюдента
	средние содержания	дисперсия	средние содержания	дисперсия		
Co	81.8	5096	21.8	481	10.6	2.7
Cr	142.2	6627	38.5	661	10.0	4.2
Cu	138.2	30668	75.5	2583	11.9	1.2
Ni	266.8	114365	33.9	419	272.8	2.4
Zn	476.2	275010	183.1	30405	9.0	1.8
Ir	25.0	900	0.05	1.27×10^{-2}	70866.0	2.9

Содержания элементов Co, Cr, Cu, Ni, Zn даны в г/т, Ir – в кг/т.

72 см. Следует отметить, что набор химических элементов, определявшихся для разрезов разных регионов, характеризуется большим разнообразием, нередко затрудняющим их сопоставление. Кроме того, по ряду разрезов имеется только качественная информация. Эти обстоятельства и определили объем выборки и набор элементов для геохимического сравнения.

Нами изучено два массива данных по 13 анализов в каждом: первый – для "иридиевого горизонта", второй – для вмещающих пород. При формировании массивов использована геохимическая информация по новозеландским (Brooks, 1986), датским (Alvarez *et al.*, 1980) и туркменским (Алексеев и др., 1988) разрезам. Во всех случаях оценивалось распределение шести элементов – кобальта, хрома, меди, никеля, цинка, иридия. Для них производился расчет средних содержаний, величин дисперсий, а также коэффициентов парной корреляции. Сравнение выборок осуществлялось путем оценки различий величин диспер-

сий и средних содержаний элементов при помощи F-критерия Фишера и t-критерия Стьюдента. Приведенные в табл. 1 данные показывают, что глины пограничного мел-палеогенового слоя резко отличаются от вмещающих пород как по значениям дисперсий, так и по средним содержаниям (за исключением меди). Полученные значения F- и t-критериев заметно выше табличных значений при уровне значимости 0.05.

В табл. 2 показаны результаты корреляционного анализа, а на рис. 1 схематически изображены значимые корреляционные связи между элементами-примесями в глинах "иридиевого горизонта" и во вмещающих породах. Их анализ показывает, что для пограничных глин характерны положительные значимые связи между иридием, хромом и никелем. Для разрезов Туркмении комплекс элементов, имеющих сильные положительные связи с иридием, еще более обширен (Назаров и др., 1988). Во вмещающих породах иридий значимых положительных связей ни с этими, ни с другими из изучавшихся элементов не имеет. Более того, с хромом наблюдается отрицательная зависимость с вероятностью 0.1. По-видимому, основной источник иридия и положительно связанных с ним элементов, в данном случае хрома и никеля, был единый, а для вмещающих пород иридий является "чуждым", "не зависимым" от какого-то единого процесса элементом.

Этот вывод подтверждается и результатами факторного анализа, являющегося одним из наиболее широко используемых многомерных методов, который применим в самых разнообразных отраслях геологии (Крамбейн, Грейбил, 1969; Девис, 1977). Так, в частности, данные, приведенные в табл. 3, 4, указывают на то, что в формировании геохимического облика вмещающих пород принимал участие несущественный фактор, для которого индикатором является иридий и который не оказал значительного влияния на поведение остальных элементов. Образование же погранич-

Таблица 2. Результаты корреляционного анализа между элементами-примесями в глинах "иридиевого горизонта" и вмещающих породах

Элементы	Cr	Cu	Ni	Zn	Ir
Глины "иридиевого горизонта"					
Co	0.17	0.36	0.31	0.40	0.16
Cr		0.01	0.86	0.17	0.57
Cu			0.03	0.76	-0.14
Ni				0.26	0.53
Zn					0.07
Вмещающие породы					
Co	0.56	0.31	0.06	0.01	-0.19
Cr		-0.03	-0.07	-0.15	-0.44
Cu			0.45	0.79	0.07
Ni				0.40	-0.10
Zn					0.04

Таблица 3. Результаты факторного анализа пород "иридиевого горизонта"

Элементы	Факторы		
	I	II	III
Co	0.55	-0.38	-0.74
Cr	0.82	0.42	0.20
Cu	0.37	-0.84	0.22
Ni	0.87	0.32	0.08
Zn	0.57	-0.70	0.24
Ir	0.63	0.48	-0.08
Дисперсии	43.05	30.96	11.66

ного "иридиевого горизонта", как геохимической индивидуальности, обусловлено прежде всего каким-то единым относительно сильным фактором, оказавшим максимальное однонаправленное воздействие на все рассмотренные выше элементы, в том числе и иридий.

Проведенный сравнительный анализ геохимических особенностей "иридиевого горизонта" и вмещающих пород свидетельствует об их четкой геохимической специализации, что позволяет уже на данном этапе исследований отвергнуть варианты седиментологической гипотезы, с позиции которых объяснить геохимические различия между сравниваемыми объектами не представляется возможным.

Оставшиеся две гипотезы "космическая" и "вулканическая", как принято считать (Куртий, 1990) хорошо согласуются с известными геологическими факторами. Однако, однозначно доказанной какую-либо из них можно считать лишь в том случае, если будет установлен непосредственный переход "иридиевого горизонта" в импактиты, либо в вулканические образования. Поскольку такие пространственно-генетические связи пока не выявлены, целесообразно использовать косвенные методы, в частности, геохимические сопоставления пород "иридиевого горизонта" с наиболее вероятными источниками иридия. Такой путь нам кажется наиболее плодотворным, поскольку пограничные глины, как выяснилось, обладают ярко выраженной геохимической индивидуальностью.

Исходя из анализа химического состава пород "иридиевого горизонта", подавляющее большинство исследователей считает, что источниками вещества для его образования могли являться космические тела (крупные метеориты, астероиды, кометы) или базальтовые выплавки из мантии. Поэтому представляется необходимым первоначально рассмотреть геохимические различия между этими объектами. Такое сопоставление проведено на основании анализа составов основных магматических пород (базальтов и габброидов) и каменных метеоритов (хондритов), как

Таблица 4. Результаты факторного анализа вмещающих "иридиевый горизонт" пород

Элементы	Факторы		
	I	II	III
Co	0.27	0.76	0.45
Cr	-0.05	0.89	0.09
Cu	0.93	0.02	0.20
Ni	0.68	-0.02	-0.45
Zn	0.88	-0.18	0.00
Ir	0.01	-0.65	0.67
Дисперсии	36.04	30.34	15.13

наиболее представительной разновидности космических тел. Данные по ним собраны из многочисленных опубликованных источников. По каждой выборке (магматические породы и метеориты) сформированы массивы по 75 анализов в каждом. Наиболее существенные различия между метеоритами и базальтами наблюдаются по содержаниям следующих элементов: Cr, Co, Ni, Sc, La, Sm, Eu, Yb, Lu. Сопоставление средних содержаний указанных элементов с помощью t-критерия Стьюдента и их дисперсий (F-критерий Фишера), значения которых во всех случаях значительно превосходят табличные величины этих критериев при заданном 0.01 уровне значимости, показало существенные геохимические и, видимо, генетические различия рассматриваемых объектов.

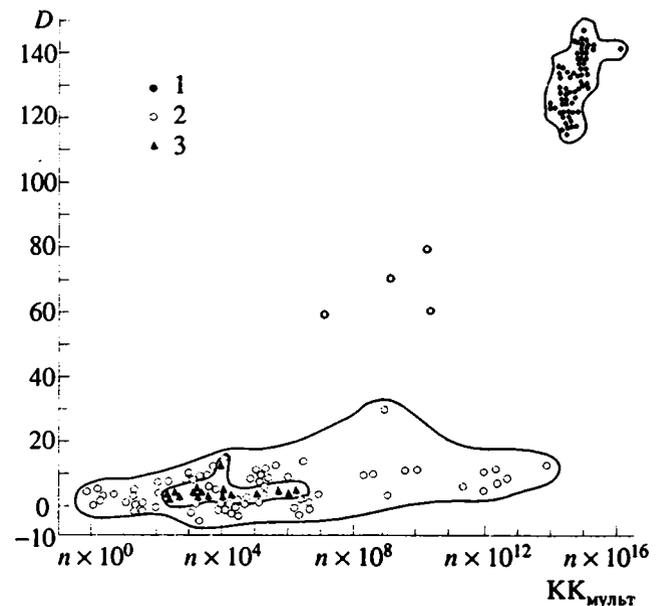


Рис. 2. Соотношения величин D и $KК_{\text{мульт}}$ в глинах "иридиевого горизонта", базальтах и метеоритах. 1 - метеориты; 2 - базальты; 3 - глины "иридиевого горизонта".

Таблица 5. Значения дискриминантной функции, мультипликативного и аддитивного показателей для метеоритов, базитов и глин "иридиевого горизонта"

Объекты исследований и число наблюдений	Геохимические показатели		
	дискриминантная функция	мультипликативный	аддитивный
Метеориты (75)	$\frac{133.06}{118.6 - 147.9}$	$\frac{1.06 \times 10^{16}}{1.7 \times 10^{15} - 1.4 \times 10^{17}}$	$\frac{2.1 \times 10^{14}}{1.3 \times 10^4 - 2.9 \times 10^4}$
Базиты (75)	$\frac{6.65}{(-3.2) - 80.98}$	$\frac{1.46 \times 10^{13}}{7.3 - 9.3 \times 10^{14}}$	$\frac{454}{0.6 - 6.5 \times 10^3}$
Глины (18) "иридиевого горизонта"	$\frac{3.27}{0.81 - 14.4}$	$\frac{4.2 \times 10^6}{5.7 \times 10^4 - 3.6 \times 10^7}$	$\frac{14.7}{3.5 - 61.9}$

В числителе – средние значения, в знаменателе – пределы колебаний значений геохимических показателей.

Таким образом, если верно предположение, что источником материала для "иридиевого горизонта" служили магматические породы основного состава или космические тела, то дальнейшая задача сводится к геохимическому сравнению этого горизонта с одной из указанных групп. Для такого сравнения взяты Cr, Co, Ni, Sc, La, Sm, Eu, Yb, Lu, т.е. те элементы, по распределению которых наиболее контрастно различаются между собой метеориты и базиты.

В качестве геохимических критериев использованы дискриминантная функция ($D = -0.034Sc + 0.023Cr - 0.048Co + 0.006Ni + 0.119La - 0.227Sm - 1.065Eu + 1.827Yb - 7.580Lu$; значение $D_0 = 69.86$), мультипли-

кативный $\left(KK_{\text{мульти}} = \frac{Cr \cdot Co \cdot Ni \cdot Sc}{La \cdot Sm \cdot Eu \cdot Yb \cdot Lu} \right)$ и

аддитивный $\left(KK_{\text{адд}} = \frac{Cr + Co + Ni + Sc}{La + Sm + Eu + Yb + Lu} \right)$

показатели. Было проанализировано 18 проб из "иридиевого горизонта" (17 – из трех разрезов Туркмении) (Алексеев и др., 1988) и одна – из датского разреза (Alvarez *et al.*, 1980). Результаты расчета D , $KK_{\text{мульти}}$, $KK_{\text{адд}}$ приведены в табл. 5 и на рис. 2. Они однозначно свидетельствуют о геохимическом сходстве отложений "иридиевого горизонта" и магматических пород основного состава.

Таким образом, результаты проведенных геохимических исследований являются, пожалуй, единственным бесспорным аргументом в пользу земного, вулканического источника иридия при формировании соответствующего горизонта. Вероятно, с этих позиций следует рассматривать и биотический кризис, ярким свидетельством которого явилось "великое" массовое вымирание, фиксирующееся на рубеже мела и палеогена на всех таксономических уровнях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С., Назаров М.А., Барсукова Л.Д. и др. Граница мела и палеогена на юге Туркмении и ее геохимическая характеристика // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1988. Т. 63. Вып. 2. С. 55 - 69.

Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 571 с.

Захаров В.А., Ланухов А.С. Иридиевые аномалии: всегда ли они свидетельствуют об импактных перестройках биосферы Земли? // Тез. докл. XXXVII сессии Всесоюзного палеонтологического общества. Л.: Недра, 1991. С. 33 - 34.

Крамбейн У., Грейбил Ф. Статистические модели в геологии. М.: Мир, 1969. 396 с.

Куртийо В.Э. Вулканическое извержение // В мире науки. 1990, № 12. С. 39 - 47.

Найдин Д.П. Граница мела и палеогена на Мангышлаке и предполагаемые события на рубеже маастрихта и дания // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1986. № 9. С. 3 - 12.

Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф., Москвин М.М. и др. Микропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1990. № 12. С. 68 - 82.

Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Барсукова Л.Д. и др. Параметры мел-палеогенового ударного события // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 33 - 54.

Неручев С.Г. Глобальные геохимические аномалии и биосферные кризисы // Природа, 1988. № 1. С. 72 - 81.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт мира (мезозой и кайнозой континентов и океанов). Л.: Недра, 1989. 79 с.

Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F. *et al.* Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary boundary extinction // Science, 1980. V. 208. No. 4448. P. 1095 - 1108.

Brooks R.R., Strong C.P., Lee J. *et al.* Stratigraphic occurrences of iridium anomalies at four Cretaceous / Tertiary boundary sites in New Zealand // Geology, 1986. V. 14. P. 727 - 729.



Эволюция биосферы

КРАТКИЕ
СООБЩЕНИЯ

УДК 551.583.7:551.791(47)

КЛИМАТИЧЕСКАЯ РИТМИЧНОСТЬ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 1993 г. С. М. Шик

Государственное геологическое предприятие центральных районов,
113105 Москва, Варшавское шоссе 39а, Россия

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Рассматривается отражение климатической ритмичности, хорошо выраженной чередованием изотопно-кислородных ярусов, в ледниковых и субэаральных отложениях плейстоцена центральных районов Восточно-Европейской платформы. Приводится их корреляция с трансгрессиями Черного моря, а также с отложениями Беларуси, Прибалтики, Польши, Германии и Голландии.

Еще в начале XX века было установлено, что одной из самых характерных особенностей плейстоцена является чередование холодных (ледниковых) и теплых (межледниковых) эпох. Этот вывод, первоначально сделанный на основании изучения следов наступания альпийских ледников, получил подтверждение после обнаружения и в областях материкового оледенения чередования ледниковых и межледниковых отложений, которые стали обозначаться альпийскими терминами: миндель, миндель - ресс, ресс, ресс - вюрм и вюрм. Однако, вскоре стало ясно, что картина климатических колебаний в плейстоцене значительно сложнее; количество выделяемых различными исследователями ледниковых и межледниковых эпох стало расти, но при этом росли и трудности их сопоставления, преодолеть которые не удалось и до сих пор, несмотря на использование для корреляции чередования изотопно-кислородных ярусов в океанических осадках, лёссов и погребенных почв в субэаральных отложениях, а также следов морских трансгрессий и регрессий. Поэтому излагаемые ниже представления основываются на одном из возможных вариантов корреляции, который представляется автору наиболее обоснованным и который в значительной своей части использован в региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений центральных районов Восточно-Европейской платформы, утвержденной МСК в 1984 г. ("Решение...", 1986).

РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

В основании плейстоцена все исследователи выделяют теплое михайловское (петропавловское) время, относящееся к палеомагнитной эпохе Матуяма. Соответствующие ему аллюви-

альные отложения содержат своеобразный комплекс мелких млекопитающих, переходный от таманского к тираспольскому; малакофауна свидетельствует о климате значительно теплее современного. На аллювии сформирована хорошо выраженная балашовская погребенная почва. Положение границы палеомагнитных эпох Брюнес-Матуяма в верхней части петропавловского горизонта позволяет относить его к 19 - 21 изотопно-кислородным ярусам (см. рис. 1) и сопоставлять его с интергляциалом I голландского क्रомера (Zagwijn, 1985).

Первое плейстоценовое похолодание, соответствующее покровскому горизонту, хорошо фиксируется в аллювиальных отложениях по перигляциальным палиноспектрам и холодолюбивым моллюскам, а в субэаральных отложениях — горизонтом лёсса. Возможно, ему отвечало оледенение, доходившее до широты Москвы, хотя не все исследователи согласны с ледниковым происхождением суглинков ликовской толщи, содержащих гальку и щебень только осадочных пород. Покровское время можно сопоставить с нижней частью 18 изотопно-кислородного яруса и гляциалом А голландского кромера.

Ильинскому горизонту отвечают неоднократные колебания климата (Красненков, 1990), которые в бассейне Верхнего Дона привели к формированию трех ископаемых почв и трех аллювиальных комплексов (см. рис. 1), содержащих теплолюбивые моллюски и мелких млекопитающих раннего тирасполя; в нижнем из них присутствуют и щитки черепашек. В Подмоскovie к ильинскому времени, вероятно, относятся две межледниковые толщи, разделенные сетуньской морской (Маудина и др., 1985; Фурсикова и др., 1991);

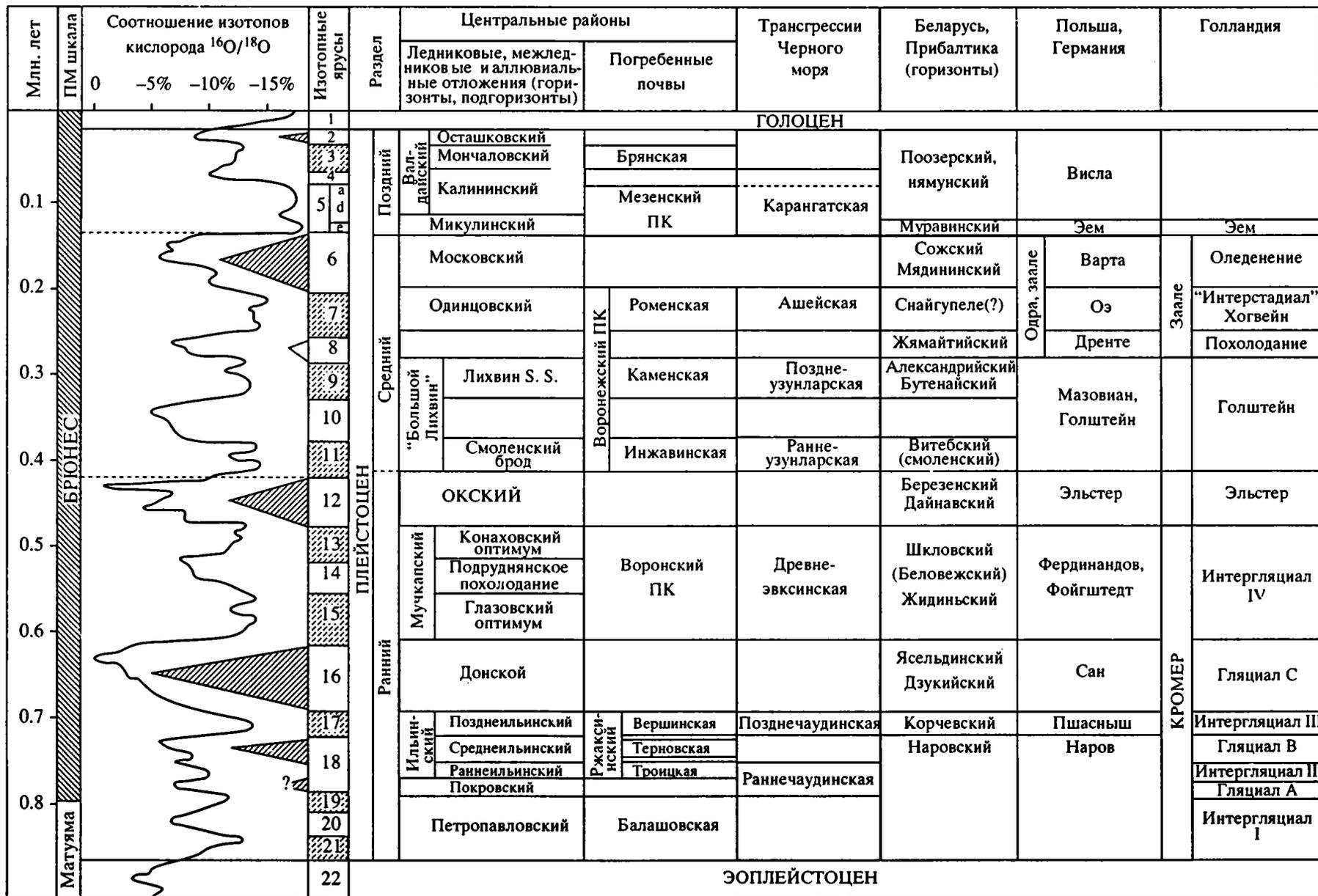


Рис. 1. Корреляция ледниковых и межледниковых горизонтов с изотопно-кислородной кривой. Штриховкой показаны относительные размеры ледников.

верхняя из них – сукромнинская – по карпологическим данным сопоставляется с верхнеильинскими (моисеевскими) слоями, а нижняя (матвеевская) скорее всего отвечает нижнеильинским отложениям. Сетуньская морена прослеживается вплоть до северной части Тульской области, где ее мощность сокращается до 0.5 - 1 м; в районе г. Ясногорска она выклинивается. В бассейне Дона этой морене, вероятно, соответствует галечник кристаллических пород в основании верхнеильинских (моисеевских) слоев. Позднеильинское теплое время можно сопоставить с 17 изотопнокислородным ярусом, сетуньское оледенение – с максимальным похолоданием конца 18 яруса, а среднеильинское и раннеильинское теплое время – с двумя потеплениями средней части 18 яруса. В голландском кромере ильинскому горизонту соответствуют интергляциал II, гляциал В и интергляциал III кромера (см. рис. 1). Скорее всего среднеильинской (сетуньской) морене отвечает нарвская морена Беларуси (хотя возможны и другие варианты корреляции), а межледниковым эпохам ильинского времени – ранне- и позднечаудинская трансгрессия¹.

Донское оледенение – самое крупное в раннем плейстоцене – соответствует наиболее холодному 16 изотопному ярусу. Его морена, образующая Донской ледниковый язык, уверенно прослеживается и в Подмосковье, Беларуси, Прибалтике и Польше, где выделяется под названиями остерской (перекшинской), ясельдинской, дзукийской и санской; в Голландии ей соответствует гляциал С кромера.

После донского оледенения наступило очень теплое и продолжительное рославльское (польнолапинское, мучкапское) межледниковье с двумя климатическими оптимумами, разделенными крупным похолоданием (а возможно – и оледенением); для него характерен позднетираспольский комплекс мелких млекопитающих. Это межледниковье, вероятно, охватывает 15, 14 и 13 изотопные ярусы. Оно хорошо выделяется в Беларуси (Шклов), Прибалтике (Жидинь), Польше (Фердинандов) и Германии (Фойгштедт); всюду для него характерно наличие двух климатических оптимумов. В Голландии этому межледниковью, вероятно, отвечает интергляциал IV кромера, в субаральных отложениях юга Восточно-Европейской платформы – очень мощный воронский почвенный комплекс, а в Причерноморье – древнеэвксинская трансгрессия.

Завершается ранний плейстоцен окским оледенением (12 изотопный ярус), которое охватывает

¹ Хронология черноморских трансгрессий приводится по Я.И. Измайлову (доклад на VII Всесоюзном совещании по изучению четвертичного периода, г. Таллинн, 1990 г.), а стратиграфия субаральных отложений – по А.А. Величко и др. (1984); по Беларуси использованы материалы Ф.Ю. Величквича и др. (1992), а по Польше – И.Е. Мойского (Mojski, 1985).

вало всю территорию Смоленской области, но только северную часть Московской области; его морена хорошо прослеживается в Беларуси (березинская), Прибалтике (дайнавская), Польше (вилга) и Западной Европе (эльстер).

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Средний плейстоцен начинается со сложно построенного лихвинского межледниковья – “большого лихвина”. Имеющиеся материалы позволяют выделить в нем два климатических оптимума (хотя в центральных районах пока они нигде не известны в одном разрезе). Ранний из них представлен отложениями обнажения “Смоленский Брод” близ Велижа, в котором встречены древнейшие представители рода *Arvicola*, а поздний (собственно лихвинский) – отложениями стратотипического разреза у г. Чекалина, где присутствуют более прогрессивные представители этого рода (Вознячук, Санько, 1981; Мотузко, 1984). Ледниковые отложения разделяющего эти оптимумы похолодания достоверно нигде не установлены; если в это время и было оледенение, оно занимало очень небольшую площадь. Вероятно, “большой лихвин” охватывает 11, 10 и 9 изотопные ярусы; его отложения уверенно выделяются в Беларуси, Прибалтике, Польше и Западной Европе (александрийское, бутенайское, мазовецкое и голштейнское межледниковья, в которых в ряде случаев наблюдаются по два оптимума). В субаральных отложениях “большому лихвину” отвечают нижние две погребенные почвы среднеплейстоценового лёссово-почвенного комплекса – инжавинская и каменная, а в Причерноморье – ранне- и позднезуунлярская трансгрессии.

Большие разногласия вызывает вопрос о границах распространения оледенения, следовавшего за лихвинским межледниковьем. Многие исследователи относят к нему морену Днепровского ледникового языка. Однако в последнее время появляется все больше данных о том, что эта морена образовалась в самом конце среднего плейстоцена, а не в его первую половину. В южной части Брянской области в остаточных западинах на поверхности морены, которая распространяется далее на юг на Украину, развиты микулинские межледниковые отложения, а для самой морены, покрывающих и подстилающих ее водно-ледниковых отложений получена серия радиотермолюминесцентных дат – от 146 до 170 тыс. лет (определения О.А. Куликова). Очевидно, послелихвинское оледенение (8 изотопный ярус) не доходило до центральных районов; его морена достоверно известна только в Прибалтике, где она выделяется как жямайтйская. Представления о том, что максимальным было оледенение второй половины среднего плейстоцена, хорошо увязываются и с данными Загвейна (1985), который выделяет раннезаальское похолодание и позднезаальское оледенение.

Дискуссионным является и вопрос о послелихвинском среднеплейстоценовом межледниковье, соответствующем 7 изотопному ярусу. В центральных районах межледниковый характер этого стратиграфического интервала был обоснован еще А.И. Москвитиним (1946), который в качестве его стратотипа рассматривал погребенную почву, вскрытую под московской мореной в карьере у г. Одинцово. В последнее время М.И. Маудиной (устное сообщение) установлено, что эта погребенная почва не замещается межледниковыми отложениями, как предполагали В.Н. Сукачев и др. (1969), а перекрывает сложно построенную озерную толщу, в которой выделяются два оптимума рославльского межледниковья, а также лихвинские отложения – или отложения, образовавшиеся в результате их перемывания (Бреслав и др., 1979). Таким образом, подтверждается послелихвинский возраст погребенной почвы одинцовского разреза, что позволяет сохранить за послелихвинским межледниковьем название одинцовского. Однако, до сих пор в центральных районах нигде достоверно не установлены озеро-болотные отложения этого возраста. В Прибалтике к этому стратиграфическому интервалу, возможно, относятся снайгупельские отложения, хотя Ф.Ю. Величkevич (1982) считает, что снайгупельская флора несколько древнее лихвинской.

В Западной Европе наиболее вероятным аналогом послелихвинского среднеплейстоценового межледниковья являются разрезы Люнебургской пустоши – Обер-Оэ и др. (Selle, 1954; Ховерман и др., 1985), на юге Восточно-Европейской платформы – роменская ископаемая почва, а в Причерноморье – ашейская трансгрессия.

Для последнего среднеплейстоценового оледенения – московского (6 изотопный ярус) дискуссионным остается вопрос о границе его распространения; выше было показано, что оно было максимальным в среднем плейстоцене и с ним связано образование Днепровского ледникового языка, в пределах которого отсутствуют более древние среднеплейстоценовые ледниковые отложения².

ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения начинающего поздний плейстоцен микулинского межледниковья детально изучены по многим десяткам разрезов и повсеместно хорошо коррелируются как в Восточной, так и в Западной Европе (муравинские в Беларуси, мяркинские в Прибалтике, земские в более западных районах). Не вызывает сомнения, что в субэральных отложениях им отвечает нижняя часть мезенского почвенного комплекса, а в Причерноморье – карангатская трансгрессия. Однако не все исследо-

ватели единодушны в сопоставлении микулинского межледниковья с изотопно-кислородной шкалой; представляется наиболее вероятным, что оно отвечает только нижней части 5 яруса (стадия 5е).

Не вызывает больших разногласий и последовательность климатических событий в валдайское время. В нем выделяются две холодные (ледниковые) эпохи: ранневалдайская (калининская), соответствующая 4 изотопному ярусу и верхней части 5 яруса, и поздневалдайская (осташковская), сопоставляющаяся со 2 ярусом. Разделяющую их продолжительную (около 25 тыс. лет) эпоху, отвечающую 3 изотопному ярусу, большинство исследователей рассматривает как мегаинтерстадиал, на протяжении которого, несмотря на многократное чередование потеплений и похолоданий, климат оставался холоднее современного. Такие представления хорошо увязываются и с изотопно-кислородной кривой, на которой соответствующее потепление по масштабу значительно уступает потеплениям, сопоставляющимся с межледниковьями. Этому времени соответствует формирование брянской погребенной почвы.

Граница поздневалдайского (осташковского) оледенения устанавливается очень четко и разногласий не вызывает; значительно сложнее вопрос о границе ранневалдайского оледенения. Некоторые исследователи считают, что оно было больше поздневалдайского и достигало северной части Московской области. Имеющиеся материалы показывают, что к югу от границы осташковского оледенения микулинские отложения не перекрыты мореной; только по краям западин, к которым они приурочены, на них наблюдаются мореноподобные отложения делювиально-солифлюкционного происхождения, отсутствующие в центральной части западин. Очевидно, ранневалдайское оледенение было значительно меньше поздневалдайского.

Таким образом, в раннем плейстоцене выделяется по крайней мере 4 оледенения; наибольшее из них – донское – примерно отвечало его середине и было максимальным за весь плейстоцен (см. рис. 1). В среднем плейстоцене наибольшим из двух или трех оледенений было последнее; в позднем плейстоцене максимальным было также последнее наступание ледника.

Картина развития оледенений в плейстоцене представляется значительно более сложной, чем считает Ю.А. Лаврушин (1991), по мнению которого “миндель-рисский” этап разделяет ледниковый плейстоцен на две продолжительные ледниковые эпохи – до и после “миндель-рисского” этапа. Во-первых, мучкапский этап, включаемый Ю.А. Лаврушиным в состав донской ледниковой эпохи, и по продолжительности, и по климатическим условиям, очевидно, не уступал “миндель-рисскому”; во-вторых, и после “миндель-рисского этапа” не наблюдается общего тренда развития оледенений.

² Это оледенение следовало бы называть днепровским; однако, это вызвало бы путаницу, так как многие исследователи считают московскую и днепровскую морены разновозрастными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бреслав С.Л., Валуга М.Н., Маудина М.И.* Новые данные по Одинцовскому стратотипическому району // Докл. АН СССР, 1979. Т. 248. № 1. С. 161 - 166.
- Величкевич Ф.Ю.* Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 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. геогр. 1984. № 6. С. 5 - 19.
- Вознячук Л.Н., Санько А.Ф.* Опорный разрез плейстоцена в урочище Смоленский Брод // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена Европейской части СССР. М.: Геологический фонд РСФСР, 1981. С. 50 - 54.
- Красненков Р.В.* Стратиграфия и геохронология нижнего плейстоцена Восточной и Центральной Европы // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. VII Всесоюзное совещание, тезисы, т. II. Таллинн: Академия наук Эстонии, 1990. С. 91 - 92.
- Лаврушин Ю.А.* Типы геолого-палеоэкологических ситуаций четвертичного периода // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода (к XIII Конгрессу ИНКВА). М.: Геологический институт АН СССР, 1991. С. 7 - 17.
- Маудина М.И., Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю.* Одинцовский стратотип в свете новых данных // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 5. С. 1195 - 1199.
- Москвитин А.И.* Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения среди других оледенений Европы // Бюл. МОИП, отд. геологии. Т. XXI. Вып. 4. 1946.
- Мотузко А.Н.* Грызуны антропогена Белоруссии и сопредельных территорий // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1984. С. 173 - 188.
- Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград-Полтава-Москва, 1983 г.). Л.: Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, 1986. 156 с.
- Сукачев В.Н., Горлова Р.Н., Недосеева А.К.* О плейстоценовой флоре у ст. Одинцово под Москвой // Бюл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР. 1969. № 36. С. 3 - 7.
- Фурсикова И.В., Писарева В.В., Якубовская Т.В. и др.* Опорный разрез плейстоцена у д. Окатово в Западном Подмоскowie // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: Центр геология, 1992. С. 59 - 82.
- Ховерман Ю., Чеботарева Н., Писарева В.* О возрасте кизельгуров у нас. п. Оэ (Люнебургская пустошь, ФРГ) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985. № 4. С. 39 - 48.
- Mojski J.E.* Geology of Poland. V. Stratigraphy. Part 38. Cainozoic. Quaternary. Wyd. Geol. Warszawa, 1985. 259 p.
- Selle W.* Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Ober-Ohe in der Süneburyer Heide // Abh. naturw. Verein. V. 33. H. 3. Bremen, 1954. S. 457 - 469.
- Zagwijn W. H.* An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geologie en Mynbouw. V. 64, 1985. P. 17 - 24.

УДК 551.736(574.12)

**ВЕРХНИЙ ПАЛЕЗОЙ РАЙОНА ЮЖНО-ЭМБЕНСКОГО
ГРАВИТАЦИОННОГО МАКСИМУМА**

© 1993 г. В. М. Алешин, Н. В. Даньшина

ВолгоградНИПИнефть, 400085 г. Волгоград, пр. Ленина 96, Россия

Поступила в редакцию 25.01.92 г.

В конце 30-х годов маятниковой и гравиметрической съемками к северо-востоку от полуострова Бузачи выявлено несколько крупных положительных аномалий силы тяжести, получивших название Южно-Эмбенский гравитационный максимум. В конце 40-х годов здесь начато глубокое бурение на платформенных структурах, подготовленных сейсморазведкой по мезозойским реперам, объединенным в Южно-Эмбенское поднятие. По верхнепалеозойским отложениям оно было выявлено глубокими скважинами 4,7-Туресай и 10,11-Жанасу, вскрывшими под юрскими раннекаменноугольные и позднедевонские терригенные отложения (Айзенштадт, 1957; Грачев, 1959; Гарецкий, 1961; Днепров, 1962; Яншин, 1961). Полученные материалы широко использовались и продолжают использоваться при интерпретации сейсмических материалов (Воронов, 1979; Нажметдинов, 1979; Турков, 1980; Умиршин, 1983) и определении перспектив нефтегазоносности (Турков, 1980; Умиршин, 1983). Это способствовало наращиванию объемов геологоразведочных работ на площади. Однако пробуренные глубокие скважины не давали желаемого результата, что послужило основанием для сокращения поисково-разведочного бурения, которое, на наш взгляд, не обосновано. Такое решение продиктовано недостаточной изученностью стратиграфии вскрываемых скважинами разрезов, хотя этому вопросу уделяли внимание многие исследователи (Бененсон, 1978; Синельников, 1987 и др.).

На Русской плите, в том числе и в Прикаспийской впадине, включая ее восточную часть, каменноугольные и позднедевонские породы в основном состоят из карбонатов (Айзенштадт, 1957; Золотухина, 1986, 1988, 1989). Скважины же 4,7-Туресай и 10, 11-Жанасу вскрыли терригенную толщу, которую авторы (Гарецкий, 1961), как не имевшую аналогов в пределах древних платформ, сопоставили с зилаирской серией Южного Урала.

За последние 10 лет к западу и юго-западу от урочищ Туресай и Жанасу (на площадях Тенгизская, Южная, Королевская, Тажигали, Саз-Тюбе, Арман, Пионерская и др.) пробурен ряд скважин, вскрывших девонские и каменноугольные осадки в карбонатной фации, перекрытые карбонатно-терригенной толщей позднеартинского возраста

(Золотухина, 1986, 1988, 1989). В непосредственной близости от южного окончания Южно-Эмбенского максимума скважинами 1-Саз-Тюбе, 1,2-Восточный Арман, 2-Арман под триасовыми отложениями обнаружена карбонатно-терригенная толща (вскрытая мощность которой 1288, 1093, 1011 и 622 м соответственно), состоящая из гравелитов, конгломератов, аргиллитов, алевролитов, песчаников и конглобрекчий. В свою очередь, конглобрекчии представляют собой обломки довольно значительных размеров известняков различной структуры. Эта толща О.Б. Кетат (1988) подразделена на пять пачек и отнесена к грубообломочному типу разреза позднеартинского возраста.

Пачка I сложена аргиллитами, полимиктовыми алевролитами с примесью пирокластического материала с прослоями гравелитов и конглобрекчий преимущественно пирокластического состава с редкими обломками известняков обломочных, шламово-детритовых с перетолженной из каменноугольных отложений окремнелой фауны и флорой *Archaeodiscus* sp., *Koninckopora* sp. (скв. 2-Восточный Арман, гл. 4805 - 4807 м), вскрытой мощностью более 200 м.

Пачка II представлена алевролитами, песчаниками, аргиллитами, известняковыми конглобрекчиями со значительным содержанием эффузивов.

Конглобрекчии сложены обломками известняков различной структуры: мелкокомковатых, обломочно-шламовых, мелкозернистых. В обломочной части определены гетерохронные органические остатки: 1) франско-фаменские и каменноугольные *Rectangulina* sp., *Asterosphaera pulchra* Reitl., *Archaeodiscus* sp., *Mediocris ovalis cupellaeformis* (Gan.) (скв. 2-Пионерская, гл. 4854 - 4878 м); 2) ранне-среднекаменноугольные, ассельские *Howchinia gibba* Moell., *Cornospira* sp., *Ozawainella nikitovkensis* (Brazh.), *Pseudofusulina* sp., конодонты *Streptognathodus constrictus* Chern., *Neogonolella* sp. (определения Н.С. Овнатановой) (скв. 5-Юбилейная, гл. 4803 - 4810 м).

Цемент конглобрекчий представлен глинисто-битуминозным материалом, в котором часты спикулы губок, радиолярии, прослоями образующие спонголиты, радиоляриты.

В аргиллитах и спонголитах пачки II в разрезе скв. 10-Мунайбай (гл. 5235 - 5238 м) многочисленны водоросли *Tasmanites* (иногда в шлифах составляющие 25% породы) и микрофоссилии, среди которых доминируют позднеартинские *Vittatina* (35%), *Entylissa* (15%), *Monosaccites* (15%), *Striatiti* (15%), *Astriatiti* (15%). Виды субдоминанты представлены *Vittatina vitifer* Lub., *V. subsaccata* Lub., *V. costabilis* (Lub.) Lub. и др. (определения микрофоссилий здесь и далее Е.Н. Здобновой).

В составе пачки III принимают участие известняковые гравелиты, конглобрекций с прослоями спонголитов, аргиллитов. Из спонголитов определены мелкие позднеартинские фораминиферы *Nodosaria shikanica* Lip., *Geinitzina minima* Raus. и микрофоссилии *Vittatina costabilis* Wil., *Calamospora hartungiana* Schopf., *Acanthozonotriletes connotus* Schwarz. В обломочной части многочисленны интенсивно окремелые разновозрастные среднекаменноугольно-раннепермские фораминиферы, водоросли.

Мощность пачки III составляет 122 - 204 м.

Пачка IV сложена аргиллитами, известняками микрозернистыми с прослоями радиоляритов, спонголитов и тонкими линзовидными прослоями окремелых известняковых гравелитов, в которых отмечены мелкие переотложенные из раннебашкирских отложений фораминиферы родов *Archaeodiscus*, *Asteroarchaeodiscus*. Кроме них в известняках микрозернистых определены позднеартинские *Nodosaria mirabilis* Lip., *Geinitzina minima* Raus., *Heperamminoides samarensis* Raus., водоросли *Tasmanites* (скв. 2-Юбилейная, гл. 4428 - 4403 м; скв. 1-Саз-Тюбе, гл. 3817 - 3823 м).

Мощность пачки IV изменяется от 131 до 245 м.

Отложения V пачки представлены известняково-мергельными породами (Тенгизская площадь) или аргиллитами известковистыми, алевролитистыми с тонкими прослоями гравелитов и конглобрекций. Конглобрекции (обломочная часть) сложены обломками и целыми экземплярами фузулинид среднекаменноугольного, ассельского, сакмарского возрастов. В цементе отмечены позднеартинские *Geinitzina minima* Raus., *Nodosaria longissima* Sul., радиолярии, спикулы губок (скв. 1-Пионерская, гл. 4228 - 4234 м).

Мощность пачки V изменяется от 45 до 100 м.

При корреляции карбонатно-терригенной толщи юго-восточной части Прикаспийской впадины с запада на восток от Тенгиза до Восточного Армана выявлены определенные закономерности в ее строении:

1) изменение литологической характеристики пачек, обусловленное расположением от источников сноса;

2) различие по степени сохранности, размерности, окатанности, сортировки, количеству и разновозрастности переотложенной фауны и флоры в разрезах;

3) однотипность собственно позднеартинских пород, представленных обычно относительно глубоководными радиоляритами, спонголитами, известняками микрозернистыми с обедненными эврифаціальными комплексами мелких фораминифер, экологически несовместимых с бентосными более древними стенофаціальными фузулинидами.

Возраст терригенной толщи Южно-Эмбинского поднятия не имеет достаточного фаунистического обоснования.

В нижней части разреза южно-эмбинской свиты установлен комплекс спор и пыльцы как нижнего, так и среднего карбона (Грачев, 1959). Однако это не помешало породы, содержащие смешанный комплекс, отнести к средневизейскому возрасту (бобриковскому), на что обратили внимание А.Л. Яншин, Р.Г. Гарецкий и др. (1961) и решили исправить ошибку, посчитав эту толщу более молодой, но все-таки раннекаменноугольной. На примере площади Туресай в работе В.А. Бененсон, Н.Я. Кунина и др. (1978) показано, как различными исследователями одна и та же толща датируется неоднозначно.

По существующим представлениям верхняя часть терригенной толщи на площади Тортай представлена известняками. Но по результатам исследований А.В. Синельникова (1987) оказалось, что это грубообломочные карбонатно-терригенные породы, состоящие из обломков известняков, в которых найдены и определены органические остатки позднекаменноугольного и раннепермского возраста, по-видимому, переотложенные. В.А. Бененсон (1978) между скважинами Г-3 и Г-4-Туресай отрицает фаціальное замещение карбонатных пород терригенными, а отсутствие первых в скв. Г-4 связывает их с размывом.

Литолого-палеонтологические данные по новым скважинам, расположенным в непосредственной близости от Южно-Эмбинского максимума, с учетом проведенных ранее исследований (Бененсон, 1978; Синельников, 1987) позволяют карбонатно-терригенную толщу, установленную на площадях Арман, Восточный Арман, Саз-Тюбе и др., считать идентичной с терригенной толщей Южно-Эмбинского поднятия.

В целях более направленных исследований перспективных раннепермских пород необходимо провести дополнительные исследования, детальный литолого-петрографический анализ, тщательное палеоэкологическое изучение автохтонных и аллохтонных микрофоссилий и комплексов фауны.

Следовательно, на Южно-Эмбинском поднятии карбонатные каменноугольные и девонские отложения, высокая продуктивность которых доказана (там, где развиты терригенные породы) в коренном залегании, по-видимому, еще не вскрыты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айзенштадт Г.Е.-А., Лапина Ч.Н., Степанов Д.Л. Новые данные по геологии юго-востока Русской платформы // Геология и геохимия. Вып. VII. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 58 - 75.

Бененсон В.А., Кунин Н.Я., Морозова М.Н., Нуржанов К.К. Палеозойские отложения пограничных районов Туранской и Русской плит. М.: Недра, 1978. 101 с.

Воронов Г.В., Нажметдинов А.Ш. Карбонатные отложения палеозоя Южно-Эмбинского поднятия // Нефтегаз. геол. и геофиз., 1979. № 7. С. 15 - 17.

Грачев Р.И. Геологическое строение и история развития Южно-Эмбинского поднятия // Геол. сб. № 4. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 215 - 265.

Гарецкий Р.Г., Егоров И.П., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е. Нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения района Жанапу (Южно-Эмбинский гравитационный максимум) // Докл. АН СССР, 1961. Т. 136. № 6. С. 1418 - 1421.

Гарецкий Р.Г., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е. Стратиграфия и формационный характер верхнедевонских отложений в районе Южно-Эмбинского гравитационного максимума // Докл. АН СССР, 1961. Т. 141. № 4. С. 931 - 933.

Днепров В.С. Геологическое строение и нефтегазоносность Южно-Эмбинского поднятия и Северного Устюрта. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 122 с.

Золотухина Г.П., Кетат О.Б., Табожкова В.Я. и др. Литолого-стратиграфическая характеристика подсолевых отложений Тенгизской площади // Геология нефти и газа, 1986. № 1. С. 22 - 26.

Золотухина Г.П., Кетат О.Б., Даньшина Н.В., Аleshин В.М. Стратиграфия и условия накопления палеозойских отложений Тенгизского месторождения // Разведка и бурение нефтяных месторождений. М.: ВНИГНИ, 1988. С. 17 - 26.

Золотухина Г.П., Кетат О.Б., Даньшина Н.В., Аleshин В.М. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений юго-восточной части Прикаспийской впадины (Тенгизская площадь) // Докл. АН СССР. Т. 304. № 4. С. 933 - 936.

Нажметдинов В.Ш., Умиришин С.К., Воронов Г.В. Перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений юго-восточной части Прикаспийской впадины // Прогноз нефтегазоносности Казахстана и сопредельных территорий. М. Тр. ВНИГНИ, 1979. Вып. 212. С. 169 - 174.

Синельников А.В. О роли детальных литолого-петрографических исследований при разработке стратиграфической основы (на примере площади Тортай) // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1987. С. 114 - 121.

Турков О.С., Умиришин С.К. Геологическое строение и нефтегазоносность подсолевого месторождения Тортай // Геология нефти и газа, 1980. № 9. С. 57 - 61.

Умиришин С.К. Строение и перспективы нефтегазоносности юго-восточной окраины Прикаспийской впадины // Геология и перспективы нефтегазоносности бортовых зон Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1983. С. 102 - 105.

Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961. Т. 36. Вып. 4. С. 76 - 96.

Сдано в набор 24.04.93 г.

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14,0

Тираж 343 экз.

Подписано к печати 09.06.93 г.

Усл. кр.-отт. 49 тыс.

Зак. 4350

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Уч.-изд. л. 14,6

Цена 25 р. 00 к.

Бум. л. 7,0

Российско-Американское издательство
ИНТЕРПЕРИОДИКА

**Впервые русские и английские версии журналов
Российской академии наук
выходят в свет одновременно !**

**Ученые России имеют уникальную возможность оперативно сообщить
о результатах своих исследований научному миру !**

В 1993 году **ИНТЕРПЕРИОДИКА** переводит на английский язык,
издаёт и распространяет журналы:

- *Geology of Ore Deposits*
- *Glass Physics and Chemistry*
- *Herald of the Russian Academy of Sciences*
- *High Temperature*
- *Inorganic Materials*
- *Kinetics and Catalysis*
- *Laser Physics*
- *The Physics of Metals and Metallography*
- *Pattern Recognition and Image Analysis*
- *Petrology*
- *Polymer Science*
- *Russian Journal of Coordination Chemistry*
- *Russian Journal of Electrochemistry*
- *Russian Journal of Inorganic Chemistry*
- *Russian Journal of Physical Chemistry*
- *Russian Journal of Plant Physiology*
- *Stratigraphy and Geological Correlation*
- *Studies on Russian Economic Development*
- *Theoretical Foundations of Chemical Engineering*
- *Thermal Engineering*
- *Water Resources*

Подписаться на английские версии журналов можно по адресу:

INTERPERIODICA, P.O. Box 1831, Birmingham, Alabama 35201-1831, USA.
Phone: (800) 633-4931, (205) 995-1567 (outside US and Canada); Fax: (205) 995-1588.

**Журналы, издаваемые в 1993 году на русском языке
Международной академической издательской компанией (МАИК) "НАУКА"
при участии издательства ИНТЕРПЕРИОДИКА**

- *Вестник РАН*
- *Водные ресурсы*
- *Вопросы ихтиологии*
- *Высокомолекулярные соединения*
- *Геология рудных месторождений*
- *Геотектоника*
- *Доклады академии наук*
- *Журнал неорганической химии*
- *Журнал физической химии*
- *Кинетика и катализ*
- *Координационная химия*
- *Неорганические материалы*
- *Океанология*
- *Петрология*
- *Почвоведение*
- *Стратиграфия.
Геологическая корреляция*
- *Теоретические основы
химической технологии*
- *Теплофизика высоких температур*
- *Физика атмосферы и океана*
- *Физика Земли*
- *Физиология растений*
- *Электрохимия*

Размещение рекламы в русских и в английских версиях журналов:

телефон: (095) 334-7420
факс: (095) 336-0666