

ISSN 0869-592X

Том 7, Номер 6

Ноябрь - Декабрь 1999



# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор  
Б.С. Соколов



<http://www.maik.rssi.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

Том 7 № 6 1999 Ноябрь–Декабрь

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

*Главный редактор*  
Б. С. Соколов

*Заместитель главного редактора*  
М. А. Семихатов

*Ответственный секретарь*  
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

*Зав. редакцией* Т. В. Тришкина

*Адрес редакции:* 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,  
Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

Москва  
Издательство “Наука”  
Международная академическая  
издательская компания “Наука/Интерпериодика”

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 7, номер 6, 1999

---

---

Астрономическая теория палеоклимата – новая концепция <i>В. А. Большаков, П. В. Большаков</i>	3
Ятулинские нижнепротерозойские карбонаты Балтийского щита с аномально тяжелым углеродом: стратиграфическая позиция и палеогеографическое положение <i>К. И. Хейсканен, Д. В. Рычанчик</i>	14
Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа <i>Е. М. Хабаров, В. А. Пономарчук, И. П. Морозова, А. Н. Травин</i>	20
Позднечетвертичная гидрологическая история Охотского моря по фораминиферам <i>Т. А. Хусид, И. А. Басов</i>	41
Об этапности развития и биогеографии пермских аммоноидей <i>Т. Б. Леонова</i>	53
Лёссово-почвенная стратиграфия квартера Средней Азии: геохронология, корреляция и эволюция палеосреды <i>А. Е. Додонов, Н. Шеклтон, Л. П. Жоу, С. П. Ломов, А. Ф. Финаев</i>	66
Возраст верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы по палинологическим данным <i>М. В. Ошуркова</i>	81
Космополитные сообщества фораминифер из юрских отложений Центральной Турции <i>К. И. Кузнецова, Н. Ю. Брагин</i>	94

---

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Долгий и трудный путь к теоретической стратиграфии <i>А. И. Жамойда</i>	99
--	----

---

## ПЕРСОНАЛИИ

Памяти Вивеи Павловны Василенко (1915–1998)	110
---	-----

---

---

# Contents

---

---

## Vol. 7, No. 6, 1999

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

---

---

Astronomical Theory of Paleoclimate: A New Concept <i>V. A. Bol'shakov and P. V. Bol'shakov</i>	3
The Jatulian (Lower Proterozoic) Carbonates with Abnormally Heavy Carbon: Stratigraphic Position and Geographic Distribution in the Baltic Shield <i>K. I. Heiskanen and D. V. Rychanchik</i>	14
Carbon Isotopes in Riphean Carbonates from the Yenisei Ridge <i>E. M. Khabarov, V. A. Ponomarchuk, I. P. Morozova, and A. N. Travin</i>	20
The Late Quaternary Hydrological History of the Sea of Okhotsk as Evidenced by Foraminifers <i>T. A. Khusid and I. A. Basov</i>	41
Stages in Evolution and Biogeography of Permian Ammonoids <i>T. B. Leonova</i>	53
Quaternary Loess–Paleosol Stratigraphy of Central Asia: Geochronology, Correlation, and Evolution of Paleoenvironments <i>A. E. Dodonov, N. Shackleton, L. P. Zhou, S. P. Lomov, and A. F. Finaev</i>	66
Age of Upper Paleozoic Deposits in Eastern Margin of the Tunguska Syncline: Implications from Palynological data <i>M. V. Oshurkova</i>	81
Cosmopolitan Foraminiferal Assemblages from Jurassic Deposits of Central Turkey <i>K. I. Kuznetsova and N. Yu. Bragin</i>	94

---

## CRITICAL REVIEWS AND DISCUSSIONS

Long and Laborious Way toward the Theoretical Stratigraphy <i>A. I. Zhamoida</i>	99
---	----

---

## PERSONALIA

In Commemoration of Viveya Pavlovna Vasilenko (1915–1998)	110
---	-----

---

---

УДК 551.583:550.2

## АСТРОНОМИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ПАЛЕОКЛИМАТА – НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ

© 1999 г. В. А. Большаков\*, П. В. Большаков\*\*

\* Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119899 Москва, Воробьевы горы, Россия

\*\* ООО “Сообщество Эн-Би-Зет”, 129272 Москва, Олимпийский проспект, 30, Россия

Поступила в редакцию 21.12.89 г.

Рассмотрены основные положения теории М. Миланковича, а также соответствие ее выводов полученным за последние 30 лет палеоклиматическим и астрономическим данным. Показаны причины неправомочности использования вычисленных М. Миланковичем цифровых данных для палеоклиматических интерпретаций. Предложена новая концепция астрономической теории палеоклимата, сутью которой является обоснование иного, чем принималось ранее, климатического влияния вариаций орбитальных элементов, прежде всего определяющего самостоятельного климатического влияния в течение последнего миллиона лет изменений эксцентриситета. Построена радиационно-климатическая диаграмма для последнего миллиона лет, хорошо согласующаяся с эмпирическими палеоклиматическими (изотопно-кислородными) данными.

**Ключевые слова.** Астрономическая теория, теория Миланковича, палеоклимат, инсоляция, эксцентриситет, наклон эклиптики, прецессия, изотопно-кислородные данные, солнечная активность.

### ВВЕДЕНИЕ

Астрономическая теория палеоклимата (АТП) как теоретическая основа палеогеографических, палеоклиматических и хроностратиграфических построений имеет огромное значение прежде всего при изучении четвертичного периода. Создание АТП и было направлено на установление связи между возникновением неоднократных плейстоценовых покровных оледенений с изменениями поступающей на Землю солнечной радиации, обусловленными вариациями элементов земной орбиты. АТП начала развиваться около 150 лет назад. В XIX столетии было уже известно о циклических изменениях элементов орбиты Земли – эксцентриситета  $e$  с периодом около 100 тыс. лет, наклона плоскости экватора к плоскости эклиптики  $\epsilon$  (который далее будем называть наклоном земной оси или наклоном эклиптики) с периодичностью около 41 тыс. лет и 23-тысячелетнем цикле предварения равноденствий, связанном в основном с прецессией земной коры.

Климатическое значение прецессии заключается в том, что вследствие эллиптичности земной орбиты климат северного и южного полушарий будет характеризоваться попеременно прохладным длительным летом и короткой мягкой зимой, либо коротким жарким летом и длительной холодной зимой. Первый тип климата для северного полушария будет иметь место в период времени, когда, находясь в афелии (наибольшем расстоянии от Солнца), Земля обращена северным полушарием к Солнцу. Через 11.5 тыс. лет (время полупериода прецессионного цикла) ось вращения Земли, при нахождении планеты в афелии, будет направлена

уже своим южным концом к Солнцу, и первый тип климата будет преобладать теперь в южном полушарии, а в северном полушарии – второй тип. Английский механик и математик Дж. Кролль (Croll, 1875) считал, что к оледенению в данном полушарии будут приводить климатические условия, характеризующиеся длительной холодной зимой.

Наиболее полно учет всех трех орбитальных элементов произвел югославский ученый М. Миланкович. Он впервые рассчитал изменения солнечной радиации, приходящей к Земле (инсоляции), а точнее, на верхнюю границу атмосферы, за последние 600 тыс. лет. На основе этих данных им сделаны и оценки изменения приповерхностной температуры планеты. Согласно Миланковичу (1939), наклон эклиптики прежде всего изменяет широтное распределение инсоляции. При этом наиболее значительные относительные изменения происходят в высоких широтах, а меньшие, и с обратным знаком, – в низких. При уменьшении угла  $\epsilon$  инсоляция высоких широт уменьшается, что, согласно Миланковичу, будет вызывать увеличение площади ледников в высоких широтах. Наличие положительной обратной связи за счет увеличения альбедо будет способствовать дальнейшему увеличению ледникового покрова, т.е. уменьшение угла  $\epsilon$  благоприятствует развитию оледенения. Рассматривая влияние прецессии, Миланкович, в отличие от Кролля, полагал, что развитию оледенения будет способствовать не климат с суровой продолжительной зимой и коротким жарким летом, а климат с прохладным длительным летом и мягкой короткой зимой. *Необходимо отметить, что ни вариации наклона*

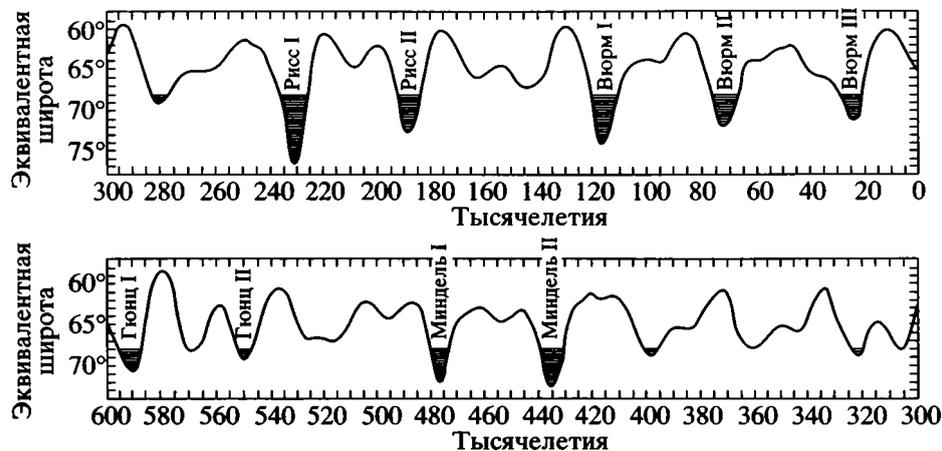


Рис. 1. Изменения интенсивности инсоляции, выраженные в значениях широтных эквивалентов (Миланкович, 1939). Минимумы инсоляции отражают похолодания, максимумы – потепления. Заштрихованные участки соответствуют оледенениям, в интерпретации М. Миланковича.

эклиптики, ни прецессия не меняют среднегодового количества солнечной радиации, приходящей к Земле в целом, а только перераспределяют ее либо по широтам, либо по сезонам. Вариации эксцентриситета, наоборот, изменяют среднегодовое количество, или, точнее, мощность, инсоляции. Как показал Миланкович (1939), изменения инсоляции, связанные с изменением эксцентриситета  $e$ , пропорциональны

$$\frac{1}{\sqrt{1-e^2}}$$

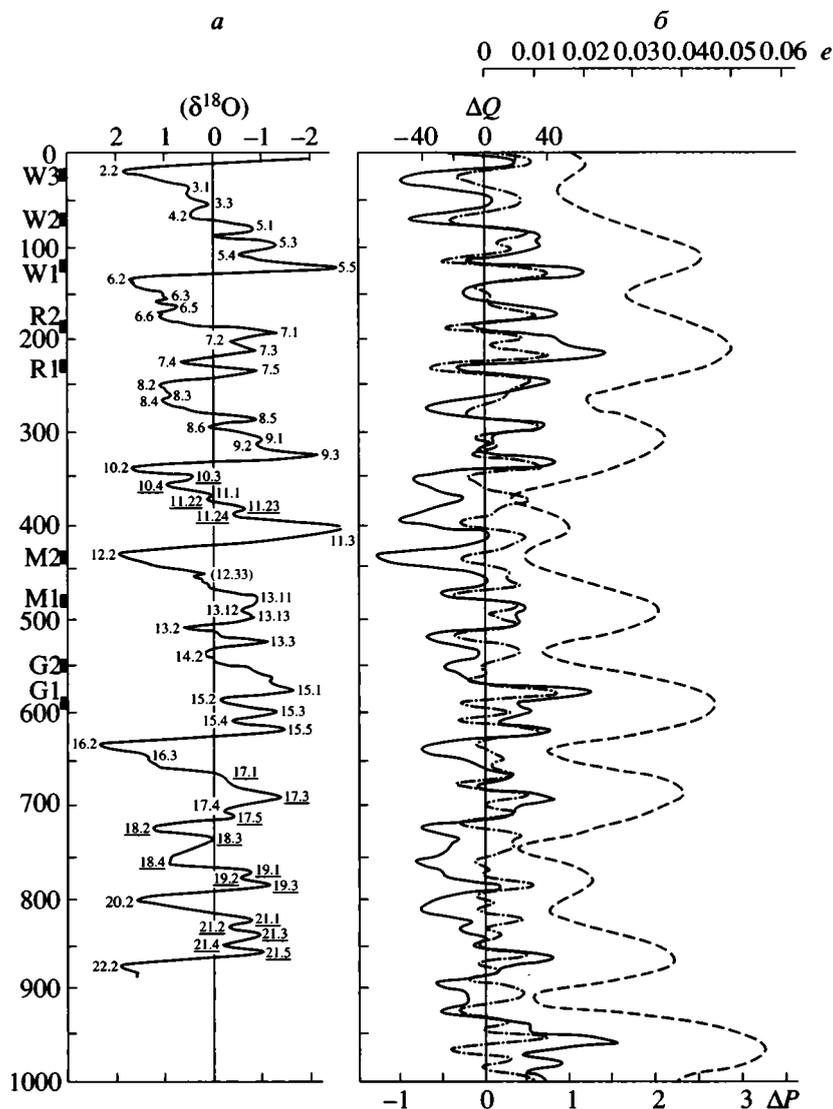
и максимальное изменение инсоляции за последние 600 тыс. лет составляет всего 0.11%, что много меньше относительных изменений инсоляции за счет вариаций  $\epsilon$  и прецессии. Вследствие этого он заключил, что изменения солнечной радиации, связанные с изменением эксцентриситета, не имеют самостоятельного значения, и при расчете поступающей на верхнюю границу атмосферы солнечной энергии учитывал его только как параметр, модулирующий изменения прецессии – при большом  $e$  амплитуда изменений солнечной радиации за счет прецессии будет больше. Изменения количества солнечной радиации  $\Delta Q$ , получаемой различными широтами на верхней границе атмосферы Земли, относительно определенного момента времени геологической истории планеты, для летнего,  $\Delta Q_s$ , и зимнего,  $\Delta Q_w$ , калорических полугодий Северного полушария выражаются следующим образом (Миланкович, 1939):

$$\Delta Q_s = \Delta W_s \Delta \epsilon - m \Delta(e \sin \omega) \quad [1]$$

$$\Delta Q_w = \Delta W_w \Delta \epsilon + m \Delta(e \sin \omega), \quad [2]$$

где  $\Delta W$  – зависящее от широты изменение солнечной радиации при изменении наклона земной оси  $\Delta \epsilon$  на  $1^\circ$ ,  $m$  – множитель, зависящий от широты,  $\omega$  – долгота перигелия Земли. (В случае рассмотрения южного полушария формулы [1] и [2] следует поменять местами, поскольку, в отличие от вариаций наклона эклиптики, которые опреде-

ляют однофазное изменение инсоляции в обоих полушариях, прецессионные полугодовые изменения инсоляции противофазны для противоположных полушарий. Общепланетарное проявление прецессионного цикла связывается с неодинаковостью полушарий, при этом северное рассматривается потому, что покровные оледенения именно этого полушария являются определяющими при развитии глобальных плейстоценовых оледенений.) Из приведенных формул видно, что годовые изменения радиации для любой широты за счет прецессии (сумма вторых слагаемых в правых частях формул [1] и [2]) равны нулю. Поэтому Миланкович, чтобы выделить вклад за счет прецессии, рассчитывал полугодовые суммы инсоляции. Уравнение [1] явилось основой получения знаменитой инсоляционной диаграммы Миланковича, рассчитанной им для  $65^\circ$  северной широты, которая считалась наиболее климатически чувствительной к изменениям инсоляции (рис. 1). Естественно, на диаграмме нет явно выраженных периодов около 100 тыс. лет, связанных с изменением эксцентриситета. Согласно расчетам Миланковича, за 600 тыс. лет на Земле было четыре оледенения, что соответствовало известной климатической схеме Пенка и Брюкнера с ледниковыми эпохами Вюрм, Рисс, Миндель и Гюнц. Это прямое сопоставление инсоляционной диаграммы Миланковича и основных климатостратиграфических подразделений было даже использовано для датировки последних плейстоцена. Однако полученные позднее изотопно-кислородные (ИК) данные по донным осадкам океанов (Shackleton and Opdike, 1973, 1976; Haas et al., 1976) изменили эти представления, и в хроне Брюнес стали выделять восемь оледенений (Боуэн, 1981). При этом полученные ИК данные не соответствовали не только инсоляционной диаграмме Миланковича, но и полученным впоследствии более точным ин-



**Рис. 2.** Сравнение радиационно-климатической (РК) диаграммы с изотопно-кислородными данными.

*a* – изотопно-кислородная шкала Бассино и др. (Bassinot et al., 1994). Четные цифры у кривой означают стадии и подстадии оледенений (похолоданий), нечетные цифры – межледниковий (потеплений). Черные прямоугольники слева указывают на возрастное положение максимальных стадий оледенений в интерпретации М. Миланковича: Вюрма – W1, 2, 3; Рисса – R1, 2; Минделя – M1, 2 и Гюнца – G1, 2; *б* – сплошная линия – РК диаграмма, построенная авторами, штриховая линия – изменения эксцентриситета *e* (Berger, 1978), штрихпунктирная линия – изменения солнечной радиации, подсчитанные для летнего калорического полугодия северного полушария относительно эпохи 1950 г., в условных калорических единицах  $\Delta Q$  (Berger, 1978). Условные единицы РК диаграммы представляют относительную вероятность  $\Delta P$  возникновения оледенений (для отрицательных значений) или межледниковий (для положительных значений). По оси ординат – время в тысячах лет до нашего времени.

соляционным диаграммам Шараф и Будниковой (1967, 1969), Берже (Berger, 1978a, 1978b, 1988) (рис. 2) и других авторов. Это противоречило теории Миланковича. Тем не менее, проведенный Хейсом, Имбри и Шеклтоном (Hays et al., 1976) спектральный анализ ИК записей показал наличие климатических циклов с периодами, близкими к периодам вариаций орбитальных элементов: около 100, 41 и 23 тыс. лет. Путем выделения этих периодов в ИК записях донных осадков была дана новая оценка возраста палеомагнитной ин-

версии Матуяма–Брюнес – около 780 тыс. лет (Johnson, 1982; Shackleton et al., 1990), что впоследствии подтвердили радиометрические измерения (Spell Terry and McDougall, 1992; Shackleton, 1995). После этого теория Миланковича приобрела практически всеобщее признание. Одним из первых, обративших серьезное внимание на сопоставление выводов теории Миланковича с геологическими данными и инициировавшим новые, более точные вычисления вариаций орбитальных элементов, у нас в стране был И.И. Краснов (1974).

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Несмотря на успехи, приходится констатировать определенный парадокс теории Миланковича. С одной стороны, все три периода вариаций орбитальных элементов проявляются в климатических изменениях. С другой стороны, прямое сопоставление записи климатических изменений с вариациями инсоляции, полученными на основе теории Миланковича, указывает на их несогласованность. Такое несоответствие нелогично, если полагать, что орбитально обусловленные вариации инсоляции “управляют” климатическими изменениями. Также необходимо упомянуть и известную проблему 100-тысячелетнего периода, преобладающего в климатических изменениях последнего миллиона лет и отсутствующего в теории Миланковича. Эти проблемы ставят под сомнение теорию Миланковича, которая представляется теоретической основой практически всеобщего использования ИК записей в качестве климатохроностратиграфической шкалы плейстоцена. Наличие этих проблем может указывать и на существенное влияние на климат иных причин, помимо вариаций орбитальных элементов. Последнее заключение следует и из того факта, что периоды вариаций орбитальных элементов и соответствующих им климатических изменений в кайнозое и мезозое были практически неизменны (Жемчужников, 1963; Berger, 1988; Чумаков, 1995), а вот наиболее значительные покровные оледенения зафиксированы на планете только для периода времени, включающего последний миллион лет. Настоятельная необходимость критического анализа теории Миланковича обусловлена и тем обстоятельством, что обнаруженные недостатки этой теории сдерживают дальнейшее развитие как самой АТП, так и создание единой теории палеоклиматических изменений четвертичного периода.

Итак, сравнивая выводы теории Миланковича с экспериментальными, в частности, ИК данными (рис. 1, 2), можно заключить, что основными недостатками этой теории являются следующие. 1) Несоответствие количества и возраста оледенений инсоляционной диаграммы Миланковича их количеству и возрасту согласно ИК данным в пределах хрона Брюнес. Если же говорить о более точных инсоляционных диаграммах Берже (рис. 2б), то следует сделать заключение не только об отсутствии прямой сопоставимости с ИК записями, но и об отсутствии критериев для выделения оледенений по инсоляционным диаграммам. 2) Оледенения приходятся на интервалы пониженных значений эксцентриситета (рис. 2), что необъяснимо в рамках теории Миланковича. 3) Преобладающее значение во всех записях  $\delta^{18}\text{O}$  за время менее 1 млн. лет имеет период около 100 тыс. лет (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984, 1993; Shackleton, 1995). Именно этот период, близкий к циклам изменения эксцентриситета, отсутствует явно в те-

ории Миланковича и его последователей. 4) Теория основана на постоянстве (в геологических масштабах времени) мощности излучаемой солнечной энергии, однако ни это, ни обратное утверждение не имеет пока строгих доказательств.

## АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ ПОЛОЖЕНИЙ ТЕОРИИ МИЛАНКОВИЧА И СООТВЕТСТВИЯ ЕЕ ВЫВОДОВ ЭМПИРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Полученные в последнее время данные, в противовес мнению Миланковича, скорее говорят в пользу переменной светимости Солнца и климатической значимости этих изменений. Результаты спутниковых наблюдений (Willson and Hudson, 1991; Скларов, 1994; Чистяков, 1997; Nesme-Ribes et al., 1996) указывают на циклические вариации солнечной постоянной  $S_0$ , близкие к 0.1%, которые находятся в фазе с 11-летними циклами изменения солнечной активности (СА). При этом максимум  $S_0$  приходится на максимум чисел Вольфа. Также обнаружены более длительные изменения СА. Это известные минимумы Вольфа ( $\approx 1281$ – $1347$  гг.), Шперера ( $\approx 1400$ – $1510$  гг.) и Маундера (1645–1715 гг.) солнечной активности и предшествующий им средневековый максимум СА (Эдди, 1978; Краковецкий и др., 1985; Витинский и др., 1986; Иванов-Холодный, Чертопруд, 1990). Последний вызвал малый климатический оптимум 10–12 веков, а минимумы СА связаны с известным общепланетарным “малым ледниковым периодом” 14–18 веков (Эдди, 1978; Хейс, 1980; Климанов, 1994, 1997; Дамон, 1980; Nesme-Ribes et al., 1996; Чистяков, 1997; Gallardo, 1997). Существует огромное количество работ, связывающих вариации СА с изменениями климата (Эйгенсон, 1963; Фейрбридж, 1966; Эдди, 1978; Хейс, 1980; Мак-Кормак, Селига, 1982; Митчел и др., 1982; Чистяков, 1997 и др.), однако не все они одинаково обоснованны (Монин, 1969; Питток, 1982). Можно предположить, что региональный характер и нестабильность во времени климатических проявлений 11-летних циклов связаны не только со слабыми изменениями суммарной радиации, но и с относительно *малым периодом ее воздействия* – всего 11 лет – на высокоэнергетичную и инерционную климатическую систему Земли. По-видимому, это является совершенно недостаточным для ее планетарной перестройки. Поэтому особое значение приобретают периоды длительных аномальных изменений СА, связываемые с соответствующими им периодами климатических изменений. Наиболее достоверные корреляции СА с климатом, естественно, связаны с минимумом Маундера, поскольку и измерения чисел Вольфа и климатических параметров частично обеспечены для этого времени непосредственными инструментальными наблюдениями, которые дополняются историческими сведениями, дендро-

хронологией (Эдди, 1978; Дергачев, 1994; Nesme-Ribes et al., 1996; Чистяков, 1997; Valiunas et al., 1997). Установление связи минимума Маундера с максимальной фазой “малого ледникового периода” означает, что длительное (по сравнению с 11-летним периодом) уменьшение СА может вызвать глобальное климатическое похолодание. Логично предположить поэтому, что гораздо более длительные изменения инсоляции примерно такой же амплитуды,  $\sim 0.1\%$ , происходящие при изменении эксцентриситета, тем более должны вызывать климатические изменения. Такое предположение о самостоятельной климатической значимости эксцентриситета подтверждается экспериментальными данными. Прежде всего, это наличие и даже преобладание 100-тысячелетнего периода климатических изменений за последний миллион лет. Второе – совпадение во времени оледенений (четных ИК стадий) с интервалами минимальных значений эксцентриситета (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984, 1993; рис. 2). Именно минимальному значению  $e$  соответствует минимальное значение мощности приходящей к планете солнечной радиации.

Очевидное возражение сделанному нами выводу о самостоятельном климатическом значении эксцентриситета заключается в том, что исходя из полученных Миланковичем теоретических оценок, величина относительного изменения инсоляции за счет прецессии или вариации  $\epsilon$  более чем на порядок превышает аналогичную величину, связанную с эксцентриситетом, вследствие чего вклад за счет последнего просто не проявится.

Проблема преобладания 100-тысячелетнего периода в климатических изменениях плейстоцена исследуется уже более 20 лет многими зарубежными учеными, среди которых такие известные авторы как Хейс, Имбри, Шеклтон, Берже, Кукла и другие (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984, 1993; Berger, 1988; Berger and Loutre, 1992). Имбри с коллегами (Imbrie et al., 1993) рассматривают различные (так называемые нелинейные) механизмы усиления слабого эксцентриситетного сигнала, за счет чего он и может проявиться на фоне более значительных, согласно М. Миланковичу, изменений инсоляции, связанных с наклоном эклиптики и прецессией. Однако, на наш взгляд, существует и альтернативный подход, основанный на предположении об уменьшении, по сравнению с теоретическими расчетами М. Миланковича, *реального* влияния вариаций наклона эклиптики и прецессии на вариации солнечного тепла в приповерхностных условиях и на климатические изменения. Естественно, необходимо и реальное физическое обоснование возможности этого уменьшения. Ни же будет сделана попытка такого обоснования.

Оценивая изменения приповерхностной температуры планеты, Миланкович исходил из подсчитанных им теоретически вариаций инсоляции на верхней границе атмосферы. При этом он рассматривал неподвижную атмосферу и однород-

ную поверхность Земли, т.е. фактически не учитывал главных земных климатообразующих факторов – наличия Мирового океана, динамического взаимодействия и циркуляции атмосферы и гидросферы. Очевидно, что глобальность этих факторов существенно осложняет разработку общепланетарной климатической модели. Тем не менее, некоторые следствия динамики атмосферы и океана достаточно очевидны. Известно, что циркуляция атмосферы и гидросферы приводит к сглаживанию температурных градиентов между различными регионами планеты. Вследствие этого, например, реальный температурный градиент между полюсами и экватором меньше, чем теоретически подсчитанный, на что указывал и сам Миланкович (1939). Таким образом, существующее на Земле распределение температур определяется в основном конкуренцией двух главных факторов – астрономически обусловленным распределением солнечной радиации по поверхности планеты и земными процессами теплообмена, действующими в данном случае как отрицательная обратная связь, направленная на уменьшение возникающего температурного градиента между полюсами и экватором. Очевидно, что такая отрицательная обратная связь, обусловленная циркуляцией атмосферы и гидросферы, будет действовать и при распределении солнечного тепла по поверхности планеты, вызванного изменением угла наклона земной оси.

Поскольку увеличение угла  $\epsilon$  будет способствовать увеличению прихода тепла в высокие широты и, следовательно, уменьшению температурных градиентов между полюсами и экватором, то увеличение  $\epsilon$  и циркуляция атмосферы и гидросферы будут действовать заодно, приводя к уменьшению объема льда в высоких широтах, т.е. к потеплению. Понижение же угла наклона приводит к похолоданию в высоких широтах и, как предполагалось М. Миланковичем, к общепланетарному похолоданию. Однако, поскольку при этом будет увеличиваться температурный градиент, циркуляция атмосферы и гидросферы будет противодействовать похолоданию. Отсюда следует, что процессы циркуляции атмосферы и гидросферы будут усиливаться во время похолоданий, связанных с уменьшением угла  $\epsilon$ , поскольку температурный градиент между полюсами и экватором будет увеличиваться. Усиление атмосферной циркуляции во время оледенений отмечено во многих работах (Beget, Hawkins, 1979; Novan, 1979; Imbrie et al., 1993 и др.), что можно рассматривать как подтверждение механизма климатического влияния вариаций  $\epsilon$ , предложенного М. Миланковичем.

Итак, циркуляция атмосферы и гидросферы будет направлена против изменений, вызывающих похолодание в высоких широтах, связанное с уменьшением угла  $\epsilon$ , т.е. вызовет реальное уменьшение, по сравнению с теоретическими расчетами М. Миланковича для верхней границы атмосферы,

климатического значения вариаций наклона эклиптики. Мы не располагаем точными математическими оценками уменьшения амплитуды изменений солнечного тепла, связанных с вариациями угла  $\epsilon$ , в реальных приповерхностных условиях по сравнению с этой амплитудой, теоретически подсчитанной Миланковичем в рамках его упрощенной модели. Основываясь на данных о преобладании за последний миллион лет 100-тысячелетней цикличности климатических изменений над 41-тысячелетней, можно сделать заключение, что такое уменьшение значительно.

Теперь обратимся к прецессии. Поскольку годовые прецессионные изменения инсоляции равны нулю для любой широты, Миланкович рассчитывал полугодовые суммы инсоляции, чтобы выделить прецессионный вклад. Однако такое выделение (имея в виду его дальнейшую климатическую интерпретацию) представляется искусственным. Разве можно полагать, что в течение одного полугодия инсоляция действует на формирование климата, а в течение другого – нет? Тем более, что полугодовые изменения инсоляции, связанные с прецессией, находятся в противофазе – увеличение летней инсоляции сопровождается уменьшением зимней и наоборот. (Ведь если при переходе от зимы к лету будет повышаться только дневная температура, а ночная оставаться прежней, отрицательной, то ожидание урожая яблок осенью многим показалось бы как минимум странным.) *Из этого следует, что полугодовые инсоляции не могут быть использованы для оценки суммарных изменений приходящей к Земле солнечной радиации за периоды, превышающие годы.*

Есть и другие соображения в пользу сделанного нами заключения. Огромная энергетика и инерционность климатической системы планеты естественно, на наш взгляд, подразумевает усреднение (и накопление) энергетического воздействия небольших изменений инсоляции на климатическую систему планеты за период, существенно превышающий полугодие. Следовательно, при расчете изменений инсоляции за геологический промежуток времени необходимо исходить из годовых, представляющих основной сезонный климатический цикл планеты, а не полугодовых сумм инсоляции. (Заметим, что о важности учета годовых, а не полугодовых температур еще 150 лет назад писал А. Гумбольдт (Гумбольдт, 1848; Имбри Дж, Имбри К.П., 1988).) Однако такой вывод подразумевает, что вклад в инсоляцию за счет прецессии будет равен нулю (см. ур. 1, 2), т.е. и реальное климатическое влияние прецессии, по сравнению с теоретическими расчетами Миланковича, сводится на нет. Тем не менее сказанное не означает, что прецессия не влияет на климат. Просто это влияние не будет связано непосредственно с количественными изменениями инсоляции, а будет обеспечиваться другим механизмом. Например, обусловленный прецессией переход от кли-

матических условий, характеризуемых прохладным длительным летом и мягкой короткой зимой к условиям с продолжительной холодной зимой и жарким коротким летом, можно связать с изменением увлажненности в соответствующих полушариях. Такое предположение согласуется с тем, что колебания уровня озер в позднем триасе, которые естественно связать с изменением увлажненности, имеют 23-тысячелетнюю цикличность (Olsen, 1984).

Итак, нами приведены реальные доводы, показаны причины и механизмы уменьшения, по сравнению с теоретическими расчетами М. Миланковича, климатического влияния изменений инсоляции, связанных с вариациями  $\epsilon$  и прецессией. Естественно, это вызовет относительное увеличение значимости “эксцентриситетных” изменений. М. Миланкович осознавал влияние динамики атмосферы и гидросферы Земли на перераспределение солнечной энергии, приходящей на верхнюю границу атмосферы. Поэтому он подчеркивал, что результаты его численных расчетов корректны для неподвижной атмосферы и однородной поверхности Земли. Очевидно, трудности точного математического расчета влияния динамики атмосферы и гидросферы на перераспределение солнечного тепла, приходящего к верхней границе атмосферы, существуют и сейчас. Аналогичное замечание можно, вероятно, сделать и о моделировании климатических изменений, связанных с прецессией, имея в виду подход к климатическому влиянию прецессии, принимаемый нами.

### ПОСТРОЕНИЕ РАДИАЦИОННО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ ДИАГРАММЫ

Выше нами было показано, что реальное климатическое значение вариаций орбитальных элементов должно быть иным, чем это рассчитано М. Миланковичем. Рассмотрение этого вопроса требует учета специфики влияния обратных связей (положительных и отрицательных), действующих в земных условиях и преобразующих в климатические изменения солнечный сигнал, обусловленный вариациями всех трех орбитальных элементов. Точное математическое решение этой без сомнения сложной проблемы – прерогатива специалистов по климатическому моделированию.

Таким образом, решение поставленной М. Миланковичем задачи – получить теоретически, на строгой математической основе, диаграмму палеоклиматических изменений, существенно усложняется. На наш взгляд, однако, существует путь решения этой проблемы, связанный с учетом эмпирических данных. Помимо теоретической, сейчас появилось гораздо больше, чем во времена Миланковича, возможностей оценки климатического влияния вариаций орбитальных элементов, основанных на разнообразных эмпирических данных о палеоклиматических изменениях.

Основой нашего подхода будет обоснованное выше предположение, что уменьшение эксцентриситета и угла наклона земной оси приводит к похолоданиям на планете. Таким образом, наименьшее совокупное значение этих орбитальных элементов должно вызывать общепланетарное похолодание. Если включить в рассмотрение и прецессию, то, помня о механизме ее климатического влияния, приходится частично ограничиться одним из полушарий, как говорилось выше – северным полушарием. Чтобы добиться однообразия в соотношении хода климатических изменений и вариаций всех орбитальных элементов, необходимо, чтобы похолоданию соответствовали минимумы и на графике прецессионных изменений. Для этого надо значения  $\Delta(\epsilon \sin \omega)$ , в соответствии с уравнением [1], брать со знаком “минус”. Тогда минимальное совокупное значение всех трех орбитальных элементов будет соответствовать оледенению в северном полушарии. Иными словами, зная изменения совокупного значения трех орбитальных параметров во времени, можно определить наиболее вероятные временные интервалы возникновения оледенений (разумеется, в предположении определяющего климатического значения изменений солнечной радиации, вызванных вариациями орбитальных элементов). Поскольку изменения орбитальных параметров разнородны как по физическому смыслу, так и по величине, следует привести их к однородному виду. Обычно это достигается нормировкой. Мы это делали наиболее простым способом. Вначале рассчитывали изменения орбитальных элементов относительно их среднего арифметического значения за рассматриваемый промежуток времени (миллион лет). Величины, большие среднего, оказывались при этом положительными, меньшие среднего – отрицательными. Затем эти величины делились на их максимальное за миллион лет значение. Таким образом, изменения орбитальных элементов, представленные в виде графиков или числовых рядов, будут заключены в интервале  $\pm 1$ . В нашей интерпретации отрицательные значения будут указывать на преобладание вероятности возникновения оледенений, положительные – существования межледниковий. Однако прежде чем получить совокупное изменение орбитальных элементов путем сложения всех трех графиков, имеющих теперь одинаковый масштаб, необходимо учесть, что, как было показано нами выше, разные орбитальные элементы имеют разное климатическое значение.

Согласно результатам гармонического анализа ИК данных, наиболее существенными за последний миллион лет являются климатические изменения, характеризующиеся периодом около 100 тыс. лет, затем 41-тысячелетние и наименьшая амплитуда изменений связывается с периодом 23 тыс. лет. Отсюда можно сделать вывод, что главным орбитальным параметром, определяющим климатиче-

ские изменения в этом временном интервале, является эксцентриситет, затем наклон эклиптики и прецессия. Разумно предположить, что соотношение климатического влияния различных орбитальных элементов равно отношению амплитуд климатических изменений, характеризующихся соответствующими периодами. Из приведенных в работе Имбри с коллегами (Imbrie et al., 1993) графиков можно подсчитать, что соотношение амплитуд климатических изменений, связанных с периодами 100, 41 и 23 тыс. лет, для последнего миллиона лет меняется в пределах от 1 : 0.52 : 0.38 до 1 : 0.86 : 0.45. Таким образом, достаточно произвольно выбранное одним из авторов (Большаков, 1998) соотношение климатического влияния эксцентриситета, наклона эклиптики и прецессии – 1 : 0.71 : 0.43 – оказывается вполне реальным.

Поэтому графикам различных элементов следует придать различный “вес”, что легко сделать, введя соответствующие “климатические” коэффициенты для осей ординат каждого графика. Естественно, наибольший коэффициент (наибольшая амплитуда изменений) будет соответствовать вариациям эксцентриситета, наименьший – прецессии. Учитывая упоминавшиеся данные работы Имбри с коллегами (Imbrie et al., 1993), реальными можно считать коэффициенты 1 : 0.7 : 0.4 соответственно для эксцентриситета, наклона эклиптики и прецессии. Точное значение коэффициентов определить пока вряд ли возможно по ряду причин. Например, из упомянутой работы Имбри с коллегами известно, что соотношение влияния климатических циклов с различными периодами меняется с течением времени, а также при анализе данных по разным климатическим параметрам – изотопно-кислородному, палеотемпературному, изменению содержания углерода, карбонатов и другим.

Таким образом, путем суперпозиции всех трех графиков с учетом указанных “климатических” коэффициентов, была получена диаграмма совокупного изменения орбитальных элементов (рис. 2б). (Числовые данные об изменении орбитальных элементов за последний миллион лет были взяты из работы Берже и Лоутре (Berger and Loutre, 1991).) По предназначению и смыслу входящих в нее элементов эту диаграмму логично назвать “радиационно-климатической” (РК). РК диаграмма представляет относительную вероятность  $\Delta P$  осуществления оледенений (для отрицательных значений) или межледниковий (для положительных значений) во времени. Термин “относительная вероятность”, т.е. большая или меньшая вероятность, указывает на качественный характер определения вероятности климатических событий на этой диаграмме.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

РК диаграмма демонстрирует несравненно большее сходство с ИК данными, нежели инсоля-

ционные диаграммы М. Миланковича и его последователей (рис. 1, 2). Следует отметить, что на невозможность палеоклиматической интерпретации инсоляционной диаграммы указывал и сам А. Берже (Berger, 1978b). На РК диаграмме можно легко выделить почти все ИК стадии последнего миллиона лет, причем положительный максимум РК диаграммы, соответствующий 19-й теплой ИК стадии, в пределах которой зафиксирована инверсия Матуяма–Брюнес, имеет возрастное положение около 770–790 тыс. лет, что соответствует новым определениям возраста этой инверсии. Всем четным стадиям, кроме шестой, соответствуют наиболее значительные минимумы РК диаграммы, большие или равные по абсолютной величине  $\Delta P = 0.5$  нашей условной шкалы. При этом их возрастное положение несколько опережает, как и должно быть, по времени соответствующие максимумы оледенения. Есть и случаи замечательного визуального сходства. Например, двойной минимум стадии 18, тройной максимум стадии 15, глубокий характерный минимум в первой половине “теплой” стадии 7. Видно, что оледенения РК диаграммы приходятся на интервалы пониженных значений эксцентриситета. Исходя из способа построения РК диаграммы очевидно также, что она содержит периоды вариаций всех трех орбитальных элементов, включая 100-тысячелетний. Таким образом, отмеченные выше основные противоречия астрономической теории с экспериментальными данными устраниваются.

Есть и некоторые несоответствия РК диаграммы и ИК шкалы. Наиболее заметными являются несоответствия амплитуды пика 11-й ИК стадии и соотносимого с ней максимума РК диаграммы и амплитуды пика 6-й ИК стадии и соответствующего минимума РК диаграммы. Эти несоответствия мы связываем с несколькими факторами.

1. Довольно общий, во многом качественный характер предположений, использованных при получении РК диаграммы. С одной стороны, это трудно избежать на начальном этапе исследований. С другой стороны, в этом обобщенном подходе есть свои плюсы. РК диаграмма в основном отражает глобальные, относящиеся ко всему земному шару климатические изменения, что гораздо более созвучно глобальности изучаемых оледенений и межледниковий плейстоцена, в сравнении с инсоляционными диаграммами Миланковича и его последователей, относящихся к отдельным широтам. Необходимо заметить также, что эти инсоляционные диаграммы для высоких и низких широт находятся в противофазе в течение значительных интервалов времени, что является поводом для различных спекуляций. Репрезентативность построенной нами РК диаграммы, конечно, предполагает достаточную степень точности и соответствия действительности расчета вариаций орбитальных элементов и определяемых ими изменений инсоляции. Касаясь этой

проблемы, можем лишь отметить, что РК диаграммы, полученные нами на основе числовых данных Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой (1969) и А. Берже и М.Ф. Лутр (Berger, Loutre, 1991), во многом подобны. Мы использовали данные Берже и Лоутре, поскольку они более точны.

2. Недостатки интерпретации и получения ИК данных, связанные с различными причинами. Это проявляется, в частности, в различных оценках длительности и возраста ИК стадий, формы ИК кривых, что можно видеть из сравнения различных ИК кривых (Большаков, 1998).

3. Изменение солнечной постоянной. Имеющиеся данные позволяют считать, что как минимум версия о влиянии изменения солнечной постоянной на климат имеет право на существование. Трудность строгого обоснования такого вывода для геологических масштабов времени заключается в практической невозможности в настоящее время определить временную зависимость  $S_0$ .

4. Влияние чисто земных факторов на климат (изменение состава атмосферы, альbedo земной поверхности и др.), о чем уже говорилось выше. Такое влияние очевидно также из того факта, что, согласно анализу ИК данных (Ruddiman et al., 1986; Imbrie et al., 1993), в интервале времени 1.8–1.2 млн. лет преобладали циклические климатические изменения с периодом 41 тыс. лет, а в интервале 1.0–0 млн. лет – 100-тысячелетние периоды. Заметим при этом, что наиболее значительные изменения  $\delta^{18}O$ , отмечаемые для последнего миллиона лет, имеют место именно за счет более интенсивных похолоданий, как следует из смещения ИК записи (Shackleton, 1995). Многие исследователи связывают это изменение ритмики и амплитуды климатических вариаций с увеличением объема ледников вследствие глобального понижения температуры, которое началось еще в эоцене–миоцене. Можно предположить, что на рубеже 1 млн. лет масса ледников достигла некоего критического значения, необходимого для возникновения автоколебательных процессов в системе океан–атмосфера–криосфера–литосфера. Эти колебания, согласно некоторым теориям, могут иметь период в интервале 60–120 тыс. лет (Сергин В.Я., Сергин С.Я., 1969; Oerlemans, 1980; Будыко, 1981; Imbrie et al., 1993). Учитывая хорошую корреляцию РК диаграммы с ИК записями, это, однако, должны быть не свободные, а в какой-то степени вынужденные колебания, которые в определенной мере контролируются орбитально обусловленными изменениями инсоляции.

На наш взгляд, механизм таких “вынужденных автоколебаний”, поддерживающий среднюю периодичность глобальных климатических изменений, близкую к 100 тыс. лет, в первую очередь может быть полезен для объяснения некоторых несоответствий РК диаграммы с ИК данными. Однако напомним, что возможны и другие, ука-

занные нами выше, причины таких несоответствий и что предложенная нами новая концепция АТП находится в начальной стадии развития.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Подводя итог проведенному этапу исследований, необходимо подчеркнуть следующее. Проведенная М. Миланковичем огромная работа по созданию строгого математического обоснования АТП была несомненным шагом вперед в развитии этой теории. Однако при климатической интерпретации полученных числовых данных Миланковичем были допущены две существенные, на наш взгляд, неточности. Первая заключается в том, что влияние вариаций наклона эклиптики на *глобальные, общепланетарные* изменения климата определялись на основе вариаций солнечной радиации только для одной, специально выбранной широты. Однако понятие глобальности климатических колебаний подразумевает единство, взаимосвязь климатических изменений на планете, о которых, конечно, нельзя судить по вариациям инсоляции только на одной широте. Тем более, что эти вариации противоположны в высоких и низких широтах. Поэтому следовало подсчитать совокупное для всех широт изменение солнечной радиации и его трансформацию в климатические вариации. (То, что этого сделано не было, равносильно неучету или разрыву прерывистых планетарных климатических связей.) Расчет для верхней границы атмосферы дал бы нулевой климатический эффект, поскольку вариация  $\epsilon$  не изменяет среднегодового количества инсоляции для Земли в целом. То, что климатический эффект наклона эклиптики имеет место, и его механизм именно таков, каким его представлял Миланкович (уменьшение угла наклона  $\epsilon$  приводит к похолоданиям), достаточно убедительно демонстрирует и сравнение РК диаграммы с ИК данными для последних 120 тыс. лет. Из сказанного следует, что глобальный климатический эффект наклона эклиптики должен быть обеспечен преобладанием положительных обратных связей, усиливающих прежде всего изменения инсоляции высоких широт (в первую очередь, изменением альbedo, связанным с изменением площади ледяного покрова). Вследствие этого необходим расчет преобразования вариаций инсоляции различных широтных поясов в климатические изменения в реальных земных условиях. Очевидно, такой расчет должен учитывать изменения циркуляции атмосферы и гидросферы, альbedo, концентрации углекислого газа и пыли в атмосфере и другие специфические для разных широт факторы, обеспечивающие климатический эффект вариаций  $\epsilon$ .

Второй недостаток теории Миланковича связан с разрывом временной последовательности накапливающегося воздействия инсоляции, поскольку

ку влияние прецессии на глобальные климатические изменения, период которых около 23 тыс. лет, вычислялось с помощью расчета полугодовых, а не годовых, определяющих основной сезонный климатический цикл планеты, сумм радиации. Однако последние, как было известно еще до Миланковича, равны нулю для любой широты. Таким образом, и реальное климатическое влияние прецессии должно быть меньше. Все это должно привести к увеличению относительного значения вариаций эксцентриситета. Следовательно, полученные Миланковичем численные данные не отражают реального климатического влияния орбитальных элементов и их нельзя применять для интерпретации климатических изменений.

Итак, анализ основных постулатов и выводов теории М. Миланковича, а также эмпирических (в основном ИК) данных привел нас к выводу об уменьшении, по сравнению с выводами теории Миланковича, климатического влияния вариаций наклона эклиптики и прецессии и о самостоятельной климатической значимости вариаций эксцентриситета. Предложенные нами иные, чем у Миланковича, оценки климатического влияния отдельных орбитальных элементов и конкретные физические механизмы, подтверждающие реальность этих новых оценок, составляют суть новой концепции АТП. Не располагая точными математическими определениями соотношения климатического влияния вариаций отдельных орбитальных элементов, мы воспользовались эмпирическими данными для оценки такого соотношения. При этом важно отметить, что при построении РК диаграммы мы не просто приравнивали соотношение климатического влияния различных орбитальных элементов отношению амплитуд климатических циклов с соответствующими периодами. *Были показаны реальные физические причины, качественно обуславливающие такое соотношение* (Большаков, 1998). Именно отсутствие такого физического обоснования не позволило Имбри с коллегами (Imbrie et al., 1984) ввести аналогичные предложенным нами “климатическим” коэффициентам множители при построении графика *ETP* – совокупного изменения орбитальных элементов. Использование новой концепции, числовых данных Берже и Лутр (Berger, Loutre, 1991) и аналитических данных Имбри и др. (Imbrie et al., 1993) привело к построению РК диаграммы, отражающей относительную вероятность существования оледенений и межледниковий за последний миллион лет. При построении этой диаграммы мы исходили из самых общих и понятных представлений о влиянии вариаций эксцентриситета и наклона эклиптики на климат. (Вопрос о влиянии прецессии несколько сложнее и для определенности была принята точка зрения Миланковича (1939) о том, что оледенению в данном полушарии способствует длительное прохладное лето и мягкая короткая зима. В нашей интерпре-

тации это может соответствовать условиям климата с большей увлажненностью.) Такой отчасти качественный подход имеет и свои неоспоримые преимущества, такие как простота и недвусмысленность интерпретации РК диаграммы. Это важно при ее сравнении с эмпирическими данными. Как было показано выше, результаты такого сравнения явились не только еще одним подтверждением новой концепции, но и оказались плодотворными в смысле сопоставления влияния различных факторов (не только вариаций орбитальных элементов) на климат планеты. Полученные данные, вероятно, могут быть использованы и при уточнении хронологии климатических событий.

Дальнейшее развитие новой концепции видится в конкретизации, уточнении механизма превращения орбитально обусловленных вариаций инсоляции в климатические изменения и представления этого механизма в математической форме. Очевидно, особенно трудно это будет сделать для вариаций инсоляции, связанных с прецессией и наклоном эклиптики.

Еще одно важное направление развития новой концепции – сопоставление РК диаграммы с возможно более широким спектром палеоклиматических данных с обязательным вовлечением результатов, полученных по континентальным отложениям. Привлечение данных по континентальным отложениям необходимо для получения более полных и объективных представлений о глобальных климатических изменениях. Решение таких задач невозможно без привлечения специалистов различных научных направлений.

Основные выводы проведенного исследования следующие.

1. Полученные М. Миланковичем для отдельных широт и калорических полугодий числовые данные о вариациях инсоляции не могут быть использованы для интерпретации реальных климатических изменений. Это связано с неучетом пространственно-временных связей как при получении, так и при интерпретации данных об изменениях инсоляции.

2. Небольшие по амплитуде, но длительные изменения мощности приходящей к Земле солнечной радиации, связанные с вариациями эксцентриситета, имеют самостоятельное климатическое значение в плейстоцене.

3. Построенная авторами РК диаграмма хорошо согласуется с ИК данными. Этот факт является важным недостающим звеном прямого доказательства непосредственного определяющего влияния вариаций орбитальных элементов на изменения климата в плейстоцене.

4. Направленность и ритмика глобальных климатических изменений за последний миллион лет обусловлена, главным образом, непосредственными совокупными изменениями инсоляции, связанными с вариациями орбитальных элементов,

при определяющей роли вариаций эксцентриситета. Однако как сама возможность столь существенного климатического влияния вариаций орбитальных элементов, так и некоторые особенности климатических изменений в этот период времени обусловлены иными факторами, скорее всего связанными с эволюцией планеты и ее климатической системы.

5. Сделанные выше выводы существенно изменяют сложившиеся представления о соотношении влияния вариаций орбитальных элементов на климат и поэтому могут рассматриваться как основные положения новой концепции астрономической теории палеоклимата.

Авторы благодарят А.Л. Яншина, М.Н. Алексеева, И.И. Краснова, М.А. Певзнера, Е.Н. Былинского, Н.М. Чумакова за поддержку, полезные советы и замечания при обсуждении результатов данной работы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков В.А.* Палеоклиматическая теория М. Миланковича: некоторые проблемы и возможные пути их разрешения // Вестник МГУ. География. 1998. № 5. С. 68. Деп. ВИНТИ № 2299 от 20.07.98. 18 с.
- Боуэн Д.* Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.
- Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 351 с.
- Витинский Ю.И., Копецкий Г.В., Куклин Г.В.* Статистика пятнообразовательной деятельности Солнца. М.: Наука, 1986. 296 с.
- Гумбольдт А.* Космось. Санкт-Петербург: Французская типография, 1848. Ч. 1. 332 с.
- Дамон П.* Вариации потоков энергичных частиц на расстоянии 1 а.е., связанные с солнечной активностью // Поток энергии Солнца и его изменения / Ред. Уайт О. М.: Мир, 1980. С. 458–478.
- Дергачев В.А.* Радиоуглеродная хронометрия геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия. 1994. Т. 34. № 4. С. 1–21.
- Жемчужников Ю.А.* Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1963. Вып. 86. 72 с.
- Иванов-Холодный Г.С., Чертопруд В.Е.* Солнечные циклы в прошлом и будущем // Итоги науки и техники. ВИНТИ АН СССР. Исследования космического пространства. М.: ВИНТИ, 1990. Т. 33. С. 3–99.
- Имбри Дж., Имбри К.П.* Тайны ледниковых эпох. М.: Прогресс, 1988. 264 с.
- Климанов В.А.* Климат малого климатического оптимума на территории Северной Евразии // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 2. С. 232–236.
- Климанов В.А.* Изменение климата Северной Евразии за исторический период (по палинологическим данным) // Материалы метеорологических исследований. М.: Ин-т географии РАН. 1997. № 16. С. 180–192.
- Краковецкий Ю.К.* Минимум Маундера (новые факты) // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. М.: Наука, 1985. № 72. С. 57–64.
- Краснов И.И.* Кривая солнечной радиации и изменения природных условий ландшафтной оболочки в антропогене // Космос и эволюция организмов. Материа-

- лы совещания “Космические факторы и эволюция органического мира”. М.: ПИН, 1974. С. 83–97.
- Мак-Кормак Б.М., Селига Т.А. Итоги симпозиума и рабочего совещания // Солнечно-земные связи, погода и климат. М.: Мир, 1982. С. 13–43.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.–Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.
- Митчел Дж.М. мл. Доказательство 22-летнего ритма засух в западной части США, связанных с солнечным циклом Хэйла, начиная с 17 в. // Солнечно-земные связи, погода и климат. М.: Мир, 1982. С. 152–171.
- Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики. М.: Наука, 1969. 184 с.
- Питток А.Б. Связь солнечных циклов и погоды – не результат ли удачных опытов самовнушения? // Солнечно-земные связи, погода и климат. М.: Мир, 1982. С. 209–221.
- Сергин В.Я., Сергин С.Я. Как возникали оледенения Земли // Природа. 1969. № 9. С. 10–17.
- Скляр Ю.А. Солнечная постоянная (состояние исследований) // Исследования Земли из космоса. 1994. № 4. С. 96–109.
- Фейрбридж Р.У. Сходимость данных об изменениях климата и об эпохах оледенения // Солнечная активность и изменения климата. Л.: Гидрометиздат, 1966. С. 270–315.
- Хейс Дж. Изменения климата и их возможная зависимость от изменения солнечного излучения // Поток энергии Солнца и его изменения / Ред. Уайт О. М.: Мир, 1980. С. 64–87.
- Чистяков В.Ф. Солнечные циклы и колебания климата. Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
- Чумаков Н.М. Климатические колебания и биотические события // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 30–39.
- Шараф Ш.Г., Будникова Н.А. О вековых изменениях элементов орбиты Земли, влияющих на климаты геологического прошлого // Бюл. ин-та теоретической астрономии. 1967. Т. 11. № 4. С. 231–261.
- Шараф Ш.Г., Будникова Н.А. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // Тр. Ин-та теоретической астрономии. 1969. Вып. 14. С. 48–84.
- Эдди Дж.А. История об исчезнувших солнечных пятнах // УФН. 1978. Т. 125. № 2. С. 315–329.
- Эйгенсон М.С. Солнце, погода и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 274 с.
- Baliunas S., Frick P., Sokoloff D. et al. Time scales and trends in the Central England temperature data (1659–1990): a wavelet analysis // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24. P. 1351–1354.
- Bassinot F.C., Labeyrie L., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal // Earth and Planet. Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 91–108.
- Beget J., Hawkins D. Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in Central Alaska // Nature. 1989. V. 337. P. 151–153.
- Berger A. Long-term variation of caloric insolation resulting from the Earth’s orbital elements // Quaternary. Res. 1978a. V. 9. P. 139–167.
- Berger A. Theorie astronomique des palaeoclimat, une nouvelle approche // Bull. Soc. Belge Geol. 1978b. V. 87. P. 9–25.
- Berger A. Milankovitch theory and climate // Rev. Geophys. 1988. V. 26. P. 624–657.
- Berger A., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quaternary Sci. Rev. 1991. V. 10. P. 297–317.
- Berger A., Loutre M.F. Astronomical solutions for palaeoclimate studies over the last 3 million years // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. V. 111. P. 369–382.
- Croll J. Climate and time in their geological relations. Appleton. New York, 1875.
- Gallardo Y. Solar shaping of Medieval optimum and Little Ice Age // Ann. Geophys. Suppl. 1997. V. 15. P. C508.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N. Variation in the Earth’s orbit: Pacemaker of the ice ages // Science. 1976. V. 194. P. 1121–1132.
- Hovan S.A. A direct link between the China loess and marine  $\delta^{18}\text{O}$  records: aeolian flux to the North Pacific // Nature. 1989. V. 34. P. 296–298.
- Imbrie J., Berger A., Boyle A. et al. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100.000-year cycle // Palaeoceanography. 1993. V. 8. P. 699–735.
- Imbrie J., Hays J., Martinson et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record // Milankovitch and Climate. NATO ASI Ser. C. 126 / Berger A.I. et al. (eds.). Reidel. Dordrecht, 1984. P. 269–305.
- Johnson R.J. Brunhes–Matuyama magnetic reversal at 790.000 yr. B.P. by marineastronomical correlations // Quaternary Res. 1982. V. 17. P. 135–147.
- Nesme-Ribes E., Baliunas S., Sokoloff D. Sunspot cycles – on other stars – are helping astronomers study the Sun’s variations and the ways they might affect the Earth // Sci. American. 1996. V. 275. № 2. P. 31–36.
- Oerlemans J. Model experiments on the 100.000-yr glacial cycle // Nature. 1980. V. 287. P. 430–432.
- Olsen P.E. Periodicity of lake-level cycles in the Late Triassic Lockatong formation of the Newark Basin // Milankovitch and Climate, NATO ASI Ser. C. 126 / Berger A.I. et al. (eds.). Reidel. Dordrecht, 1984. P. 133–146.
- Ruddiman W.F., Raymo M., McIntyre A. Matuyama 41.000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets // Earth and Planet. Sci. Letters. 1986. V. 80. P. 117–129.
- Shackleton N. New data on the evolution of pliocene climatic stability // Vrba E.S. et al. (eds). Palaeoclimate and evolution with emphasis on human origins. Yale University Press, 1995. P. 242–248.
- Shackleton N., Opdyke N. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale // Quaternary res. 1973. V. 3. P. 39–55.
- Shackleton N., Opdyke N. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific core V28–239 Late Pliocene to Latest Pleistocene // Geol. Soc. Amer. Mem. 1976. V. 145. P. 449–464.
- Shackleton N.J., Berger A., Peltier W. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677 // Trans. Roy. Soc. Edinb. 1990. V. 81. P. 251–261.
- Spell Terry L., McDougall Revisions to the age of the Brunhes–Matuyama boundary and the Pleistocene geomagnetic polarity timescale // Geophys. Res. Lett. 1992. V. 19. P. 1181–1184.
- Willson R.C., Hudson H.A. The Sun’s luminosity over a complete solar cycle // Nature. 1991. V. 351. P. 42–44.

Рецензенты М.Н. Алексеев, И.И. Краснов

УДК 551.72:552.54.(48)

## ЯТУЛИНСКИЕ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КАРБОНАТЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА С АНОМАЛЬНО ТЯЖЕЛЫМ УГЛЕРОДОМ: СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

© 1999 г. К. И. Хейсканен, Д. В. Рычавчик

Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
185610 Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, Россия

Поступила в редакцию 23.06.98 г.

Для изучения распределения в разрезах и на площади значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  изотопно аномальных по углероду нижнепротерозойских (2.3–2.0 млрд. лет) карбонатных отложений Балтийского щита использованы 460 изотопных анализов углерода и кислорода ятулийских карбонатов. Наиболее аномальными ( $\delta^{13}\text{C} > 10\%$ ) являются среднеятулийские породы и карбонаты нижней части верхнеятулийских разрезов (при двухчленном делении ятулия – низы его верхнего подразделения). Возрастные рамки времени накопления карбонатных осадков с изотопно тяжелым углеродом можно оценить как 2.25–2.08 млрд. лет назад, а максимально аномальных отложений – 2.12–2.10 млрд. лет. Географически максимальные средние по частным выборкам значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  сосредоточены в отложениях осевой зоны ятулийского бассейна, к бортам которого они уменьшаются вплоть до  $\delta^{13}\text{C} < 5\%$ . Это означает, что наличие карбонатов с изотопно тяжелым углеродом в каком-либо разрезе нижнепротерозойских образований указывает на сопоставимость такого разреза с ятулийским. Обратное утверждение о невозможности сопоставления толщи с ятулием на основании отсутствия в ней изотопно аномальных карбонатов не является корректным. Особенности распределения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  ятулийских карбонатов на площади Балтийского щита и, соответственно, ятулийского бассейна дают основание для предположения о том, что и в других докембрийских регионах должна наблюдаться аналогичные закономерности, существенная компонента которых контролировалась, по-видимому, геодинамической и палеогеографической эволюцией нашей планеты.

**Ключевые слова.** Нижний протерозой, Балтийский щит, карбонаты, тяжелый углерод, распространение, бассейновый контроль.

После открытия изотопно тяжелого углерода в нижнепротерозойских карбонатах пояса Ломангунди Южной Африки (Schidlovski et al., 1976) аналогичные породы на том же стратиграфическом уровне были установлены в ряде докембрийских регионов четырех континентов (Melezhik et al., 1997), что свидетельствует о глобальном характере изотопной аномалии углерода в отложениях с возрастом около 2.3–2.0 млрд. лет. Данный вывод, к которому в последние годы пришли многие исследователи (Юдович и др., 1990; Tikhomirova, Makarikhin, 1993; Melezhik, Fallick, 1994; Ахмедов, 1996; Ахмедов и др., 1996, и др.), может иметь большое значение для стратиграфии нижнего протерозоя, оперирующей в настоящее время весьма ограниченным набором региональных, межрегиональных и тем более глобальных маркеров.

Среди упомянутых докембрийских регионов наиболее изученным является Балтийский щит. На его восточной половине площадью до 800 тыс. км<sup>2</sup>, представляющей область архейской кратонизации, расположено большое количество

раннепротерозойских синклиналильных и синклинорных структур, в строении которых участвуют ятулийские и близкие к ним по возрасту карбонатные отложения, обнаруживающие аномально высокое отношение изотопов углерода с  $\delta^{13}\text{C}$ , достигающим величин 10–18‰ (Юдович и др., 1990; Karhu, Melezhik, 1992; Karhu, 1993; Ахмедов, Крупеник, 1995; Melezhik, Fallick, 1996). Из более чем 1000 изотопных анализов, известных для пород различных стратиграфических уровней нижнего докембрия Балтийского щита, почти половина характеризует изотопно аномальные по углероду породы. Это дает возможность детализировать некоторые стратиграфические и палеогеографические аспекты распространения указанных отложений в данном конкретном районе.

В детально опробованных разрезах на территории Карелии (Россия) и, в частности, Онежского синклинория изотопно аномальные карбонатные породы встречаются на всех уровнях ятулийского разреза (Юдович и др., 1990; Tikhomirova, Makarikhin, 1993; Ахмедов, Крупеник, 1995; Меле-

Таблица 1. Положение изотопно тяжелых карбонатов в некоторых разрезах Балтийского щита

Геологические структуры						
Онежская	Тулумозерская	Киикхелюсваара (Pekkarinen, Lukkarinen, 1991)	Куусамо (Silvenpoinen, 1972, 1991)	Перяпохья (Perttunen, 1985, 1991)	Печенгская	Имандра-Варзугская
Людиковский		Петаико	Филлитовая	Мартимо	Пильгуйярвинская	
Ятулий	Верхний (Тулумозерская)	Верхнетулумозерская	Известняково-доломитовая	Рантамаа	Коласйокская	Ильмозерская
		Нижнетулумозерская	Афиболовых сланцев Доломитовая Кварцитовая	Тиканмаа Квартсимаа		
	Средний (Медвежьегорская)	Колгёла	Зеленокаменная III Алевритовая Зеленокаменная II	Еоутиаапа Кивало Рункауc	Куэтсярвинская	Полисарская
	Нижний (Янгозерская)	Хаукилампи Виесимо	Серицитовых сланцев	Сомпуярви		Сейдоре-ченская
Сариолий			Конгломератовая		Ахмалахтинская	Кукшинская
Сумий						
Архей						

Примечание. Графы на таблице – подразделения, свиты, формации (для Финляндии). Жирным курсивом выделены уровни карбонатов с высокоаномальными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ ; курсивом – с аномальными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ .

жик и др., 1996), но наиболее высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  установлены в породах основания верхнего ятулия. В породах нижнего ятулия, судя по небольшому числу анализов (Tikhomirova, Makarikhin, 1993), величина  $\delta^{13}\text{C}$  колеблется около +5‰. В подстилающих и перекрывающих ятулий отложениях карбонаты с изотопно тяжелым углеродом встречаются в единичных случаях.

В цитированных выше работах показано, что и за пределами Карелии карбонаты с аналогичным изотопным составом углерода встречаются в геологически хорошо сопоставимых с ятулием толщах (табл. 1). Более того, Ю. Карху (Karhu, 1993) установил, что на территории Финляндии в районах Киикхелюсваара и Куусамо, ятулийские структуры которых продолжают на восток в Карелию, высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  устанавливаются не только в верхнеятулийских, но и в среднеятулийских (при трехчленном делении ятулия) карбонатах, отсутствующих в карельских разрезах. Аналогичное явление установлено им в структуре Перяпохья (Финляндия). В то же время возможны случаи, когда в сокращенных из-за соответствующих фациальных условий разрезах расположение отложений с изотопно тяжелым углеродом создает кажущееся несоответствие с изложенной выше схемой. Так, в Тулумозерской (Карелия) структуре изотопно наиболее тяжелый

углерод сосредоточен в карбонатах, расположенных в подошве ятулийского разреза. Если не принимать во внимание, что здесь в связи с фациальным выклиниванием ниже- и среднеятулийских осадков разрез ятулия начинается с тулумозерской свиты верхнего ятулия, то можно ошибочно интерпретировать стратиграфическое положение этих пород как нижнеятулийское.

Примером затруднений в определении стратиграфического положения в разрезах изотопно аномальных карбонатов является Печенгско-Варзугский пояс на Кольском полуострове (Karhu, Melezhik, 1992; Покровский, Мележик, 1995; Melezhik, Fallick, 1996), где высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  наблюдались преимущественно в осадочных толщах куэтсярвинской и умбинской свит, сопоставленных в цитированных работах с нижним ятулием Карелии. Однако в данном случае при ином сопоставлении разрезов расхождение устраняется. Считается, что в Печенгской структуре аналогом сариолия Карелии служит ахмалахтинская свита, нижнего ятулия – куэтсярвинская и верхнего – коласйокская. Изотопно аномальными являются карбонатные породы нижней и, в меньшей степени, верхней частей куэтсярвинской свиты, представленные тремя ритмопачками. Детальная характеристика состава этих пачек и встреченных в них строматолитов (Магматизм, седименто-

Таблица 2. Изотопная характеристика верхнеятулийских карбонатов и их аналогов на Балтийском щите

№*	n**	$\delta^{13}\text{C}^{***}$		$\delta^{18}\text{O}^{****}$		Пункт опробования	Свита, формация	Источник
		X <sub>c</sub>	Y <sub>c</sub>	X <sub>0</sub>	Y <sub>0</sub>			
1	59	9.66	5.66	21.44	4.86	Пялозеро	Тулумозерская	1(39), 2(7), 3(5), 5(8)
2	1	8.12		17.23		Muhos		3(1)
3	6	5.11	4.82	19.15	4.73	W. Kainuu	Horkankallio, Eskosenvaara	3(5)
4	4	7.9	0.11	17.41	2.14	E. Kainuu	Hurgysalmi	3(4)
5	9	11.76	2.39	18.8	6.11	Misi		3(9)
6	21	7.23	7.46	20.18	5.79	Perapohja	Kivalo, Kvartsimaa, Rantamaa	3(21)
7	5	6.19	3.77	16.63	4.51	Juuka	Viistola	3(5)
8	10	7.84	6.17	19.04	3.38	Kiihtelysvaara	Viistola	3(10)
9	5	5.89	0.35	16.52	5	Сортавала	Нижнепиткярантская	3(2)
10	13	4.55	3.67	17.94	4.78	Kuopio	Petonen	3(12)
11	3	9.9	7.88	19.7	3	Salla	Aatsinginhauta, Matovaara, Kelloselka	3(3)
12	3	9.5	5.08	14.22	0.45	S. Kuusamo	Saricite schist, Siltstone	3(3)
13	7	10.66	5.35	19.45	2.78	N. Kuusamo	Dolomite	3(10)
14	6	6.8	4.81	13.06	4.51	Sodankyla	Middle Lapponian	3(6)
15	5	10.03	7.41	16.55	4.82	Pelkosenniemi	Middle Lapponian	3(5)
16	7	9.23	8.42	16.59	3.21	Kittila	Upper Lapponian	3(7)
17	4	8.88	0.81	24.2	6.32	Олений остров	Тулумозерская	3(2), 5(2)
18	4	13.43	4.86	17.57	8.55	Медвежьегорск	Тулумозерская	3(4)
19	2	10.06		20.06		Суоярви	Тулумозерская	3(2)
20	6	8.85	4.22	18.49	2.94	Тулумозеро	Тулумозерская	3(6)
21	9	4.04	2.11	16.59	5.71	Усть-Поной	2-я, 3-я карбонатная	4(4)
22	11	3.19	7.1	13.17	3.74	Имандра-Варзуга	Умбинская	4(11)
23	120	7.25	1.34	17.03	6.98	Печенга	Куэтьярвинская	4(120)
24	10	6.41	2.21	16.19	15.52	Pasvik	Koievann	4(10)
25	3	2.24	0.96	12.98	0.09	Polmak	Vuopp'ejavri	4(3)
26	2	2.7		16.17		Karasjok	Gallebai'ke	4(2)
27	26	7.18	7.76	16.16	6.54	Куоляярви	Соваярвинская	4(26)
28	11	3.5	1.23	21.42	0.92	Соваярви	Соваярвинская	4(11)
29	72	9.81	5.33	22.3	2.41	Заонежье	Тулумозерская	6(72)
30	6	7.82	14.67	16.77	23.87	Лехта	Верхний ятулий	5(6)
31	5	12.57	0.65	22	5.38	Сегозеро	Верхний ятулий	5(5)
32	1	8.37		21.31		Янисъярви		3(1)
33	4	14.05	7.56	23.3	5.62	Чирка-Кемь	Тулумозерская	1(4)

Примечание: \* Порядковый номер соответствует номерам точек на рисунках. \*\* Количество проб. \*\*\*  $\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB. \*\*\*\*  $^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW. X – среднее значение, Y – стандартное отклонение.

Источники: 1 – Ахмедов, Крупеник, 1995; 2 – Юдович и др., 1990; 3 – Karhu, 1993; 4 – Melezhik, Fallick, 1996; 5 – Tikhomirova, Makarikhin, 1993; 6 – Мележик и др., 1996. Цифры в скобках – количество изотопных определений. Наименования пунктов и стратиграфических единиц, относящихся к зарубежным территориям даны в латинской транскрипции.

генез..., 1995) свидетельствует, что они близки к верхнеятулийским отложениям Карелии. Нижняя часть коласйокской свиты также сопоставима с верхним ятулием, тогда как ее верхняя часть, содержащая углеродистые осадки, является людииковской. Следовательно, в печенгской части рассматриваемого пояса геолого-литологические и изотопные данные не противоречат изложенному выше выводу о стратиграфическом положении обсуждаемых карбонатных толщ.

Для Имандра-Варзугской структуры существуют два подхода к построению стратиграфических схем. Один из них предусматривает отнесение

сейдореченской свиты к сумию на том основании, что полимиктовые конгломераты вышележащей полисарской свиты похожи на сариолийские (Имандра-Варзугская зона..., 1982), или на основании датировок, превышающих 2.4 млрд. лет (Melezhik et al., 1997), полученных по якобы сейдореченским “имандритам” – кислым гранофитам явно контактового происхождения. При этом следующая после полисарской умбинская свита с обогащенными тяжелым углеродом карбонатами “автоматически” становится нижнеятулийской.

Другой подход опирается на большое сходство разрезов кукшинской свиты с разрезами ахмалах-

тинской свиты (Печенга) и сариолия Карелии, с которыми кукшинская свита и сопоставляется (Голубев и др., 1984; Хейсканен, 1990 и др.). В этом варианте залегающие выше с корой выветривания в основании кварциты и вулканиты сейдореченской свиты относятся к нижнему ятулию, полимиктовые и вулканогенные породы полисарской свиты – к среднему. Умбинская и низы ильмозерской свиты считаются аналогами туломозерской свиты (верхний ятулий). Последний вариант имеет более серьезное геологическое обоснование и не противоречит общей приуроченности изотопной аномалии карбонатов к верхнему ятулию и в этой части Печенгско-Варзугского пояса.

Таким образом, краткий обзор стратиграфического положения карбонатных отложений с изотопно тяжелым углеродом показывает, что при надлежащем сопоставлении разрезов с учетом литологических особенностей отложений и их сочетаний, расположения разнотипных геологических маркеров, изотопных датировок, ключевых взаимоотношений осадочных и магматических комплексов (Хейсканен, 1990; Heiskanen, 1992), эти отложения оказываются единообразно привязанными к средне- и верхнеятулийскому (при двучленном делении ятулия – к верхнеятулийскому) уровню раннего протерозоя Карело-Кольского региона и соответствующим этому уровню толщам за его пределами.

Анализ латерального распространения изотопно аномальных карбонатных пород выполнен с использованием 460 опубликованных (Юдович и др., 1990; Tikhomirova, Makarikhin, 1993; Karhu, 1993; Ахмедов, Крупеник, 1995; Melezhik, Fallick, 1996; Мележик и др., 1996) определений изотопных отношений углерода и кислорода (табл. 2). Значительная часть анализов с резко повышенными и сравнительно низкими величинами изотопных отношений получена по буровым данным со сравнительно равномерным опробованием полных разрезов, что исключает возможность появления в частных выборках систематической ошибки вследствие избирательной обнаженности объектов изучения. Об этом же свидетельствуют отсутствие корреляции частных выборочных оценок дисперсии с объемом выборок, а также сравнительное постоянство оценок дисперсий во всех выборках. Выборочные характеристики распределений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов указывают на их соответствие нормальному закону и оправдывают использование метода малых выборок и средних значений для дальнейшего анализа. Общее среднее значение  $\delta^{13}\text{C}$ , вычисленное по всем 460 пробам, составляет  $+7.98\text{‰}$ , что подтверждает аномальность изотопии углерода карбонатов рассматриваемого региона в целом. Отобранные пробы характеризуют верхнеятулийские карбонатные отложения (туломозерская свита) карельского комплекса в соответствии с региональной

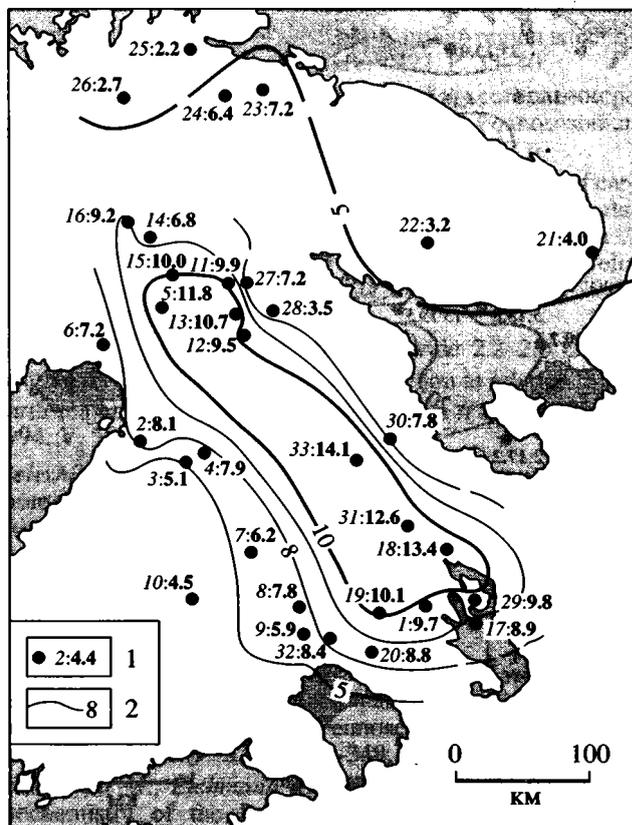


Рис. 1. Схема изолиний  $\delta^{13}\text{C}$  ятулийских (ранний протерозой) карбонатных пород Балтийского щита.

1 – пункт опробования и среднее значение изотопного отношения; 2 – изолиния средних значений изотопного отношения углерода.

стратиграфической схемой Карело-Кольского региона, а также их аналоги, развитые на территории Финляндии, Швеции и Норвегии (Melezhik, Fallick, 1996; Хейсканен, 1990; Heiskanen, 1992).

Изотопные анализы были сгруппированы по 33 участкам, для каждого из которых вычислялись средние значения изотопных отношений, измеренных в карбонатных породах. В дальнейшем средние значения были вынесены на топографическую основу и по ним построены изолинии (рис. 1, 2). Полученные схемы оказались довольно простыми: на обеих выделяются протяженные зоны высоких значений северо-западной ориентации, окруженные зонами сравнительно низких, хотя и преимущественно аномальных по углероду ( $\delta^{13}\text{C} > +5.0\text{‰}$ ) величин. Статистический анализ выборочных данных показывает, что среднее выборочное значение  $\delta^{13}\text{C}$  типичной для зоны высоких значений выборки в пункте 1 превышает среднее значение генеральной выборки с вероятностью значительно более 0.99, а среднее в пункте 23 значительно (вероятность более 0.95) ниже генерального среднего. Таким образом, построенная схема изолиний  $\delta^{13}\text{C}$  отражает расположение

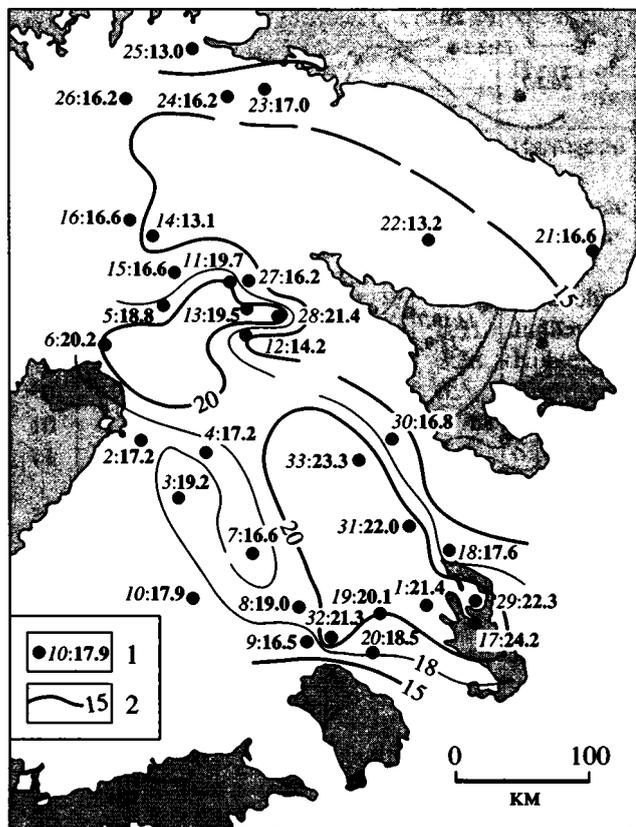


Рис. 2. Схема изолиний  $\delta^{18}\text{O}$  ятулийских (ранний протерозой) карбонатных пород Балтийского щита. Усл. обозначения см. на рис. 1.

статистически высоко значимых областей высоких и низких значений выборочных средних. Аналогичный вывод можно сделать и для схемы изолиний  $\delta^{18}\text{O}$ .

Недостаток данных в центральных частях схем допускает некоторую произвольность построения изолиний, заключающуюся в возможности объединения зон высоких значений (рис. 1) или разделения ее на две самостоятельные зоны (рис. 2), что не меняет сущности полученных результатов. Интересно, что на северо-западном продолжении осевых линий зон высоких значений, на Лофотенских островах, также установлены не включенные в данный анализ anomalно тяжелые по углероду карбонатные нижнепротерозойские отложения, претерпевшие гранулитовый метаморфизм (Baker, Fallick, 1989).

Геологическая интерпретация выявленных закономерностей распределения изотопных отношений углерода и кислорода ятулийских карбонатных отложений потребует дальнейших изысканий. Однако независимость полученных схем от конфигурации современных ятулийских структур и от фронта свекофеннского метаморфизма,

а также приуроченность максимумов аномалий к осевой части кратонизированной в архейское время области щита, свидетельствуют в пользу вероятного бассейнового контроля формирования в них распределений в туломозерское время. Такой вывод основывается на предположении, что неятаулийский седиментационный бассейн повторял очертания реконструированного по совокупности литологических данных нижнеятаулийского бассейна (Хейсканен, 1990), превосходя его по размерам. Для существенно эвапоритового, в чем сходятся мнения всех цитированных авторов, крупного позднеятаулийского бассейна, исходя из теоретических положений, следовало ожидать именно такое распределение изотопных характеристик и углерода, и кислорода.

Известно, что в ятулийское (2.3–2.1 млрд. лет назад) время практически во всех докембрийских регионах были впервые сформированы платформы с мелководными бассейнами карбонатного осадконакопления. Таким образом, можно предполагать, что массовое накопление карбонатных осадков и изотопия входящего в их состав углерода в конечном итоге были предопределены закономерностями геодинамического развития планеты. При этом синхронность массового появления карбонатов с изотопно тяжелым углеродом и свободным кислородом в атмосфере, проявившего себя, в частности, в процессах выветривания, не является случайной. Это явление, побудившее исследователей к поискам fossilized органического вещества, может найти объяснение в биосфере, вызванным потеплением климата после сариолийской эпохи оледенения и частью связанного с быстрым увеличением объема и еще более быстрым увеличением площади океанов и морей. “Бессмертная” биота Я.Э. Юдовича (Юдович и др., 1990, с. 976) может оказаться не столь фантастичной, если интерпретировать ее как значительное приращение глобальной биомассы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 96-05-65767 и 98-05-64496 и ИНТАС-РФФИ, грант 95-928.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахмедов А.М., Крупеник В.А. Литолого-геохимическое изучение опорных разрезов терригенно-карбонатных комплексов раннего протерозоя // Методические рекомендации. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 63 с.

Ахмедов А.М. Методология региональной и межрегиональной корреляции разрезов раннего протерозоя // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. 1-я Международная конференция. Тез. докл. Санкт-Петербург: Гос. специализированная фирма “Минерал”, 1996. С. 6–7.

Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и меж-

- региональная корреляция // Региональная геология и металлогения. 1996. № 1(5). С. 84–97.
- Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1983. 193 с.
- Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: Кольск. НЦ РАН, 1995. 258 с.
- Мележик В.А., Фаллик А.Е., Медведев П.В., Макарихин В.В. Карбонатные породы Карелии: геохимия и С-О-изотопия в стратотипе ятулия, перспективы на магнезит // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. 1-я Международная конференция. Тез. докл. Санкт-Петербург: Гос. специализированная фирма "Минерал", 1996. С. 46.
- Покровский В.Г., Мележик В.А. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в нижнепротерозойских карбонатных породах Кольского полуострова // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 42–53.
- Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1990. 124 с.
- Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах Карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972–978.
- Baker A.J., Fallick A.E. Heavy carbon in two-billion year-old marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway: Implications for the Precambrian carbon cycle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 1111–1115.
- Heiskanen K.I. Lower Proterozoic key events as a basis for geological correlation in the Baltic Shield // Correlation of precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: Kola Science Centre, 1992. P. 35–40.
- Karhu J.A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland, 1993. Bull. 371. 87 p.
- Karhu J.A., Melezhik V.A. Carbon isotope systematics of early proterozoic sedimentary carbonates in the Kola Peninsula, Russia: correlation with Jatulian formations in Karelia // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelia region and Finland. Apatity: Kola Science Centre, 1992. P. 48–53.
- Melezhik V.A., Fallick A.E. A world-wide 2.2–2.0 Ga-old positive  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  anomaly as a phenomenon in relation to the Earth major palaeoenvironmental changes // Mineral. Mag. 1994. V. 58A. P. 593–594.
- Melezhik V.A., Fallick A.E. A widespread positive  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly at around 2.33–2.06 Ga on the Fennoscandian Shield: a paradox? // Terra Nova. 1996. V. 8. P. 141–157.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Clark T. Two billion year old isotopically heavy carbon: evidence from the Labrador Trough, Canada // Canad. J. Earth Sci. 1997. V. 34. № 3. P. 271–285.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Makarikhin V.V., Lyubtsov V.V. Links between Palaeoproterozoic palaeogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Shield // Precamb. Res. 1997. V. 82. P. 311–348.
- Schidlovski M., Eichmann R., Yunge C.E. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 449–455.
- Tikhomirova M., Makarikhin V.V. Possible reasons for the  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly of Lower Proterozoic sedimentary carbonates // Terra Nova. 1993. V. 5. P. 244–248.

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

УДК 551.72:571.5:550.42(571.5)

## ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА В РИФЕЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

© 1999 г. Е. М. Хабаров, В. А. Пономарчук, И. П. Морозова, А. Н. Травин

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии Сибирского отделения РАН,  
630090 Новосибирск, проспект академ. Коптюга, 3, Россия*

Поступила в редакцию 25.07.97 г., получена после доработки 10.03.98 г.

Выяснен изотопный состав углерода в рифейских карбонатных отложениях сухопитской, тунгусикской и ослянской серий восточных зон Енисейского кряжа с возрастом от 1450–1350 до 850–820 млн. лет. Результаты петрографических, геохимических и изотопных исследований показывают, что известняки и доломиты, в основном, не претерпели существенных постседиментационных изменений и могли сохранить близкий к первичному С-изотопный сигнал. Карбонатные породы из основания (кординская свита) и верхней части (сосновская свита) сухопитской серии имеют С-изотопные отношения, близкие к нулевым. В вышележащих отложениях с возрастом менее 1000 млн. лет наблюдаются протяженные интервалы со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  2.5–4.5‰, максимум 5.6‰, разделенные короткими интервалами с более низкими величинами. Джурские отложения показывают восходящий тренд изменения  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.6–1.9 до 4.8‰ с последующим понижением в кровле свиты. В нижней части шунтарской свиты фиксируются положительные (1.9–3.2‰), а в верхней – отрицательные (–2.8–5.0‰) значения  $\delta^{13}\text{C}$ . В Ангарском разрезе свиты Серого ключа доминируют величины  $\delta^{13}\text{C}$  от 3.0 до 4.4‰, иногда понижаясь до 1.2–2.6‰. Карбонатные подсветы дадыктинской (Каменская зона) и рыбинской (Горбилковская зона) свит характеризуются однообразными  $\delta^{13}\text{C}$  (3.0–4.5‰) с вероятным понижением их в кровле. В нижней части дашкинской свиты фиксируется восходящий тренд изменения  $\delta^{13}\text{C}$  от 0.3 до 5.0‰, а далее наблюдаются вариации  $\delta^{13}\text{C}$  от 2.3–3.0 до 4.5–5.6‰. Сравнение полученных абсолютных значений и трендов  $\delta^{13}\text{C}$  Енисейского кряжа с таковыми Туруханского поднятия и Байкитской антеклизы показывает, что в первом случае они сходны, а во втором существенно различаются. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатных породах Енисейского кряжа (исключая кординские) в целом совпадают с таковыми в карбонатах других регионов с возрастом 1.100–850 млн. лет. Вместе с тем, дадыктинская и дашкинская свиты с высокими позитивными значениями (4–5‰) могут соответствовать и более молодым (моложе 850 млн. лет) отложениям.

**Ключевые слова.** Изотопы углерода, карбонатные породы, рифей, Енисейский кряж, стратиграфия, обстановки седиментации.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время получены обширные сведения о первичном изотопном составе углерода в морских карбонатах и выяснено, что в геологической истории наблюдаются вариации значений  $\delta^{13}\text{C}$ , которые контролируются изменениями в балансе органического и карбонатного углерода в морской воде. Эти вариации используются при выявлении разномасштабных геологических событий и для решения стратиграфических задач. Особенно важны хемотратиграфические исследования для докембрия, где комплекс традиционных методов расчленения и корреляции отложений имеет ограниченное применение.

Наиболее существенные результаты по выяснению поведения изотопов углерода в карбонатах докембрия получены для интервала 850–550 млн. лет (Покровский, Герцев, 1993; Покровский, 1996; Сочава и др., 1996; Schidlowski et al., 1975; Knoll et al., 1986; Derry et al., 1992; Strauss et al., 1992;

Ripperdan, 1994 и др.). Они показывают, что для этого времени характерны высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (до 4–8‰), которые эпизодически снижаются до –2–0‰. В меньшей степени изучено распределение изотопов углерода в карбонатах более низких горизонтов рифея (Покровский, Виноградов, 1991; Подковыров, Виноградов, 1996; Хабаров и др., 1996; Schidlowski et al., 1975; Ghazban et al., 1992; Veizer et al., 1992; Knoll et al., 1995; Kah, Knoll, 1996 и др.). По данным этих исследователей, в интервале 1600–1200 млн. лет преобладают значения  $\delta^{13}\text{C}$ , близкие к нулевым, а в более молодых отложениях наблюдаются возрастные вариации изотопного состава углерода с постепенным обогащением изотопом  $^{13}\text{C}$ . Однако, несмотря на проведенные работы, детальная кривая  $\delta^{13}\text{C}$  для этого интервала времени еще не установлена. Одна из причин заключается в недостатке изотопных данных по конкретным рифейским разрезам. В этом отношении мощный, преимуществен-

но карбонатный разрез восточных зон Енисейского кряжа, к тому же изученный довольно детально седиментологически (Хабаров, Таныгин, 1993; Хабаров, 1994; Хабаров и др., 1998), может оказаться весьма информативным. Ниже излагаются результаты седиментологических, петрографических, геохимических и изотопных исследований карбонатных отложений Енисейского кряжа, которые послужили основой для выявления эволюционного тренда изотопного состава углерода и оценки возможности его использования при стратиграфической корреляции разрезов рифея.

### РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И СТРАТИГРАФИЯ

Енисейский кряж – сложная складчато-надвиговая структура, сформированная, в основном, во время раннебайкальской коллизии (800–850 млн. лет назад) и усложненная во время более поздних геологических событий (Семихатов, 1962; Вотах, 1968; Постельников, 1980; Хабаров, 1995; Конторович и др., 1996; Сурков и др., 1996; Хоментовский, 1996).

В рифейском (добайкальском) структурном этаже выделяются пять структурно-формационных зон субмеридионального простирания: Каменская, Горбилокская, Каитъбинская, Глушинская и Исаковская (рис. 1). Рифей представлен мощным (10–12 км) комплексом латерально изменчивых силикокластических, карбонатных и вулканогенно-осадочных образований. Последние тяготеют к западным зонам. Разрез расчленен на четыре серии (снизу вверх): тейскую, сухопитскую, тунгусикскую и ослянскую, которые с угловым несогласием перекрыты позднепротерозойскими (байкальскими и вендскими) толщами (рис. 2). Рифейский возраст тейской серии еще дискутируется (Вотах, 1968; Ковригина и др., 1975; Волобуев и др., 1976; Постельников, 1980; Шенфиль, 1991). По нашим данным (Хабаров, 1994), в Горбилокской зоне (р. Чиримба) верхняя часть терригенно-карбонатной пенченгинской свиты тейской серии тесно связана с вышележащей кординской свитой сухопитской серии и формирует с заведомо рифейскими образованиями единый осадочный комплекс.

В составе сухопитской серии выделяются шесть свит: кординская карбонатно-терригенная (до 700 м), горбилокская зеленоцветная тонкосиликокластическая (750–900 м), удерейская тонкосиликокластическая с пачкой глинистых известняков в средней части (до 1200 м), погорюйская песчано-алевро-глинистая (до 750 м), Карточки глинисто-известняковая (до 150 м) и аладьинская доломитовая (до 500 м). В Горбилокской зоне две последние свиты замещаются сосновской глинисто-карбонатной свитой (до 350 м) (Семихатов, 1962).

Тунгусикская серия, которая согласно, а по данным некоторых исследователей (например, Шенфиль, 1991) с несогласием, залегает на сухопитской серии, расчленяется в Каменской зоне на пять свит: силикокластическую красногорскую (60–140 м), карбонатную джурскую (до 400 м), терригенно-карбонатную темноцветную шунтарскую (до 1000 м), карбонатную Серого ключа (до 600 м) и терригенно-карбонатную дадыктинскую (до 600 м). В Горбилокской зоне тунгусикская серия подразделена на шесть свит (рис. 2): карбонатно-терригенную потоскуйскую (до 1050 м), темноцветную карбонатно-глинистую шунтарскую (до 500–600 м), силикокластическую удоронгскую (до 120 м), карбонатно-глинистую бореминскую (до 150 м), карбонатно-терригенную рыбинскую (до 480 м), тонкосиликокластическую мокринскую (до 270 м).

В основании ослянской серии согласно, но иногда с локальными размывами, залегает силикокластическая нижнеангарская свита (до 350 м), которая перекрывается преимущественно известняковой дашкинской свитой (до 1500 м).

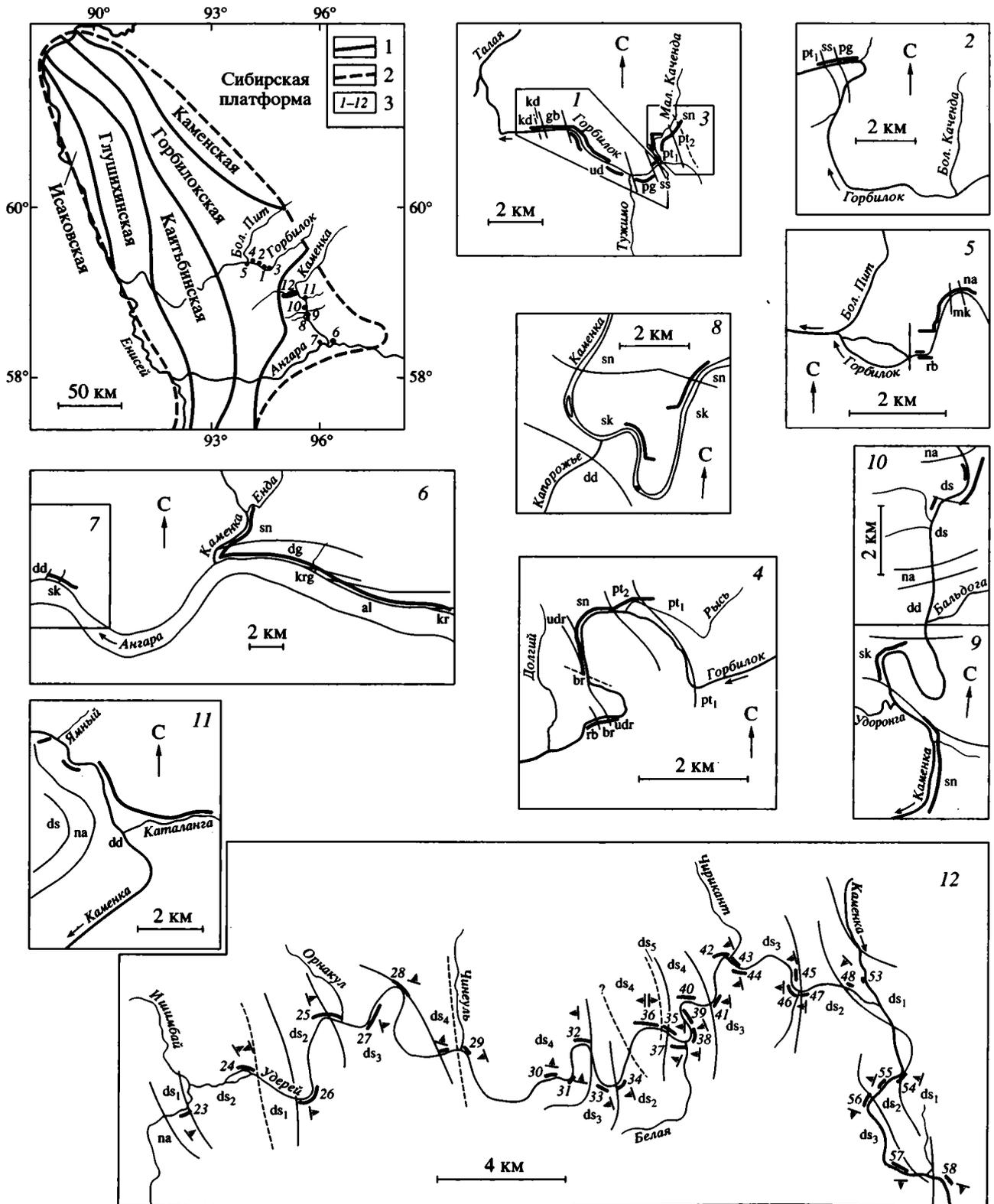
Седиментологическое изучение рифейских отложений проводилось в многочисленных разрезах, которые вскрыты по берегам рек Ангары, Каменки, Горбилок, Бол. Пит и их притокам. В наиболее геологически сложных районах Горбилокской зоны седиментологические исследования сопровождались геологическим картированием.

Образцы для изотопных исследований отбирались лишь из некоторых, наиболее представительных разрезов (рис. 1). Интервал опробования в сплошных карбонатных толщах в среднем составлял 20–25 м. К сожалению, некоторые свиты по разным причинам опробованы неравномерно. Иногда, например, при разной степени перекристаллизации и доломитизации близко расположенных в разрезе карбонатных пород, образцы отбирались через 2–5 м, а в некоторых случаях более чем 50 м. Доломиты кординской свиты отобраны из обнажения, расположенного на правом берегу р. Горбилок, 2,5 км выше устья р. Талая. Далее, до устья р. Мал. Каченды, фиксируется разрез вышележащей части сухопитской серии (рис. 1.1, 2.1). Однако образцы известняков сосновской свиты взяты из более представительного разреза, вскрытого на правом берегу р. Горбилок, в 7,5–8,0 км ниже устья р. Бол. Каченды. Потоскуйская свита достаточно полно обнажена на р. Горбилок, выше устья р. Мал. Каченды и в ее приустьевой части, откуда отобраны образцы известняков верхнепотоскуйской подсвиты (рис. 1.3, 2.3). Более молодые отложения тунгусикской серии Горбилокской зоны относительно хорошо вскрыты в нижнем течении р. Горбилок, ниже устья руч. Рысь (рис. 1.4, 2.4) и в приустьевой части р. Горбилок (рис. 1.5, 2.5).

Образцы карбонатных пород джурской свиты для С- и О-изотопных исследований взяты из ее

стратотипического разреза, расположенного на правом берегу р. Ангары, выше устья р. Каменки. В приустьевой части последней фиксируется переход к вышележащей шунтарской свите, кото-

рая прослеживается до устья р. Енды (рис. 1.6, 2.6). Верхняя часть шунтарской свиты и вышележащая свита Серого ключа обнажаются на р. Каменке, в 1–6 км ниже устья р. Капорозья (рис. 1.8,



2.8) и ниже и выше устья р. Удоронги (рис. 1.9, 2.9). Из последнего разреза взяты образцы пород шунтарской свиты, а из первого – свиты Серого ключа. Кроме того, нами детально опробован стратотипический разрез свиты Серого ключа, который вскрывается на правом берегу р. Ангары, в 16 км ниже устья р. Каменки (Шунтарская шивера) (рис. 1.7, 2.7). Верхняя, преимущественно карбонатная часть дадыктинской свиты изучалась в приустьевой части р. Каталанги, а также на р. Каменке, в 2–4 км выше устья р. Каталанги (рис. 1.11, 2.11).

Наиболее полный разрез дашкинской свиты наблюдается в нижнем течении р. Удерей, на западном и восточном крыльях Нижнеудерейской синклинали, однако, и он фрагментарен. Дополнительные сведения о строении разреза дашкинской свиты получены также при изучении ее на р. Каменке, ниже устья р. Удерей (рис. 1.12, 2.12) и в 3–4 км выше устья р. Бальдоги (рис. 1.10, 2.10). Выбор образцов на С- и О-изотопные анализы проводился из нескольких обнажений (23, 25, 28, 30, 32, 35, 36, 40, 42, 43, 46, рис. 1.12), что позволило, судя по нашим построениям, относительно полно охарактеризовать разрез дашкинской свиты (рис. 1.12, 2.12). Кроме того, были взяты образцы из ее нижней части, вскрытой на р. Каменке, выше устья р. Бальдоги (рис. 1.10, 2.10). Более подробная характеристика карбонатных отложений восточных зон Енисейского кряжа, из которых были отобраны образцы для изотопных исследований, приводится ниже.

В кординской свите карбонатные породы встречаются в нижней части ее разреза и представлены серыми и зеленовато-серыми перекристаллизованными, частично окремненными доломитами с примесью силикокластики.

Свита Карточки (150 м) сложена зеленовато-серыми и пестроцветными тонкослоистыми микрит-силлитами и известковыми аргиллитами, которые образуют маломощные слои дистальных турбидитов или гемипелагитов; отмечаются отложения потоков карбонатного обломочного материала. Выше по разрезу фиксируются верхне-склоновые и шельфовые тонкослоистые доломиты с пластами синседиментационных оползневых

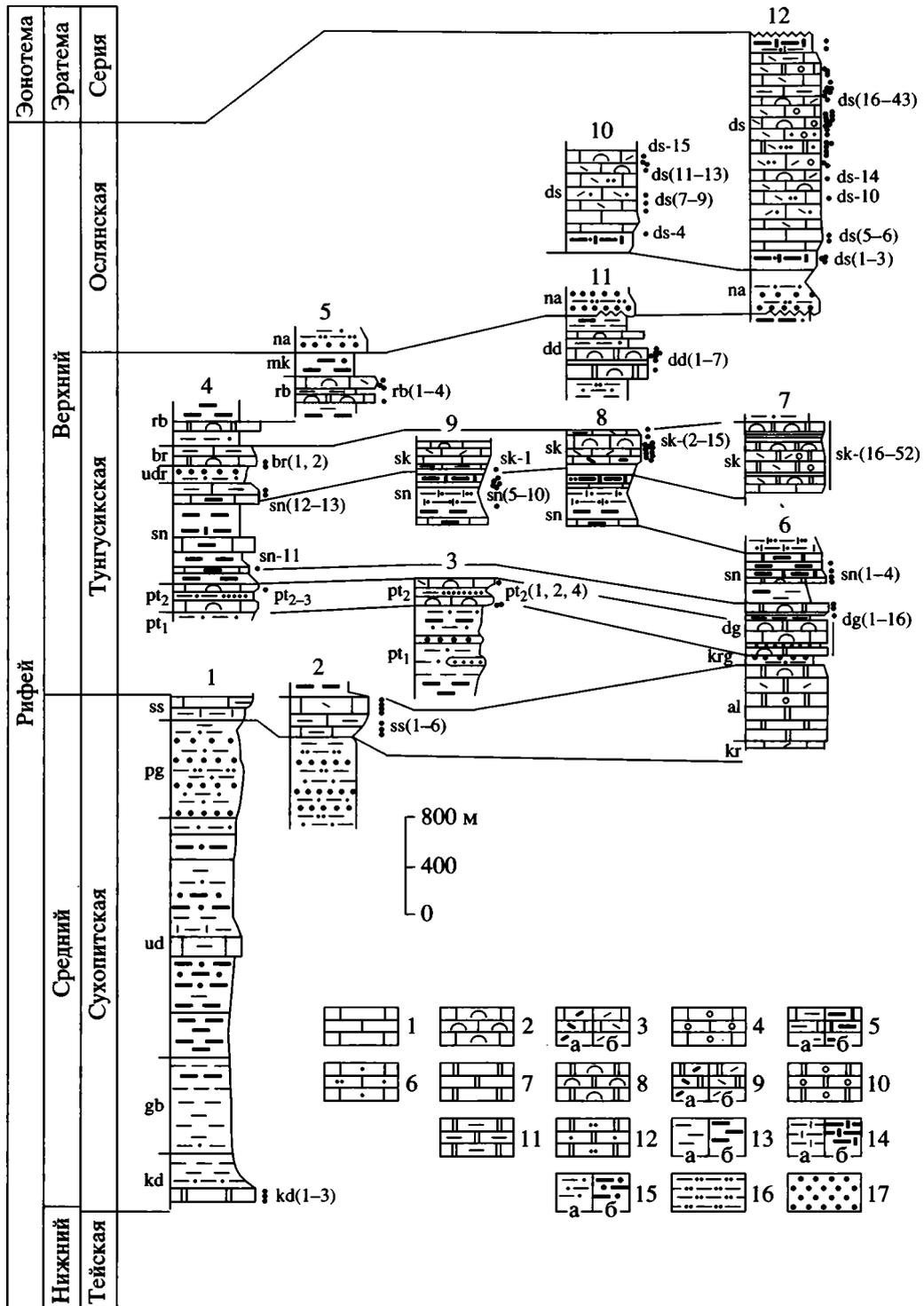
и постседиментационных брекчий, оолитовых окремненных доломитов и микробиальных ламинитов аладьинской свиты (500 м). В Горбилоской зоне эти свиты замещаются сосновской свитой (до 350 м), сложенной известняковыми и глинисто-известняковыми гравититами и гемипелагитами (Таныгин, Хабаров, 1989; Хабаров, 1994).

Джурская свита (до 400 м) Каменской зоны представлена, в основном, разнообразными по структуре и генезису известняками и доломитами, которые образовались в пределах карбонатной платформы с краевыми строматолитовыми рифами. В основании свиты наблюдаются строматолитовые и интракластические доломиты, которые сменяются маломощным пакетом силикокластических пород. Северо-западнее мощность силикокластитов постепенно возрастает до 30 м в нижнем течении р. Каменки (у устья руч. Глубокий), а в Горбилоской зоне достигает 70 м. Выше по разрезу фиксируются строматолитовые и интракластические известняки (до 90 м), в верхней части неравномерно доломитизированные. Далее прослеживаются интракластические и строматолитовые доломиты (60–70 м), которые сменяются аргиллитами (до 40 м). Завершается разрез свиты пачкой преимущественно строматолитовых доломитов (до 50 м), иногда с горизонтами известняков в основании и кровле. В северо-западном направлении мощность карбонатных пачек сокращается, а верхняя пачка строматолитовых доломитов замещается темно-серыми, часто известковистыми аргиллитами с тонкими прослоями темно-серых глинистых известняков. В Горбилоской зоне латеральные аналоги верхней пачки строматолитовых доломитов включаются в шунтарскую свиту (Хабаров, Таныгин, 1993; Хабаров, 1994). В составе верхнепотоскуйской подсвиты Горбилоской зоны доминируют известняковые и глинисто-известняковые гравититы и гемипелагиты, разделенные пачкой аргиллитов. На конседиментационных поднятиях фиксируются алевролиты, кварцевые песчаники и строматолитовые известняки (Хабаров, Таныгин, 1993) (рис. 2).

Шунтарская свита (500–1000 м) сложена в разной степени углеродистыми (до 6–8%), сильно пиритизированными известняками, глинистыми известняками, известковистыми аргиллитами, реже

**Рис. 1.** Схема структурно-формационной зональности рифейских отложений Енисейского кряжа и расположение изученных разрезов.

1 – границы между зонами; 2 – граница Енисейского кряжа; 3 – локализация разрезов, показанных на схемах-врезках. Разрезы: 1 – р. Горбилос, ниже устья р. Мал. Каченды, 2 – р. Горбилос, 7–8 км ниже устья р. Бол. Каченды, 3 – р. Мал. Каченда, 0–2 км выше устья, 4 – нижнее течение р. Горбилос, ниже устья руч. Рысь, 5 – р. Горбилос, 2–4 км выше устья, 6 – р. Ангара, выше устья р. Каменки и р. Каменка, ниже устья р. Енды, 7 – р. Ангара, 16 км ниже устья р. Каменки, 8 – р. Каменка, 1–6 км ниже устья р. Капорожье, 9 – р. Каменка, выше и ниже устья р. Удоронги, 10 – р. Каменка, выше устья р. Бальдоги, 11 – приустьевая часть р. Каталанги и р. Каменка, выше по течению, 12 – нижнее течение р. Удерей и р. Каменка, ниже по течению. Индексы на схемах-врезках – свиты: kd – кординская, gb – горбилоская, ud – удерейская, pg – погорюйская, ss – сосновская, kr – Карточки, al – аладьинская, pt – потоскуйская, krg – красногорская, dg – джурская, sn – шунтарская, udg – удоронгская, br – бореминская, sk – Серого ключа, rb – рыбинская, mk – мокринская, dd – дадыктинская, na – нижеангарская, ds – дашкинская.



**Рис. 2.** Корреляция разрезов рифейских отложений восточных зон Енисейского кряжа и расположение образцов, отобранных для С-изотопного анализа.

1-6 – известняки: 1 – силтит-микритовые частично перекристаллизованные, 2 – строматолитовые, 3 – крупно (а)- и мелкоинтракластические (б), 4 – оолито-комковато-пизолитовые, 5 – глинистые (а) и глинистые углеродистые (б), 6 – песчанистые и алевритистые; 7-12 – доломиты: 7 – силтит-микритовые частично перекристаллизованные, 8 – строматолитовые, 9 – крупно (а)- и мелкоинтракластические (б), 10 – оолито-комковато-пизолитовые, 11 – глинистые, 12 – песчанистые и алевритистые; 13-15 – аргиллиты: 13 – малоуглеродистые (а) и углеродистые (б), 14 – известковистые (а) и известковистые углеродистые (б), 15 – алевритистые (а) и алевритистые углеродистые (б); 16 – алевролиты; 17 – песчаники. Цифры над колонками и индексы свит см. на рис. 1.

алевролитами и доломитами. В Каменской зоне в составе свиты выделяются три примерно равные по мощности толщи: нижняя аргиллитовая, средняя глинисто-карбонатная со строматолитовыми доломитами в основании (до 18 м), которые быстро выклиниваются в северо-западном направлении, и верхняя карбонатно-алевро-глинистая с многочисленными пакетами дистальных турбидитов. Отмечаются оползни и маломощные прослои отложений потоков обломочного материала. В Горбилоской зоне глинисто-карбонатные турбидиты, по существу, не фиксируются, а мощность свиты сокращается до 500–600 м. Особенно заметным становится уменьшение мощности шунтарской свиты, если учесть, что в Горбилоской зоне в ее составе картируются латеральные аналоги не только верхней части джурской свиты, но и нижней части свиты Серого ключа (рис. 2) (Хабаров, 1994; Хабаров и др., 1998).

Образование шунтарских отложений происходило преимущественно в умеренно глубоководном стратифицированном бассейне с дефицитом кислорода в придонных водах и сероводородным заражением. На востоке он был ограничен карбонатным шельфом, который занимал территорию, в основном, восточнее современной восточной границы Енисейского кряжа, а на западе – двумя системами вулканических островов (Глушихинской, связанной в задуговым рифтингом, и Исаковской – островодужной). Основная масса карбонатного материала, поступавшего в бассейн с карбонатной платформы, отлагалась мутьевыми потоками и придонными течениями в Каменской зоне. В Горбилоской зоне доминировала гемипелагическая седиментация глинистого и карбонатно-глинистого материала. Иногда зона кислородного минимума распространялась в пределы глубокого шельфа, способствуя хорошей сохранности органического вещества в шельфовых осадках (Хабаров, 1994; Конторович и др., 1996; Хабаров и др., 1998).

В свите Серого ключа (600–400 м) и ее латеральных аналогах выделяются три типа разреза: доломитовый (Ангарский), известняковый (Каменский) и известняково-силикокластический (Горбилоский). В первом преобладают микрит-силтитовые, оолито-интракластические и строматолитовые доломиты, накопившиеся в пределах ограниченного шельфа. Во втором – углеродсодержащие глинистые микриты и микрит-силтитовые известняковые турбидиты в ассоциации с образованиями дебрисных потоков; вверх по разрезу эти отложения сменяются штормовыми и строматолитовыми известняками, иногда доломитизированными. В третьем совместно с карбонатными породами (верхняя часть шунтарской свиты и бореминая свита) наблюдаются аргиллиты и алевропесчаники удоронгской свиты (до 120 м) (рис. 2), которые сформировались выше и

ниже штормового базиса. Генетическая интерпретация имеющихся данных показывает, что в свите Серого ключа развивалась карбонатная платформа с краевым строматолитовым рифом, которая западнее и северо-западнее сменялась склоновыми и бассейновыми, иногда эвксинными обстановками с последующим обмелением и заполнением депрессии силикокластическим материалом (Хабаров, 1994; Хабаров и др., 1998).

Дадыктинская свита (до 600 м) в Каменской зоне сложена преимущественно строматолитовыми, оолито-интракластическими известняками и доломитами с горизонтом аргиллитов (до 280 м) в нижней части. Маломощные пакеты силикокластитов отмечаются и среди преимущественно карбонатной части разреза свиты. Кроме того, в верхней части свиты выделяются две пачки аргиллитов, разделенные пачкой строматолитовых известняков (рис. 2). В Горбилоской зоне возрастает роль аргиллитов.

Дашкинская свита (до 1500 м) сложена в основном известняками (микрит-силтитовыми, глинистыми, оолито-комковато-интракластическими, строматолитовыми) с прослоями алевролитов, песчаников и доломитов. В составе свиты выделяются пять толщ. В основании прослеживается толща (до 200 м) темно-серых известковистых и доломитистых аргиллитов с пакетами серых и темно-серых микрит-силтитов. Вторая (350–400 м) представлена серыми и зеленовато-серыми горизонтально- и линзовиднослоистыми микрит-силтитами, часто алевритистыми и доломитистыми; в ее верхней части фиксируются оолито-интракластические и строматолитовые известняки. Роль последних возрастает в более восточных разрезах. Основу третьей (230–260 м) составляют серые микрит-силтитовые и оолито-комковато-интракластические известняки и доломиты с многочисленными трещинами синерезиса. Доломиты обычно песчаные. Отмечаются силикокластические песчаники. Четвертая толща (410–440 м) сложена серыми и темно-серыми силтит-микритовыми, оолито-комковато-интракластическими и строматолитовыми, иногда с примесью силикокластичности известняками. Фиксируются маломощные пакеты аргиллитов. Пятая толща (более 160 м) представлена темно-серыми известково-доломитистыми аргиллитами с редкими пакетами интракластических известняков и алевро-песчаных доломитов. Породы свиты обычно сгруппированы в многочисленные циклы метрового масштаба и сформировались на шельфе с явным доминированием штормовых процессов.

Изотопные датировки рифейских отложений Енисейского кряжа ограничены. Известны определения К–Аг методом по глаукониту из погоройской свиты около 1100 млн. лет, из кровли красногорской свиты  $1007 \pm 15$  млн. лет и основа-

ния джурской свиты  $924 \pm 40$  млн. лет (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991 и библиография в этих работах). Имеются также определения возраста гранитоидов, прорывающих отложения тунгусикской серии, 850 и 850–820 млн. лет (Волобуев и др., 1973).

В последнее время Pb–Pb методом получена датировка  $1035 \pm 60$  млн. лет из сухотунгусинской свиты Туруханского поднятия (Горохов и др., 1995; Овчинникова и др., 1995), которая коррелируется с аладьинской свитой (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991 и др.). Эти данные показывают, что карбонатные породы верхней части сухопитской серии не древнее 1100 и не моложе 1000 млн. лет, а тунгусикской и ослянской серий ограничены возрастными рамками 1000–850–820 млн. лет.

Возрастная интерпретация карбонатных пород из нижней части кординской свиты и/или кровли пенченгинской свиты более сложна. Время метаморфизма тейской серии по радиометрическим датировкам оценивается в 1850–1650 млн. лет (Волобуев и др., 1976), что не согласуется с геологическими наблюдениями в Горбилкокской зоне (р. Чиримба, ниже Чиримбинского гранитоидного массива). Здесь картируемые в составе пенченгинской и кординской свит отложения связаны постепенными переходами и имеют одинаковую степень метаморфизма, который активно проявился во время становления позднерифейских гранитоидов. Это несоответствие между геологическими данными и результатами определения изотопного возраста можно объяснить тем, что в составе пенченгинской свиты в разных зонах Енисейского кряжа картируются разновозрастные толщи, одна из которых имеет раннепротерозойский, другая – рифейский возраст.

В последнее время нами проведено  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование синседиментационных диабазов из базальной терригенной толщи рифея Байкитской антеклизы. Эти диабазы, по-видимому, синхронны пенченгинскому вулканизму и внедрению мафитов в Рыбинско-Панимбинской структуре Енисейского кряжа во время активизации рифтинга (Хабаров, 1995). Полученные данные показывают, что возраст диабазов не моложе  $1430 \pm 14(2\sigma)$  и не древнее  $1570 \pm 27(2\sigma)$  млн. лет. С учетом общих геологических данных, возраст вышележащих отложений нижней части кординской свиты, по-видимому, близок к 1450–1350 млн. лет.

## АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Изотопным исследованиям предшествовало макро- и микроскопическое изучение пород с отбором наименее перекристаллизованных фрагментов образцов. Отобранные фрагменты образцов истирались до пудры и выдерживались в  $\text{H}_2\text{O}_2$

в течение 20 минут для разложения органической составляющей. После сушки образцы разлагались 100% ортофосфорной кислотой при 50°C. Для измерений на масс-спектрометре "Finnigan-delta" отбирались фракции газа, выделившегося в течение первых 2 и последних 16 часов. Такая процедура позволяет дифференцированно определять  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в трудно- и легкорастворимых карбонатных составляющих в одном образце. Воспроизводимость стандарта ОСО КН-2 (Германия) и МСА (Россия) не превышала 0.1‰ по С и 0.15‰ по О. При определении изотопного состава органического углерода в качестве стандарта использовался NBS-22. Результаты анализов представлены относительно стандарта PDB.

Содержания Ca, Mg, Fe, Mn в растворимой части карбонатных пород определялись атомно-абсорбционным методом на приборе SP9 PI UNIKAM (погрешность не превышала 5%), а Sr методом изотопного разбавления.

## ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Многочисленные исследования карбонатных пород показывают, что они способны сохранить близкий к первичному изотопный состав углерода, однако постседиментационные процессы как поверхностные, так и глубинные могут изменить начальные значения  $\delta^{13}\text{C}$ , обычно в сторону более низких (Сочава и др., 1996; Veizer, 1983; Knoll et al., 1995 и др.). Поэтому оценка степени постседиментационных преобразований пород рассматривается как необходимый элемент в структуре стратиграфических изотопно-геохимических исследований, а методы ее оценки хорошо описаны в литературе (Сочава и др., 1996; Brand, Veizer, 1981; Veizer, 1983; Derry et al., 1992; Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995 и др.). Образцы изучались микроскопически с выделением в них фрагментов с разными петрографическими характеристиками. Для изотопных исследований отбирались в основном микритовые, микроспаритовые, оолитовые, строматолитовые породы с хорошо сохранившимися первичными микроструктурами. Однако такие выборки не всегда возможны, поскольку карбонатные породы восточных зон Енисейского кряжа обычно в разной степени перекристаллизованы. Среди перекристаллизованных карбонатных пород выделяются известняки и доломиты со слабой микрорыхлостью перекристаллизацией и хорошо сохранившимися зернами; доломиты (реже известняки) полностью перекристаллизованные, но с реликтами первичной структуры и спаритами поздней генерации заполнения микропор и микрокаверн; известняки (реже доломиты), представленные неоморфными, ориентированными по сланцеватости кристаллами с потерей первичных

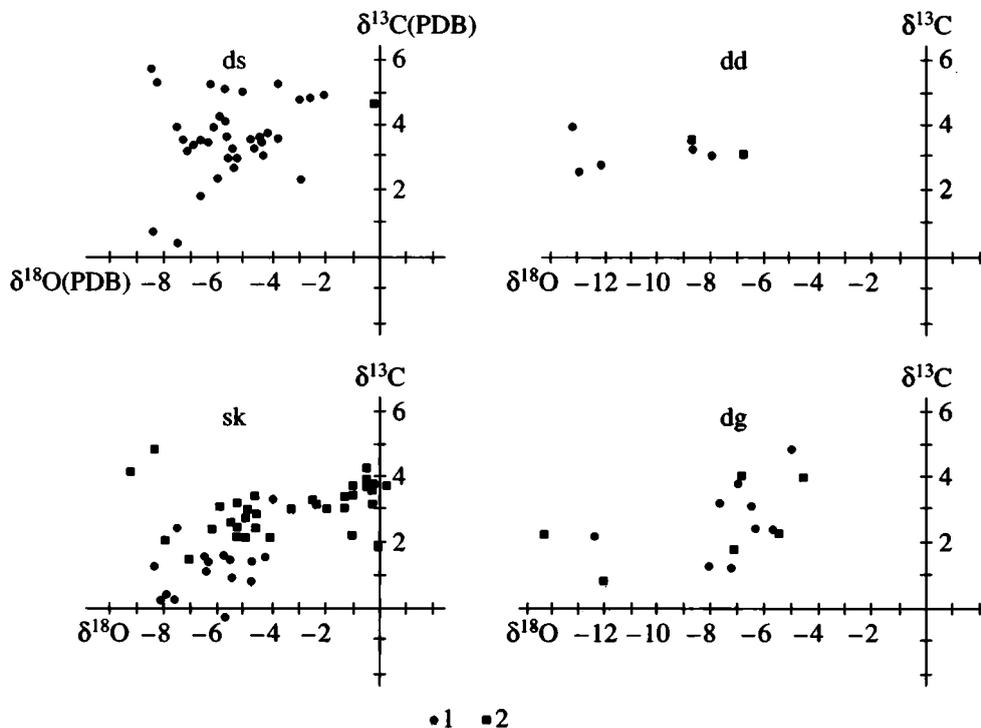


Рис. 3. Соотношение значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатных породах Каменской зоны Енисейского края. 1 – известняки; 2 – доломиты. Индексы свит см. на рис. 1.

структурных элементов. Доломитизация известняков по петрографо-седиментологическим данным происходила преимущественно в самом раннем диагенезе при активном обмене с морскими водами.

При взаимодействии карбонатных пород с метеорными и глубинными водами происходит смещение  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  обычно в отрицательную сторону, однако для сходных изменений изотопных составов соотношение вода/порода для углерода должно быть на 2–3 порядка выше, чем для кислорода. Поэтому изотопные отношения кислорода рассматриваются как чувствительный индикатор постседиментационных преобразований (Viezer, 1983). Для карбонатных пород, которые подверглись воздействию постседиментационных процессов с незначительными изменениями изотопных отношений углерода, обычны величины  $\delta^{18}\text{O}$  не менее  $-10 \dots -11\text{‰}$  (Kauffman et al., 1993; Knoll et al., 1995). В изученных образцах они изменяются от близких к нулевым до  $-14\text{‰}$ , причем в доломитах они обычно выше на 2–3‰, чем в известняках, что объясняется изотопным фракционированием при доломитизации и лучшей сохранностью кислородной изотопной системы в доломитах (Покровский, Герцев, 1993; Сочава и др., 1996; Knoll et al., 1995 и др.) (таблица). В целом более низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  характерны для карбонатных пород Горбилковской зоны, где они в боль-

шей степени были подвержены катагенетическим преобразованиям.

Диагностика воздействия постосадочных процессов на C-изотопные отношения проводится по наличию корреляции между  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  на соответствующих диаграммах. В изученных отложениях корреляционных связей между значениями  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$  (рис. 3) не наблюдается и только для карбонатных пород джурской свиты и свиты Серого ключа отмечается слабая положительная корреляция. Учитывая собственные и литературные данные по геохимии изотопов C и O, образцы карбонатных пород разделены на три группы. В первую группу отнесены породы с величинами  $\delta^{18}\text{O}$  менее  $-10\text{‰}$ , которые испытали, по-видимому, наиболее существенные постседиментационные изменения. Вторая группа со значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-10$  до  $-5\text{‰}$  отнесена к слабо измененным, а третья ( $\delta^{18}\text{O}$  более  $-5\text{‰}$ ) – к неизменным породам. Отмечается положительная корреляция между степенью перекристаллизации пород и значениями  $\delta^{18}\text{O}$ ; в наименее перекристаллизованных породах фиксируются более высокие величины O-изотопных отношений. Так, известняки дашкинской свиты характеризуются хорошей сохранностью первичных структурных элементов и одновременно значениями  $\delta^{18}\text{O}$  более  $-8\text{‰}$ , т.е. они относятся к неизменным или слабо измененным карбонатным породам с величинами  $\delta^{13}\text{C}$ , близкими к пер-

Таблица. Геохимическая характеристика и изотопный состав углерода и кислорода рифейских карбонатных пород восточных зон Енисейского кряжа

Образец	Зона	Высота от основания свиты, м	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
kd-1	Горбилочская	100	3500	44916.7	232.0	0.5021	15.0	192.7	-0.1	-10.9		
kd-2		120	2444.4	45250.0	214.4	0.4983	11.3	211.0	-0.8	-7.7		
kd-3		134	3812.6	22289.9	222.1	0.5064	17.7	164.0	-1.9	-10.4		
ss-1		60	1710.8	46927.7	540.0	0.0343	3.2	86.9	-0.5	-11.9		
ss-2		150	473.9	1825.8	399.1	0.0199	0.67	4.57	-0.4	-9.9		
ss-3		250	541.4	1473.8	482.8	0.0284	1.1	3.0	0.5	-11.0		
ss-4		270	319.2	1496.5	212.4	0.0032	1.5	7.0	0.7	-11.7		
ss-5		300	1089.4	10378.3	236.0	0.0422	4.6	43.9	0.7	-11.5		
ss-6		320	3700.0	10798.9	324.1	0.0319	11.4	33.2	-0.2	-10.9		
dg-1		Каменская	2	476.1	10908.2	29.4	0.4266	16.1	371.0	1.9	-7.2	
dg-2	4		608.0	14459.7	30.0	0.4310	20.2	481.9	2.4	-5.7		
dg-3	10		346.4	3556.1	84.3	0.4125	4.1	42.2	2.4	-14.6		
dg-4	45		437.5	4966.3	172.0	0.0242	2.5	28.8	1.3	-7.4		
dg-5	48		499.4	4115.2	252.3	0.0098	1.97	16.3	1.4	-8.1		
dg-6	63		88.2	1481.7	122.7	0.0042	0.7	12.0	2.5	-6.3		
dg-7	70		201.4	1242.4	104.8	0.0042	1.9	11.8	2.3	-12.6		
dg-8	78		127.1	751.4	276.7	0.0057	0.46	2.7	3.2	-6.4		
dg-9	108		1153.8	1075.8	81.0	0.0047	14.2	13.2	2.4	-5.7		
dg-10	137		77.6	875.9	153.4	0.0075	0.5	5.7	3.2	-7.8		
dg-11	148		118.8	2340.9	290.3	0.0024	0.29	8.0	3.9	-7.1		
dg-12	218		214.4	5042.2	37.1	0.400	5.8	152.0	4.0	-4.4		
dg-13	228		129.5	2236.1	25.6	0.5543	5.0	87.3	4.1	-7.0		
dg-14	320		152.3	2065.6	430.0	0.0203	0.35	4.8	4.8	-5.0		
dg-15	365						0.4812			2.9	-7.6	
dg-16	380	1521.7	4366.2	178.3	0.1997	8.5	24.4	1.1	-12.1			
pt <sub>2</sub> -1	Горбилочская	0.5	390.6	3956.6	232.0	0.0042	1.7	17.0	-0.5	-11.3		
pt <sub>2</sub> -2		5	242.5	6762.9	121.6	0.0339	2.0	55.6	0.5	-12.4		
pt <sub>2</sub> -3		95	107.0	2512.3	291.4	0.0038	0.36	8.6	2.2	-7.9		
pt <sub>2</sub> -4		140	275.8	3215.7	203.6	0.0028	1.35	15.8	1.4	-6.8		
sn-1	Каменская	260				0.4858			2.5	-4.4		
sn-2		280					0.0082			2.2	-6.8	-31.7
sn-3		300	2062.2	6447.9	1071.2	0.0116	1.92	6.0	1.9	-8.8	-33.4	
sn-4		380	914.3	874.1	912.0	0.0045	1.0	0.96	3.2	-6.6	-30.1	
sn-5		680	3420.9	46703.3	546.9	0.3676	6.25	85.3	-5.0	-7.1	-30.8	
sn-6		780	1518.3	24110.2	816.0	0.2095	1.86	29.5	-4.7	-7.2	-30.4	
sn-7		810	1693.3	37087.9	551.6	0.233	3.07	67.2	-4.9	-6.2	-30.0	
sn-8		830	1569.4	26223.8	577.8	0.221	2.5	45.4	-4.7	-7.8	-31.2	
sn-9		850	828.6	26327.3	597.9	0.0223	1.38	44.0	-4.7	-8.1		
sn-10		860	508.9	8821.2	517.6	0.0825	0.98	17.0	-2.8	-7.5		
sn-11	Горбилочская	150	3183.2	7552.6	352.8	0.0039	9.0	21.4	-1.9	-11.0		
sn-12		570	5352.9	49039.2	804.2	0.0318	6.6	60.9	-1.1	-8.7		
sn-13		585	5716.7	27902.8	839.2	0.0169	6.8	33.2	-0.5	-9.3		

Таблица. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
sk-1	Каменская	70	360.0	10335.9	185.4	0.1170	1.9	55.7	1.0	-5.7		
sk-2		120	449.4	10441.3	205.6	0.1168	2.2	50.8	-0.3	-5.7		
sk-3		123	137.9	1141.4	223.7	0.0087	0.9	5.1	0.5	-7.9		
sk-4		133	241.0	1821.5	257.4	0.0039	0.9	7.0	0.3	-8.2		
sk-5		153	173.8	2967.1	138.0	0.0526	1.3	21.5	0.4	-7.7		
sk-6		163	309.9	14520.2	156.4	0.1355	1.97	92.8	0.9	-4.7		
sk-7		181	51.3	814.8	137.6	0.1024	0.4	5.9	1.5	-7.1		
sk-8		198	33.2	429.3	118.0	0.0112	0.3	3.6	1.5	-6.4		
sk-9		211	516.9	17695.5	90.8	0.2806	5.7	194.8	1.7	-4.2		
sk-10		212	129.8	1105.6	136.7	0.0473	0.95	8.0	1.7	-5.7		
sk-11		219	43.1	642.2	145.6	0.0016	0.3	4.4	1.6	-6.5		
sk-12		240	73.9	361.3	122.4	0.0032	0.6	2.9	1.4	-5.7		
sk-13		345	60.3	345.4	182.1	0.0113	0.3	1.9	1.3	-6.5		
sk-14		350	112.5	835.7	151.1	0.0472	0.7	5.5	1.4	-8.7		
sk-15		440	225.0	1395.3	147.3	0.0039	1.5	9.4	2.6	-7.7		
sk-16a		140					0.0118			4.4	-2.9	
sk-17a		160	134.8	1008.7	356.6	0.0102	0.4	2.8	3.5	-4.0		
sk-18a		163	260.9	1777.8	137.9	0.0107	1.9	12.8	1.9	-4.7		
sk-19a		175	365.9	4093.6	31.7	0.3065	11.5	129.1	3.2	-0.3		
sk-20a		181	288.0	3100.8	51.9	0.3999	5.5	59.7	3.2	-1.3		
sk-21a		184	282.3	3146.4	36.0	0.4570	7.8	87.3	3.8	-1.2		
sk-22a		192	360.0	3546.5	58.4	0.4571	6.2	60.7	3.4	-1.8		
sk-23a		194	366.8	5358.4	40.8	0.3856	8.9	131.0	3.9	-0.6		
sk-24a		202	436.8	5977.5	35.4	0.4500	12.3	168.8	3.7	-0.6		
sk-25a		205	327.2	4555.6	31.8	0.4626	10.2	86.1	3.0	-3.3		
sk-26a		207	344.1	2738.5	32.5	0.4790	10.5	84.2	3.3	-2.5		
sk-27a		212	380.0	4920.0	29.5	0.4737	12.8	166.7	4.3	-0.6		
sk-28a		217	612.6	4826.1	22.5	0.5022	27.2	214.4	2.6	-4.6		
sk-29a		226	794.5	7454.5	32.0	0.4610	24.8	232.9	3.1	-4.9		
sk-30a		245	977.9	7717.6	43.1	0.4421	22.6	179.0	3.3	-4.7		
sk-31a		251	239.4	5904.0	15.8	0.4819	15.1	373.6	2.6	-5.5		
sk-32a		278	385.2	4555.6	26.1	0.4643	14.7	174.5	2.9	-4.6		
sk-33a		284	130.7	3611.0	33.9	0.4937	3.8	106.5	3.7	0.4		
sk-34a		300	190.0	3045.7	35.2	0.4737	5.4	86.5	3.7	-0.6		
sk-35a		314	186.5	4249.1	40.0	0.4920	4.6	106.2	3.6	0.5		
sk-36a		320	168.3	3514.3	38.6	0.4851	4.4	91.0	3.4	-1.0		
sk-37a		334	285.0	7569.2	47.4	0.4918	6.0	159.6	1.9	0.1		
sk-38a		362	132.4	2236.4	37.4	0.4892	3.5	59.8	3.0	-2.1		
sk-39a		373	151.3	2612.4	37.4	0.4921	4.0	69.8	2.3	-1.0		
sk-40a		389	277.0	1609.3	27.9	0.4716	9.9	57.6	2.2	-4.3		
sk-41a		402	358.8	3188.9	21.2	0.5053	16.9	150.3	1.2	-5.3		
sk-42a		412	306.1	5467.7	17.9	0.4757	17.0	305.4	3.1	-6.0		
sk-43a		439	380.0	4555.6	24.5	0.5053	15.5	185.9	2.4	-6.2		
sk-44a		451	276.7	4299.0	23.9	0.5247	11.5	143.7	2.1	-8.1		
sk-45a		461	860.3	11603.8	36.6	0.4872	23.5	317.0	3.2	-2.5		

Таблица. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
sk-46a		491	219.6	4288.1	251.9	0.0226	0.87	17.0	2.9	-5.0	
sk-47a		509	225.3	4004.7	313.8	0.0080	0.7	12.7	2.4	-5.3	
sk-48a		533	2991.1	13396.0	69.7	0.3842	42.9	192.1	2.3	-5.1	
sk-49a		547	5756.4	4384.2	26.2	0.5083	219.6	167.3	3.3	-5.3	
sk-50a		553	706.4	3644.4	19.5	0.5126	20.8	186.8	4.4	-9.2	
sk-51a		575				0.5072			3.7	-6.1	
sk-52a		595				0.5143			1.9	-6.3	
br-1	Горбилloxская	3				0.0123			1.6	-7.2	
br-2		15	304.7	3617.6	130.0	0.0037	2.3	27.8	1.1	-12.5	
dd-1	Каменская	280	135.8	1448.0	31.4	0.4178	4.3	46.1	3.5	-8.8	
dd-2		340	137.6	3454.2	112.8	0.0086	1.2	30.6	4.0	-13.7	
dd-3		380	232.6	4543.8	51.3	0.0682	4.5	88.5	2.8	-12.6	
dd-4		385	341.0	8975.9	70.2	0.1942	4.8	127.8	3.0	-8.0	
dd-5		395	1125.0	7267.4	83.4	0.0346	13.4	87.1	3.2	-8.9	
dd-6		405	162.6	5176.3	53.7	0.5031	3.0	96.3	3.0	-6.7	
dd-7		445	303.1	2570.4	58.6	0.0548	5.2	43.8	2.6	-12.8	
rb-1	Горбилloxская	360	527.1	10040.6	36.1	0.3169	14.6	278.8	3.9	-7.8	
rb-2		440	175.7	3618.9	996.8	0.0057	0.17	3.6	4.2	-10.1	
rb-3		445	177.5	2874.2	1070.0	0.0049	0.16	2.7	4.5	-10.0	
rb-4		465	186.7	2215.7	90.6	0.2820	1.9	24.4	1.9	-11.9	
ds-1	Каменская	100	298.4	6675.3	1750.0	0.0511	0.17	3.8	0.3	-7.7	
ds-2		115	851.6	15546.4	637.2	0.0813	1.3	24.3	0.3	-0.5	
ds-3		121	732.8	10745.3	610.6	0.0856	1.2	17.5	0.5	-8.2	
ds-4		160				0.0821			5.0	-7.8	-25.6
ds-5		185	1431.6	5540.9	914.4	0.0352	1.6	6.0	4.0	-7.4	
ds-6		225	374.9	5645.9	944.1	0.0368	0.39	5.97	3.7	-7.2	
ds-7		275	132.0	2325.6	300.2	0.1066	0.4	7.7	1.0	-6.7	
ds-8		305	644.7	1423.1	458.0	0.0085	1.4	3.1	3.7	-6.8	
ds-9		350	205.7	3571.4	440.8	0.1080	0.46	8.1	5.3	-3.7	
ds-10		475				0.0078			4.1	-6.3	-25.5
ds-11		515	42.3	820.8	152.0	0.0158	0.3	5.4	5.3	-6.3	
ds-12		542	84.0	1046.5	144.5	0.0159	0.6	7.2	5.2	-5.8	
ds-13		545	78.5	2114.2	97.0	0.1397	0.8	21.7	5.0	-2.3	
ds-14		555	73.1	1112.9	115.0	0.0827	0.6	9.7	4.2	-3.8	-22.9
ds-15		560	72.0	2790.7	88.9	0.0732	0.8	31.3	3.0	-7.2	
ds-16		580	71.3	504.1	140.9	0.0068	0.5	3.6	3.7	-5.8	
ds-17		587	118.1	1722.7	162.5	0.0267	0.7	10.6	2.9	-5.7	
ds-18		625	63.1	530.6	137.7	0.0089	0.45	3.9	3.4	-4.7	
ds-19		700	191.2	4578.5	184.0	0.0906	1.0	24.8	2.9	-4.2	
ds-20		718	139.7	1596.7	157.2	0.0204	0.9	10.1	3.9	-6.1	
ds-21		725	180.0	8236.4	105.2	0.2817	1.7	78.2	4.6	0.0	
ds-22		730	58.6	1050.3	169.7	0.0147	0.3	6.2	2.9	-5.6	
ds-23		793	200.0	10335.9	105.2	0.4345	1.9	101.1	3.7	-4.4	
ds-24		835	42.3	957.6	206.2	0.0318	0.2	4.6	2.4	-2.9	
ds-25		850	48.0	1434.1	189.3	0.0107	0.25	7.6	3.3	-3.1	

Таблица. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ds-26		865				0.0078			4.9	-3.4	-24.5
ds-27		877	36.6	670.0	142.6	0.0071	0.25	4.7	3.2	-3.6	
ds-28		905	64.6	539.3	172.5	0.0079	0.4	3.1	3.5	-6.2	
ds-29		917	60.0	930.2	119.2	0.0134	0.5	7.8	3.3	-7.0	
ds-30		945	549.7	1024.2	317.1	0.0087	1.7	3.2	2.3	-6.0	
ds-31		961	183.3	1058.2	383.3	0.0075	0.47	2.8	4.1	-6.1	
ds-32		1055	50.8	724.2	1482.6	0.0052	0.03	0.48	4.9	-5.2	-24.0
ds-33		1075	222.8	504.1	339.3	0.0068	0.65	1.5	4.6	-3.0	
ds-34		1105	167.3	2771.4	374.5	0.0523	0.45	7.4	4.9	-2.1	-24.8
ds-35		1110	56.3	877.5	191.1	0.0245	0.3	4.6	5.3	-8.6	
ds-36		1118	49.7	624.5	165.0	0.0255	0.3	3.8	3.8	-4.1	
ds-37		1148	51.4	355.7	94.7	0.0255	0.54	3.8	3.6	-4.3	
ds-38		1160	56.9	1293.0	140.0	0.0336	0.4	9.2	2.6	-5.3	
ds-39		1235	32.3	681.7	708.9	0.0031	0.04	0.96	2.6	-5.4	
ds-40		1275	62.0	1764.2	602.6	0.0048	0.1	2.9	3.5	-5.2	
ds-41		1280	47.2	1258.1	724.3	0.0021	0.06	1.7	4.1	-5.5	
ds-42		1400	175.7	5952.4	1781.6	0.0118	0.09	3.3	5.6	-8.3	
ds-43		1450				0.1012			3.1	-7.8	-25.2

Свиты: kd – кординская, ss – сосновская, dg – джурская, pt<sub>2</sub> – верхнепотоскуйская подсвита, sn – шунтарская, sk – Серого ключа (sk-16a–sk-52a – образцы из Ангарского разреза), br – бореинская, dd – дадыктинская, rb – рыбинская, ds – дашкинская. Образцы привязаны к основанию каждой из изученных свит.

вичным. Вместе с тем, прямая корреляция между степенью перекристаллизации и значениями  $\delta^{18}\text{O}$  наблюдается не всегда, особенно в доломитах. Например, в некоторых сильно перекристаллизованных, с почти полной утратой реликтов первичной структуры, доломитах из джурской и дадыктинской свит наблюдаются умеренные негативные O-изотопные отношения.

Одним из методов контроля измененности C-изотопных отношений в карбонатах является разница  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  между  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ . Если величины  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  составляют 28–30‰, то значения  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатных пород считаются неизменными (Knoll et al., 1986; Kaufman et al., 1993; Knoll et al., 1995). Определения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  в некоторых наших образцах (Тимошина, 1995) показывают, что  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  изменяется от 35.3 до 25.1‰. Наиболее низкие  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  отмечаются в некоторых образцах шунтарской свиты с сильно негативными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (до -5‰) и, вероятно, отражают постседиментационное изменение изотопного состава карбонатного углерода. Однако образцы с  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  более 32‰ из той же свиты трудно отнести к сильно измененным. Возможно, что верхний предел  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  в 30‰ не является показателем сильной измененности первичного изотопного состава углерода в карбонатах (Pell et al., 1993).

При оценке первичности полученных значений  $\delta^{13}\text{C}$  широко используются геохимические критерии: величины отношений Mn/Sr, Fe/Sr, наличие или отсутствие ковариаций между Mn/Sr и  $\delta^{13}\text{C}$ , Fe/Sr и  $\delta^{13}\text{C}$ , а также Mn/Sr и  $\delta^{18}\text{O}$ . Их применение обусловлено тем, что при постседиментационных изменениях карбонатных пород они обычно обогащаются Mn, Fe, Rb и обедняются Sr (Сочава и др., 1996; Горохов и др., 1995; Brand, Veizer, 1980; Veizer, 1983; Kaufman, Knoll, 1995 и др.). На диаграммах ковариаций Mn/Sr и  $\delta^{13}\text{C}$ , Fe/Sr и  $\delta^{13}\text{C}$  видно, что зависимость величин  $\delta^{13}\text{C}$  от элементных отношений Mn/Sr и Fe/Sr проявляется в разной степени (рис. 4). Так, в известняках дашкинской свиты эта зависимость практически не фиксируется, но хорошо заметна в известняках джурской свиты. На этих же диаграммах четко отделяются друг от друга поля известняков и доломитов, что связано, прежде всего, с существенно отличающимися содержаниями стронция в этих породах. Более высокие концентрации стронция в известняках обусловлены тем, что ионные радиусы Sr и Mg различаются в большей степени, чем Sr и Ca и, соответственно, стронций лучше входит в кристаллическую решетку кальцита, чем доломита (Veizer, 1983). С этой же причиной связано во многих случаях обогащение доломитов Mn и Fe (Veizer et al., 1992). Следовательно, отмеченные

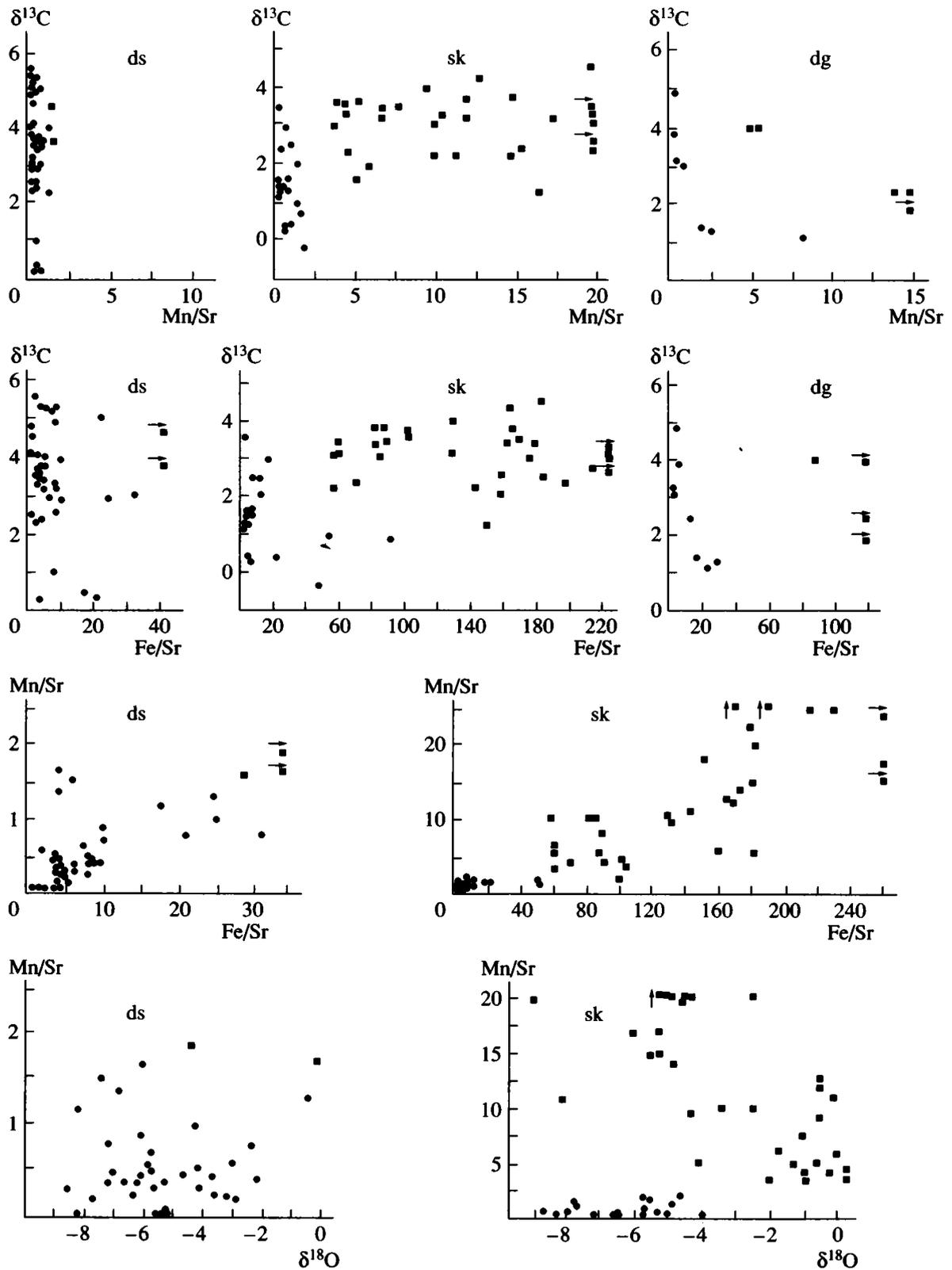


Рис. 4. Соотношения значений  $\delta^{13}\text{C}$ -Mn/Sr,  $\delta^{13}\text{C}$ -Fe/Sr,  $\delta^{18}\text{O}$ -Mn/Sr и Mn/Sr-Fe/Sr в карбонатных породах Каменской зоны Енисейского края.

Условные обозначения см. на рис. 1, 3.

выше геохимические критерии могут отражать, с одной стороны, реальные постседиментационные изменения доломитов, а с другой, фиксировать их кристаллохимические особенности, при этом изотопный состав карбонатного углерода может оставаться близким к первичному.

Вышесказанное позволяет использовать при оценке степени измененности доломитов и известняков разные критические значения элементных отношений. Подобный дифференцированный подход уже применялся при выяснении измененности  $\delta^{13}\text{C}$  в известняках и доломитах (Сочава и др., 1996). В работе при разделении образцов с нарушенными и ненарушенными С-изотопными системами, приняты следующие значения Mn/Sr и Fe/Sr: для известняков <5 и <20, для доломитов <10 и <40 соответственно. Более высокие, чем обычно, критические величины Fe/Sr следуют из диаграмм ковариаций Mn/Sr и Fe/Sr (рис. 4). На них видно, например, что при принятом пороговом значении Mn/Sr для доломитов <10, соответствующая величина Fe/Sr должна быть не менее 50.

Суммируя петрографические, изотопные и геохимические данные по карбонатным породам отметим, что основная часть образцов, несмотря на перекристаллизацию, сохранила близкие к первичным значения  $\delta^{13}\text{C}$ . Наиболее вероятны отклонения С-изотопных отношений от первичных в большинстве образцов из Горбилоской зоны. Доломиты, изотопно стабилизированные во время раннего диагенеза, в дальнейшем слабо изменяли С-изотопный состав даже в условиях сильной перекристаллизации.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Наиболее древние образцы карбонатных пород рифейского разреза Енисейского кряжа отобраны из основания кординской свиты Горбилоской зоны. Доломиты характеризуются высокими концентрациями Fe и Mn и по геохимическим критериям относятся к измененным (таблица). Петрографические данные и О-изотопные отношения показывают, что только один образец можно отнести к слабо измененным. Величина Mn/Sr (11.3) в этом образце также не столь существенно превышает критическую (10). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  меняются от  $-0.1$  до  $-1.9\text{‰}$ , а в наименее измененном  $-0.8\text{‰}$ . Эти данные свидетельствуют, что первичные С-изотопные отношения, по-видимому, были близки к нулевым или умеренно негативным.

Образцы известняков сосновской свиты Горбилоской зоны характеризуются умеренной перекристаллизацией и по геохимическим критериям (исключая два образца) должны относиться к неизменным (таблица), однако в них фиксируются в основном низкие (менее  $-10\text{‰}$ ) значения

$\delta^{18}\text{O}$ , поэтому С-изотопные отношения рассматриваются только в одном образце как неизменные. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  варьируют от  $-0.5$  до  $0.7\text{‰}$ . Несмотря на измененность первичного изотопного состава углерода и слабую контрастность его абсолютных значений, намечается слабо выраженный тренд с возрастанием величин  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  вверх по разрезу с возможным понижением в кровле свиты.

Карбонатные породы джурской свиты умеренно, а иногда сильно перекристаллизованы. По геохимическим критериям среди образцов известняков отмечаются как измененные, так и неизменные, а среди доломитов – измененные (таблица). Величины  $\delta^{18}\text{O}$  обычно превышают  $-8\text{‰}$  и только в трех образцах составляют менее  $-10\text{‰}$ . Наблюдается слабая положительная корреляция между  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ . Значения последнего изменяются от 1.1 до 4.8‰. Вверх по разрезу наблюдается утяжеление С-изотопного состава от 1.3 до 4.0–4.8‰ с незначительными вариациями, а при переходе к шунтарской свите – облегчение. Существенно, что образцы известняков и доломитов, характеризующиеся как измененные по величинам  $\delta^{18}\text{O}$ , Fe/Sr, Mn/Sr и степени перекристаллизации, не выходят из общего тренда, фиксируя относительную консервативность углеродно-изотопной системы при постседиментационных преобразованиях.

Образцы известняков верхнепотоскуйской подсвиты (джурской свиты) Горбилоской зоны перекристаллизованы и характеризуются низкими (менее  $-10\text{‰}$ ) и умеренными ( $-6.8\text{‰}$ – $-7.9\text{‰}$ ) значениями  $\delta^{18}\text{O}$ . Концентрации Fe и Mn в карбонатной фазе не очень высокие, поэтому лишь один образец по геохимическим параметрам должен быть отнесен к измененным, но по сумме геохимических и изотопных критериев два образца из нижней карбонатной пачки с  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-0.5$  и  $0.5\text{‰}$ ) отнесены к измененным, а образцы из верхней карбонатной пачки со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  1.4 и 2.2‰ рассматриваются как неизменные. Эти данные подтверждают предложенную корреляцию отложений джурской свиты Каменской зоны и верхнепотоскуйской подсвиты Горбилоской зоны, согласно которой в последней к верхнепотоскуйской подсвите относятся латеральные аналоги только нижних карбонатных горизонтов джурской свиты (рис. 2).

Карбонатные породы шунтарской свиты умеренно перекристаллизованы и значения  $\delta^{18}\text{O}$  для них более  $-9\text{‰}$ . Корреляции между  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  нет. По этим показателям С-изотопный состав должен быть близок к первичному. В разрезе свиты выделяются два интервала с разными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ . В нижнем они изменяются от 1.9 до 3.2‰, а в верхнем – от  $-2.8$  до  $-5.0\text{‰}$ . Породы в обоих случаях содержат повышенное (1.5–3.95%) количество органического вещества с низкими

значениями  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-30.0\text{‰}$ – $-33.4\text{‰}$ ) (Тимошина, 1995; Конторович и др., 1996).  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  для образцов с положительными величинами  $\delta^{13}\text{C}$  составляет  $33\text{--}35\text{‰}$ , а в образцах с легким изотопным составом карбонатного углерода  $-25.1\text{‰}$ – $-26.5\text{‰}$ . Выше отмечалось, что для неопротерозойских неизмененных карбонатов характерны значения  $\Delta\delta^{13}\text{C}$   $28\text{--}30\text{‰}$  (Kaufman et al., 1993; Knoll et al., 1995), хотя другие исследователи считают наиболее реальными величины  $26\text{--}29\text{‰}$  и допускают разброс в пределах  $24\text{--}34\text{‰}$  (Schidlowski, Aharon, 1992). Тем не менее, если в качестве критической принять величину  $\delta^{13}\text{C}$   $27\text{--}28\text{‰}$ , то следует допустить постседиментационное облегчение С-изотопного состава карбонатных пород шунтарской свиты.

Доломитовые алевритистые известняки и известковые алевритистые доломиты из интервала с низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  характеризуются повышенными концентрациями Fe в карбонатной фазе и по величинам Fe/Sr в основном относятся к измененным (таблица). Вместе с тем, образец (sn-6) известняково-доломитового состава лишь незначительно выходит за критическое значение Fe/Sr и может быть отнесен к слабо измененным, а образец известняков (sn-10) с величиной  $\delta^{13}\text{C}$   $-2.8\text{‰}$  по изотопным и геохимическим критериям оценивается как неизмененный.

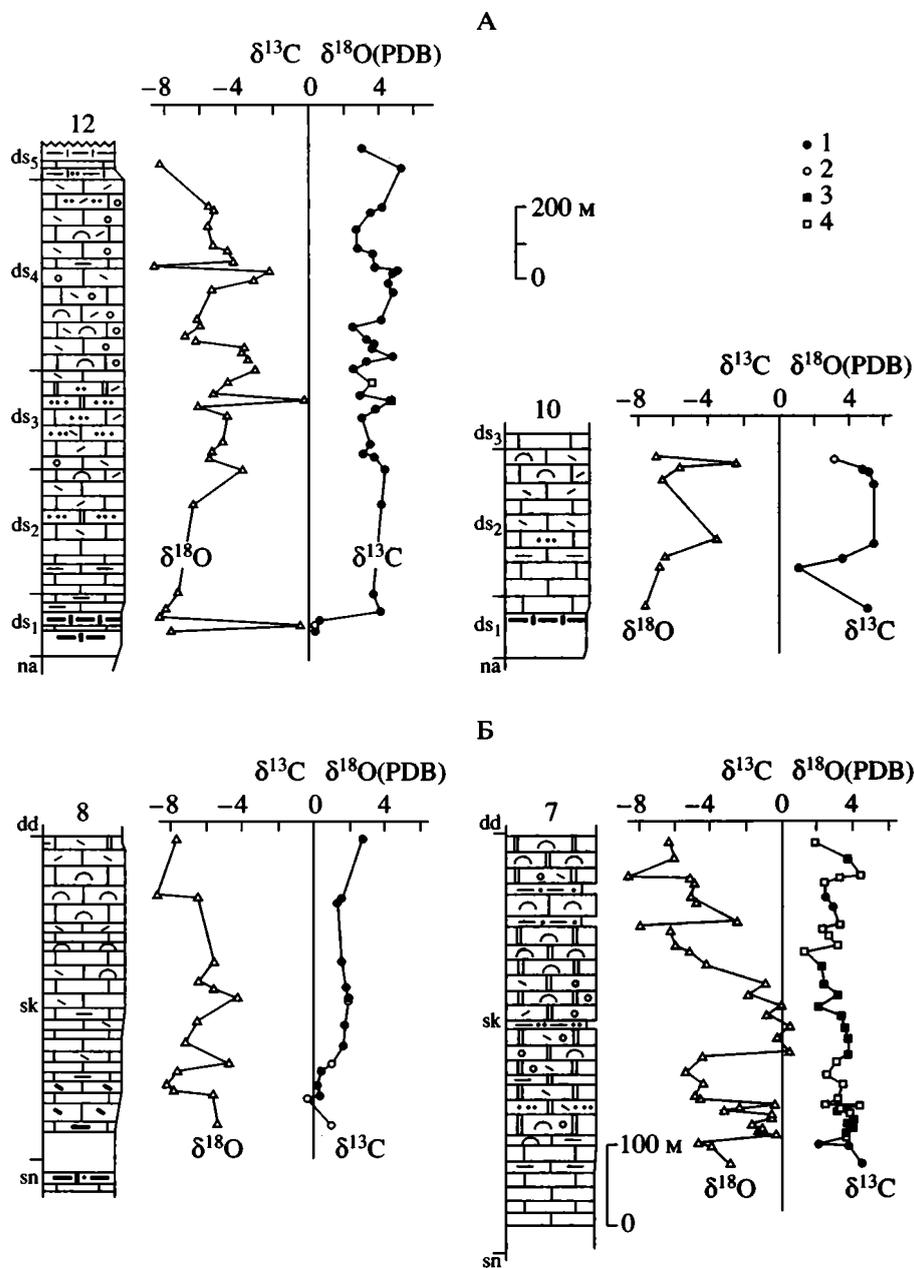
Согласно результатам седиментологических исследований, шунтарские карбонатные турбидиты и гемипелагиты образовались в умеренно глубоководном задуговом стратифицированном бассейне (Хабаров, 1994, 1995; Конторович и др., 1996), для которого есть все основания предполагать высокое содержание изотопно легкой по углероду углекислоты в придонных и поровых водах, возникшей благодаря бактериальной деструкции первичного органического материала. Поэтому при ранней цементации осадков происходило образование карбонатных минералов, фиксируемых иногда в межзерновых порах с облегчением изотопным составом углерода, что способствовало понижению С-изотопных отношений породы в целом. Этот эффект подтверждается на многочисленных примерах (Покровский, 1996; Aharon, Liew, 1992; Derry et al., 1992; Ripperdan, 1994; Tobin et al., 1996 и др.). Облегчение изотопного состава карбонатного углерода, по-видимому, происходило и на более поздних стадиях диагенеза, о чем свидетельствуют повышенные величины Fe/Sr и пониженные  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  в некоторых образцах. Однако в рамках этих механизмов не находят объяснения наличие карбонатных пород из двух стратиграфических интервалов свиты со сходной седиментационной и диагенетической историей, но отличающихся друг от друга по величине  $\delta^{13}\text{C}$  на  $7\text{--}8\text{‰}$ . Эти различия отражают, скорее всего, возрастные вариации изотопного состава углерода в Мировом океане. С учетом всех

возможных допущений предполагается, что первичные значения  $\delta^{13}\text{C}$  для карбонатов с негативными величинами были близки к  $-2\text{‰}$ – $-3\text{‰}$ .

Из отложений Горбилкокской зоны, картируемых в составе шунтарской свиты, проанализированы три образца углеродсодержащих ( $1.5\text{--}3.5\%$ ) известняков. Они характеризуются повышенными содержаниями Fe и Mn и по геохимическим критериям относятся к измененным. В образце известняков (sn-11) отмечаются пониженные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-11.0$  и  $-1.9\text{‰}$  соответственно). Два других образца с величинами  $\delta^{13}\text{C}$   $-0.5$  и  $-1.1\text{‰}$  взяты из отложений, которые являются латеральными аналогами нижней части свиты Серого ключа, однако отличаются от них более низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , что вполне объяснимо как раннедиагенетическими изменениями С-изотопного состава, о которых говорилось выше, так и изотопным обменом между карбонатным и органическим углеродом во время позднего катагенеза-ранней стадии зеленосланцевого метаморфизма.

В свите Серого ключа изучены два разреза – Ангарский (доломитовый) и Каменский (известняковый). Раннедиагенетические доломиты характеризуются слабой, редко сильной перекристаллизацией. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-9.0$  до  $0.4\text{‰}$ . Отмечается корреляция между величинами С- и О-изотопных отношений (рис. 3). В доломитах фиксируются относительно высокие содержания Fe, Mn и низкие Sr (таблица). Поэтому в большинстве образцов отмечаются высокие величины Mn/Sr и особенно Fe/Sr. Однако корреляции между этими элементными отношениями и значениями  $\delta^{13}\text{C}$  нет (рис. 4). В связи с этим, в качестве критерия при разделении доломитов на измененные и неизмененные, взяты лишь величины Mn/Sr, но и при таком варианте значения  $\delta^{13}\text{C}$  в неизмененных образцах часто оказываются более низкими, чем в измененных и варьируют от  $1.2$  до  $4.4\text{‰}$  (рис. 5Б). Образцы известняков, которые взяты из нижней и верхней части Ангарского разреза, относятся к неизмененным с величинами  $\delta^{13}\text{C}$   $1.9\text{--}4.4\text{‰}$ .

Известняки Каменского разреза умеренно перекристаллизованы и в разной степени доломитизированы; значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-4.0$  до  $-8.7\text{‰}$ ; намечается слабая положительная корреляция между значениями  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ . Величины Mn/Sr и Fe/Sr относительно низкие, но в сильно доломитизированных разновидностях резко увеличивается содержание Fe и, соответственно, повышаются значения Fe/Sr. Эти образцы отнесены к измененным, хотя и не отличаются по величинам  $\delta^{13}\text{C}$  от слабо измененных образцов (таблица, рис. 5Б). Значения С-изотопных отношений варьируют от  $-0.3$  до  $2.6\text{‰}$ . Вверх по разрезу отмечается повышение величин  $\delta^{13}\text{C}$  с незначительными падениями в его в нижней и средней частях. Сход-



**Рис. 5.** Вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатных породах дашкинской (А) и Серого ключа (Б) свит. 1–2 – известняки: 1 – неизменные, 2 – измененные; 3–4 – доломиты: 3 – неизменные, 4 – измененные. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2.

ный тренд в изменении С-изотопных отношений фиксируется и в доломитовом разрезе.

Сравнение  $\delta^{13}\text{C}$  в этих разрезах показывает, что они различаются на 1.0–1.8‰. Этот факт можно было бы объяснить разновозрастностью толщ, сильным влиянием постседиментационных изменений и зависимостью С-изотопных отношений от седиментационных обстановок.

Стратиграфическая позиция Каменского разреза, где хорошо фиксируются нижняя и верхняя гра-

ницы свиты, не вызывает сомнений. В меньшей степени это относится к Ангарскому стратотипическому разрезу свиты Серого ключа, где ее границы плохо обнажены и нарушены разломами. Вместе с тем, геологические и седиментологические данные свидетельствуют, что в настоящее время нет оснований отрицать единую стратиграфическую позицию Ангарского и Каменского разрезов.

Можно допустить более существенное постседиментационное облегчение изотопного состава

углерода в породах известнякового разреза, однако это противоречит петрографическим, изотопным и геохимическим данным. Они показывают, что карбонатные породы доломитового разреза могут быть изменены даже в большей степени, чем известнякового. Следовательно, допущение о более существенной постседиментационной переработке пород Каменского разреза со сдвигом С-изотопной системы на 1.0–1.8‰ не подтверждается фактическими данными. Вместе с тем, несоответствие значений  $\delta^{13}\text{C}$  в этих разрезах можно объяснить спецификой распределения  $\delta^{13}\text{C}$  углекислоты морских вод в разных седиментационных обстановках.

Ранее отмечалось, что отложения доломитового разреза сформировались в пределах ограниченного и умеренно ограниченного шельфа, а известнякового – в основном в бассейновых и склоновых обстановках; на шельфовой окраине формировались строматолитовые рифы (Хабаров, 1994; Хабаров и др., 1998). Имеющиеся данные по изотопному составу углерода, растворенного  $\text{CO}_2$  в глубинных и поверхностных водах современных бассейнов (Broecker, 1982; Aharon, Liew, 1992; Schidlowski, Aharon, 1992; Derry et al., 1996), показывают, что он различается на 1.2–2.6‰. Можно допустить, что тенденция к дифференциации С-изотопного состава углекислоты глубинных и поверхностных вод проявлялась и в позднекембрийских бассейнах, особенно в стратифицированных. Проведенные стратиграфо-седиментологические исследования (Хабаров, 1994; Хабаров и др., 1998) показывают, что во время формирования отложений нижней части свиты Серого ключа северо-западнее (в Горбилокской и частично Каменской зонах) продолжал развиваться стратифицированный бассейн, унаследованный от шунтарского (рис. 2, 5). Соответственно этому, участие относительно изотопно легких придонных и поровых вод в ранней цементации осадков, поступивших со стороны шельфа в глубоководные обстановки, способствовало относительному увеличению  $^{12}\text{C}$  в карбонатах. Позднее, при деструкции стратификации вод в бассейне, в результате апвеллинга изотопно легких глубинных вод и их взаимодействия со склоновыми карбонатными осадками, также могло происходить смещение  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах в сторону более низких значений. С другой стороны, в карбонатных осадках ограниченного шельфа эффект эвапоритизации мог приводить к утяжелению С-изотопного состава углерода (Ахмедов и др., 1996; Chafetz, Rush, 1995; Gill et al., 1995). Интервалы с относительно высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ , до позитивных, подтверждают такое предположение. Таким образом, различие в величинах  $\delta^{13}\text{C}$  в известняковом и доломитовом разрезах свиты Серого ключа обусловлено, по-видимому, дифференциацией изотопного состава придонных и поровых вод в об-

становках бассейновой равнины–склона и закрытого шельфа.

Из основания бореминской свиты (латерального аналога самой верхней части свиты Серого ключа) Горбилокской зоны проанализированы два образца известняков. Нижний, с величинами  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  1.6 и –7.2‰ соответственно, рассматривается как неизменный, а верхний,  $\delta^{13}\text{C}$  (1.1‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (–12.5‰), отнесен к измененным. Последний имеет также повышенное (27.8) значение Fe/Sr.

Карбонатные породы дадыктинской свиты частично, но иногда (доломиты) сильно перекристаллизованы. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются от –6.7 до –13.7‰. Величины Fe/Sr превышают критические во всех, а Mn/Sr – в двух образцах (таблица). Повышенные значения элементных отношений связаны с низкими содержаниями стронция (31.4–112.8, обычно менее 80) в доломитизированных известняках и доломитах. По всем критериям эти породы относятся к измененным, однако корреляции между  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  нет (рис. 3) и значения  $\delta^{13}\text{C}$  могут быть близки к первичным. Они изменяются от 2.6 до 4.0‰. В средней части разреза свиты наблюдается незначительное облегчение изотопного состава углерода.

Из верхней части разреза рыбинской свиты Горбилокской зоны определены С- и О-изотопные отношения в четырех образцах. Два образца известняков по геохимическим критериям оцениваются как неизменные и имеют значения  $\delta^{13}\text{C}$  4.2 и 4.5‰. Близкая величина  $\delta^{13}\text{C}$  (3.9‰) фиксируется в образце доломита из нижней части опробованного разреза, хотя по геохимическим параметрам его следует отнести к измененным. Образец доломита из кровли разреза ( $\delta^{13}\text{C}$  1.9‰) также рассматривается как измененный.

Карбонатные породы дашкинской свиты слабо перекристаллизованы. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  более –8‰. Значимой корреляции между  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , Mn/Sr, Fe/Sr нет (рис. 3, 4),  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  варьирует от 27.1 до 30.6‰, что указывает на близкие к первичным значениям С-изотопных отношений. Однако в единичных образцах из основания и средней части разреза значения Fe/Sr существенно превышают критические, принятые для известняков и доломитов (таблица). Величины  $\delta^{13}\text{C}$  изменяются от 0.3 до 5.6‰, при средних около 3.7‰. Наиболее низкие  $\delta^{13}\text{C}$  наблюдаются в основании разреза, а выше чередуются интервалы с умеренными высокими (4–5‰) и относительно пониженными (2.5–3.0‰) величинами (рис. 5А). Облегчение изотопного состава углерода для образцов из основания разреза свиты обусловлено возрастными вариациями  $\delta^{13}\text{C}$  Мирового океана, но частично может быть связано с несколько повышенным (до 0.25%) содержанием органического вещества

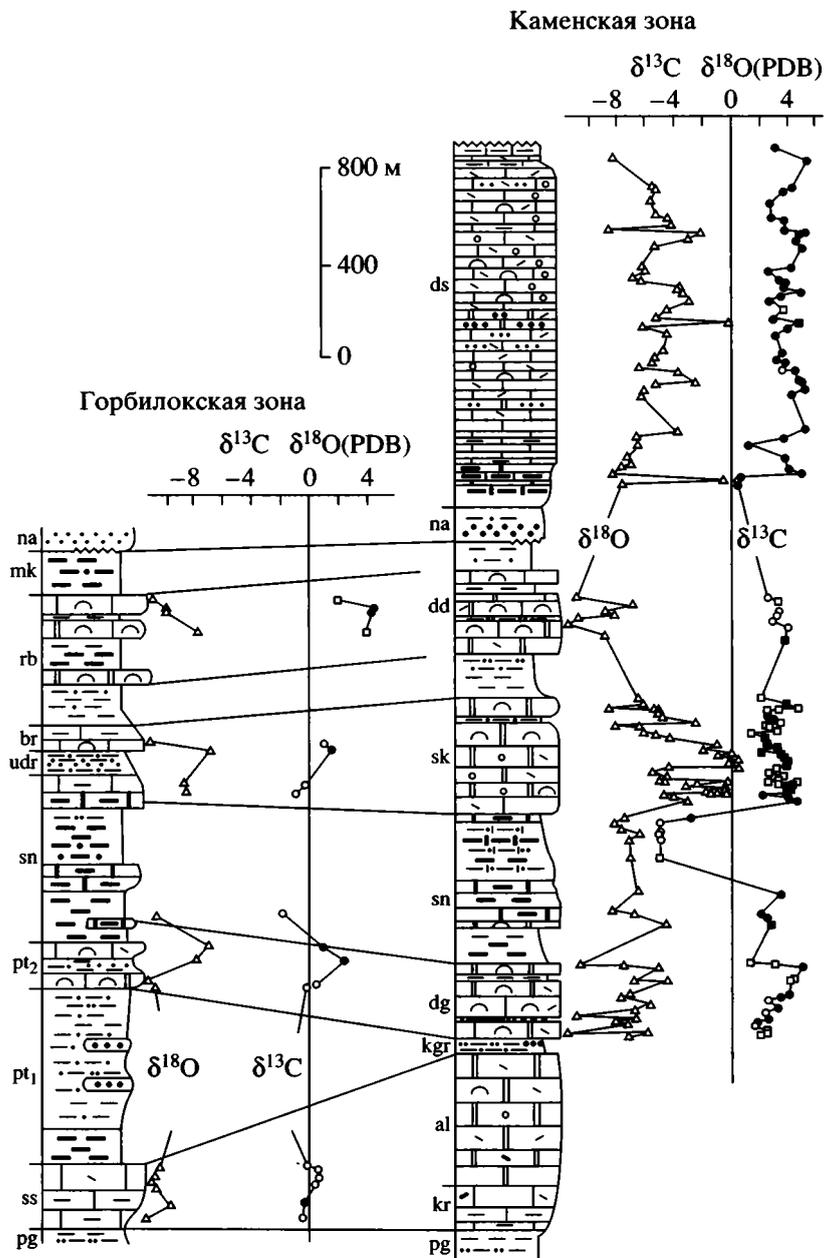


Рис. 6. Вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатных породах восточных зон Енисейского края. Условные обозначения см. на рис. 1, 2, 5.

и влиянием бактериально индуцированной изотопно легкой углекислоты.

Суммируя полученные данные, отметим основные изменения  $\delta^{13}\text{C}$  в рифейском разрезе Енисейского края. Карбонатные отложения из нижней части кординской свиты, возраст которой оценивается в 1450–1350 млн. лет, имеют С-изотопные величины, близкие к нулевым. Сходные значения  $\delta^{13}\text{C}$  фиксируются и в карбонатных турбидитах сосновской свиты с возрастом в пределах 1100–1000 млн. лет. Несмотря на слабую кон-

трастность абсолютных значений  $\delta^{13}\text{C}$ , намечается слабо выраженный тренд с возрастанием величин  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  вверх по разрезу с возможным понижением в кровле свиты (рис. 6). Сходный тренд устанавливается в аладьинской свите (разрез на правом берегу р. Ангары, против пос. Манзя). Однако максимальные значения  $\delta^{13}\text{C}$  достигают 2.7‰, уменьшаясь в кровле до 1.9‰, а в верхней части свиты Карточки до 0.3‰.

В отложениях с возрастом 1000–850–820 млн. лет наблюдаются протяженные интервалы с умерен-

ными высокими (2.5–4.5‰, максимум 5.6‰) позитивными величинами  $\delta^{13}\text{C}$ , разделенные относительно короткими интервалами с более низкими значениями. Джурские отложения показывают ясный восходящий тренд изменения  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.6–1.9 до 4.8‰, осложненный незначительными флуктуациями, с последующим понижением в кровле свиты. Шунтарская свита по С-изотопным данным делится на две части. В нижней фиксируется восходящий тренд  $\delta^{13}\text{C}$  от 1.9 до 3.2‰, а в верхней наблюдается резкое смещение  $\delta^{13}\text{C}$  в область отрицательных значений (–4.7...–5.0‰) с последующим возрастанием до –2.8‰ в кровле свиты. Позднешунтарский негативный сдвиг, несомненно, связан с возрастными вариациями изотопного состава углерода в Мировом океане. Первичные значения  $\delta^{13}\text{C}$  во время этого события, учитывая вероятные ранне- и позднедиагенетические нарушения изотопно-углеродной системы, не превышали, по-видимому, –2.0...–3.0‰. Этот интервал характеризуется поступлением повышенного количества силикокластики в глубоководный бассейн с последующей резкой проградацией шельфовых карбонатов и отражает относительное понижение уровня моря, возможно, связанное с эвстатическим событием.

Восходящий тренд  $\delta^{13}\text{C}$ , фиксируемый в самой верхней части шунтарской свиты, продолжается в нижней части свиты Серого ключа и в ее Ангарском разрезе, величины  $\delta^{13}\text{C}$  быстро возрастают до 4.4‰, затем также быстро понижаясь до 1.9‰. Выше по разрезу доминируют величины  $\delta^{13}\text{C}$  от 3.0 до 4.4‰, иногда опускаются до 1.2–2.6‰. Карбонатные подсвиты дадыктинской (Каменная зона) и рыбинской (Горбилоская зона) свит характеризуются относительно однообразными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  3.0–4.5‰ с небольшими флуктуациями и вероятным понижением их в кровле (рис. 6). В нижней части дашкинской свиты фиксируется восходящий тренд  $\delta^{13}\text{C}$  от 0.3 до 5.0‰ с быстрым их снижением до 1.0‰ и последующим возрастанием до 5.3‰. В основной части дашкинской свиты доминируют интервалы с умеренными высокими  $\delta^{13}\text{C}$  (3.5–5.6‰), которые периодически сменяются интервалами с более низкими (2.3–3.0‰) значениями.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье представлены результаты изучения С- и О-изотопного состава рифейских отложений восточных зон Енисейского кряжа, которые дают дополнительную информацию, необходимую для уточнения модельной кривой изменения  $\delta^{13}\text{C}$  в рифее. Достоверность полученных значений  $\delta^{13}\text{C}$  базируется на петрографических, геохимических и изотопных данных, которые показывают, что основная часть образцов Каменной зоны

не испытала существенных постседиментационных нарушений С-изотопных систем и может быть использована для целей хемотратиграфии. Это касается также и тех образцов, которые отнесены к измененным, однако по значениям  $\delta^{13}\text{C}$  не выходят из общего тренда. Вместе с тем, образцы из Горбилоской зоны, испытавшие поздний катагенез–ранний метаморфизм, в основном не сохранили близкий к первичному С-изотопный состав, за исключением тех, которые отобраны из мощных карбонатных пачек с минимальным содержанием силикокластики и особенно органического вещества с легким изотопным составом углерода. Отметим, что разновозрастные карбонатные породы без явных признаков их существенной постседиментационной переработки, но сформировавшиеся в седиментационных обстановках с разным С-изотопным составом углекислоты придонных и поровых вод, также могут отличаться по абсолютным значениям  $\delta^{13}\text{C}$ . Этот вывод подчеркивает важность седиментологических реконструкций при интер- и интрабассейновых корреляциях по С-изотопным данным.

Сравнение полученных абсолютных значений и трендов  $\delta^{13}\text{C}$  с таковыми Туруханского разреза западной окраины Сибирской платформы (Knoll et al., 1995), который, по мнению большинства исследователей (Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфильд, 1991 и др.), коррелируется с карбонатным разрезом Енисейского кряжа, показывает, что основная свита, с одной стороны, и свиты Линок и сухотунгусинская, с другой, имеют близкие значения  $\delta^{13}\text{C}$ . Вышележащие свиты (деревнинская и джурская) имеют сходный тренд (возрастание  $\delta^{13}\text{C}$  вверх по разрезу), однако абсолютные величины С-изотопных отношений существенно различаются. В джурской свите они достигают 4.8‰, а в деревнинской не превышают 2.6‰. Детальная корреляция по С-изотопным данным вышележащих карбонатных отложений вызывает определенные трудности, хотя наблюдаются и некоторые общие тренды (доминирование интервалов с относительно высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ ). Возможно, что раннешорихинское облегчение изотопного состава углерода соответствует позднешунтарскому негативному сдвигу, а позднешорихинский сдвиг – раннедашкинскому, однако амплитуды смещения резко отличаются.

Анализ кривых изменения  $\delta^{13}\text{C}$  Енисейского кряжа и соседней Байкитской антеклизы (Хабаров и др., 1996) свидетельствует, что они существенно отличаются по эволюционному тренду и абсолютным значениям  $\delta^{13}\text{C}$ . На Енисейском кряже обычны величины С-изотопных отношений 3.5–4.5‰ (максимум 5.6‰). В пределах Байкитской антеклизы они редко превышают 1.0‰, достигая в кровле разреза 2.7‰. Эти данные не согласуются с наиболее распространенным вариан-

том корреляции, согласно которому существенно карбонатная часть разреза Енисейского кряжа (от свиты Карточка и выше) синхронна карбонатному разрезу Байкитской антеклизы (Сурков и др., 1996). Однако они подтверждают предположение о более древнем, преимущественно ранне-среднерифейском (1500–1450–950 млн. лет) возрасте карбонатных отложений Байкитской антеклизы (Хабаров и др., 1996; Конторович и др., 1996). По С-изотопным данным корреляция представляется следующим образом. Нижняя часть кординской свиты с умеренными негативными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  сопоставляется с нижней частью карбонатного разреза Байкитской антеклизы с негативными и низкими позитивными величинами. Сосновская свита ( $\delta^{13}\text{C}$   $-0.5...+0.7\%$ ) коррелируется с отложениями из верхней части Байкитского разреза с возрастом 1080–1000 млн. лет и величинами  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-0.7$  до  $1.7\%$ . Фиксируемый в кровле Байкитского разреза положительный тренд (от  $-0.5$  до  $2.7\%$ ) сопоставим с таковым из нижней части джурской свиты.

Сравнение полученных нами С-изотопных данных с данными по другим регионам показывает, что возраст изученных отложений (исключая кординскую свиту) не древнее 1200 млн. лет, поскольку в более древних рифейских карбонатных породах преобладают значения  $\delta^{13}\text{C}$ , близкие к нулевым (Knoll et al., 1995), хотя, вероятно, и не во всех случаях (Хабаров и др., 1996; Ghazban et al., 1992; Strauss et al., 1992). В целом результаты определения величин  $\delta^{13}\text{C}$  из верхней части сухопитской, тунгусикской и осянкой серий предполагают корреляцию их с отложениями, возраст которых 1100–850 млн. лет, что хорошо согласуется с имеющимися изотопно-геохронологическими датировками. Вместе с тем, дадыктинская и дашкинская свиты с повышенными значениями ( $4-5\%$ ) могут соответствовать и более молодым (моложе 850 млн. лет) отложениям с высокими положительными величинами  $\delta^{13}\text{C}$  (Knoll et al., 1986; Knoll et al., 1995), которые характерны для ранней части позднепротерозойского позитивного интервала  $\delta^{13}\text{C}$ .

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-65890).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 84–97.

Волобуев М.И., Струнников Н.И., Зыков С.И. Ранний докембрий Енисейского кряжа // Геохронология СССР. Т. 1: Докембрий. Л.: Недра, 1973. С. 189–202.

Волобуев М.И., Зыков С.И., Струнников Н.И. и др. Возраст фундамента геосинклинальных образований

грениллит Енисейского кряжа // Определения абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976. С. 39–47.

Вотях О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 138 с.

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

Ковригина Е.К., Подгорная Н.С., Петров С.Г. История развития Енисейского кряжа в докембрии и основные элементы его металлогении // Региональные комплексные геологические исследования территории СССР: результаты, задачи, перспективы. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. С. 87–93.

Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А. и др. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 166–195.

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

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

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.

Покровский Б.Г., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 1993. № 1. С. 64–80.

Покровский Б.Г. Граница протерозоя и палеозоя: изотопные аномалии в разрезах Сибирской платформы и глобальные изменения природной среды // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 4. С. 376–392.

Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 71 с.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.

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

Сочава А.В., Подковыров В.Н., Виноградов Д.П. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах венда-нижнего кембрия Уринского антиклинория (юг Сибирской платформы) // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 3. С. 279–289.

Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В. и др. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 154–156.

- Таныгин Г.И., Хабаров Е.М. Отложения карбонатных обломочных потоков в верхнем рифее Енисейского кряжа // Бассейновый литогенез и минерагения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 118–135.
- Тимошина И.Д. Енисейский кряж – область интенсивного докембрийского нефтегазообразования // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе “Поиск” за 1992–1993 годы. Ч. 1. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1995. С. 81–83.
- Хабаров Е.М. Седиментационные бассейны и эволюция западной окраины Сибирского кратона в рифее (на примере Енисейского кряжа) // Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии. М.: ГИН РАН, 1995. С. 181–183.
- Хабаров Е.М. Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 10. С. 44–54.
- Хабаров Е.М., Таныгин Г.И. Структура и обстановки образования верхнерифейской джурской рифогенной формации юго-востока Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 7. С. 60–69.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. и др. Изотопы углерода в карбонатах запада Сибирской платформы и эволюция изотопно-углеродной системы в рифейских бассейнах // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 96–98.
- Хабаров Е.М., Таныгин Г.И., Вараксина И.В. и др. Структура и динамика формирования барьерных рифов в позднерифейском задуговом бассейне Енисейского кряжа (свита Серого ключа) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 973–986.
- Хоментовский В.В. Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 43–56.
- Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 184 с.
- Aharon P., Liew T.C. An assesment of the Precambrian/Cambrian transition events on the basis of carbon isotope records // Early organic evolution: Implications for mineral and energy resources. Schidlowski M. (ed.). Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1992. P. 212–223.
- Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – II. Stable isotopes // J. Sediment. Petrol. 1981. V. 51. № 3. P. 987–997.
- Broecker W.S. Ocean chemistry during glacial time // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. № 6. P. 1689–1673.
- Chafetz H.S., Rush P.F. Two-phase diagenesis of Quaternary carbonates, Arabian Gulf: insights from  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  data // J. Sediment. Res. 1995. V. A65. № 2. P. 294–305.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 3. P. 1317–1329.
- Derry L., Kennedy M., Kartz A.  $\delta^{13}\text{C}$  anomalies in Neoproterozoic glacial cap carbonates: What can they tell us about the Neoproterozoic oceans and climate? // 6-th Goldschmidt Conf., Heidelberg, Germany. J. Conf. Abstr. 1996. V. 1. № 1. P. 132–133.
- Ghazban F., Schwarcz H.P., Ford D.C. Multistage dolomitization in the Society Cliffs Formation, northern Baffin Island, Northwest Territories, Canada // Can. J. Earth Sci. 1992. V. 29. № 7. P. 1454–1473.
- Gill I.P., Moore C.N., Aharon P. Evaporitic mixed-water dolomitization on St. Croix, U. S. V. I. // J. Sediment. Res. 1995. V. A65. № 4. P. 591–604.
- Kah L.C., Knoll A.H. Microbenthic distribution of Proterozoic tidal flats: Environmental and taphonomic considerations // Geology. 1996. V. 24. № 1. P. 79–82.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.N. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // Earth Planet. Sci. Letters. 1993. V. 120. № 3/4. P. 409–430.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications // Precamb. Res. 1995. V. 73. № 1/4. P. 27–49.
- Knoll A.N., Hayes J.M., Kaufman A.J. et al. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland // Nature. 1986. V. 321. P. 832–838.
- Knoll A.N., Kaufman A.J., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P. Sizing up the sub-Tommotian unconformity in Siberia // Geology. 1995. V. 23. № 12. P. 1139–1143.
- Knoll A.N., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. // The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // Amer. J. Sci. 1995. V. 295. № 7. P. 823–850.
- Pell S.D., McKirdy D.M., Jansyn J., Jenkins R.J.F. Ediacaran carbon isotope stratigraphy of South Australia – an initial study // Trans. Royal Soc. S. Austral. 1993. V. 117. Part 3/4. P. 153–161.
- Ripperdan R.L. Global variations in carbon isotope composition during the latest Neoproterozoic and earliest Cambrian // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1994. V. 22. № 3. P. 385–417.
- Schidlowski M., Aharon P. Carbon cycle and carbon isotope record: Geochemical impact of life over 3.8 Ga of Earth History // Early organic evolution: Implications for mineral and energy resources. Schidlowski M. (ed.). Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1992. P. 147–175.
- Schidlowski M., Eichman R., Junge C.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget // Precamb. Res. 1975. V. 2. № 1. P. 1–69.
- Strauss H., Des Marais D.J., Hages J.M. The carbon-isotopic record // The Proterozoic biosphere: A multidisciplinary study. Schopf J.W., Klein C. (eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Pres., 1992. P. 117–128.
- Tobin K.L., Walker K.R., Srinivasan K., Steinhauff D.M. Suboxic to anoxic diagenesis of platform–marginal ooids and bladed-to-fibrous calcite from the Middle Ordovician Ottosee Formation (east Tennessee) // Bull. GSA. 1996. V. 108. № 2. P. 155–167.
- Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N. et al. Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 6. P. 2487–2501.
- Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates // Carbonates: mineralogy and geochemistry. Rev. in Mineral. 1983. V. 11. P. 265–300.

Рецензенты М.А. Семихатов, В.Н. Подковыров

УДК 551.491.79:563.12(265.53)

## ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

© 1999 г. Т. А. Хусид\*, И. А. Басов\*\*

\* *Институт океанологии РАН, 117218 Москва, Нахимовский проспект, 36, Россия*\*\* *Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия*

Поступила в редакцию 26.02.98 г.

Изучены бентосные фораминиферы из датированных радиоуглеродным методом осадков колонки V34-98, полученной грунтовой трубкой на склоне Курильской островной дуги (глубина 1175 м) в юго-восточной части Охотского моря. На основании анализа их таксономического состава, видового разнообразия и численности, а также изменений этих характеристик по разрезу восстановлены основные гидрологические события, происходившие в бассейне на протяжении позднего плейстоцена и голоцена. Установлено, что в течение последних 17 тыс. лет дно Охотского моря заселялось тремя ассоциациями бентосных фораминифер, последовательно сменявшими друг друга во времени и различавшимися набором доминирующих видов: ассоциации с *Eponides weddellensis*, *Brizalina spissa* и *Volivina seminuda*. Выявленные ассоциации характеризуют определенные гидрологические условия и по времени своего существования соответствуют трем основным периодам позднеледниковой–голоценовой истории развития бассейна или климатостратиграфическим интервалам: заключительной стадии последнего оледенения (17–12.5 тыс. лет), периоду дегляциации (12.5–8.5 тыс. лет) и последнему межледниковью или постдегляциации (последние 8.5 тыс. лет). Изменения в структуре ассоциаций бентосных фораминифер хорошо согласуются с данными по изотопному составу кислорода в их раковинах.

**Ключевые слова.** Бентосные фораминиферы, изотопный состав кислорода, радиоуглеродные датировки, поздний плейстоцен, голоцен, ледниковье, дегляциация, постдегляциация, Охотское море.

### ВВЕДЕНИЕ

Исследования особенностей гидрологического режима в морских и океанических бассейнах и его трансформаций в ледниковые и межледниковые эпохи четвертичного времени приобрели в последнее время широкий размах в связи с необходимостью создания моделей эволюции климата в четвертичное время и прогнозирования на этой основе его изменений в будущем. Возможность создания надежных океанологических и климатических моделей зависит, прежде всего, от степени детальности проводимых исследований. Наиболее благоприятными объектами для проведения подобных работ являются окраинные моря с высокими скоростями осадконакопления, что позволяет восстанавливать даже относительно кратковременные события. Именно таким объектом является Охотское море, в котором четвертичные осадки накапливались исключительно высокими темпами (Безруков, Лисицын, 1957). Кроме того, океанологические и климатические события, нашедшие свое отражение в осадочном чехле этого окраинноморского бассейна, проявлялись здесь в силу его высокоширотного положения особенно отчетливо. Важность исследований в Охотском море подчеркивается также тем обстоятельством, что его океанологическая и климати-

ческая эволюция в четвертичное время была неразрывно связана с гидрологическими процессами, протекавшими в северо-западной части Тихого океана. Таким образом, материалы по Охотскому морю могут также пролить свет на историю циркуляции в Тихом океане.

Охотское море в палеоокеанологическом отношении остается слабо изученным. К настоящему времени имеется ограниченное число публикаций, посвященных позднечетвертичной истории этого бассейна. В большинстве этих работ в качестве инструмента для восстановления позднечетвертичной гидрологической эволюции Охотского моря использовались либо литологические особенности осадков (Безруков, Лисицын, 1957), либо заключенные в них остатки известковых и кремневых планктонных микроорганизмов, в частности планктонных фораминифер и радиолярий (Горбаренко, 1991; Горбаренко и др., 1998; Чеховская, Басов, 1999; Kurihara, 1982; Keigwin, 1989; Morley et al., 1991). В то же время бентосные фораминиферы, на основании изменений в ассоциациях которых можно достаточно надежно судить о свойствах придонных водных масс и, таким образом, о характере циркуляции в морском бассейне в целом в различные временные интервалы, практически не привлекались для палеоокеано-

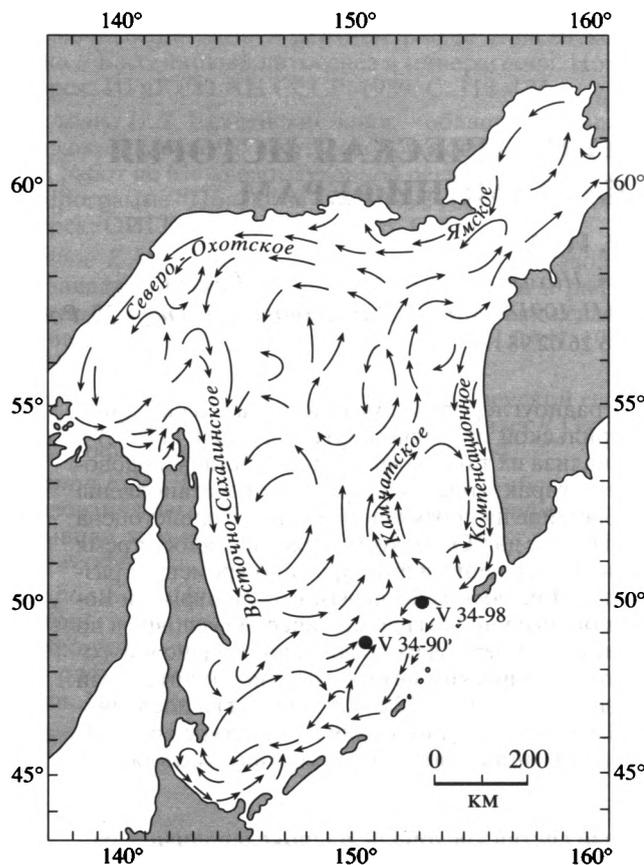


Рис. 1. Положение колонок V34-98 и V34-90 и генерализованная схема поверхностной циркуляции в Охотском море.

логических интерпретаций. Имеющиеся немногочисленные работы по бентосным фораминиферам Охотского моря посвящены, главным образом, особенностям их распределения в поверхностном слое осадков (Саидова, 1961, 1994, 1997; Басов, Хусид, 1983). Лишь совсем недавно появилась первая публикация, в которой наряду с планктонными фораминиферами рассматриваются изменения в составе ассоциаций их бентосных видов в разрезе плейстоцен-голоценовых осадков в центральной части Охотского моря и на этой основе прослеживаются основные палеогидрологические и палеоклиматические события на протяжении последних 60 тыс. лет (Беляева, Бурмистрова, 1997). Этими авторами отмечается, в частности, несколько эпизодов потепления поверхностных и глубинных вод в течение этого времени, наиболее значительные из которых имели место около 11–13 и 10 тыс. лет назад.

В настоящей статье на основании анализа ассоциаций бентосных фораминифер и изменений их структуры в разрезе верхнеплейстоценовых–голоценовых осадков с использованием радиоуглеродных датировок предпринята попытка де-

тально восстановить гидрологическую эволюцию этого окраинноморского бассейна во время последнего ледникового, дегляциации и постдегляциации, а также датировать основные палеоокеанологические и палеоклиматические события.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы осадков для фораминиферного анализа были отобраны из колонки V-34-98, полученной в 34 рейсе НИС “Вулканолог” (1982 г.) в юго-восточной части Охотского моря, на склоне Курильской островной дуги в точке с координатами 50°06.6 с.ш. и 153°12.0 в.д. на глубине 1175 м (рис. 1). Длина колонки составляет 330 см. В разрезе осадков снизу вверх выделяются три горизонта, сложенные соответственно серым алевритом (интервал 250–330 см), зеленовато-серым пелитовым алевритом (интервал 135–250 см) и зелеными диатомовыми илами (верхние 135 см). Осадки нижнего горизонта характеризуются минимальными содержаниями  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  (соответственно менее 2% и около 0.7–1.2%). Выше содержание  $\text{CaCO}_3$  колеблется от 3–4 до 5–6%, достигая в отдельных прослоях 7–8% и более. Содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  колеблется от 0.5–1% до 1.5–2% с постоянной тенденцией его увеличения вверх по разрезу (рис. 2).

Образцы отбирались из сантиметрового интервала через каждые 5 см. После стандартной лабораторной обработки фракция более 0.5 мм высушенной отмытки просматривалась под биноклем. При этом определялся таксономический состав бентосных фораминифер и подсчитывались их общая численность в пересчете на 1 г сухого осадка и процентное содержание каждого вида в данном образце. Всего было изучено таким образом 67 образцов.

Радиоуглеродные датировки осадков по раковинам планктонных фораминифер были получены в Ливерморской лаборатории им. Лоуренса методом ускорительной масс-спектрометрии; навеска составляла 2–5 мг. Абсолютный возраст определен для уровней 294, 219, 204, 99 и 45 см (соответственно 15 070, 11 540, 9340, 4850 и 3470 лет). Все значения возраста скорректированы на возраст резервуара поверхностных вод Охотского моря, принятый за 1000 лет (Southon et al., 1993). В интервалах между аналитическими радиоуглеродными датировками возраст осадков рассчитывался путем интерполяции. Данные по изотопному составу кислорода в раковинах бентосных (представители рода *Uvigerina*) и планктонных (*Neogloboquadrina pachyderma* sin.) фораминифер из исследованной колонки осадков были любезно

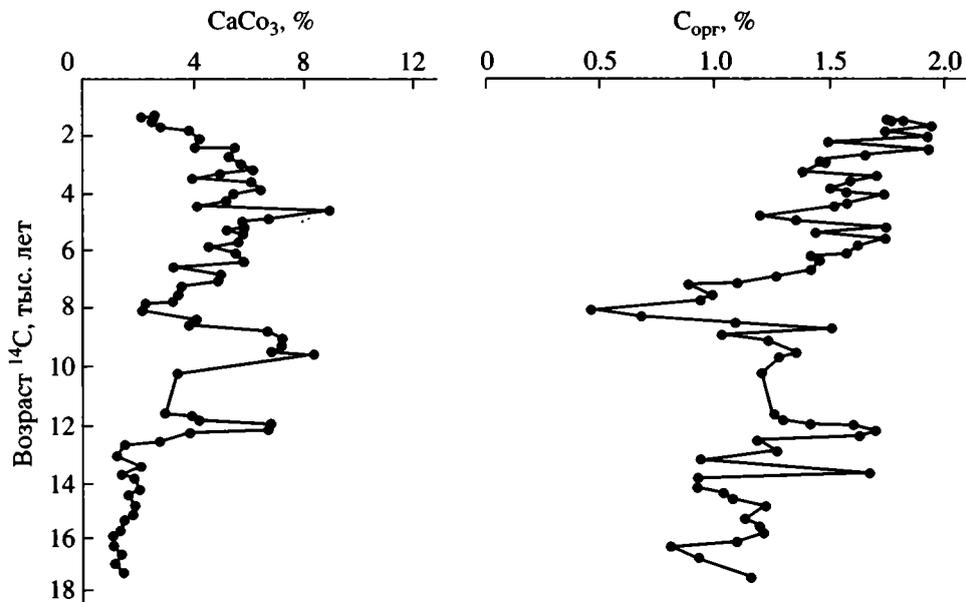


Рис. 2. Изменения во времени содержаний (%)  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  в разрезе осадков колонки V34-98.

предоставлены С.А. Горбаренко (Тихоокеанский океанографический институт ДВНЦ РАН).

### ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Охотское море представляет собой полузакрытый окраинноморский бассейн, соединяющийся через проливы Татарский и Лаперуза с Японским морем и через курильские проливы с Тихим океаном. Наиболее глубоководными из последних являются проливы Крузенштерна и Буссоль (1870 и 2300 м соответственно), расположенные вблизи района исследований в северной части Курильской гряды. Через первый из них тихоокеанские промежуточные воды проникают в Охотское море, а через второй происходит сток глубинных вод Охотского моря обратно в Тихий океан.

Большая часть акватории Охотского моря в течение многих месяцев покрыта льдами за исключением его юго-восточной части, которая свободна ото льда круглый год. Это предопределяет своеобразие гидрологической структуры бассейна, характерной чертой которого в летний период является наличие температурного градиента между поверхностными и подповерхностными водами. В это время в интервале глубин от 30–40 м до 150–200 м развит холодный промежуточный слой, так называемая охотоморская водная масса с близкими к нулю температурами, которая формируется в зимний период и распространяется по всему Охотскому морю (Морошкин, 1966). Поверхностные воды в летнее время характеризуются температурами до 10–12°C. Охотоморская водная масса подстилается теплыми тихоокеан-

скими водами, которые поступают сюда через пролив Крузенштерна и распространяются далее на север, заполняя всю глубоководную часть бассейна. На глубинах 750–1500 м эти воды характеризуются максимальной температурой (2–2.5°C), минимальным содержанием кислорода (менее 0.5 мл/л) и соленостью 34.4–34.7‰. В глубоководной Курильской котловине температура воды понижается до 1.8°C.

Потоку теплых глубинных тихоокеанских вод соответствуют на дне осадки с повышенным содержанием карбоната кальция (6–8%) (Безруков, 1960) и высокими концентрациями раковин бентосных фораминифер (Саидова, 1961). Содержание органического углерода в осадках не превышает 2%; наиболее высокие его концентрации (до 1.5–2%) отмечаются в отдельных районах у подножия склонов Сахалина и Камчатки в интервале глубин от 150 до 3360 м (Безруков, 1960). Для осадков с высоким содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$  характерны также повышенные концентрации гидротроилита и насыщенность сероводородом (Остроумов, 1957).

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Бентосные фораминиферы встречены во всех изученных образцах. Их суммарная численность, таксономический состав и структура сообществ испытывают значительные колебания по разрезу (рис. 3, 4). На основании изменений этих характеристик в разрезе осадков снизу вверх выделяются три основные ассоциации бентосных фораминифер, различающиеся по своей структуре.

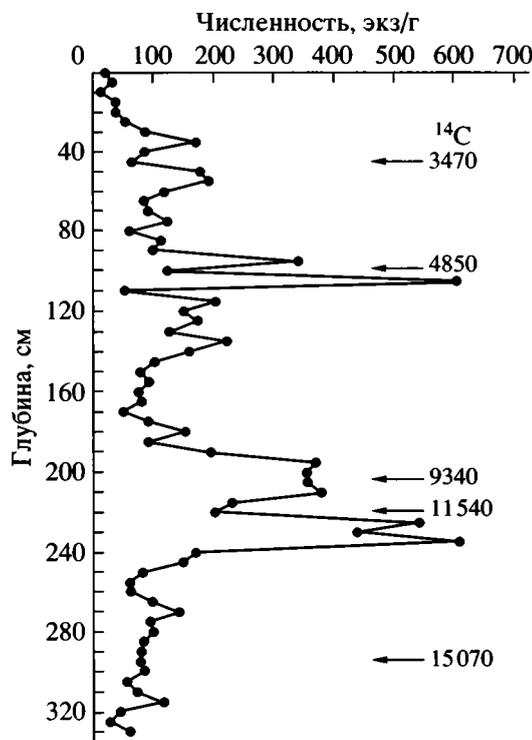


Рис. 3. Изменения численности раковин бентосных фораминифер (экз./г сухого осадка) в разрезе осадков колонки V34-98. Стрелками показаны уровни в колонке, датированные углеродным методом (лет).

**Ассоциация с *Eponides weddellensis* (I)** встречается в интервале 330–260 см. Осадки этого интервала представлены серым мелкоалевритовым илом с примесью песчаного материала и самыми низкими для всего разреза содержаниями  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$ , не превышающими соответственно 2% (в среднем 1.5%) и 1.2% (рис. 2). Суммарная численность раковин фораминифер также характеризуется постоянно низкими значениями (100–150 экз./г осадка). Ассоциация фораминифер в пределах всего этого интервала насчитывает 33 вида, колеблясь от 16 до 27 видов в пробе. В составе ассоциации резко доминирует *Eponides weddellensis* (до 35–40%). Меньшую, но заметную роль в ней играют также виды *Elphidium clavatum* (до 15–20%), *Uvigerina peregrina* (10–40%), *Nonion labradoricum* (5–15%), *Cassidulina teretis* (5–10%), *Valvulineria ochotica* (около 5%). Раковины перечисленных видов в сумме составляют обычно более половины численности всех бентосных фораминифер (иногда до 90%).

**Ассоциация с *Brizalina spissa* (II)** присутствует в интервале 260–180 см. Разрез здесь сложен темно-серым с зеленоватым оттенком пелитово-алевритовым илом с незначительной песчаной примесью. Содержание  $\text{CaCO}_3$  резко возрастает по сравнению с подстилающими осадками и колеблется от 1 до 8%. Отчетливо выделяются два пика

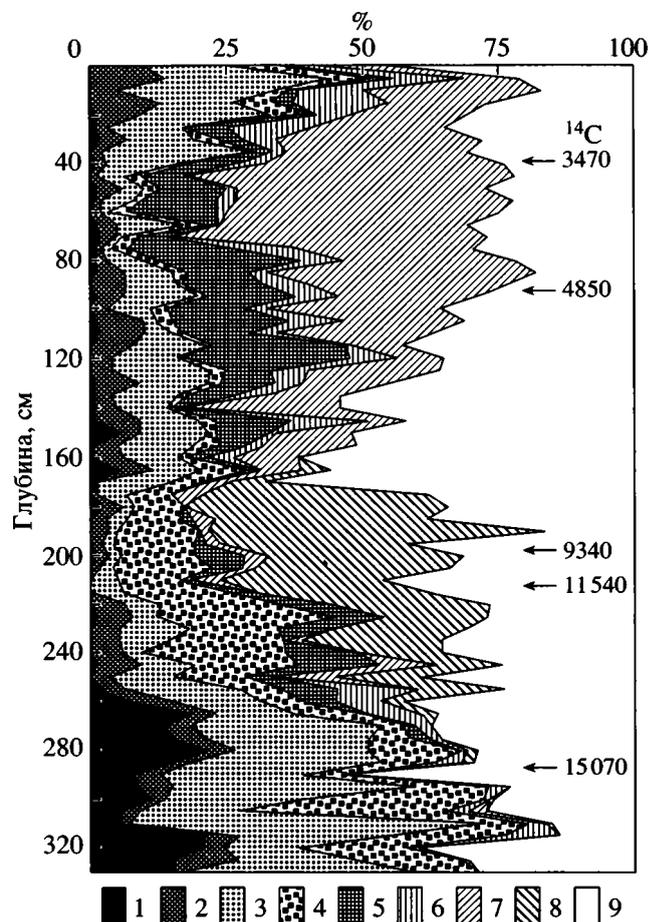


Рис. 4. Изменения структуры сообществ бентосных фораминифер в разрезе осадков колонки V34-98.

1 – *Elphidium clavatum*; 2 – *Valvulineria ochotica*; 3 – *Eponides weddellensis*; 4 – *Uvigerina peregrina*; 5 – *Cassidulina laevigata*; 6 – *Cassidulina teretis*; 7 – *Bolivina seminuda*; 8 – *Brizalina spissa*; 9 – другие виды. Стрелками показаны уровни в колонке, датированные углеродным методом (лет).

с его повышенными концентрациями: в нижней части горизонта в слое 230–240 см (до 7%) и в верхней части в слое 190–210 см (до 8%), разделенные интервалом (слой 210–225 см) с содержанием  $\text{CaCO}_3$  3–4%. Содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  также существенно возрастает. Наиболее высокие его значения (до 1.5–1.7%) характерны для нижней и верхней частей этого интервала. Слой 210–225 см отмечен падением концентраций органического углерода до 1.2% (рис. 2). Аналогичный характер в осадках этого горизонта имеет распределение общей численности бентосных фораминифер, которая колеблется от менее 100 экз./г до 600 экз./г и более. Видовое разнообразие фораминифер варьируется от 20 до 26 видов в пробе. Минимальное число видов отмечено в интервале 215–220 см.

Состав ассоциации бентосных фораминифер здесь также кардинально меняется. Резко домини-

нирующим видом в ней становится *Brizalina spissa*, которая, появившись в единичных экземплярах в самой верхней части предыдущего горизонта, составляет здесь в среднем 30–40%, а в отдельных образцах достигает 80% суммарной численности. Новым элементом ассоциации фораминифер в осадках этого горизонта является также вид *Cassidulina laevigata*, который в подстилающих осадках встречен в качестве акцессорного вида лишь в двух образцах в верхней части горизонта. В рассматриваемом интервале его раковины присутствуют по всему разрезу, достигая иногда 10%. Исключением является слой 215–220 см, в котором этот вид отсутствует. Значительную роль здесь продолжает играть вид *Uvigerina peregrina*, содержание которого в среднем составляет около 10%, а в отдельных образцах достигает 30%. В заметном количестве присутствуют также *Eponides weddellensis* (5–10%), доминирующий вид предыдущего интервала, и *Valvulineria ochotica* (до 5% и менее). Практически полностью исчезают виды *Elphidium clavatum* и *Cassidulina teretis*.

**Ассоциация с *Bolivina seminuda* (III)** распространена в интервале 0–180 см. Осадки здесь представлены светло-зеленым пелитовым диатомовым илом с содержанием карбоната кальция 2–4% в нижней (слой 155–180 см) и верхней (слой 0–30 см) частях горизонта и 5–6% в средней части разреза. На этом фоне выделяется слой на уровне 95 см, где содержание  $\text{CaCO}_3$  достигает максимального значения (более 9%). Концентрация органического углерода возрастает от 0.5% в основании горизонта до 1.4–1.7% в средней части и до 2% в верхних слоях (рис. 2).

Концентрации раковин фораминифер в осадках данного горизонта испытывают значительные колебания – от 100 и менее до 600 экз./г. Кривая распределения суммарной численности фораминифер за редкими исключениями совпадает с кривой содержания  $\text{CaCO}_3$ : минимальные концентрации раковин (100 экз./г и менее) отмечены в нижней и верхней частях горизонта и относительно высокие (до 150–200 экз./г) в средней части разреза. В слое 95–105 м численность фораминифер резко увеличивается до 350–600 экз./г. Аналогичные колебания испытывает также видовое разнообразие фораминифер, которое колеблется от 20 до 31 вида в пробе.

Данный горизонт выделяется так же отчетливо, как и ниже лежащие, по смене состава доминирующих видов фораминифер. Нижняя граница горизонта четко фиксируется по исчезновению в его базальной части (на уровне 175 см) доминирующего вида предыдущего горизонта *Brizalina spissa*, а также по резкому уменьшению роли вида *Uvigerina peregrina*, относительное содержание которого выше по разрезу обычно не превышает первых процентов. Доминирующее значение в

осадках этого горизонта приобретает *Bolivina seminuda*, которая в подстилающих осадках присутствует на отдельных уровнях в качестве акцессорного элемента. Уже в его нижней части доля этого вида достигает около 20%, а начиная со слоя 140–150 см она стабильно составляет 40–50%, и только в верхнем 20-сантиметровом слое снижается до 15%. Наряду с *Bolivina seminuda* заметную роль в ассоциации поочередно играют виды *Cassidulina laevigata* и *C. teretis*. В базальной части горизонта (170–180 см) присутствует только *C. teretis*. Выше до уровня 20 см постоянно встречаются оба этих вида, однако относительное содержание *C. laevigata* существенно выше (20–25% против 5–10% *C. teretis*). В верхнем 20-сантиметровом слое осадков встречен только последний вид, при этом его доля возрастает до 20%, т.е. он приобретает здесь доминирующую роль. В верхней части разреза (0–40 см) заметно увеличивается также относительное содержание вида *Eponides weddellensis* (до 20–30%), концентрации которого в более низких слоях горизонта обычно не превышают 10–15%. По всему разрезу постоянно присутствует *Valvulineria ochotica*, которая редко дает концентрации более 5%, лишь в верхнем слое 0–20 см ее относительное содержание несколько увеличивается (до 13%).

Таким образом, в осадках изученной колонки среди бентосных фораминифер выделяются три их ассоциации, отчетливо различающихся по своей структуре и последовательно сменяющих друг друга вверх по разрезу. Границы между этими ассоциациями в разрезе проходят на уровне 260 см (между ассоциациями II и III) и 180 см (между ассоциациями I и II). Благодаря имеющимся углеродным датировкам осадков возраст этих границ, полученный путем интерполяции, оценивается в 12500 и 8500 лет. Иными словами, установленные ассоциации по времени своего существования соответствуют трем основным периодам позднплейстоценовой–голоценовой истории развития бассейна или климатостратиграфическим интервалам: заключительной стадии последнего оледенения (17–12.5 тыс. лет), периоду дегляциации (12.5–8.5 тыс. лет) и последнему межледниковью или постдегляциации (последние 8.5 тыс. лет).

Полученные материалы по изменению общей численности, составу и структуре фораминиферных сообществ позволяют восстановить основные этапы эволюции гидрологического режима в Охотском море в течение позднего плейстоцена и голоцена. Интерпретация экологических условий обитания установленных ассоциаций бентосных фораминифер возможна на основе прямых аналогий с их современными комплексами, распределение которых на дне Охотского моря достаточно хорошо изучено благодаря работам Х.М. Саидовой (1961, 1994, 1997). По ее данным, в комплексах материковой отмели, омываемой холодной

охотоморской водной массой, наиболее многочисленны *Elphidium clavatum*, *E. orbiculare*, *Nonion labradoricum*, *Uvigerina peregrina*, *Cassidulina smechevi*. Последний таксон является младшим синонимом вида *C. teretis*, выделенного Х. Тэппен (Tappan, 1951). В ассоциациях, обитающих в области перехода от шельфа к материковому склону и на самом материковом склоне, которые находятся в зоне влияния более теплых тихоокеанских вод, доминируют *Valvulineria ochotica*, *Uvigerina peregrina*, *U. auberiana*, *Eponides weddellensis*, *Cassidulina laevigata* и *C. teretis*. При этом, по наблюдениям Х.М. Саидовой (1961), участки дна, где осадки обогащены органическим веществом, обычно заняты сообществом, которое характеризуется преобладанием *U. peregrina* и высокой суммарной численностью фораминифер. В глубоководных областях моря развито сообщество, в котором заметную роль играет *Eponides weddellensis*. На поднятиях центральной части моря и в пределах материкового склона Камчатки, Сахалина и Курильских островов широко распространено сообщество с доминирующим видом *Cassidulina teretis*. Именно в районе развития последнего была получена изученная нами колонка осадков. Южнее, вблизи пролива Крузенштерна, распространено сообщество, в котором преобладает *C. laevigata*.

Анализ бентосных фораминифер свидетельствует, что во время заключительной стадии последнего оледенения гидрологические условия в изученном районе существенно отличались от современных, что нашло отражение в развитии здесь в это время их своеобразной ассоциации, аналогов которой в современных осадках Охотского моря не известно (рис. 4). Вид *Eponides weddellensis*, который в осадках ледникового является резко доминирующим, составляя до 45% ассоциации, на сопоставимых глубинах современного дна моря встречается повсеместно, но всегда играет подчиненную роль. Исключением является сообщество фораминифер в осадках глубоководной Курильской котловины, заполненной глубинной водной массой с температурой 1.8°C. Другие характерные виды данной ассоциации (*Uvigerina peregrina*, *Cassidulina teretis*, *Nonion labradoricum*) в настоящее время широко распространены как в прибрежных районах, так и в центральной части Охотского моря. Отличительной чертой этих видов является их толерантность к низким температурам вод. Х.М. Саидова (1961) отмечает в частности, что численность вида *C. teretis* (*C. smechevi*, согласно ее определению) в прибрежных районах северо-западной части Тихого океана (Камчатка, Япония), омываемых холодными течениями, заметно увеличивается. Увеличение численности этого вида наблюдается также в современных осадках континентального шельфа Гренландского, Северного и Баренцова морей, где температура придонных вод около 0°C (Mackensen, Hald,

1988) и в верхнеплейстоценовых осадках Северной Атлантики, отвечающих периодам похолодания (Feyling-Hanssen et al., 1983; Murray, 1984; Schnitker, 1984). В отличие от перечисленных выше видов, *Elphidium clavatum*, доля которого в ассоциации ледникового достигает 10–15%, в современном Охотском море распространен главным образом в осадках северного шельфа в зоне влияния охотоморских вод с низкими температурой и соленостью (Саидова, 1961). Он является также самым распространенным видом секреторных бентосных фораминифер в арктических морях (Поляк, 1985; Nagy, 1965; Feyling-Hanssen, 1976; Ostby, Nagy, 1982; Lagoe, 1991).

Таким образом, фораминиферовая ассоциация во время последнего ледникового была представлена, в основном, видами, которые в настоящее время в качестве характерных элементов встречаются в составе разных сообществ, от глубоководных, обитающих на континентальном склоне и в открытой части моря, до прибрежных. Однако, несмотря на различия в глубинах их обитания, всех их объединяет способность приспосабливаться к низким и даже отрицательным температурам придонных вод. Это позволяет предположить, что в период приблизительно от 17000 до 12500 лет, т.е. в заключительную стадию последнего ледникового, Охотское море было заполнено водами, по своим температурным характеристикам близкими современной охотоморской водной массе. Изотопные исследования, проведенные по раковинам видов рода *Uvigerina* (*U. peregrina*, *U. senticosa*, *U. akitaensis*) подтверждают этот вывод. На рис. 5 видно, что данный период характеризуется наиболее высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  (Gorbarenko et al., в печати). Присутствие многочисленных раковин типичного арктического вида *Elphidium clavatum* хорошей сохранности, что исключает возможность их переотложения с меньших глубин, возможно, указывает на то, что сезонные льды покрывали также и юго-восточную часть моря. Судя по составу осадков (терригенные алевроитовые илы), низкому содержанию в них  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  (рис. 2), а также низкой численности фораминифер, продуктивность поверхностных вод в течение всего этого временного интервала была, вероятно, невысокой. Осадконакопление характеризовалось относительно низкими скоростями (в среднем около 15 см/тыс. лет) и происходило в основном за счет поступления терригенного материала (рис. 6).

Начало периода дегляциации (около 12500 лет назад) отмечено резкими изменениями в гидрологическом режиме Охотского моря, что нашло отражение и в составе бентосных фораминифер, которые однозначно указывают на заметное повышение температуры придонных вод. Об этом свидетельствует прежде всего полное исчезновение в это время арктического вида *Elphidium*

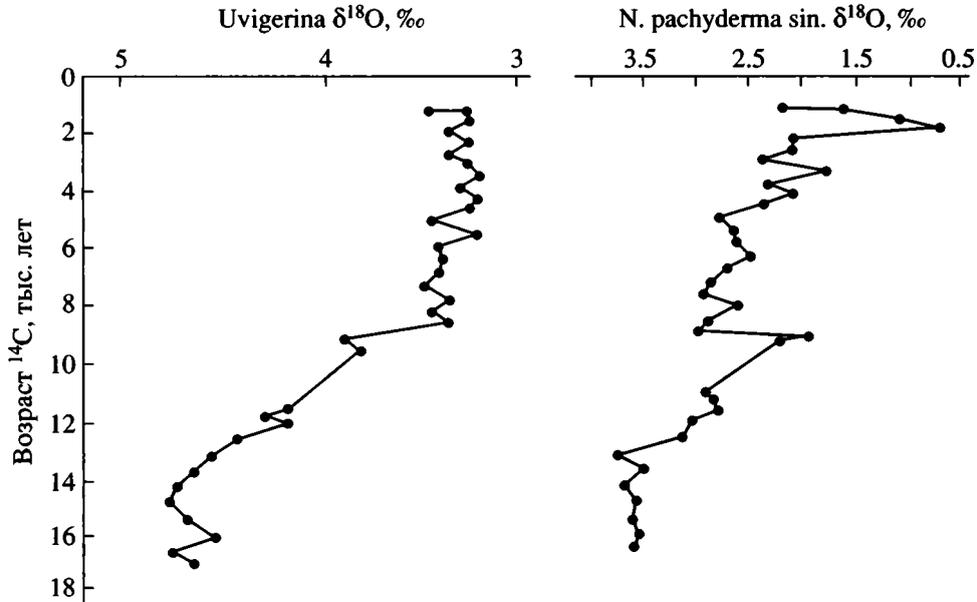


Рис. 5. Изменения  $\delta^{18}\text{O}$  в раковинах *Uvigerina* spp. и *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (Gorbarenko et al., в печати).

clavatum и резкое уменьшение роли *Eponides weddellensis*, характерного вида глубоководных впадин современного Охотского моря. Ведущая роль в ассоциации фораминифер переходит к виду *Brizalina spissa*, который в современных осадках этого морского бассейна встречается лишь в качестве аксессуарного элемента. В массовых количествах этот вид развит в высокопродуктивных районах океана (районы гидрологических фронтов, зоны прибрежных апвеллингов). В Тихом океане богатые популяции вида встречены в районе Субарктического фронта у о. Хоккайдо и у северной оконечности о. Хонсю на глубине 1000–1400 м (Саидова, 1961). Высокие концентрации *B. spissa* характерны для зон прибрежного апвеллинга у Северной, Центральной и Южной Америки, где осадки характеризуются очень высокими содержаниями органического углерода, а придонные воды обеднены кислородом (менее 0.5 мл/л) (Хусид, 1977, 1979; Smith, 1963, 1964; Bandy et al., 1960; Phleger, Soutar, 1973). *Uvigerina peregrina* в Охотском море имеет высокую численность в осадках прибрежных районов, обогащенных органическим веществом (Саидова, 1961). Самые богатые ее популяции также, как и *Brizalina spissa*, характерны для высокопродуктивных районов океана, где она развивается обычно на участках дна с повышенным содержанием органического вещества (Хусид, 1979; Phleger, Soutar, 1973; Miller, Lohman, 1982; Mackensen et al., 1985, 1990; Loubere, 1991).

На потепление придонных вод указывает также появление в ассоциации фораминифер уже в самом начале периода дегляциации (на уровне

260 см) тепловодного вида *Cassidulina laevigata*, который выше становится одним из доминирующих видов. Современное обитание этого вида в Охотском море ограничено участками дна с глубинами 650–1500 м, омываемыми теплыми тихоокеанскими водами с температурами выше 2°C. В других районах Мирового океана он также тяготеет к районам с повышенными температурами придонных вод. Например, в Северном и Норвежском морях этот вид встречается только в

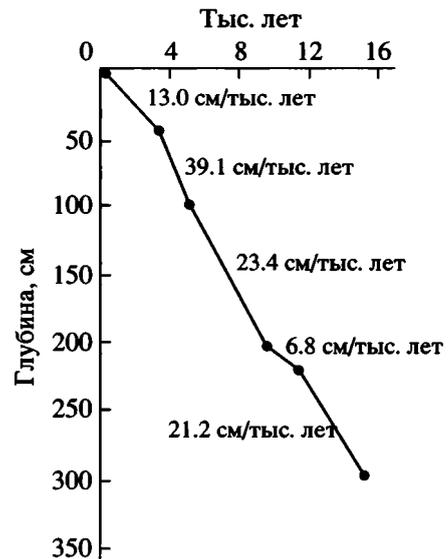


Рис. 6. Изменения скоростей осадконакопления в позднем плейстоцене–голоцене в районе отбора колонки V34-98 в юго-восточной части Охотского моря.

матической и гидрологической эволюции бассейна.

2. На основании экологических характеристик сообщества бентосных фораминифер и полученных радиоуглеродным методом возрастных датировок установлено, что выявленные ассоциации отвечали соответственно последнему ледниковью (17000–12500 лет назад), периоду дегляциации (12500–8500 лет назад) и постдегляциации или собственно межледниковой стадии (последние 8500 лет).

3. По данным фораминиферового анализа в течение ледникового периода придонные воды характеризовались низкими, возможно, отрицательными температурами, к которым могли приспособиться виды, характерные в современном Охотском море для районов распространения охотоморской водной массы и для арктических морских бассейнов. Поверхность моря, включая его юго-восточную часть, в течение большей части года была, вероятно, покрыта льдами, что определяло низкую биологическую продуктивность в верхнем слое воды и, как следствие, ограниченное поступление органического вещества и остатков кремневых и карбонатных планктонных микроорганизмов в осадки. Осадконакопление, которое характеризовалось относительно невысокими темпами, происходило в основном за счет поступления в бассейн терригенного материала, сносимого со слабо эродированной суши.

4. Рубеж ледниковья и дегляциации (12500 лет назад) отмечен общим потеплением климата и изменениями в характере придонной (и поверхностной) циркуляции. Бассейн Охотского моря в это время начал заполняться теплыми тихоокеанскими водами с температурами до 2°C и выше, поступавшими из Тихого океана через пролив Крузенштерна в северной части Курильской гряды. Эти процессы привели к существенному росту биологической продуктивности поверхностных вод и увеличению поступления на дно органического вещества, что нашло отражение в увеличении видового разнообразия и общей численности бентосных фораминифер и преобладании в их сообществе более теплолюбивых, по сравнению с ледниковым периодом, видов, характерных для высокопродуктивных районов современного океана. Усиление эрозии на окружающей суше в связи с прогрессирующим в течение дегляциации потеплением и, соответственно, увеличение поставок терригенного материала, а также рост продуктивности карбонатного и кремневого микропланктона привели к увеличению скорости осадконакопления и повышению содержания  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{SiO}_2$  в осадках.

5. Как и в других районах Охотского моря и северной части Тихого океана, где изотопными исследованиями установлен двухступенчатый харак-

тер потепления в течение периода дегляциации, в изученном районе по бентосным фораминиферам выделяются две теплые фазы, разделенные кратковременным похолоданием, которое по времени приблизительно синхронно хорошо известному событию Поздний Дриас, установленному во многих районах мира.

6. В течение последнего межледниковья или периода постдегляциации (последние 8500 лет) гидродинамическая активность в придонном слое района исследований была, вероятно, ниже по сравнению с предшествующим периодом, что подтверждается пелитовым составом накопившихся осадков и своеобразной ассоциацией бентосных фораминифер. Высокая продуктивность микропланктона в поверхностных водах обеспечивала поступление в осадки значительного количества биогенного карбонатного и кремневого материала, а также органического вещества. Сочетание относительно спокойной гидродинамической обстановки на дне и повышенного содержания питательных веществ в осадках создавало специфические условия, в которых преимущество получали отдельные, приспособившиеся к ним виды, в частности *Bolivina seminuda*, которая в современном океане образует массовые скопления только в очень высокопродуктивных районах прибрежного апвеллинга, характеризующихся высокими содержаниями в осадках органического углерода и дефицитом растворенного кислорода в придонных водах. Температурный режим придонного слоя воды в изученном районе также испытывал колебания, хотя последний, вероятно, постоянно находился под влиянием теплых тихоокеанских вод. Судя по распределению теплопроводного дна *Cassidulina laevigata*, наиболее высокими температурами они характеризовались в интервале приблизительно 6000–3500 лет.

7. Характер изменений в составе бентосных фораминифер позволяет предполагать, что кардинальные гидрологические трансформации в придонном слое на рубежах ледниковья и дегляциации, дегляциации и постдегляциации происходили в течение относительно коротких временных интервалов продолжительностью первые сотни лет.

8. Изменения в климатических и гидрологических условиях Охотского моря на протяжении позднего плейстоцена и голоцена, выявленные на основании анализа состава бентосных фораминифер и их количественных характеристик, хорошо согласуются с данными по изотопному составу кислорода в их раковинах.

Мы выражаем искреннюю признательность С.А. Горбаренко за предоставленные данные изотопного анализа раковин фораминифер, а также по содержанию в осадках  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$ . Мы благодарны Н.В. Беляевой, И.И. Бурмистровой,

М.П. Чеховской и А.Г. Матулю за плодотворные дискуссии и критические замечания при подготовке рукописи. Работы проводились при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 96-05-66269 и 97-05-64924).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басов И.А., Хусид Т.А. Живые бентосные фораминиферы и их биомасса в толще осадков Охотского моря // Биология моря. 1983. № 6. С. 31–43.

Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии. 1960. Т. 32. С. 15–95.

Безруков П.Л., Лисицын А.П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время // Материалы к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Т. 13. С. 377–385.

Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. К палеогидрологии Охотского моря в последние 60 тыс. лет // Океанология. 1997. № 3. С. 377–385.

Горбаренко С.А. Стратиграфия верхнечетвертичных осадков центральной части Охотского моря и их палеоокеанология по  $\delta^{18}\text{O}$  и другим методам // Океанология. 1991. Т. 31. № 6. С. 1036–1041.

Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н., Одинокова Л.Ю. и др. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // Тихоокеанская геология. 1988. № 2. С. 25–34.

Горбаренко С.А., Чеховская М.П., Соутон Дж.Р. О палеосреде центральной части Охотского моря во время последнего оледенения и голоцена // Океанология. 1998. Т. 38. С. 305–308.

Морошкин К.В. Водные массы Охотского моря. М.: Наука, 1966. 67 с.

Остроумов Э.А. Соединения серы в отложениях Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1957. Т. 22. С. 18–32.

Поляк Л.В. Фораминиферы донных отложений Баренцева и Карского морей и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: Ленинградский горный институт, 1985. 21 с.

Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография Дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1961. 229 с.

Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: ИО АН СССР, 1975. 875 с.

Саидова Х.М. Шельфовые сообщества фораминифер Охотского моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 6. С. 867–872.

Саидова Х.М. Глубоководные сообщества фораминифер Берингова и Охотского морей // Океанология. 1997. Т. 37. № 1. С. 105–112.

Хусид Т.А. Биоценозы бентосных фораминифер в районе Перуанско-Чилийского желоба // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1977. Т. 108. С. 25–36.

Хусид Т.А. Биоценозы и танатоценозы современных бентосных фораминифер тихоокеанского шельфа

Южной Америки // Вопросы микропалеонтологии. 1979. Вып. 22. С. 156–168.

Хусид Т.А., Поляк Л.В. Биогеография бентосных фораминифер Северного Ледовитого океана // Неоген-четвертичная палеоокеанология по микропалеонтологическим данным. М.: Наука, 1989. С. 42–50.

Чеховская М.П., Басов И.А. Планктонные фораминиферы в осадках Охотского моря (ст. V34-90): последние 20 000 лет // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 104–115.

Bandy O.L., Ingle J.C., Resig J.M. Foraminifera. Los Angeles county outfall area, California // Limnology and Oceanography. 1960. V. 9. № 1. P. 124–137.

Broecker W. Will our ride into the greenhouse future be a smooth one? // GSA Today. 1997. V. 7. № 5. P. 1–6.

Feyling-Hanssen R.W. The stratigraphy of the Quaternary Clyde Foreland Formation, Baffin Island, illustrated by the distribution of benthonic foraminifera // Boreas. 1976. V. 5. P. 77–94.

Feyling-Hanssen R.W., Funder S., Peterson K.S. The Lodin Elv Formation; a Plio-Pleistocene occurrence in Greenland // Geol. Soc. Den. Bull. 1983. V. 31. P. 81–106.

Gorbarenko S.A., Oba T., Khusid T.A., Southon J.R., Koizumi I., Burmistrova I.I. The palaeoenvironment of the south-eastern part of the Okhotsk Sea during the last glaciation-Holocene evidence by geochemical and palaeontological data // Palaeogeograp., Palaeoclimatol., Palaeoecol. (в печати).

Keigwin L.D. North Pacific deep water formation during the latest glaciation // Nature. 1987. V. 330. P. 362–364.

Keigwin L.D., Jones G.A., Froelich P.N. A 15 000 year paleoenvironmental record from Meji Seamount, far northwestern Pacific // Earth Planet. Sci. Letts. 1992. V. 111. P. 425–440.

Kennett J.P. Latest Quaternary benthic oxygen and carbon isotope stratigraphy: Hole 893A, Santa Barbara, California // Proceedings of the Ocean Drilling Program / Kennett J.P., Baldauf J.G., Lyle M. (eds.). College Station: Ocean Drilling Program. 1995. V. 146. Pt. 2. P. 3–18.

Kennett J.P., Ingram B.L. A 20 000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin // Nature. 1995. V. 377. P. 510–514.

Kennett J.P., Venz K. Late Quaternary climatically related planktonic foraminiferal assemblage changes: Hole 893A, Santa Barbara Basin, California // Proceedings of the Ocean Drilling Program / Kennett J.P., Baldauf J.G., Lyle M. (eds.). College Station: Ocean Drilling Program. 1995. V. 146. Pt. 2. P. 281–293.

Kurihara K. Planktonic foraminifera of piston cores from the Kurile Basin, the Sea of Okhotsk // St. Paul's Rev. Science. 1982. V. 4. № 3. P. 65–77.

Lagoe M. Recent benthic foraminifera from the Central Arctic Ocean // J. Foram. Res. 1977. V. 7. P. 258–262.

Loubere P. Deep-sea foraminifera assemblages response to a surface ocean productivity gradient: A test // Paleocceanography. 1991. V. 6. № 2. P. 193–204.

Mackensen A., Sejrup H.P., Jansen E. The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway // Marine Micropaleontology. 1985. V. 9. P. 375–306.

Mackensen A., Hald M. Cassidulina teretis Tappan and C. laevigata d'Orbigny: their modern and Late Quaternary dis-

- tribution in northern seas // *J. Foram. Res.* 1988. V. 18. № 1. P. 16–24.
- Mackensen A., Grobe H., Kunh G., Futterer D.K.* Benthic foraminiferal assemblages from eastern Weddell Sea between 68 and 73°S: Distribution, ecology and fossilization potential // *Marine Micropaleontology.* 1990. V. 16. P. 241–283.
- Miller K.G., Lohman G.P.* Environmental distribution of Recent benthic foraminifera on the northeast United States continental slope // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1982. V. 93. № 3. P. 200–206.
- Morley J.J., Hoesser L.E., Shackleton N.J.* Late Pleistocene–Holocene radiolarian and pollen records from sediments in the Sea of Okhotsk // *Paleoceanography.* 1991. V. 1. P. 121–131.
- Murray J.W.* Paleogene and Neogene benthic foraminifers from Rockall Plateau // *Init. Rep. of the DSDP Wash.* 1984. V. 81. P. 503–534.
- Nagy J.* Foraminifera in some bottom samples from shallow waters in Westspitsbergen // *Norsk Polarinst. Arbok.* 1965. P. 109–127.
- Ostby K.L., Nagy J.* Foraminiferal distribution in Quaternary sediments in the western Barents Sea // *Polar Research.* 1982. V. 1. P. 53–96.
- Phleger F.B., Soutar A.* Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima // *Micropaleontology.* 1973. V. 19. № 1. P. 110–115.
- Schnitker D.* High resolution records of benthic foraminifera in the Late Neogene of the northeastern Atlantic // *Init. Rep. of the DSDP Wash.* 1984. V. 81. P. 611–622.
- Smith P.B.* Quantitative and Qualitative Analysis of the Family Bolivinidae. Recent Foraminifera off Central America // *Geolog. Surv. Prof. Paper* 429-A. 1963. P. 1–39.
- Smith P.B.* Ecology of benthonic species. Recent foraminifera off Central America // *Geol. Surv. Prof. Paper* 429-B. 1964. P. 1–55.
- Southon J.R., Kashgarian M., Gorbarenko S.A., Harasewych M.F.* Radiocarbon age pre-bomb surface water in North Pacific region // *EOC. Transaction. Amer. Geophysical Union.* 1993. P. 198.
- Tappan H.* Northern Alaska index Foraminifera // *Contr. Cushman. Foram. Res.* 1951. V. 2. P. 1–8.
- Uchio T.* Ecology of living benthonic Foraminifera from the San Diego, California area // *Cushman. Found. Foram. Res. Spec. Publ.* 1960. № 5. 72 p.
- Zahn R., Pedersen T.F., Bornhold B.D., Mix A.C.* Water mass conversion in the Glacial Subarctic Pacific (54°N; 148°W): physical constraints and the benthic–planktonic stable isotope record // *Paleoceanography.* 1991. V. 6. № 5. P. 547–560.

Рецензенты В.А. Крашенинников,  
Л.А. Невеская

УДК 563.533.1:551.736

## ОБ ЭТАПНОСТИ РАЗВИТИЯ И БИОГЕОГРАФИИ ПЕРМСКИХ АММОНОИДЕЙ

© 1999 г. Т. Б. Леонова

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

Поступила в редакцию 29.04.98 г.

Проведен анализ изменений родового разнообразия пермских аммоноидей по ярусам, в результате которого выделено четыре эволюционных этапа. Выявлены особенности динамики родового разнообразия в пяти основных областях их распространения: Палеотетической, Уральской, Американской, Арктической и Австралийской. Прослежены некоторые тенденции биогеографического распространения аммоноидей на протяжении основных этапов их развития.

*Ключевые слова.* Биогеография, аммоноидей, этапы развития, пермь.

### ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на относительно хорошую изученность аммоноидей и их важное стратиграфическое значение для расчленения и корреляции позднепалеозойских, и, в частности, пермских отложений, существует определенный дефицит работ по биогеографическому распределению этой группы пелагических (или бенто-пелагических) организмов. Различными исследователями были проведены работы по отдельным регионам для некоторых временных отрезков пермского периода (Zhou, 1986; Spinosa et al., 1991; Bledinger et al., 1992 и др.). В обстоятельной статье В. Нассичука (Nassichuk, 1995), детально охарактеризована пермская аммоноидная фауна арктических регионов мира. Недавно группой китайских и американских авторов (Zhou et al., 1996) был проведен анализ эволюционных изменений аммоноидей в течение перми без учета географической дифференциации. К сожалению, авторы не включили в свои построения кунгурский век, тем самым снизив точность и полноту общей картины развития группы. Также трудно согласиться с принятыми в этой работе систематическим составом и диапазоном стратиграфического распространения для многих таксонов пермских аммоноидей, отражающих уровень изученности 60-х годов.

Предлагаемая статья является попыткой обобщения имеющихся на сегодняшний день данных по географическому распространению пермских аммоноидей, хотя и не претендует на полное освещение этой проблемы. Пермская эпоха характеризовалась значительно более высокой, по сравнению с каменноугольной, дифференциацией природных зон. История развития аммоноидей в перми также была весьма разнообразной и полной значительных, порой драматических, событий (появление нового отряда аммоноидей Ceratitida на границе

ранней и поздней перми и почти полное вымирание всего подкласса вблизи границы перми и триаса). Биогеографические связи не оставались постоянными, а изменялись от этапа к этапу в ходе эволюционного развития группы.

### ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ ПЕРМСКИХ АММОНОИДЕЙ

К началу пермского периода наиболее широкое распространение получили представители двух аммоноидных отрядов Goniatitida и Prolecanitida, основную массу которых составляли семейства и роды, перешедшие из каменноугольного периода. Начало перми охарактеризовалось появлением четырех новых семейств: Paragastrioceratidae (род Svetlanoceras), Metalegoceratidae (род Juresanites), Perrinitidae (род Properrinites) и Popanoceratidae (род Protopopanoceras), а также новых родов в существовавших ранее семействах: Marathontidae (род Kargalites), Vidrioceratidae (роды Prostacheoceras и Tabantalites).

Анализируя изменения родового разнообразия, развитие морфологических особенностей и массовые вымирания в общей истории пермских аммоноидей, можно выделить четыре основных этапа (рис. 1). Четыре этапа намечаются и в эволюции других широко распространенных групп морских беспозвоночных: фузулинид, конодонтов, брахиопод (Левен и др., 1996).

Первый этап, "пропермский", охватывает временной интервал, включающий ассельский, сакмарский и часть артинского веков. В целом роды аммоноидей, существовавших в течение этого периода, были достаточно близки каменноугольным и по таксономическому составу, и по уровню морфологической сложности. Общей тенденцией для первого этапа явилось значительное увеличение (более чем вдвое) таксономического разнообра-

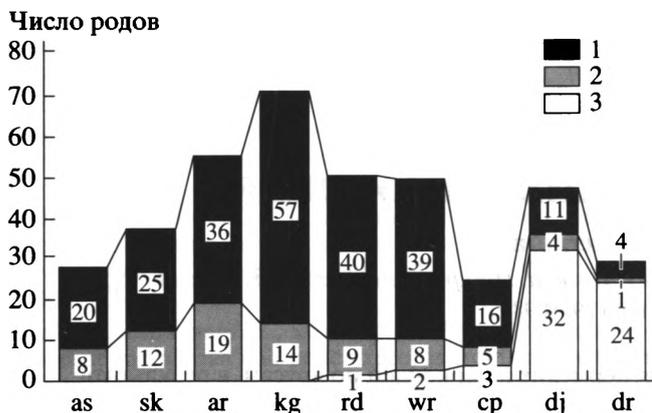


Рис. 1. График изменения родового разнообразия пермских аммоноидей по ярусам.

1 – гониатиты; 2 – пролеканитиды; 3 – цератиты. Ярусы: as – ассельский, sk – сакмарский, ar – артинский, kg – кунгурский, rd – роудский, wr – вордский, cp – кэпитенский, dj – джюльфинский, dr – дорашамский; цифры обозначают число родов.

разия в обоих отрядах: общее число родов увеличилось с 17 до 37, в отряде гониатитов на 13 родов (с 12 до 25), а в отряде пролеканитид – на 7 родов (с 5 до 12). Увеличение таксономического разнообразия сопровождалось и некоторым морфологическим усложнением по сравнению с доминирующей у каменноугольных гониатитов восьмилопастной перегородкой (в лопастной линии гониатитов семейств *Marathonitidae*, *Vidrioceratidae*, *Shumarditidae*, так же, как и у представителей вновь появившихся семейств наблюдается развитие большего числа лопастей и их вторичное расчленение). Развитие более совершенного гидростатического аппарата позволяло аммоноидеям адаптироваться к более разнообразным условиям существования. В конце первого этапа произошло крупное вымирание, которое в основном коснулось родов, сохранившихся с позднекаменноугольного времени.

Второй этап, “эопермский”, включающий часть артинского и кунгурский век, характеризуется развитием типично пермских гониатитов и пролеканитов. Отношение новых появившихся в течение этого этапа родов к общему числу достигает 60%. Число родов, сохранившихся с позднего карбона, не превышает 10%. Еще более увеличивается таксономическое разнообразие в обоих отрядах – в кунгуре оно достигает максимальных значений для перми. В артинском веке общее число родов достигает 55 (гониатиты – 36, пролеканиты – 19); в кунгурском веке установлен 71 род (гониатиты – 57, пролеканиты – 14) – рис. 1. Также происходит заметный скачок в увеличении морфологической сложности (среди гониатитов – появление рода *Perrinites* с “аммонитовой” лопастной линией, первых многолопастных *Stacheo-*

*ceras*, видов *Poranoceras* и *Thalassoceras* с чрезвычайно сложно расчлененными лопастями и т.д., среди пролеканитид – *Banyaniceras*, *Sicanites*, сложные *Medlicottia*, первые *Eumedlicottia*).

Третий этап, “мезопермский”, выделяется в интервале с роудского по кэпитенский века (кэпитенский век принимается в широком его понимании, включая амарассийский). Основным событием, характеризующим этот этап, является первое появление представителей нового (мезозойского) отряда аммоноидей – *Ceratitida* (род *Paracelmites*), вначале очень примитивных и малочисленных. Гониатиты и пролеканиты в это время достигли максимальной морфологической сложности (гониатиты – сем. *Cyclolobidae* с родами *Waagenoceras*, *Timorites*, *Cyclolobus*), пролеканитиды – роды *Eumedlicottia*, *Neogeoceras* и др.), но вместе с этим начали проявляться некоторые тенденции к сокращению таксономического разнообразия в этих группах. В роудском веке установлено 50 родов (гониатиты – 40, пролеканиты – 9, цератиты – 1); в вордском веке – также 50 родов (гониатиты – 39, пролеканиты – 8, цератиты 3); в кэпитенском веке – всего 24 рода (гониатиты – 16, пролеканиты – 5, цератиты – 3).

Четвертый этап, “метапермский”, охватывает два последних века – джюльфинский и дорашамский (или вушапинский и чансинский согласно шкале, предлагаемой Международной подкомиссией по стратиграфии перми). Наиболее яркими его характеристиками являются широкое распространение очень обильных и разнообразных цератитов на территории Восточного Палеотетиса и угасание ранее доминирующих гониатитов и пролеканитов, которые почти полностью вымерли к началу триаса. Количественные показатели четвертого этапа таковы: в джюльфинском веке установлено всего 47 родов (гониатиты – 11, пролеканиты – 4, цератиты – 32); в дорашамском веке – всего 29 родов (гониатиты – 4, пролеканиты – 1, цератиты – 24).

Границу перми и триаса пережило всего два рода цератитов, что не помешало представителям этого отряда бурно развиваться и достигнуть необычайного разнообразия в триасе. Последние гониатиты известны из дорашамских (чансинских) отложений, и, по-видимому, всего лишь один представитель пролеканитид (род *Episagoceras*) смог перешагнуть этот рубеж, но и он вскоре исчез, не оставив потомков.

## БИОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Обычно специалисты по аммоноидеям обсуждают две крупных области распространения пермских аммоноидей: Бореальную (или область высоких широт и умеренного климата) и Тетическую (тепловодную область низких широт), хотя такое деление является весьма условным. В. На-

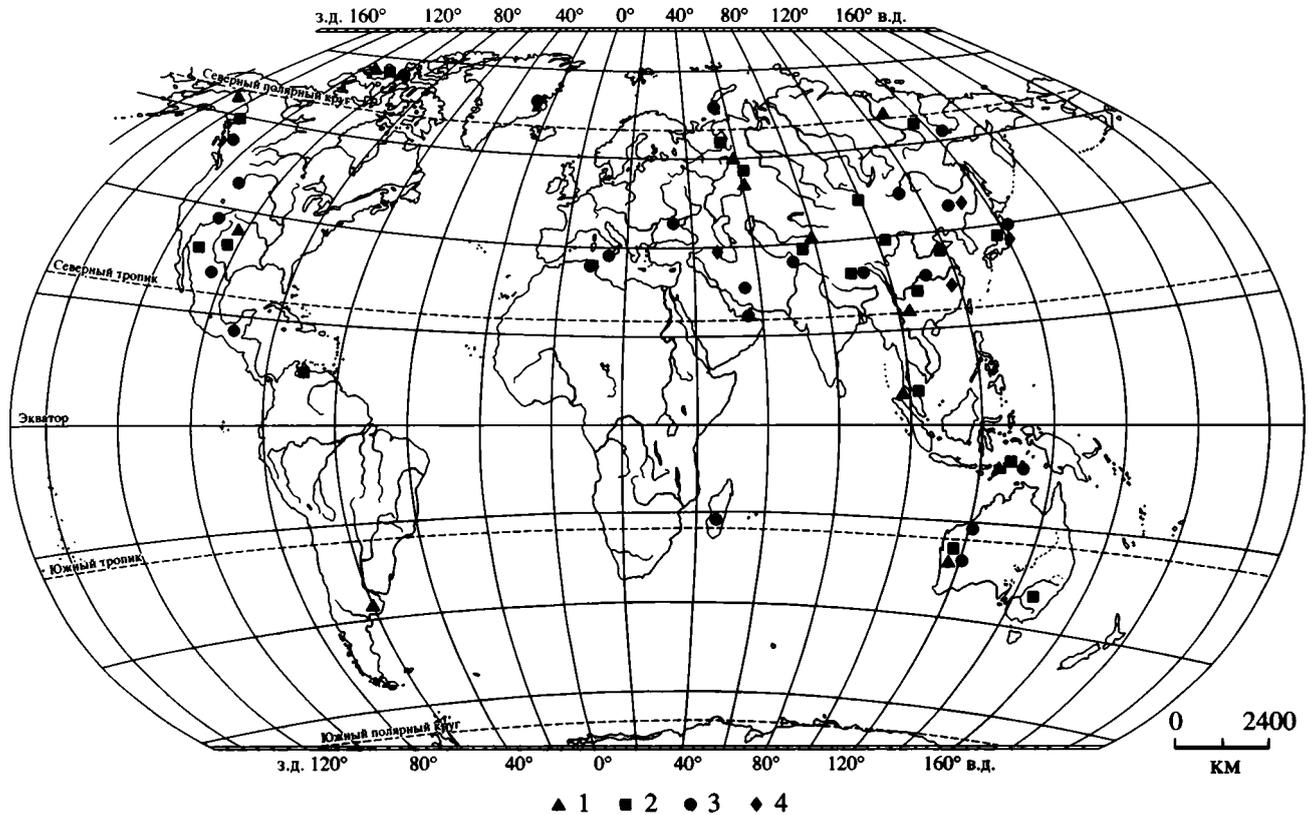


Рис. 2. Основные местонахождения пермских аммонидей.  
1–4 – этапы: 1 – первый, 2 – второй, 3 – третий, 4 – четвертый.

ссичук (Nassichuk, 1995) совершенно справедливо утверждает, что в общем виде термин “Бореальная область” относится к территориям, прилегающим к Арктическому океану, хотя имеются и некоторые исключения (Невада, Северная Калифорния, Северный Китай). Тетическая область не является столь хорошо определяемой в палеогеографическом смысле. Положение отдельных ее частей неоднократно менялось на протяжении геологической истории и часто бывает достаточно трудно понять, где в действительности отлагались осадки, содержащие ту или иную фауну. Одним из основных критериев, принятых для разграничения этих областей по аммонидеям, является распространение семейства Paragastrioceratidae в “бореальных” районах, а представителей семейства Reginitidae – в “тетических”. Условность такого деления определяется тем, что на сегодняшний день известно несколько районов, где представители этих двух семейств найдены совместно. Кроме этого, Урал – центр диверсификации и максимального развития парагастриоцератид – не может считаться по-настоящему “бореальным”, несмотря на то, что большинством исследователей перми он рассматривается в составе Бореальной (Spinosa et al., 1991; Nassichuk, 1995 и др.) или Би-

армийской области (Ганелин, Котляр, 1984). В самом начале перми Уральский бассейн имел достаточно свободную связь с Палеотетисом, что подтверждается и данными по аммонидеям: виды родов *Synartinskia* и *Daixites*, являющихся типичными представителями уральской раннепермской фауны и долгое время считавшиеся уральскими эндемиками, найдены также в сакмарских отложениях Дарваза (Левен и др., 1992), а широко распространенный в бассейнах Палеотетиса род *Cardiella* обнаружен в артинских отложениях Урала. Со второй половины ранней перми связи между Уральским бассейном и северной частью Палеотетиса были нарушены. Мы не располагаем какими-либо данными, подтверждающими наличие связей Уральского бассейна с бореальными в начале ранней перми. Лишь в конце этого периода на северной оконечности современного Урала сформировались бассейны с фауной бореального облика. Относительно американских бассейнов можно отметить, что по мнению большинства исследователей они не входили в состав Тетической области, но были населены богатейшими аммонидными сообществами с многочисленными перринитидами (Леонова, 1996). Температурный фактор мог играть определенную роль

Таблица. Распространение родов аммоноидей по биохориям

Этапы	1					2				3				4						
	Биохории					Биохории				Биохории				Биохории						
Роды аммоноидей	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская
Bulunites																				
Prouddenites																				
Parametalegoceras																				
Neoglaphyrites																				
Preshumardites																				
Glaphyrites																				
Neodimorphoceras																				
Shikhanites																				
Synuraloceras																				
Protopopanoceras																				
Sakmarites																				
Neoaganides																				
Aristoceras																				
Mescalites																				
Leeites																				
Nevadoceras																				
Subperrinites																				
Vanartinskia																				
Martoceras																				
Daixites																				
Tabantalites																				
Properrinites																				
Emilites																				
Prothalassoceras																				
Eoasianites																				
Metapronorites																				
Boesites																				
Somoholites																				
Juresanites																				
Propopanoceras																				
Svetlanoceras																				
Neopronorites																				
Uraloceras																				
Paragastrioceras																				
Artinskia																				
Metalegoceras																				
Crimites																				
Almites																				
Cardiella																				

Таблица. Продолжение

Биохории Роды аммонитов	1				2				3				4				
	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Арктическая												
Prostaheoceras																	
Synartinskia																	
Kargalites																	
Mikukhoceras																	
Akmilleta																	
Stenobulites																	
Agathiceras																	
Thalassoceras																	
Medlicottia																	
Propiasoceras																	
Parapronotites																	
Neouddenites																	
Erijuresanites																	
Gobioceras																	
Neoshumardites																	
Aktubinskia																	
Artioceras																	
Waagenia																	
Neocipites																	
Metaperitites																	
Darvasiceras																	
Paramedlicottia																	
Proscapites																	
Eolegoceras																	
Shyndoceras																	
Perrimetanites																	
Venzhites																	
Paraperitites																	
Pseudoemilites																	
Pamitropanoceras																	
Artioceratoides																	
Parascapites																	
Pamititella																	
Pamitoceras																	
Pamitites																	
Aksuites																	
Suakites																	
Istysoceras																	
Zhongluceras																	

Таблица. Продолжение

Роды аммоноидей	Биохорны	1				2				3				4			
		Этапы	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская
<i>Pseudoshistoceras</i>																	
<i>Tumacoceras</i>																	
<i>Rorapoceras</i>																	
<i>Eothinites</i>																	
<i>Darcelites</i>																	
<i>Vampuniceras</i>																	
<i>Sosicrinites</i>																	
<i>Eumelicotia</i>																	
<i>Stacheoceras</i>																	
<i>Perrinites</i>																	
<i>Pseudoviduoceras</i>																	
<i>Perritoclia</i>																	
<i>Metacrinites</i>																	
<i>Bransonoceras</i>																	
<i>Artoceras</i>																	
<i>Hyattoceras</i>																	
<i>Gaetanoceras</i>																	
<i>Sicanites</i>																	
<i>Eohyattoceras</i>																	
<i>Lianyuanceras</i>																	
<i>Pseudohalorites</i>																	
<i>Atsabites</i>																	
<i>Mongoloceras</i>																	
<i>Sverdripites</i>																	
<i>Daubichites</i>																	
<i>Cyclolobus</i>																	
<i>Neogeoceras</i>																	
<i>Syrdenites</i>																	
<i>Altudoceras</i>																	
<i>Mexiococeras</i>																	
<i>Kingoceras</i>																	
<i>Glassoceras</i>																	
<i>Texoceras</i>																	
<i>Newellites</i>																	
<i>Pseudagathiceras</i>																	
<i>Tauroceras</i>																	
<i>Paracelites</i>																	
<i>Demarezites</i>																	
<i>Tongluceras</i>																	

Таблица. Продолжение

Этапы	1					2					3					4				
	Биохории																			
Роды аммоноидей	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская
Cibolites																				
Waagenoceras																				
Timorites																				
Hoffmannia																				
Palermites																				
Adrianites																				
Epadrianites																				
Aristoceratoides																				
Epithalassoceras																				
Doryceras																				
Shengoceras																				
Paratongluceras																				
Kufengoceras																				
Liuzhouceras																				
Epiglyphioceras																				
Aulacaganides																				
Lanceoloboceras																				
Shaoyangoceras																				
Angrenoceras																				
Hengshanites																				
Chekiangoceras																				
Strigogoniatites																				
Aulacogastrioceras																				
Doulingoceras																				
Guiyangoceras																				
Elephantoceras																				
Shangraoceras																				
Sangzhites																				
Erinoceras																				
Paramexioceras																				
Roadoceras																				
Jilingites																				
Shuangyangites																				
Shouhangoceras																				
Yinoceras																				
Epitauroceras																				
Difunites																				
Nodosageceras																				
Episageceras																				

Таблица. Окончание

Этапы	1					2				3			4		
	Биохории														
Роды аммоноидей	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская	Арктическая	Уральская	Американская	Палеотетическая	Австралийская
Eoaxoceras															
Xenodiscus															
Axoceras															
Rotaraxoceras															
Protoceras															
Pseudotoceras															
Vescotoceras															
Uratoceras															
Dzhulfoceras															
Vedioceras															
Avushoceras															
Periptychoceras															
Anfuceras															
Konglingites															
Jinjiangoceras															
Qinglongites															
Kiangsiceras															
Sanyangites															
Pericarinoceras															
Pachyrotoceras															
Xiangulingites															
Lenticoceltites															
Huananoceras															
Pseudogastriceras															
Phisonites															
Iranites															
Dzhulfites															
Shevyrevites															
Paratirolites															
Abichites															
Changhsingoceras															
Liuchengoceras															
Rongjiangoceras															
Pentagonoceras															
Rotodiscoceras															
Qianjiangoceras															
Pleuronodoceras															
Pernodoceras															
Sinoceltites															
Pachydiscoceras															
Dushanoceras															
Chaotianoceras															
Pseudotirolites															
Mingyuexiaceras															
Pseudostephanites															
Trigonogastrites															
Tapashanites															

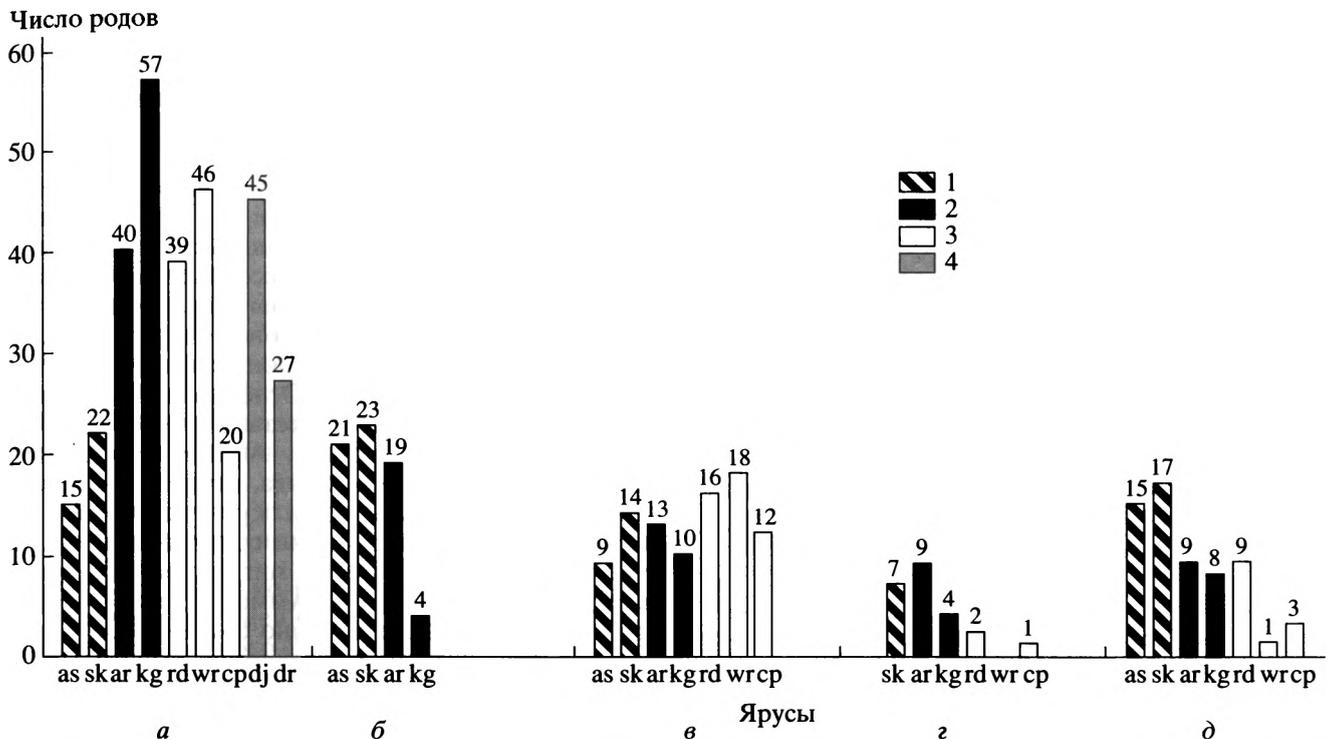


Рис. 3. Графики изменения родового разнообразия пермских аммонидей по различным биохориям: а – Палеотетическая, б – Уральская, в – Американская, г – Арктическая, д – Австралийская.

Этапы: 1 – первый, 2 – второй, 3 – третий, 4 – четвертый; латинские буквы обозначают названия ярусов; цифры – число родов.

в дифференциации “бореальных” и “тетических” фаун аммонидей. Однако исследования, проведенные на современных кальмарах (Zuev et al., 1996), показывают, что эти головоногие обитают при температурах не ниже +19°C, а оптимальной для них является температура выше +22...+24°C. Исходя из этих данных, подразделять головоногих на “теплолюбивых” и “холоднолюбивых” затруднительно. Скорее можно лишь говорить о понятиях “более” или “менее теплолюбивые”. Деление всех аммоноидных сообществ на два типа – бореальных и тетических уже не соответствует современному уровню их биогеографической изученности. Для выявления системы биохорий нами проведена качественная оценка родового и семейственного состава, намечены центры диверсификации и прослежены количественные изменения в аммоноидных сообществах. Имеющиеся на сегодняшний день данные позволяют обосновать существование пяти биохорий, которые могут быть охарактеризованы представительными комплексами, имеющими специфический таксономический состав и обладающими определенным уровнем эндемизма на родовом уровне (таблица). Местонахождения аммонидей для разных этапов показаны на современной географической карте (рис. 2) и на палеогеографических картах сакмарского, артинского, казанского (вордс-

кого) и татарского (дорашамского) ярусов, составленных в Чикагском университете доктором А. Зиглером (Ziegler et al., 1996).

### Палеотетическая биохория

Палеотетис включает местонахождения о-ва Сицилия, Крыма, Туниса, Омана, Ирака (Курдистана), Закавказья, Ирана, Соляного Кряжа, Кашмира, Афганистана, Памира, Дарваза, Тибета, Китая, Приморья, Японии, Таиланда, Малайзии, о-вов Тимор, Мадагаскар (рис. 2). В названных районах расположено большинство известных в настоящее время местонахождений, и большая часть всех пермских родов известна именно из этой области. График динамики родового разнообразия (рис. 3а) почти полностью совпадает с глобальной схемой (рис. 1).

В начале ранней перми (первый этап) (рис. 4) из всех существовавших родов из местонахождений Палеотетиса известно около 45%, причем из общего числа 29 родов только четыре – эндемики (Vanartinskia, Miklukhoceras, Parapronorites и Martoceras). Большинство же родов могут рассматриваться как космополитные. Выше уже отмечалось существование в этот период связей с Уральскими бассейнами, также, по-видимому, был возможен обмен и с Американскими бассейнами

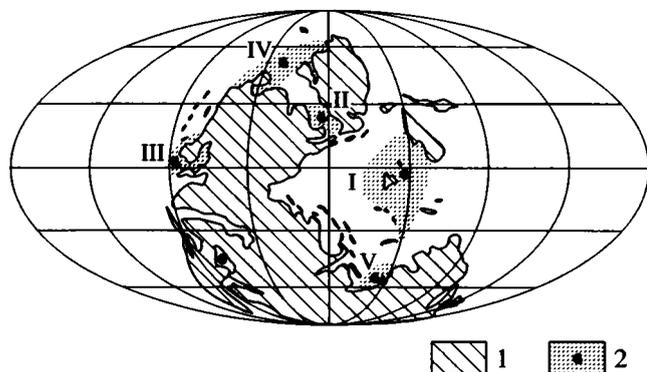


Рис. 4. Распространение аммоноидей в начале ранней перми (Ziegler et al., 1996 с дополнениями).

1 – суша; 2 – области распространения аммоноидей. Биохории: I – Палеотетическая, II – Уральская, III – Американская, IV – Арктическая, V – Австралийская.

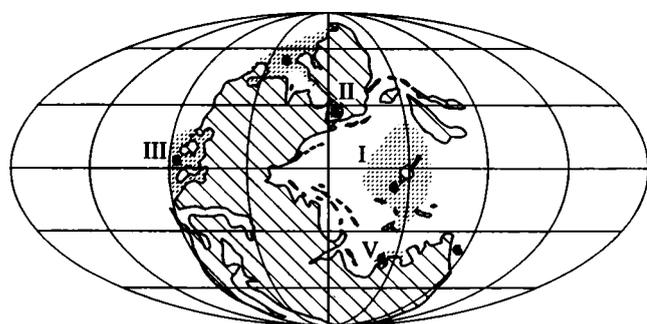


Рис. 5. Распространение аммоноидей в конце ранней перми (Ziegler et al., 1996 с дополнениями).

Усл. обозначения см. на рис. 4.

(роды *Emilites*, *Properrinites*). Исходя из имеющихся данных, центрами диверсификации на обширной территории Палеотетиса в начале ранней перми были Памирский и Тиморский бассейны.

В конце ранней перми (второй этап) более 60 родов или 80% существовавших в это время, известно из области Палеотетиса (рис. 3а, 5). Эндемитами из них являются 28 родов, т.е. около половины. Памирские и дарвазские позднеартинские–кунгурские аммоноидные сообщества наиболее представительны из всех известных ныне: здесь насчитывается более 50 родов и 80 видов аммоноидей. Это типичные сообщества открытого моря с многочисленными *Medlicottiidae*, *Pronoritidae*, *Adrianitidae*, *Perrinitidae*. Памирский бассейн в это время был наиболее крупным центром диверсификации. Такое заключение может быть сделано на основании анализа распространения медликоттиид (подсемейства *Sicanitidae*, родов *Propinacosceras* и *Vamuaniceras* из подсемейства *Propinacosceratinae*, рода *Miklukhoceras*) и гонититов (семейства *Perrinitidae*, семейства *Adrianiti-*

*dae* – родов *Crimites*, *Veruzhites*, *Pseudoemilites*, *Sosicrimites*, семейства *Marathonitidae* – особенно рода *Cardiella*, а также *Kargalites*, *Almites*, *Suakites* и др.). По-видимому, географическое положение Памира между восточными и западными частями Палеотетиса и наличие морских путей для свободного обмена фаунами обусловило возникновение здесь столь активной зоны образования и расселения многочисленных новых форм. Тиморский и Южно-Китайский бассейны также могут рассматриваться как центры диверсификации, населенные богатыми в таксономическом и количественном отношении сообществами со значительной долей эндемиков. Основываясь на анализе родового и видового состава аммоноидей из районов Памира, Дарваза, Афганистана, Юго-Восточного Китая и Таиланда, а также Тимора на протяжении артинского и кунгурского веков, можно достаточно уверенно предполагать наличие устойчивых морских миграционных путей между этими бассейнами. Аммоноидные ассоциации этих районов достаточно близки, как по родовому, так и по видовому составу, вместе с этим почти в каждом из них высок процент эндемиков. В соответствии с данными по распространению аммоноидей представляется наиболее вероятным положение бассейнов Памира, Дарваза и Афганистана вблизи Южно-Китайского блока или между ним и Киммерийским эпиконтинентом, а не на столь удаленном расстоянии к югу и западу от Юго-Восточного Китая, как это показывают на своих палинспастических реконструкциях Мак Керроу и Скотиз (McKerrow, Scotese, 1990) и Л.П. Зоненшайн (1987). Во всяком случае должны были существовать условия для устойчивых связей между районами обитания идентичных или близких аммоноидных сообществ. Как показывают исследования, проведенные на современных наутилусах (Saunders, 1979), видовые ареалы головоногих не столь обширны, как это предполагалось, исходя из концепции их свободного передвижения в океанических пространствах. По экспериментальным данным эти ареалы имеют много ограничений и измеряются первыми сотнями километров.

В начале поздней перми (третий этап) – рис. 6 в рассматриваемой области известно 78–96% всех существовавших родов, из них на долю эндемиков в различные века приходится 60–70%. Для этого этапа наиболее представительные материалы имеются по распространению аммоноидных фаун в вордское время. Особенно интересны данные о комплексах этого возраста из местонахождений островов Сицилия и Тимор. Сицилийский и Тиморский бассейны, располагавшиеся на крайнем западе (первый) и на крайнем востоке (второй) серии вордских бассейнов, могут рассматриваться как центры диверсификации, откуда многие формы мигрировали во встречных направлениях. На-

иболее яркими примерами в этом отношении могут служить многочисленные *Adrianitidae*, близкие виды родов *Propinacoceras*, *Parapronorites*, *Daraelites*. Между этими центрами располагались бассейны Северного Ирака (Курдистана), Омана, а также Туниса, Крыма с богатыми ассоциациями, представленными общими или очень близкими видами, а также бассейны с более бедными комплексами в Хорватии и на греческом острове Хиос. По мнению американских специалистов (Bledinger et al., 1992) существовал морской путь вдоль северного побережья Гондваны, который соединял все эти регионы и не препятствовал свободному обмену фауной. Цитируемые авторы также указывают на данные по конодонтам, подтверждающие наличие такого пути. Более молодые, амарассийские, аммоноидеи известны только с острова Тимор, что говорит о прерывании устойчивых морских связей в послевордское время.

Очень богатые комплексы аммоноидей первой половины поздней перми известны из бассейнов Юго-Восточного Китая. В них отмечается очень высокий процент родов-эндемиков (более 50%), что указывает на относительную изолированность этих бассейнов, которая, по-видимому, была обусловлена образованием барьеров и вследствие этого возникновением специфических условий существования. В конце поздней перми (четвертый этап) – рис. 7 аммоноидеи сохранились только в акваториях Палеотетиса (100%), в других районах на сегодняшний день они неизвестны. Серия бассейнов, включающая районы современных Закавказья, Ирана, Восточного и Юго-Восточного Китая, Дальнего Востока и Японии была населена богатой и очень своеобразной фауной аммоноидей. Подробное исследование зависимости таксономического состава аммоноидных сообществ от типа населяемых ими бассейнов было проведено китайским исследователем Цзоу Цуреном (Zhou, 1986). Цзоу показал, что в восточной и юго-восточной частях Китая в замкнутых бассейнах платформенного типа с ненормальной соленостью и чередованием морских и паралических угленосных отложений особенно бурно развивались разнообразные цератиты, в большой степени эндемики, с очень своеобразной формой раковины и ярко выраженной скульптурой. Несколько родов гониатитов (*Changhsingoceras*, *Pseudogastrioceras*, *Neoaganides* и др.) и пролеканитов (*Episagoceras*) занимали ярко подчиненное положение в этих сообществах. Очень близкие по внешнему облику и таксономическому составу аммоноидные фауны известны из верхнепермских отложений Закавказья (Джюльфа и Дорашам) и Абаде (Иран). Эти районы, по-видимому, имели очень сходные условия осадкообразования (мелководные замкнутые бассейны платформенного типа) и были связаны между собой проницаемыми для весьма специфичных ам-

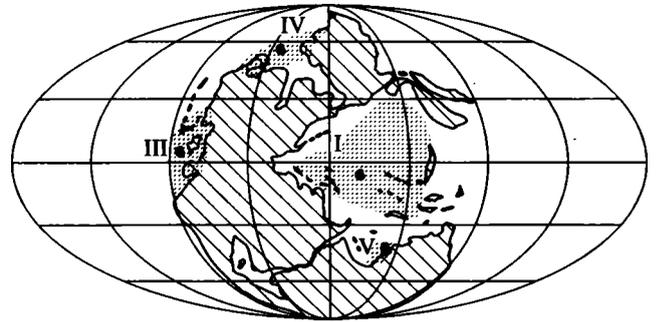


Рис. 6. Распространение аммоноидей в начале поздней перми (Ziegler et al., 1996 с дополнениями). Усл. обозначения см. на рис. 4.

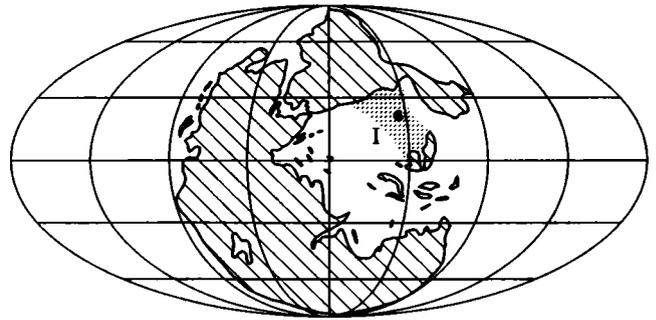


Рис. 7. Распространение аммоноидей в конце поздней перми (Ziegler et al., 1996 с дополнениями). Усл. обозначения см. на рис. 4.

моноидей путями. Менее представительные, но определенно принадлежащие тем же комплексам аммоноидеи описаны из провинции Китаками в Японии (Ehiro, 1987, 1995) и с Дальнего Востока России (Zakharov, 1994). При построении палеогеографических реконструкций представляется необходимым учитывать данные, свидетельствующие о том, что регионы с позднепермской аммоноидной фауной (Закавказье, Иран, Южный Китай, Япония и Дальний Восток) находились на достаточно близком расстоянии в пределах одной биохории и не были разделены непроницаемыми для этих организмов барьерами.

### Уральская биохория

Уральская биохория включает местонахождение Среднего и Южного Урала, Северного Казахстана (рис. 2). В Уральских бассейнах аммоноидеи были особенно разнообразны в самом начале ранней перми (ассельский и сакмарский века) и составляли 64 и 59% соответственно от общего числа всех известных родов. Здесь возникли три из четырех типично пермских семейств: *Paragastrioceratidae*, *Metalegoceratidae* и *Popanoceratidae*, а также несколько новых родов и видов, получивших затем широкое распространение в пермских бассейнах других регионов. Роды *Shikhanites*, *Neo-*

dimorphoceras, Protoporanoceras, Sakmarites, Synuraloceras – эндемики. Эти данные позволяют рассматривать Уральскую биохорию как крупнейший центр диверсификации для начала ранней перми. В течение второго этапа относительное разнообразие аммоноидей уменьшилось сначала до 34% (артинский век), а в кунгуре упало до 5.5%. Для артинского времени характерно широкое развитие представителей семейства Paragastrioceratidae (Paragastrioceras и Uraloceras), наряду с которыми существовали также разнообразные гониатиты и пролеканиты. Роды Sakmarites, Aktubinskia и Artioceras эндемичны. Основная часть местонахождений ассельского и сакмарского возраста приурочена к южным частям Уральского региона, местонахождения же артинских и кунгурских аммоноидей известны и из более северных районов (Средний Урал). После кунгурского века аммоноидеи в этом регионе неизвестны (рис. 3б).

#### *Американская биохория*

Американская биохория включает местонахождения Северной и Центральной Америки, кроме Аляски, Юкона и Канадского Арктического архипелага (рис. 2). В ранней перми аммоноидеи Американской области были умеренно разнообразны в ассели – 27%, в сакмаре – 36%. Из 23 существовавших в течение этого периода родов четыре эндемичны (Mescalites, Subperrinites, Leeites, Nevadoceras). В течение второго этапа разнообразие уменьшилось: в артинском веке – 23% и в кунгуре – 14%, причем относительное число родов-эндемиков увеличилось (Stenolobulites, Akmilleria, Metacrimites, Perrinites, Pseudovidrioceras, Peritrochia; род Stacheoceras в ранней перми известен также только из американского региона. С самого начала поздней перми таксономическое разнообразие стало увеличиваться: в роудском веке оно составило 32, в ворде – 38, в кэпитене – более 50%. Относительно возраста формации Ла Колорадо (Мексика) более предпочтительной представляется точка зрения, что это верхи кэпитена, которые соответствуют тиморскому амарассию (роды Episageceras, Timorites, Kingoceras, Stacheoceras, Xenodiscus, Eoaxoceras) (Cantu-Chapa, 1997). С начала четвертого периода аммоноидеи в Американском регионе вообще неизвестны (рис. 3в). К вышесказанному следует добавить, что североамериканская вордская и кэпитенская аммоноидная фауна достаточна близка к палеотетической, хотя в данном случае трудно говорить о непосредственных связях. По-видимому, здесь имели значение и другие факторы.

#### *Арктическая биохория*

Арктическая биохория включает местонахождения Северо-Восточной Азии, Новой Земли, Пай-Хоя, о-ва Вайгач, Канадского Арктичес-

кого архипелага, Юкона, Аляски и (?) Гренландии (рис. 2). В этой области аммоноидеи были весьма разнообразны в начале ранней перми и составляли в ассельском веке 45% и в сакмарском веке 44%. Наряду с существованием эндемиков (Bulunites, Prouddenites) здесь отмечены такие широко распространенные формы, как Paragastrioceras, Uraloceras, Prothalassoceras, Eoasianites, Metapronorites, Boesites, Somoholites, Juresanites и др. Интересные данные о “промежуточной” аммоноидной фауне из Невады и Юкона приводятся в работе Спинозы и соавторов (Spinosa et al., 1991). В статье показано совместное нахождение “бореального” Paragastrioceras и Uraloceras с “тетическим” Properrinites и космополитными формами. Карта распространения Paragastrioceras-Uraloceras фауны, опубликованная в цитируемой работе, должна быть дополнена памирскими (дарвазскими) и австралийскими местонахождениями сакмарского возраста. Кроме этого следует добавить, что дарвазские Paragastrioceras представлены немногочисленными формами мелких размеров, принадлежащими всего к двум видам (Левен и др., 1992), что свидетельствует об угнетенном состоянии парагастриоцератидовой фауны в этом регионе.

В течение второго этапа разнообразие аммоноидей уменьшилось, в артинском веке до 16%, в кунгурском – до 11%. Вместе с этим увеличился уровень эндемизма – из 10 существовавших в этом периоде родов четыре эндемики (Neouddenites, Epijuresanites, Tumaroceras, Gobioceras) (таблица, рис. 4).

В течение третьего этапа разнообразие аммоноидей еще больше сокращается: в роудском веке – до 18%, в ворде – до 2% и в кэпитене – до 12% (рис. 3г). Комплекс роудских аммоноидей включает всего 9 родов, из которых эндемиком является лишь Sverdrupites. В Восточной Гренландии установлен комплекс аммоноидей, содержащий Cyclolobus, который также известен из Палеотетиса. По-видимому, положение Гренландии в пермское время еще подлежит уточнению.

#### *Австралийская биохория*

Австралийская биохория включает местонахождения Западной и Восточной Австралии (рис. 2). В этой области находки аммоноидей известны в отложениях Западной Австралии, датированных сакмарским–кэпитенским веками, и в артинско-роудских отложениях Восточной Австралии. Их разнообразие изменялось следующим образом: первый этап (сакмарский век) – 8 родов (18% всего родового разнообразия), комплекс в основном представлен космополитными родами (Agathiceras, Thalassoceras, Paragastrioceras, Uraloceras, Juresanites, Metalegoceras, Protoporanoceras). В течение второго этапа здесь существовало 9 родов (артинский век – 16%, кунгурский век – 5.5%). Наряду с широко распространенными формами отмечается

*Pseudohistoceras*, характерный только для этого региона. Для третьего этапа отмечено только 6 родов (роуд – 4%, ворд – неизвестны, кептен – 3%) (рис. 3д). Состав комплекса весьма своеобразен: *Agathiceras* и *Rorapoceras* – космополиты, *Vamuniceras* и *Agicoseras* – роды, известные также из районов Палеотетиса, *Daubichites* – характерный представитель Бореальной области. В кэпитенских отложениях Западной Австралии найден род *Cyclolobus*, который, как отмечалось выше, известен из Восточной Гренландии, Соляного Кряжа, Тибета и Мадагаскара.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. История пермских амmonoидей подразделяется на четыре основных этапа: “пропермский” (начало ранней перми), “эопермский” (конец ранней перми), “мезопермский” (начало поздней перми) и “метапермский” (конец поздней перми). Для каждого из них характерны свои особенности биогеографической дифференциации.

2. Анализ региональных амmonoидных фаун позволяет выделить пять основных биохорий – Палеотетическую, Уральскую, Американскую, Антарктическую и Австралийскую, различающихся по доминирующим группам и эндемичным родам.

3. Установлены следующие закономерности изменения таксономического разнообразия по пяти биохориям: а) в начале ранней перми процент общих родов и видов для всех биохорий был достаточно высок; б) в конце ранней перми развивается четкая дифференциация основных областей распространения амmonoидей. В Палеотетисе районы Памира, Афганистана, Юго-Западного Китая, Таиланда и Тимора были связаны между собой в течение всей ранней перми, с более интенсивным обменом во второй ее половине; в) в начале поздней перми районы Сицилии, Туниса, Омана, Ирака, Крыма, Греции, Хорватии и Тимора имели свободный обмен пелагической фауной, особенно в вордское время. Американская амmonoидная фауна этого периода также имеет много близких к палеотетическим форм; г) в конце поздней перми Южнокитайский, Дальневосточно-Японский и Ирано-Закавказский мелководные бассейны были населены родственными амmonoидными сообществами, что было, по-видимому, обусловлено сходными условиями обитания, близким географическим положением и существованием миграционных путей.

Статья подготовлена при финансовой поддержке гранта CRDF № RG1-219.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ганелин В.Г., Котляр Г.В. Районирование и общая характеристика пермской системы на территории СССР // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 15–28.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16–27.

Левен Э.Я., Богословская М.Ф., Ганелин В.Г. и др. Перестройка морской биоты в середине раннепермской эпохи // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 61–70.

Левен Э.Я., Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю. Пермь Дарваз-Заалайской зоны Памира. Фузулиниды, амmonoидеи, стратиграфия // Тр. Палеонтологического ин-та РАН. 1992. Т. 253. 204 с.

Леонова Т.Б. О систематике пермских амmonoидей семейства *Perrinitidae* // Палеонтол. журн. 1996. № 2. С. 25–33.

Bledinger W., Furnish W.M., Glenister B.F. Permian cephalopod limestones Oman Mountains: evidence for a Permian seaway along the northern margin of Gondwana // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 93. P. 13–20.

Cantu-Chapa A. Los Cephalopodos del Paleozoico de Mexico // *Geociencias.* 1997. № 1. Mexico. 162 p.

Ehiro M. Permian ammonoids of the Southern Kitakami Massif, Northeast Japan. Their stratigraphic distribution and zonation of the Permian // *Jour. Geol. Soc. Japan.* 1987. V. 93. № 11. P. 823–832.

Ehiro M. Latest Permian ammonoid *Paratiroplites* from Ofunato district, Southern Kitakami Massif, Northeast Japan // *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N. S.* 1995. № 184. P. 184–192.

McKerrow W.S., Scotese C.R. (eds). *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography* // *Geol. Soc. Mem.* 1990. № 12. P. 363–379.

Nassichuk W.W. Permian Ammonoids in the Arctic Regions of the World / Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.E. (eds). *The Permian of Northern Pangea.* V. 1. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1995. P. 210–235.

Saunders W.B., *Spinosa C.* Nautilus Movement and Distribution in Palau, Western Caroline Islands // *Science.* 1979. V. 204. P. 1199–1201.

*Spinosa C., Nassichuk W.W., Snyder W.S. et al.* Palaeoecologic implications of high and middle latitude affinities of the ammonoid *Uraloceras* / Cooper J.D., Stevens C.H. (eds). *Palaeozoic Palaeogeography of the Western United States. II: Pacific Section SEPM.* 1991. V. 67. P. 839–846.

Zakharov Yu.D., Oleinikov A.V. New data on the problem of the Permian-Triassic boundary in the Far East // *Pangea: Global Environments and Resources.* *Canad. Soc. Petr. Geol.* 1994. Mem. 17. P. 845–856.

Zhou Zuren. Two ecological patterns of the Permian ammonoids // *Scient. Sinica.* 1986. Ser. B. V. 29. № 1. P. 96–112.

Zhou Zuren, Glenister B.F., Furnish W.M. et al. Multi-Episodic Extinction and Ecological Differentiation of Permian Ammonoids // *Permophiles.* 1996. № 29. P. 52–62.

Ziegler A.M., Hulver M.L., Rowley D.B. Permian World Topography and Climate / Martini I.P. (ed.). *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes – Quaternary, Carboniferous–Permian and Proterozoic.* New York: xsford University Press, 1996.

Zuev G., Chesalin M. Ecological mechanisms related to geographical ranges of neotonic squids / Oloririz F., Rodriguez-Tovar F.J. (eds). *IV International Symposium Cephalopods – Present and Past. Abstract Volume.* Granada, 1996. P. 178.

Рецензенты В.А. Красилов, А.Ю. Розанов

УДК 551.311.234.2:551.7(575)

## ЛЁССОВО-ПОЧВЕННАЯ СТРАТИГРАФИЯ КВАРТЕРА СРЕДНЕЙ АЗИИ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ

© 1999 г. А. Е. Додонов\*, Н. Шеклтон\*\*, Л. П. Жоу\*\*, С. П. Ломов\*\*\*, А. Ф. Финаев\*\*\*\*

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

\*\* Годвинская лаборатория четвертичных исследований, Кембриджский университет, Пемброк Стрит, Кембридж CB2 3SA, Великобритания

\*\*\* Научно-исследовательский институт сельского хозяйства, 442730 Лунино, Пензенская область, Россия

\*\*\*\* Отдел географии и экологии АН Таджикистана, 734025 Душанбе, просп. Рудаки, 33, Таджикистан

Поступила в редакцию 30.10.97 г.

Лёссово-почвенные покровы широко развиты в Средней Азии. Наиболее полные разрезы лёссовой формации представлены в Южном Таджикистане. На основе применения биостратиграфических и палеомагнитных методов выделены основные возрастные подразделения стратиграфической шкалы в объеме верхнего плиоцена и плейстоцена. Использование новых данных по термолюминесцентному (ТЛ) датированию и корреляция лёссово-почвенных разрезов с изотопно-кислородной шкалой позволили существенно уточнить геохронологию лёссово-почвенных образований Средней Азии. Детальные измерения магнитной восприимчивости ( $k$ ) горизонтов почв и лёссов показывают индивидуальные особенности строения почвенных горизонтов. Климатические колебания, фиксируемые в лёссово-почвенной шкале, находят достаточно полное отражение в изотопно-кислородных данных. Показана связь процессов аккумуляции лёссов с атмосферной циркуляцией и синоптическими явлениями.

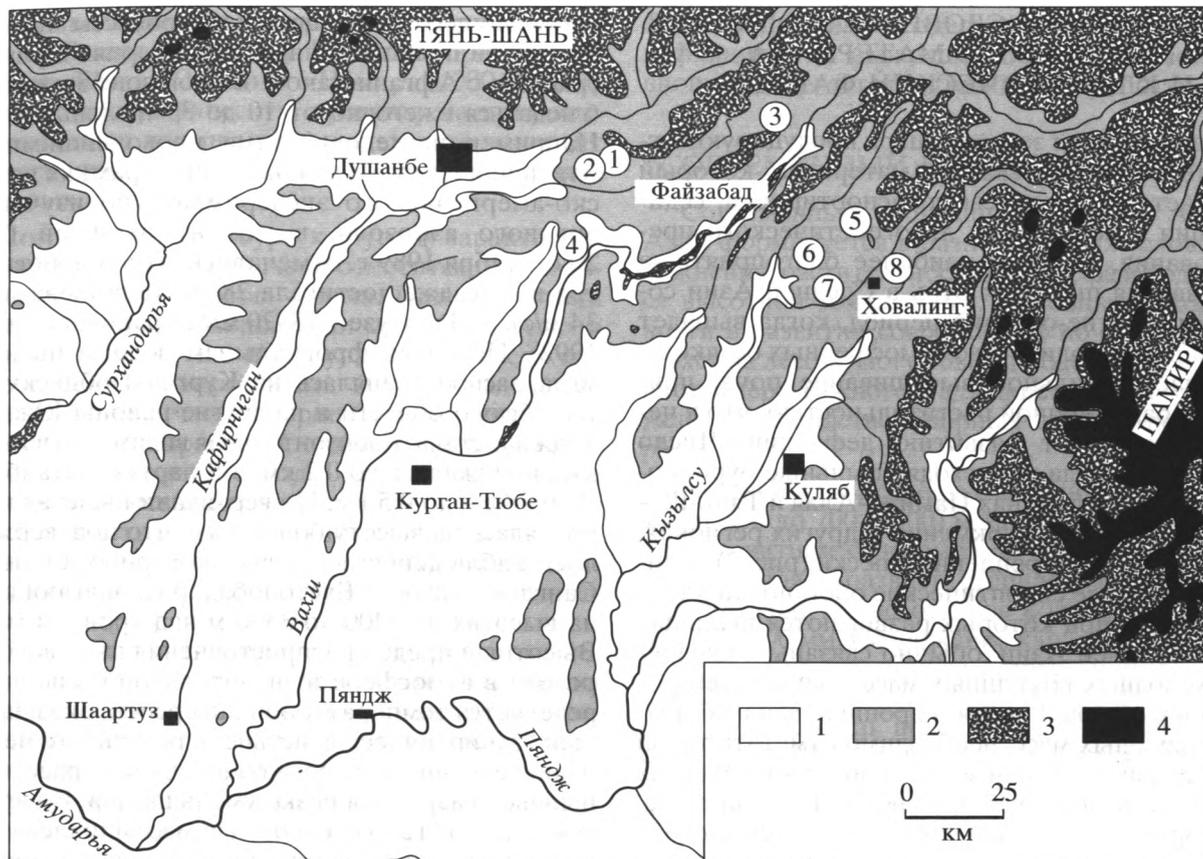
**Ключевые слова.** Лёсс, педокомплекс, стратиграфия, магнитная восприимчивость, корреляция, термолюминесценция.

### ВВЕДЕНИЕ

Лёссово-почвенные разрезы обладают значительной полнотой геологической летописи, которая отражает детальную последовательность палеоклиматических флуктуаций, их частоту и интенсивность. Наибольшую информацию дают погребенные почвы и педокомплексы (ПК). Изучение лёссово-почвенных покровов позволяет построить достаточно детальные климатостратиграфические шкалы континентальных отложений для последних 1–2 млн. лет и провести их корреляцию с изотопно-кислородной шкалой, фиксирующей палеоклиматические события по донным отложениям океана (Kukla, An., 1989; Heller et al., 1987; Shackleton et al., 1995). В результате этого появляется возможность рассмотрения широкого спектра вопросов, затрагивающих как проблемы стратиграфии и корреляции континентальных и морских отложений, так и комплексную проблематику, связанную с развитием окружающей среды.

В конце 70-х годов для территории Средней Азии на основе применения биостратиграфического, палеомагнитного, палеопедологического и термолюминесцентного методов была разработана стратиграфическая шкала для аллювиально-пролювиальных и лёссово-почвенных разрезов

(Пеньков и др., 1976; Додонов, Пеньков, 1977). Параллельно была составлена стратиграфическая шкала по лёссово-почвенной формации (Лазаренко и др., 1977). Аллювиально-пролювиальные серии и литостратиграфические комплексы, содержащие позднеплиоценовую и раннеплейстоценовую фауну млекопитающих, скоррелированы с древними лёссово-почвенными образованиями. Начало формирования лёссов определяется на рубеже около 2.5 млн. лет, палеомагнитная инверсия Матуяма–Брюнес зафиксирована между 10 и 9 педокомплексами. Во временном интервале эпохи Брюнес возраст горизонтов почв и лёссов опирался на данные термолюминесцентного (ТЛ) датирования, осуществлявшегося в Киевской лаборатории В.Н. Шелкоплясом. В результате разброса ТЛ дат, а также различной трактовки стратиграфической значимости отдельных почвенных горизонтов существовало две версии стратиграфического расчленения лёссово-почвенной серии в интервале эпохи Брюнес. Согласно одной версии третий педокомплекс (ПК3) интерпретировался как последнее межледниковье (Лазаренко и др., 1977), согласно другой схеме с последним межледниковьем отождествлялся ПК4 (в данной публикации мы следуем единой цифровой индексации погребенных почв и педокомплексов, используемой в работах – Lazarenko, 1984; Bronger et al., 1993). Следует



**Рис. 1.** Гипсометрическая схема Южного Таджикистана и расположение опорных геологических разрезов верхнеплиоцен-четвертичных отложений.

Гипсометрическая шкала: 1 – 1–1000, 2 – 1000–2000, 3 – 2000–4000, 4 – >4000 м над уровнем моря. Геологические разрезы (цифры в кружках): 1 – Карамайдан, 2 – Зильфи, 3 – Обигарм, 4 – Каратау, 5 – Дараи Калон и Чашманигар, 6 – Куруксай, 7 – Лахути, 8 – Хонако.

отметить, что возраст палеолитических местонахождений, связанных с ПК5 (Каратау) и ПК5 и ПК4 (Лахути, Обимазар), определялся по данным Киевской термолюминесцентной лаборатории соответственно в 200 тыс. лет и 130 тыс. лет (Лазаренко, Ранов, 1977; Додонов и др., 1978), что надо признать весьма омоложенными возрастными, учитывая новые материалы, излагаемые в этой работе.

За последние 15 лет в результате дальнейшей разработки методики термолюминесцентных измерений и более строгого контроля ТЛ дат другими методами датирования выявилось, что возможности термолюминесцентных измерений, а следовательно и надежность ТЛ дат имеют значительное ограничение, оцениваемое в 100–150 тыс. лет (Wintle, 1987). Это заставило критически отнестись к ТЛ датам, которые уже имелись по лёссам Средней Азии, т.е. предполагается, что ТЛ даты, например, для ПК4 и ПК5, содержа-

щих археологические находки, были омоложенными. Кроме того, изучение лёссовых разрезов Северного Китая, в пределах Лёссового плато, где в строении лёссово-почвенных серий имеется много общего с аналогичными разрезами Средней Азии, показало, что ТЛ возраст первого почвенного комплекса S1 в лёссах Китая находится в пределах 130–70 тыс. лет и он коррелируется с 5 стадией изотопно-кислородной шкалы (Liu et al., 1985; Kukla et al., 1990). Заметим, что первый хорошо развитый педокомплекс (ПК1) в Южном Таджикистане датировался значительно моложе. Это создавало определенные противоречия в корреляции лёссово-почвенных разрезов Средней Азии и Китая. Все это стимулировало постановку детальных стратиграфических исследований лёссово-почвенных разрезов в Средней Азии и в первую очередь в Южном Таджикистане (рис. 1), где субэральные покровы характеризуются большой мощностью и полнотой.

## СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ПЫЛЕВАТОГО МАТЕРИАЛА И КЛИМАТИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Аридные зоны земного шара продуцируют огромные массы пылеватого материала, который вовлекается в процессы транспортировки, седиментации и первичного литогенетического преобразования. Условия наиболее благоприятные для развития пыльных бурь в Средней Азии создаются в летне-осенний период, когда выпадет минимальное количество атмосферных осадков и наблюдается сильное высушивание почв, прикрытых разреженной растительностью, что в целом способствует развитию дефляции. Число дней в году, когда происходят пыльные бури, колеблется от 5 в долинах Памиро-Алая и Тянь-Шаня до 50 и более в Туркмении и других регионах, где имеются незакрепленные пески (рис. 2). Наиболее типичные синоптические обстановки в теплый период, при которых развиваются пыльные бури в Средней Азии, обычно связаны с внедрением холодных воздушных масс с запада, северо-запада и с севера. Говоря о проникновении холодных воздушных масс, необходимо отметить такой характерный феномен в развитии синоптических процессов на юге Узбекистана и Таджикистана, как формирование сильного сухого западного и юго-западного ветра, так называемого афганца,

вызывающего дефляционные процессы на пустынных и полупустынных территориях в районе границы с Афганистаном. В этой зоне может наблюдаться ежегодно от 10 до 30 пыльных бурь. Например, исследователями, проводившими наблюдения на юге Таджикистана в рамках советско-американского эксперимента по изучению аридного аэрозоля, в момент пыльной бури 20 сентября 1989 г. отмечалось, что скорость ветра в Айвадже достигала 28 м/с (с порывами до 34 м/с), в Шаартузе – 18–20 м/с (Крапивцева и др., 1992). Поднятая фронтальным ветром пылевая мгла распространялась на Курган-Тюбинскую и Кулябскую области и на другие районы Южного Таджикистана. Горизонтальная видимость в Айвадже понижалась до 0.2 км, в Шаартузе, Эсанбае и Душанбе – до 0.5 км. По вертикали пылевая мгла поднялась на высоту более 3 км, что подтверждалось наблюдениями на высокогорных станциях Санглок, Анзоб и Бустонобад, располагающихся на высотах от 2200 до 3300 м над уровнем моря. Высотный предел распространения пылевого аэрозоля в атмосфере в значительной степени определяется температурной инверсией, оказывающей “запирающее” действие, в результате чего в надинверсионном слое коэффициент рассеяния пылевого аэрозоля резко уменьшается. Во время действия “афганца” огромные массы пылеватого материала переносятся с юга на север и северо-

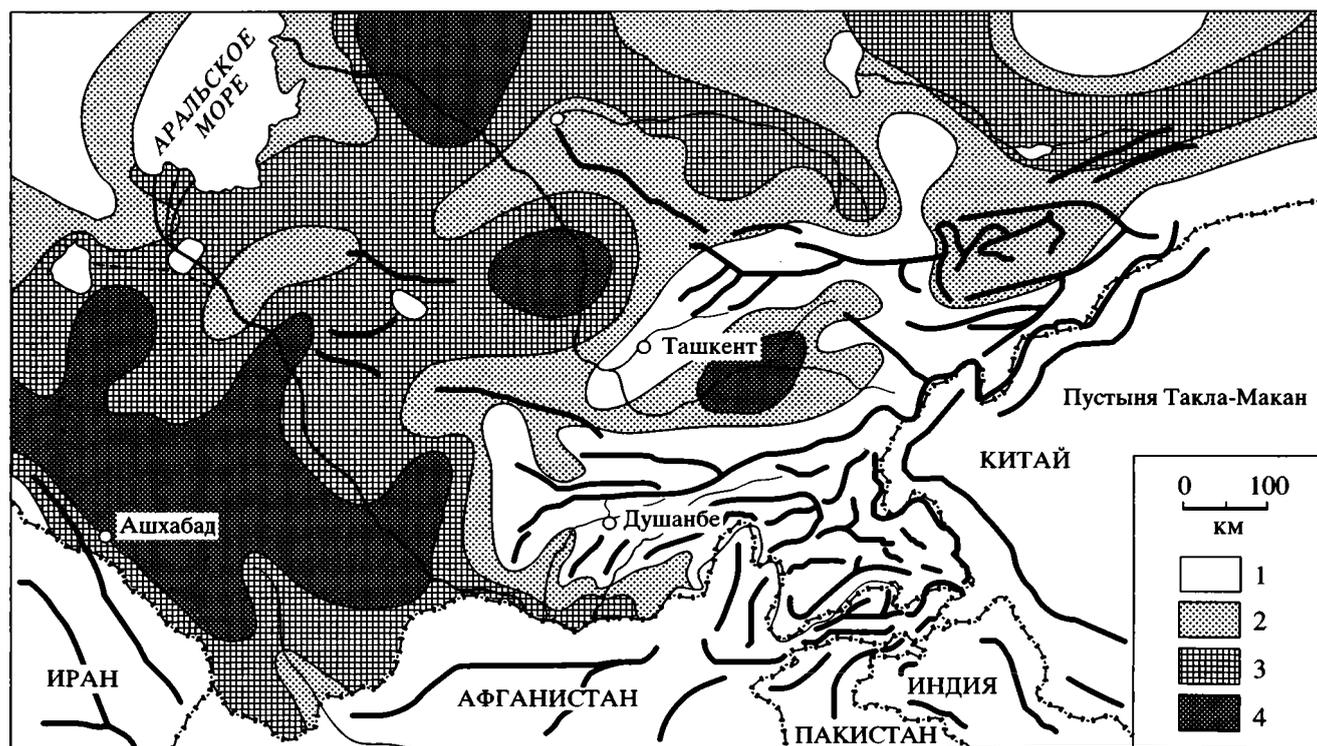


Рис. 2. Схематическая карта продолжительности пыльных бурь в Средней Азии в течение года.  
1 – менее 5 дней; 2 – 5–10 дней; 3 – 10–30 дней; 4 – 30–50 дней и более.

восток вдоль речных долин Сурхандарьи, Кафирнигана, Вахша и Кызылсу. Высокие горные хребты Тянь-Шаня и Западного Памира (4000–5000 м) создают орографическую преграду на пути воздушных масс, насыщенных пылью, что приводит к стагнации воздушных потоков и выпадению пылевых аэрозолей.

Помимо пыльных бурь, к другому характерному явлению в Средней Азии относится общая запыленность атмосферы – мгла. При отсутствии пыльной бури в обычные дни мгла образуется в результате того, что пыль увлекается вверх интенсивными конвективными воздушными потоками в дневные часы в периоды развития летней термической депрессии. Оседание пыли в ночное время происходит гораздо медленнее, чем ее подъем при дневной конвекции, в результате чего интенсивность мглы в жаркий период постепенно нарастает. Например, наибольшая продолжительность мглы на юго-западе Таджикистана отмечается с июля по октябрь (Справочник..., 1970). В конце октября начинается дождливый сезон. В зимний период в результате увеличения осадков и увлажнения поверхности пустынь образование пыли резко сокращается и продолжительность мглы уменьшается.

Теоретические расчеты, учитывающие массу пылевого аэрозоля в единице объема воздуха, высоту распространения пыли в атмосфере и скорость выпадения пылевых частиц, показывают, что толщина слоя выпадающей за год аэрозольной пыли в Южном Таджикистане может изменяться на разных участках от 0.04 до 0.683 мм/год и в среднем по всей этой территории условно составляет 0.2 мм/год (Finaev, 1995). Экспериментальные наблюдения во время пыльных бурь, например, при пыльной буре 16 и 20 сентября 1989 г., свидетельствуют о том, что масса осаждаемой пыли на единицу площади в Шаартузе составила 41.1 г/м<sup>2</sup>. Учитывая среднее годовое количество пыльных бурь в этом регионе (10–30 дней в год) и среднюю массу осаждаемой пыли, авторами исследования предполагается, что накопление пыли в Шаартузе происходит со скоростью 206–617 г/м<sup>2</sup> год (Жиллет, Добровольски, 1992), а в пересчете на удельный вес лёсса (2.6 г/см<sup>3</sup>) может составлять 0.08–0.23 мм/год. Однако, учитывая эти скорости выпадения пылеватого материала, необходимо помнить, что это не означает реальный прирост осадка, формирующегося в субаэральных условиях, так как повторная эрозия и дефляция изменяют соотношение материала, выпавшего на поверхность, по сравнению с осадком, законсервированным в осадочной породе. В этой связи заметим, что сравнительно большие скорости выпадения пылеватого аэрозоля, фиксируемые на юге Афгано-Таджикской депрессии, контрастируют с относительно малыми мощностями лёссов в этой части депрессии и это

естественно, так как здесь располагается область дефляции, где выпавший пылеватый материал вновь подвергается ветровой переработке.

## СОВРЕМЕННЫЙ ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ

Современный почвенный покров Средней Азии формируется в разнообразных условиях увлажнения, растительности и рельефа и подчиняется высотной зональности. Основные закономерности в развитии современных почв, формирующихся на лёссах, могут быть продемонстрированы на примере Южного Таджикистана, где расположено большинство опорных лёссово-почвенных разрезов.

Нижний ярус рельефа с абсолютными высотами от 300 до 700 (1000) м характеризуется широким развитием сероземов. В пределах этого высотного пояса развита степная растительность, годовое количество осадков колеблется в пределах 300–500 мм. Содержание карбонатов в профиле сероземов изменяется сверху вниз от 6–15 до 20–22% (Садриддинов, 1982). В сероземах, на глубине 30–60 см, как правило, наблюдается присутствие большого количества биолитов, состоящих из отдельных капсул и камер, образование которых вызвано жизнедеятельностью беспозвоночной педофауны, личинки которой для окукливания в условиях летнего иссушения образуют гнезда с уплотненной стенкой (Валиахмедов, 1977). Переходя в погребенное состояние, эти капсулы и камеры заполняются вмещающей породой.

В предгорной зоне наиболее распространены коричневые почвы, занимая высотный пояс от 700 до 2500 м. В этом поясе, в нижней его части, развиты степи и ксерофитная кустарниковая растительность, выше появляются широколиственные леса, которые весьма редуцированы вследствие активной хозяйственной деятельности человека. Среди коричневых почв выделяются подтипы: карбонатные коричневые почвы, развитые от 700 до 1000 (1400) м с увлажнением 500–700 мм/год; типичные коричневые почвы – от 1000 (1400) до 1800 м (700–900 мм/год); выщелоченные коричневые почвы – от 1500 до 2500 м (до 1000–1200 мм/год). Содержание карбонатов в профиле разных подтипов коричневых почв изменяется. Так, в карбонатных коричневых почвах карбонаты отмечаются в верхней части почвенного профиля, в типичных коричневых почвах иллювиально-карбонатный горизонт наблюдается на глубине 40–50 см, в выщелоченных коричневых почвах иллювиально-карбонатный горизонт фиксируется глубже 50–60 см.

На ограниченной площади под широколиственными лесами отмечается мозаичное развитие бурых лесных почв на высотах 1500–2000 (2200) м, где годовое количество осадков превышает

1000 мм. В профиле бурых лесных почв наблюдается глинистое иллювирирование на глубине 40–50 см и глубже; горизонт Вt может достигать мощности 60–80 см. В основании почвенного профиля горизонт Сса характеризуется сильной индивидуализацией карбонатов и развитием карбонатных конкреций (Ломов, 1985).

### СТРАТИГРАФИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

Лёссовые покровы широко распространены в предгорьях Тянь-Шаня и Памира, они образуют почти сплошной чехол тонкодисперсных отложений на речных террасах, водоразделах и склонах хребтов. Гипсометрический предел распространения лёссов равен примерно 2000–2500 м, хотя фрагментарные маломощные покровы встречаются и выше – вплоть до 3500–4000 м, например, присутствие лёссов отмечается на некоторых участках в Алайской долине и на плато Восточного Памира. В Южном Таджикистане в верховьях рек Кафирниган, Вахш и Кызылсу в пределах водоразделов максимальные мощности лёссово-почвенной серии достигают 100–200 м. Здесь же находятся и наиболее изученные опорные лёссово-почвенные разрезы, такие как Карамайдан, Чашманигар, Дараи Калон, Лахути и Хонако (рис. 1). При переходе от водораздельных участков в долины рек и депрессионные понижения лёссово-почвенные образования фациально замещаются аллювиально-пролювиальными отложениями, представленными галечниками, песками, супесями и суглинками. На основании изучения местонахождений фауны млекопитающих в аллювиально-пролювиальных отложениях выделены два разновозрастных фаунистических комплекса, соответствующих среднему виллафранку (местонахождения Куруксай, Обигарм, Карамайдан, Зильфи) и кромелю (Лахути-2) (Вангенгейм и др., 1988; Сотникова, 1989; Додонов и др., 1991). Палеонтологические и палеомагнитные данные позволяют выделить в составе субаквальных и субаэральных отложений три основных стратиграфических подразделения: верхний плиоцен (куруксайская свита), эоплейстоцен (кайрубакская свита) и плейстоцен (кызылсуйская серия)<sup>1</sup>. Самые древние лёссы и погребенные почвы имеют обратную намагниченность, что соответствует палеомагнитной эпохе Матуяма, и они относятся к верхнему плиоцену и эоплейстоцену; это было установлено в разрезах Карамайдан, Зильфи, Обигарм, Чашманигар и Хонако. Во всех изученных лёссово-почвенных разрезах инверсия Матуяма-Брюнес установлена между ПК10 и ПК9. В разрезах Чашманигар и Хонако палеомагнит-

ный эпизод Харамильо приходится на ПК15 и ПК16. Эпизод Олдувей четко зафиксирован лишь в разрезе Чашманигар, где он включает ПК33, ПК34 и большую часть ПК35 (Додонов, Пеньков, 1977; Путеводитель..., 1977). Наибольшее количество ископаемых почвенных горизонтов/педокомплексов было выявлено в разрезе Карамайдан, где их число достигает 40–43, и в этом же разрезе в самой нижней части лёссово-почвенной толщи была установлена инверсия Гаусс-Матуяма. Однако надо заметить, что разрез Карамайдан является составным – в нем представлены по крайней мере три секции, корреляция которых осуществляется с определенными допущениями, поэтому вопрос о точном количестве погребенных почв требует дальнейшего уточнения.

За последние 10–15 лет в результате оползневых процессов доступ к нижним частям некоторых разрезов стал затруднен, как, например, это произошло на обнажениях Чашманигар и Хонако, где большие оползни перекрыли самые древние компоненты этих разрезов. Разрез Дараи Калон, располагающийся в соседнем оползневом цирке в 400 м южнее от обнажения Чашманигар, представляет собой один из наиболее полных разрезов, где общая мощность лёссово-почвенной толщи достигает 176 м (рис. 3). Здесь в общей сложности вскрывается восемнадцать горизонтов палеочув и педокомплексов. Педокомплексы представлены двумя–тремя горизонтами почв, отражающими разный тип почвообразования. Краткая характеристика лёссово-почвенного разреза Дараи Калон с дополнениями по другим разрезам сводится к следующему. Первый педокомплекс ПК1 состоит из трех сближенных между собой почв, самая нижняя из них относится к типичным коричневым, средняя – к карбонатизированным коричневым, самая верхняя ближе всего к сероземам. ПК2 имеет двучленное строение; нижняя почва (ПК2<sub>2</sub>) – типичная коричневая, верхняя (ПК2<sub>1</sub>) – ближе к коричневой карбонатной. Аналогичное строение ПК1 и ПК2 наблюдается во всех изученных разрезах; в обнажении Лахути эти педокомплексы наложены один на другой. В обнажении Карамайдан, в его восточной части, ПК1 сильно эродирован. ПК3 представлен двумя хорошо развитыми слабо выщелоченными коричневыми почвами; нижняя имеет растянутый профиль и характеризуется хорошо выраженным красновато-бурным цветом и оглиненностью. Морфологический анализ верхних трех педокомплексов (ПК1–ПК2) показывает их сложное строение, отражающее несколько этапов почвообразования. Характерно, что в каждом педокомплексе ранний этап почвообразования отвечал относительно более влажным климатическим условиям, что реализовалось в формировании типичных коричневых почв.

<sup>1</sup> Эоплейстоцен соответствует нижнему плейстоцену западноевропейской шкалы, а плейстоцен – среднему–позднему плейстоцену той же шкалы.

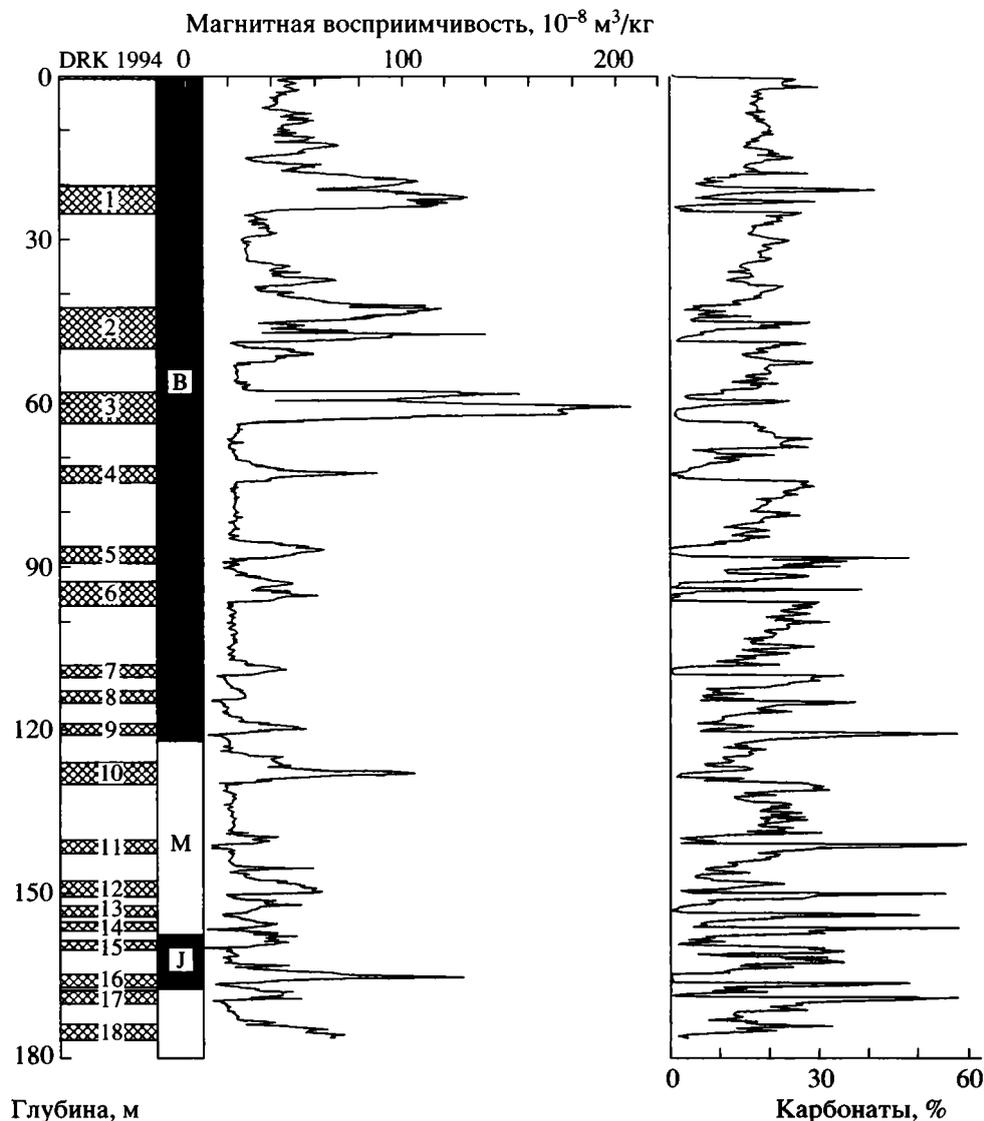


Рис. 3. Магнитная восприимчивость и карбонатная характеристика лёссово-почвенного разреза Дараи Калон. Знак намагниченности пород показан в соответствии с палеомагнитной характеристикой близ расположенного разреза Чашмангар: прямая намагниченность – черный цвет, обратная – белый. Палеомагнитные эпохи: В – Брюнес, М – Ма-туяма; J – палеомагнитный эпизод Харамилью. 1–18 – педокомплексы.

ПК4 характеризуется компактным строением профиля и признаками иллювирирования глинистой плазмы в горизонте Вt. Последний представлен красновато-бурым суглинком с хорошо выраженной призматической структурой, по плоскостям отдельностей отмечаются железисто-марганцовистые пленки. Микроморфологически в горизонте Вt фиксируются глинистые кутаны и выщелоченность  $\text{CaCO}_3$ . Все это позволяет диагностировать наиболее развитую часть профиля ПК4 как выщелоченную коричневую или горнолесную бурую почву. В нижней части ПК4 хорошо обособлен иллювиально-карбонатный горизонт Сса мощностью 30–40 см.

ПК5 по общему строению и характеристикам оптимально развитой части профиля очень похож на ПК4. Основная почва ПК5, диагностируемая как выщелоченная коричневая, имеет явные признаки вторичного окарбонативания; микроморфологически глинистое иллювирирование в ПК5 проявлено слабее, чем в ПК4. Иллювиально-карбонатный горизонт ПК5, по сравнению с ПК4, имеет несколько большую мощность, достигающую 50–80 см. ПК6 состоит из двух почв. Иллювиально-карбонатный горизонт верхней почвы наложен на нижнюю; верхняя почва (ПК6<sub>1</sub>) диагностируется как карбонатная коричневая, нижняя (ПК6<sub>2</sub>) имеет хорошо развитый горизонт Вt, выщелоченный в его нижней части,

что дает основание относить эту почву к выщелоченным коричневым. ПК7 характеризуется относительно простым строением. В разрезе Дараи Калон и Хонако он имеет Вt и принадлежит к выщелоченным коричневым почвам, хотя в разрезе Карамайдан это скорее карбонатная коричневая почва. ПК8 и ПК9 имеют простое строение, типологически их можно рассматривать как карбонатные коричневые почвы. ПК10 состоит из двух палеопочв: нижняя (ПК10<sub>2</sub>) – слабо выщелоченная коричневая, верхняя (ПК10<sub>1</sub>) – карбонатная коричневая; обе палеопочвы имеют хорошо выраженные иллювиально-карбонатные горизонты.

Карбонатный анализ показывает, что в горизонтах лёссов содержание карбонатов колеблется от 15 до 25% (рис. 3). В разрезе Дараи Калон наблюдается большая окарбончатость верхней части горизонтов Л2, Л3, Л4, Л5, Л7. В целом повышенная карбонатность лёссов указывает на высокую степень аридизации и может ассоциироваться с пустынно-степными формами почвообразования. Наличие конкреций, рассеянных в горизонтах лёссов, а также уровней, обогащенных конкрециями, свидетельствует о колебании в режиме увлажнения во время лёссообразования. Почвы, входящие в ПК1–ПК3 имеют разную степень выщелоченности от карбонатов; наиболее выщелочены почвы, находящиеся в нижней части этих педокомплексов. Высокая степень выщелоченности (0–1% СаСО<sub>3</sub>) отмечается в ПК4, ПК5, ПК6, ПК7 и ПК10, что указывает на относительно гумидность почвообразования. ПК8 и ПК9 характеризуются неполным выщелачиванием карбонатов (до 5–6%). Концентрация СаСО<sub>3</sub> в иллювиально-карбонатных горизонтах почв достигает 50–60%, особенно это характерно для почв в нижней части разреза (рис. 3).

Общая мощность лёссово-почвенной толщи, включающей десять педокомплексов, изменчива в разных частях Афгано-Таджикской депрессии, что обусловлено разными скоростями аккумуляции лёссов, а также связано с проявлением эрозийных процессов. Например, в Карамайдане мощность этой толщи составляет 67 м, в Хонако около 100 м, а в Дараи Калоне достигает 130 м. Довольно значительные колебания в мощностях отдельных горизонтов лёссов явно связаны с эрозией, так, например, мощность самого верхнего лёссового горизонта Л1 в Карамайдане аномально сокращена и не превышает 3–4 м, тогда как в Дараи Калоне мощность Л1 равна 19 м, а в Лахути 21 м. Важно заметить, что в разрезе Дараи Калон средняя часть лёссового горизонта Л1 имеет следы почвенной переработки, здесь видны ходы педофауны и часто встречаются биолиты, что может ассоциироваться с развитием сероземной палеопочвы; ее мощность достигает 7–8 м. Такая растянутость профиля сероземной почвы одно-

значно указывает на конседиментационный характер ее формирования. В целом мощности лёссовых горизонтов, разделяющих верхние десять педокомплексов, колеблются от 7–8 до 10–12 м; исключение составляют только два горизонта лёссов, заключенные между ПК5 и ПК6, а также между ПК8 и ПК9, для которых мощность не превышает 3–5 м.

В разрезе Дараи Калон ниже ПК10 выделено еще восемь педокомплексов ПК11–ПК18. Горизонты В в ПК11, ПК13, ПК14 и ПК17 сложены бурыми массивными слабо карбонатизированными суглинками, лишенными каких-либо признаков иллювиирования глинистого вещества, что в целом характеризует данные педокомплексы как коричневые карбонатизированные почвы. ПК12 и ПК15 близки к охарактеризованным выше педокомплексам, но имеют более выщелоченные горизонты В. Повышенной оглинённостью, выщелоченностью карбонатов, наличием хорошо выраженной комковато-призматической оструктурности и красноцветностью характеризуются горизонты В в ПК16 и ПК18. Их красноцветность, по-видимому, связана с присутствием гематита, формировавшегося при сравнительно высоких сезонных температурах. ПК16 и ПК18 могут быть условно сопоставлены с красноземами субтропиков.

Горизонты лёссов, залегающие ниже ПК11, имеют сокращенные мощности, не превышающие 3–5 м; некоторые горизонты, как, например, Л13, Л15 и Л16 характеризуются повышенной карбонатностью.

### МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ

Первые исследования магнитной восприимчивости (к) лёссово-почвенных образований Южного Таджикистана показали отчетливую дифференциацию характеристик погребенных почв и лёссов: горизонты почв имеют высокие значения к, тогда как лёссы дают низкие фоновые показания к (Додонов, Пеньков, 1977; Ломов, Пеньков, 1979). Была отмечена также сложная зависимость магнитной восприимчивости ископаемых почв от их возраста и условий почвообразования. Дальнейшие исследования, проводившиеся в рамках данного проекта, позволили значительно детализировать характеристики магнитной восприимчивости современных и ископаемых почв. Отбор образцов производился с интервалом 10 и 15 см. Измерения осуществлялись по рыхлым порошкообразным высушенным при 40–50°C пробам на стационарном сенсоре системы MS2 фирмы “Бартингтон”.

Магнитная восприимчивость современных почв колеблется в широких пределах от 30 до 185 × 10<sup>-8</sup> м<sup>3</sup>/кг. Сероземы характеризуются низ-

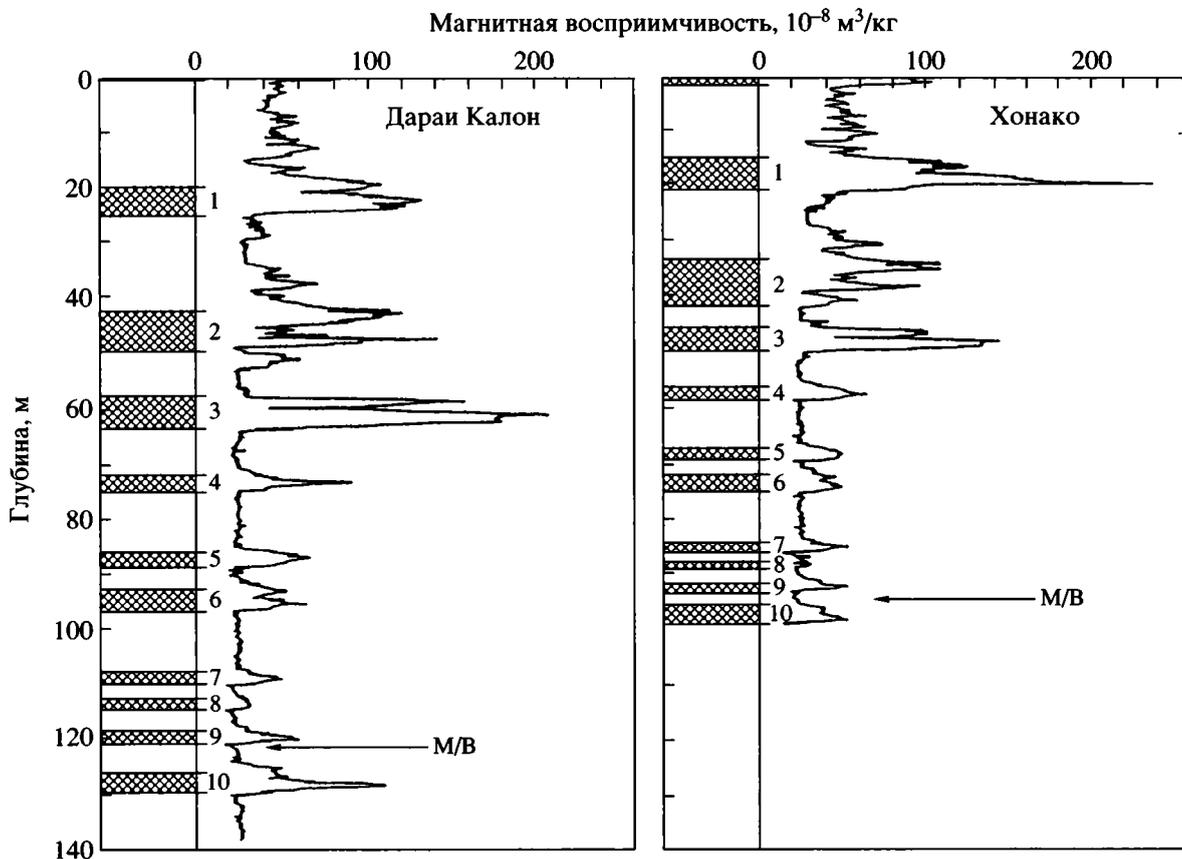


Рис. 4. Магнитная восприимчивость ( $k$ ) лёссово-почвенных разрезов Дарай Калон и Хонако. М/В – палеомагнитная инверсия Матуяма–Брюнес. 1–10 – педокомплексы.

кими показателями  $k$  – в пределах  $30\text{--}60 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ . В их профиле максимальные значения  $k$  приурочены к гумусовому горизонту. Более высокие значения  $k$  наблюдаются в коричневых почвах – от  $50$  до  $185 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ , увеличение данного параметра приходится на горизонт А. Современные горно-лесные бурые почвы по величине магнитной восприимчивости близки к коричневым почвам. Как показывает изучение магнитных свойств почв широкого генетического ряда, изменение их магнитной восприимчивости может объясняться влиянием многих факторов, зависящих от типа почв и состава новообразованных железистых минералов, гумусированности и биогенной активности, привноса сильных ферромагнетиков извне, изменений железистых минералов в результате выветривания материнской породы и, наконец, воздействия огня (Бабанин и др., 1995). Из анализа магнитных свойств почв в разных ландшафтно-климатических зонах Таджикистана следует, что, наряду с педогенетически обусловленными изменениями сигнала  $k$ , существует зависимость величин магнитной восприимчивости почв от среднегодовых температур и степени от-

носительного увлажнения. Так, высокие значения магнитной восприимчивости зафиксированы в почвах предгорной зоны Тянь-Шаня и Памира, где среднегодовые температуры находятся в пределах  $8\text{--}10^\circ\text{C}$  и количество атмосферных осадков достигает  $800\text{--}1000$  мм. Следует отметить, что, поскольку профили современных почв часто сильно эродированы, характеристика их магнитных свойств может оказаться неполной. Например, современные почвы Карамайдана, Лахути и Дарай Калона находятся в поясе благоприятных климатических условий, при которых формируются почвы с высокими показателями магнитной восприимчивости, однако явная эродированность этих почв привела к снижению показателей магнитной восприимчивости. Полученные аналитические данные по современным почвам представляют непосредственный интерес для их использования в качестве возможной актуалистической модели в реконструкции палеоклимата при анализе лёссово-почвенных разрезов и величин магнитной восприимчивости, определенных в погребенных почвах и лёссовых горизонтах.

Значения магнитной восприимчивости в горизонтах лёссов имеют низкие вариации в пределах  $20\text{--}25 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ , за исключением, например, довольно растянутого интервала в средней части Л1, соответствующего слабо развитой сероземной почве, где величина  $k$  достигает  $30\text{--}40 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$  (рис. 3, 4). Аналогичный горизонт слабо развитой сероземной почвы фиксируется по увеличенному сигналу  $k$  в горизонте Л2, в нескольких метрах над ПК2. В отличие от лёссов, горизонты ископаемых почв обладают более высокими значениями  $k$ . Примечательны высокие пики  $k$  (до  $140 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$  и выше), зарегистрированные в горизонтах ПК1, ПК2 и ПК3, причем наиболее высокий пик в разрезе Дараи Калон приходится на палеопочву ПК3<sub>2</sub> ( $235 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ ). Надо заметить, что и ранее в результате измерений, проводившихся А.В. Пеньковым, ПК3, по причине высоких значений  $k$ , рассматривался как региональный маркер (Додонов, Пеньков, 1977; Ломов, Пеньков, 1979).

Падение пиков  $k$  отмечается при переходе от верхних педокомплексов ПК1–ПК3 к залегающим ниже педокомплексам ПК4–ПК18 (рис. 3, 4). В строении профилей последних хорошо обособляются иллювиально-карбонатные горизонты, что свидетельствует, по-видимому, о сезонном переувлажнении, результатом чего явилась индивидуализация карбонатов в виде карбонатных кор Сса. При повышенном увлажнении, вероятно, происходило разрушение (или не было накопления) сильных ферромагнетиков, какими в первую очередь могли быть тонкодисперсные соединения магнетита, что в итоге привело к низким показателям  $k$ . Напротив, почвы, входящие в ПК1–ПК3, характеризуются большей автоморфностью. В этой связи следует напомнить, что почвам автоморфного ряда, формирующимся на рыхлых породах, обычно присущи повышенные значения  $k$  (Бабанин и др., 1995).

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Проблема геохронологии и корреляции лёссово-почвенной формации Средней Азии возникла в связи с неадекватностью межрегиональных корреляций, основывающихся на термолюминесцентных датировках, которые были ранее получены в Киевской термолюминесцентной лаборатории В.Н. Шелкоплясом (Путеводитель..., 1977). В данном случае мы рассмотрим возраст верхних горизонтов лёссов и палеопочв, заключенных в интервале палеомагнитной эпохи Брюнес, поскольку возраст более древних лёссово-почвенных образований всецело опирается на палеомагнитные и биостратиграфические данные. На первых этапах исследований ТЛ датировки Киевской лаборатории сыграли положительную роль и позволили получить общие представления об относительной древности горизонтов лёссов и

ископаемых почв. Однако, как показал опыт термолюминесцентных измерений, выяснилось, что ТЛ датирование имеет существенные ограничения и ТЛ даты за пределами 100–150 тыс. лет, как правило, являются омоложенными (Wintle, 1987, 1990; Forman, 1989). По этой причине за последние 10 лет произошел пересмотр и уточнение геохронологии лёссово-почвенных шкал в ряде регионов Европы. Так, в результате повторного ТЛ датирования ревизии подверглась геохронология лёссово-почвенной формации Венгрии (Bronger et al., 1987; Singhvi et al., 1989), путем серийного ТЛ датирования уточнялся возраст ископаемых почв и лёссов в средней части долины р. Рейн (Frechen, 1992), осуществлялись дополнительные термолюминесцентные измерения по лёссам на севере Франции и в Польше.

В рамках данного проекта были предприняты экспериментальные термолюминесцентные измерения по разрезу Оркутсай/Чарвак, расположенному в Приташкентском районе. Этот разрез ранее тестировался несколькими термолюминесцентными лабораториями (Пуннинг и др., 1992). На основании экспериментальных термолюминесцентных измерений, проводившихся в Годвинской лаборатории Кембриджского университета, было установлено, что ТЛ даты ниже ПК1 являются омоложенными, не превышая 100–130 тыс. лет. Было также выяснено, что не происходит увеличения возраста в средней части разреза, а на уровне палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес получена явно омоложенная ТЛ дата  $108.7 \pm 13.6$  тыс. лет (Zhou et al., 1995). Таким образом, подтвердилась версия о том, что ТЛ датировки ПК2, ПК3, ПК4 и ПК5 были омоложены. Напомним, что, согласно ранее полученным ТЛ датам, которые теперь авторы настоящей работы предлагают не использовать, возраст ПК3 и ПК4 не выходил за пределы 130–150 тыс. лет, а возраст ПК5 был около 200 тыс. лет (Путеводитель..., 1977).

В результате ТЛ датирования по большой серии образцов из разреза Дараи Калон, осуществленного в термолюминесцентной лаборатории Кёльнского университета, было продемонстрировано закономерное нарастание ТЛ дат в верхнем горизонте лёсса Л1; было установлено, что кровля слабо развитой сероземной палеопочвы, заключенной в горизонте Л1, находится на рубеже между  $34.0 \pm 0.2$  и  $26.3 \pm 1.8$  тыс. лет; кровля ПК1 датирована  $57.3 \pm 3.3$  тыс. лет; в средней части ПК1 получена дата  $96.7 \pm 9.1$  тыс. лет; возраст лёсса ниже ПК1 имеет даты  $>117$  тыс. лет (Frechen, Dodonov, 1998). В средней части разреза Дараи Калон было отмечено очень незначительное увеличение ТЛ возраста, а на уровне инверсии Матуяма–Брюнес ТЛ возраст не выходил за пределы 300 тыс. лет. Это подтвердило результаты ранее проведенных экспериментальных ТЛ

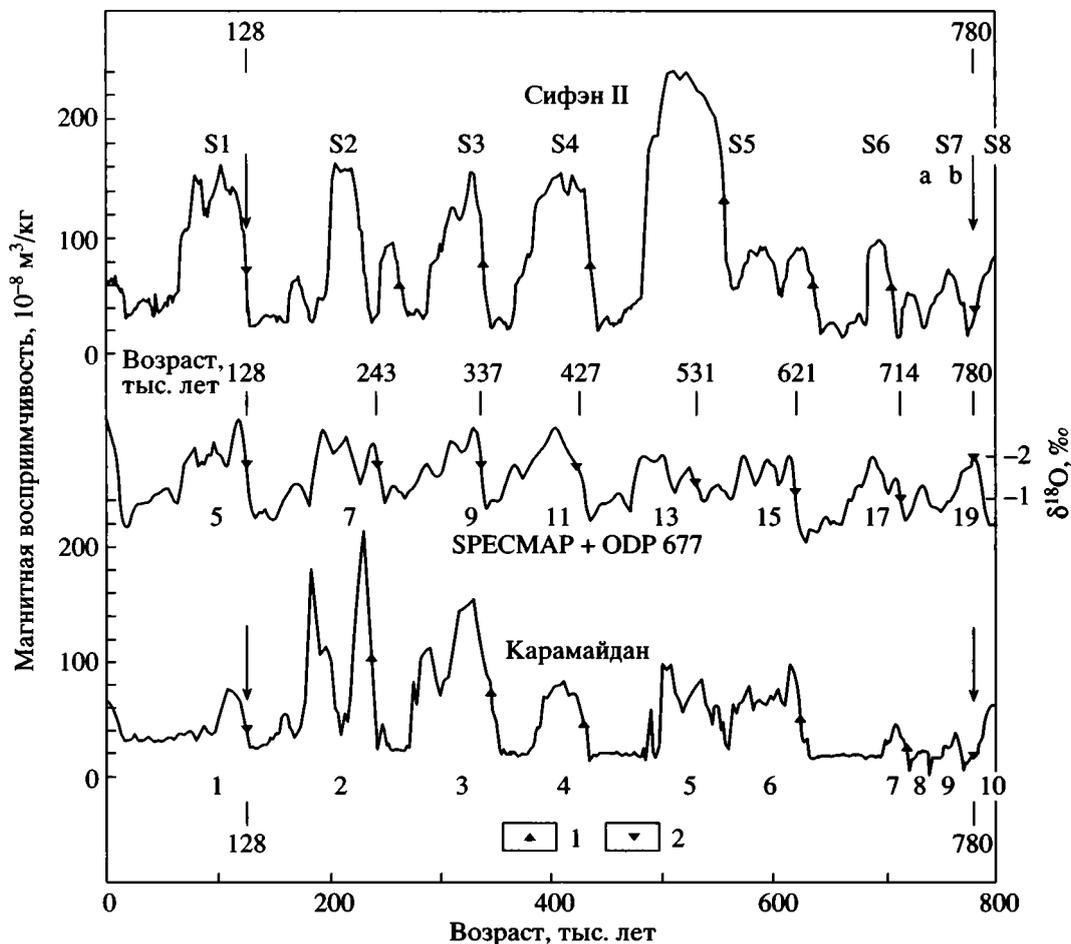


Рис. 5. Корреляция кривых магнитной восприимчивости ( $k$ ) лёссово-почвенных разрезов Карамайдан (Таджикистан) и Сифэн (Китай) с изотопно-кислородной кривой SPECMAP + глубоководная скв. 677. Два контрольных уровня – 128 тыс. лет и инверсия Матуяма–Брюнес – 780 тыс. лет указаны стрелками (по Shackleton et al., 1995).

1 – граница между лёссом и педокомплексом; 2 – возрастные контрольные точки.

измерений по разрезу Оркутсай, которые указывали на эффект значительного омоложения ТЛ датировок для горизонтов лёссов, залегающих ниже ПК1. Мы не касаемся вопроса, связанного с причинами проявления эффекта омоложения ТЛ датировок, поскольку это излагалось в ряде работ, посвященных методике ТЛ измерений (Wintle, 1990; Forman, 1989; Singhvi, Mejdahl, 1985).

В результате ТЛ датирования, проведенного в Годвинской лаборатории Кембриджского университета, было установлено, что возраст кровли ПК1 в разрезе Дараи Калон равен  $68.9 \pm 9.3$  тыс. лет, а возраст кровли лёсса под ПК1 составляет  $119 \pm 15.0$  тыс. лет (L.P. Zhou, устное сообщение, 1995), что в целом хорошо согласуется с ТЛ датировками Кёльнской лаборатории.

Построение детальных кривых магнитной восприимчивости значительно облегчило региональную корреляцию лёссово-почвенных разрезов, особенно в тех случаях, когда имеет место

взаимное перекрытие отдельных почвенных горизонтов или происходит их выпадение из разреза вследствие перерыва или, наконец, возникает необходимость корреляции фрагментарных разрезов. Кривые  $k$  по разрезам Дараи Калон, Хонако и Карамайдан отражают основные характеристики десяти педокомплексов в интервале палеомагнитной эпохи Брюнес, позволяя однозначно коррелировать их между собой.

Кривые магнитной восприимчивости, построенные по лёссово-почвенным разрезам, хорошо сопоставляются с кривой SPECMAP, воспроизводящей изотопно-кислородную кривую, откорректированную по астрономической кривой солнечной радиации (Imbrie et al., 1984). Корреляция кривых  $k$  лёссовых разрезов Средней Азии и Китая с кривой SPECMAP показывает достаточно полное соответствие при сравнении строения ископаемых почв и теплых стадий  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 5). Используя в качестве возрастных реперов горизонт ПК1, отвечающий последнему межледниковью, и

**Таблица 1.** Калибровка лёссово-почвенной шкалы по изотопно-кислородной шкале. Используются возрастные границы изотопно-кислородных стадий по кривой SPECMAP + глубоководная скв. 677 (Bassinot et al., 1994). М/В – инверсия Матуяма–Брюнес

Стадии изотопно-кислородной шкалы	Возраст, тыс. лет	Горизонты лёссов (Л) и педокомплексов (ПК)
2	11	Л1 <sub>1</sub>
3	24	Л1 <sub>1-2</sub>
4	57	Л1 <sub>2</sub>
5	71	ПК1
6	127	Л2
7	186	ПК2
8	242	Л3
9	301	ПК3
10	334	Л4
11	364	ПК4
12	427	Л5
13	474	ПК5
14	528	Л6
15	568	ПК6
16	621	Л7
17	659	ПК7
18.2	712	Л8
18.3	724	ПК8
18.4	741	Л9
М/В 19	760	ПК9
20	787	Л10 М/В
21	806	ПК10
	860	

палеомагнитную инверсию Матуяма–Брюнес (780 тыс. лет), предложена возрастная калибровка лёссово-почвенной шкалы Средней Азии в интервале последних 800 тыс. лет (табл. 1) в соответствии с той хронологической последовательностью изотопно-кислородных стадий, которая рассчитана для кривой SPECMAP + скв. 677 (Bassinot et al., 1994). Заметим, что слабо развитая почва ПК8 коррелируется с подстадией 18.3  $\delta^{18}\text{O}$ ; в лёссово-почвенных разрезах Китая им соответствует почва S7a. Инверсия Матуяма–Брюнес в лёссово-почвенных разрезах Средней Азии находится в 1–2 м ниже ПК9, тогда как в изотопно-

кислородной шкале она приходится на нижнюю часть теплой стадии 19. В разрезах Китая инверсия проводится в лёссовом горизонте L8 (Heller et al., 1987). Расчеты показывают, что, учитывая скорость накопления лёссов горизонта Л10 (до 0.29 мм/год), 1–2 м лёсса могли накопиться за 3.5–7 тыс. лет. Эти цифры дают представление о величине возможного возрастного несовпадения (невязки) в корреляции возрастных границ климатических событий, отраженных в изотопно-кислородной и лёссово-почвенной шкалах на рубеже инверсии Матуяма–Брюнес, при условии, что положение самой инверсии имеет стабильный характер. Однако, с одной стороны, не исключено, что влияние эпигенетических процессов и вторичной намагниченности могло нарушить положение палеомагнитного события, зафиксированного в субэральных отложениях и в глубоководных осадках, т.е. инверсия могла сместиться на некоторую глубину (Большаков, Свиточ, 1996; Forster, Heller, 1994). С другой стороны, если допустить, что имеет место небольшое смещение возрастных границ при прослеживании климатических событий в разных областях земного шара, то уместно привести пример запаздывания (до 3–4 тыс. лет) палеоклиматических изменений во внутренних областях континента по отношению к прибрежным регионам на рубеже пленигляциала и голоцена на Ближнем и Среднем Востоке (Roberts, Wright, 1993). Вероятно, подобное запаздывание климатических событий не исключено и в Центральной Азии на отдельных этапах геологического развития в плейстоцене.

#### ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И РАЗВИТИЕ ПАЛЕОСРЕДЫ

Общий тренд палеоклиматических изменений в Средней Азии от позднего плиоцена к позднему плейстоцену представляется как смена климатических условий от сравнительно увлажненных и жарких к более сухим и менее жарким (или прохладным). Об этом свидетельствуют палеонтологические данные. Так, в позднеплиоценовой фауне обращает на себя внимание присутствие обитателей саванн при общем преобладании животных открытых пространств и подчиненной роли обитателей лесных биотопов (Вангенгейм и др., 1988). В составе позднеплиоценовой растительности были представлены реликтовые элементы американо-восточноазиатской группы – *Ostrya*, *Carua*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*, наряду с широко представленной мезофильной палинофлорой (Пахомов и др., 1980). В позднем плейстоцене климат Средней Азии становится суше и континентальнее. Среди позднеплейстоценовой фауны предгорий в значительной мере преобладали степные формы и встречались, например, такие холодолюбивые элементы, как шерстистый носорог. В позднем

плейстоцене произошло сокращение ареала лесной растительности и расширение степных и лесостепных ландшафтов.

Тенденция постепенного иссушения и континентализации климата прослеживается в особенностях строения субэкральных отложений. Начало лёссовобразования в Средней Азии (2.5–2.0 млн. лет назад) было ознаменовано развитием засушливого климата. Как показывают лёссово-почвенные разрезы, этапы иссушения климата (горизонты лёссов) чередовались с фазами относительного увлажнения (горизонты почв). Смена влажных и сухих интервалов в последние 0.8 млн. лет происходила по тому же сценарию, как это отражено в изотопно-кислородной кривой (рис. 5). Эпохи почвообразования в предгорьях различались между собой по степени увлажнения и термическому режиму.

Кратко представим последовательность палеоклиматических и палеоландшафтных обстановок, начиная со времени формирования ПК10. При этом мы используем как данные по изучению палеопочв, так и результаты спорово-пыльцевого анализа лёссово-почвенных образований (материалы М.М. Пахомова, А.А. Байгузиной, Н.С. Болиховской, Л.Н. Ершовой, А.Н. Симаковой). Так, горизонт ПК10 формировался в условиях лесостепных ландшафтов, увеличение облепшенности имело место лишь в оптимальную климатическую фазу при образовании нижнего почвенного горизонта ПК10<sub>2</sub>. Образование ПК9 и ПК8 сопровождалось развитием преимущественно степных ландшафтов при малой роли лесостепи. Уровень увлажнения был ниже современного. В эпоху почвообразования ПК7 преобладали лесостепи и был относительный прирост увлажнения по сравнению с ПК9 и ПК8. Во время ПК6 и ПК5 были степные и лесостепные ландшафты, расширение ареала лесов происходило в климатические оптимумы и обеспечивалось относительным увеличением увлажнения. Формирование наиболее развитой части профиля ПК4 происходило в условиях развития лесной растительности, степень увлажнения, по-видимому, превышала современный уровень. Образование хорошо обособленных иллювиально-карбонатных горизонтов в нижних педокомплексах, включая ПК4, вероятно, свидетельствует о сезонном переувлажнении при определенной роли атмосферных осадков в теплые сезоны. ПК3 образовался в условиях степных и лесостепных ландшафтов, нижний почвенный горизонт педокомплекса – ПК3<sub>2</sub> характеризовался большим увлажнением по сравнению с верхним почвенным горизонтом ПК3<sub>1</sub>. В эпоху ПК2 и ПК1 преобладали лесостепные и степные ландшафты, роль лесостепи и лесных экосистем усиливалась при формировании нижних почвенных горизонтов – ПК2<sub>2</sub> и ПК1<sub>3</sub>; увлажнение и температурный режим изменялись

примерно в тех же пределах, как это наблюдается для основных подтипов современных коричневых почв; теплый сезон характеризовался засушливостью.

Эпохи лёссовобразования сопровождалась значительным расширением в предгорной зоне пустынных и пустынно-степных ландшафтов. Распространение степей и связанных с ними сероземов происходило при переходе от аридных фаз к гумидным и от гумидных к аридным. Аридность климата в эпохи формирования лёссов при господстве пустынно-степного типа почвообразования отражалась в повышенной карбонатности лёссовых горизонтов.

Формирование лёссов, подчинявшееся эоловым процессам седиментации, зависело от динамики атмосферы. Палеоклиматические условия Средней Азии определялись воздушными массами западного переноса из Северной Атлантики и Восточного Средиземноморья, а также влиянием западного отрога Сибирского антициклона и арктических масс воздуха. Во время оледенений в пределах пустынно-лёссовой зоны Средней Азии усиливалось воздействие континентальных воздушных масс, формировавшихся под влиянием Сибирского антициклона и арктического воздуха. Роль западного переноса возрастала в межледниковые эпохи. Как показывает моделирование атмосферных процессов, влияние Сибирского (Сибирско-Монгольского) антициклона усилилось после тектонического поднятия Тибета (Ruddiman, Kutzbach, 1991). Наибольшее поднятие Тибетского плато произошло в позднем плиоцене и плейстоцене, составив не менее 3000 м (Li Jiun et al., 1995). В это же время к западу от Тибета активное воздымание испытали Гималаи, Гиндукуш, Памир и Тянь-Шань (Гансер, 1967; Burbank, Reynolds, 1984; Owen, 1989; Чедия, 1986). Горные цепи Гималаев и Гиндукуша преградили путь влажным муссонам со стороны Индийского океана к северу. Если еще в плиоцене и раннем плейстоцене увлажнение было достаточным, чтобы в предгорьях Памира и Южного Тянь-Шаня широко произрастали леса, то к концу плейстоцена ареал лесов здесь постепенно сократился. Севернее Гиндукуша осадки теплого сезона, приносимые южным муссоном, по-видимому, полностью утратили свое значение примерно в конце среднего плейстоцена, что, вероятно, отразилось в перестройке почвенных профилей в лёссовых покровах Южного Таджикистана при переходе от ПК4 к ПК3 и более молодым педокомплексам.

На рис. 6 показана динамика формирования лёссовой формации в Южном Таджикистане по изученным разрезам в течение 0.8 млн. лет. Заметим, что в разрезе Дараи Калон (DRK) фиксируется наиболее стабильное развитие процесса субэкрального седиментогенеза. Расчет скоростей

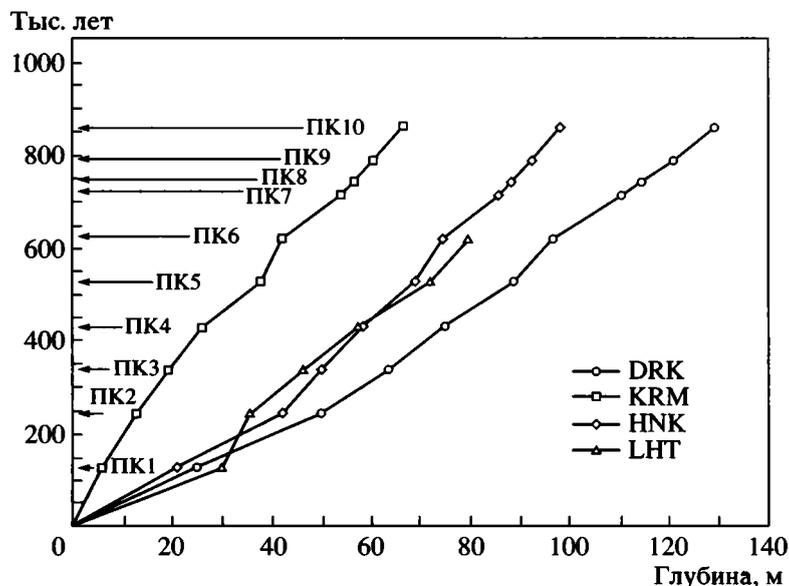


Рис. 6. Динамика формирования лёссов по разрезам Южного Таджикистана. Разрезы: KRM – Карамайдан, LHT – Лахути, HNK – Хонако, DRK – Дараи Калон. Стрелками указаны нижние возрастные границы педокомплексов (ПК1, ПК2, ПК3...).

накопления пылеватого материала по разрезу Дараи Калон дан в табл. 2. Для горизонтов лёссов, залегающих глубже 25–30 м, с целью восстановления первоначальной мощности при расчетах введена поправка на величину просадки. Эта поправка равна примерно 10% от измеренной мощности лёссового горизонта (Кригер и др., 1992). Из таблицы 2 видно, что скорости накопления пылеватого материала в эпохи лёссообразования изменялись главным образом в пределах 0.2–0.3 мм/год. Наименьшая скорость седиментации – 0.11 мм/год отмечена при формировании лёсса Л6 и наибольшая – 0.31 мм/год при образовании горизонтов Л1, Л2, Л4, Л7. Скорости накопления пылеватого материала в эпохи почвообра-

вания, как показывают расчеты, колебались преимущественно в пределах 0.04–0.11 мм/год при условии, если принять седиментационную модель развития палеопочв, т.е. нарастание их профиля вверх за счет аккумуляции на поверхности пылеватого материала. Однако такая модель не может всецело объяснить развитие почвенного горизонта, так как почвы, формируясь на лёссе, перерабатывали его и включали в свой профиль, наращиваясь вглубь. Таким образом, мощность почвенного горизонта складывалась как бы из двух составляющих – седиментационной и какой-то части слоя материнской породы. Иными словами, есть основание полагать, что скорость седиментации пылеватого материала в эпохи почвообра-

Таблица 2. Скорости седиментации лёссов за последние 0.8 млн. лет по разрезу Дараи Калон

Горизонты лёссов, Л	Мощность горизонта, м	Поправка на просадочность, %	Мощность реконструированная	Временной интервал, тыс. лет	Скорость седиментации, мм/год
Л1	18.65	–	–	60	0.31
Л2	17.3	7	18.5	59	0.31
Л3	8.1	10	8.9	59	0.15
Л4	8.6	10	9.3	30	0.31
Л5	11.4	10	12.5	47	0.27
Л6	3.8	10	4.2	40	0.11
Л7	10.8	10	11.9	38	0.31
Л8	2.2	10	2.4	12	0.20
Л9	3.9	10	4.3	19	0.23
Л10	5.0	10	5.5	19	0.29

зования фактически была несколько ниже рассчитанных цифр.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вновь проведенные исследования в Средней Азии показали, что применение термлюминесцентного метода датирования лёссовой формации эффективно в пределах последних 100–130 тыс. лет. ТЛ даты более древних лёссовых горизонтов являются омоложенными и эффект “омоложения” возрастает вниз по разрезу. Попытки получения контрольных ТЛ датировок на уровне палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес (780 тыс. лет) дали явно омоложенный возраст.

На основании детальных измерений магнитной восприимчивости ( $k$ ) воспроизведены индивидуальные характеристики ископаемых почв, что служит одним из важных критериев региональной корреляции лёссово-почвенных разрезов. Сопоставление с изотопно-кислородной шкалой и использование возрастных реперов – ПК1 и палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес – позволило произвести возрастную калибровку лёссово-почвенной шкалы в интервале последних 800 тыс. лет.

Формирование лёссов, будучи подчинено климатическим флуктуациям и динамике атмосферных процессов, было наиболее интенсивно в ледниковые эпохи. Во время оледенений над Средней Азией усиливалось влияние западной периферии Сибирского антициклона и арктических воздушных масс. В межледниковые эпохи возрастала роль западного переноса и до второй половины среднего плейстоцена проявлялось воздействие южного муссона.

Перестройка почвенных профилей второй половины среднего плейстоцена, наблюдающаяся при переходе от ПК4 к ПК3 и выше по разрезу, интерпретируется как результат существенного ослабления осадков теплых сезонов, обусловленных в геологическом прошлом проникновением муссонов с юга. По-видимому, воздымающиеся горные цепи Гималаев во второй половине среднего плейстоцена сыграли роль непреодолимого барьера на пути муссона к северу.

Работы осуществлялись в рамках проектов INTAS-93-3421 и РФФИ-96-05-64552. Авторы выражают большую благодарность за поддержку исследований.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О. и др. Магнетизм почв. М.–Ярославль: Ярославский гос. техн. ун-тет, 1995. 222 с.  
Большаков В.А., Свиточ А.А. Корреляция лёссово-почвенных разрезов Северной Болгарии по магнит-

ным и палеомагнитным данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 104–112.

Валиахмедов В. Куколочные камеры почвообитающих беспозвоночных в сероземах Таджикистана и влияние их на формирование почвенного профиля // Почвоведение. 1977. № 4. С. 85–91.

Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В., Алексеева Л.И. и др. Биостратиграфия позднего плиоцена–раннего плейстоцена Таджикистана. М.: Наука, 1988. 126 с.

Гансер А. Геология Гималаев. М.: Изд-во Мир, 1967. 351 с.

Додонов А.Е., Жегалло В.И., Пеньков А.В., Сотникова М.В. Стратиграфия местонахождений позднеплиоценовых позвоночных Южного Таджикистана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 12–21.

Додонов А.Е., Пеньков А.В. Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикиской депрессии (Южный Таджикистан) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1977. № 47. С. 67–76.

Додонов А.Е., Ранов В.А., Пеньков А.В. Находки палеолита в древних погребенных почвах Южного Таджикистана и их геологическая позиция // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1978. № 48. С. 86–102.

Жиллет Д.А., Добровольски Дж.П. Исследования по осаждению пыли в районе Шаартуза // Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. Таджикистан, сентябрь 1989. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1992. С. 39–49.

Кранивцева Г.М., Кривенкова Т.В., Шукуров А.Х. Об аэросиноптических условиях в период советско-американского пылевого эксперимента в Таджикистане в сентябре 1989 г. // Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. Таджикистан, сентябрь 1989. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1992. С. 20–24.

Кригер Н.И., Кожевников А.Д., Копосов Е.В. Вопросы энергетики природных и техногенных геологических процессов. М.: ИНЖЭКО, 1992. 64 с.

Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В. и др. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии. // Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1977. Ч. 1. С. 70–132.

Лазаренко А.А., Ранов В.А. Каратау-I – древнейший палеолитический памятник в лёссах Средней Азии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1977. № 47. С. 45–57.

Ломов С.П. Почвы основных типов ландшафтов Гиссарской природнохозяйственной области. Душанбе: Изд-во Дониш, 1985. 187 с.

Ломов С.П., Пеньков А.В. Магнитная восприимчивость некоторых современных и ископаемых почв Таджикистана // Почвоведение. 1979. № 6. С. 100–109.

Пахомов М.М., Пенькова А.М., Ершова Л.Н. Цикличность климатического процесса и его отражение в палинологических данных по кайнозою Памиро-Алая // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 171–177.

Пеньков А.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен–плейстоценовых отложений бассейна р. Казылсу (Южный Таджи-

- кистан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 9. С. 33–43.
- Пуннинг Я.-М.К., Власов В.К., Куликов О.А. и др. Первый опыт и результаты межлабораторного контроля термолюминесцентного датирования лёссовых пород (на примере опорного разреза Чарвак) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 5–10.
- Путеводитель экскурсий / Ред. Додонов А.Е., Меламед Я.Р., Никифорова К.В. Междунар. симпозиум по проблеме “Граница неогена и четвертичной системы”. М.: Наука, 1977. 183 с.
- Садриддинов А.А. Сероземы. Таджикистан. Природа и природные ресурсы / Ред. Саидмурадов Х.М., Станюкович К.В. Душанбе: Дониш, 1982. С. 317–322.
- Сотникова М.В. Хищные млекопитающие плиоцено-раннего плейстоцена. М.: Наука, 1989. 123 с.
- Справочник по климату СССР. Облачность и атмосферные явления. Вып. 31. Ч. 5. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 214 с.
- Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
- Bassinot F.C., Laberie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Letters. 1994. V. 126. P. 91–108.
- Bronger A., Pant R.K., Singhvi A.K. Micromorphology, mineralogy, genesis and dating of loess-palaeosol sequences and their application to Pleistocene chronostratigraphy and palaeoclimate: A comparison between southeast Central Europe and the Kashmir Valley. Central Asia // Aspects of loess research. China Ocean Press. 1987. P. 121–129.
- Bronger A., Winter R., Derevjanko O., Aldag S. Loess-palaeosol sequences in Tadjikistan as a palaeoclimatic record of the Quaternary in Central Asia // Quaternary Proc. 1993. № 5. P. 69–81.
- Burbank D.W., Reynolds R.G.H. Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalayan foredeep // Nature. 1984. V. 311. P. 114–118.
- Finaev A. Processes of transportation and sedimentation of dust aerosol. Global analysis, interpretation and modelling // First science conference, 25–29 September, 1995. Garmish-Partenkirchen, IGBR Secretariat of Germany, 1995. P. 22.
- Forman S.L. Applications and limitations of thermoluminescence to date Quaternary sediments // Quaternary International. 1989. V. 1. P. 47–59.
- Forster Th., Heller F. Loess deposits from the Tadjik depression (Central Asia): Magnetic properties and palaeoclimate // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. P. 501–512.
- Frechen M. Systematic thermoluminescence dating of two loess profiles from the Middle Rhine Area (F.R.G.) // Quaternary Sci. Rev. 1992. V. 11. P. 93–101.
- Frechen M., Dodonov A.E. Loess chronology of Middle and Upper Pleistocene in Tadjikistan, Central Asia // Geol. Rundsh. 1998. V. 87. P. 2–20.
- Heller F., Meili B., Junda W. et al. Magnetization and sedimentation history of loess in the Central Loess Plateau of China // Aspects of loess research. China Ocean Press. Beijing, 1987. P. 147–163.
- Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.C. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record // Milankovitch and climate. Understanding the response to astronomical forcing. D. Reidel Publishing Company. Series C. Mathematical and Physical Sci. 1984. V. 126. Part 1. P. 269–305.
- Kukla G., An Z. Loess stratigraphy in Central Asia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1989. V. 72. P. 203–225.
- Kukla G., An Z.S., Melice J.L. et al. Magnetic susceptibility record of Chinese Loess. Transactions of the Royal Society of Edinburgh // Earth Sci. 1990. V. 81. P. 263–288.
- Lazarenko A.A. The loess in Central Asia // Late Quaternary environments of the Soviet Union. London: Longman, 1984. P. 125–131.
- Li Jijun et al. Uplift of Qinghai–Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou University Press, 1995. 207 p.
- Liu Tungsheng et al. Loess and the environment. China Ocean Press. Beijing, 1985. 251 p.
- Owen L.A. Neotectonics and glacial deformation in the Karakoram Mountains and Nanga Parbat Himalaya // Tectonophysics. 1989. V. 163. P. 227–265.
- Roberts N., Wright H.E. Vegetational, lake-level, and climatic history of the Near East and Southwest Asia // Global climates since the last glacial maximum / Wright H.E., Kutzbach J.E., Webb T. et al. (eds). Minneapolis. London: University of Minnesota Press, 1993. P. 194–219.
- Ruddiman W.F., Kutzbach J.E. Plateau uplift and climatic change // Sci. American. 1991. V. 264. № 3. P. 66–75.
- Shackleton N.J., An Z., Dodonov A.E., Gavin J., Kukla G.J., Ranov V.A., Zhou L.P. Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China: Relationship with global ice volume cycles // Quaternary Proc. 1995. № 4. P. 1–6.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale // Quaternary Res. 1973. V. 3. № 1. P. 39–55.
- Singhvi A.K., Mejdahl V. Thermoluminescence dating of sediments // Nucl. Tracks. 1985. V. 10. № 1/2. P. 137–161.
- Singhvi A.K., Bronger A., Sauer W., Pant R.K. Thermoluminescence dating of loess-palaeosol sequence in the Carpathian Basin (East Central Europe): a suggestion for a revised chronology // Chemical Geol. 1989. V. 73. P. 307–317.
- Wintle A.G. Thermoluminescence dating of loess // Catena supplement. 1987. № 9. P. 103–115.
- Wintle A.G. A review of current research on TL dating of loess // Quaternary Sci. Rev. 1990. V. 9. P. 385–397.
- Zhou L.P., Dodonov A.E., Shackleton N.J. Thermoluminescence dating of the Orkutsay loess section in Tashkent Region, Uzbekistan, Central Asia // Quaternary Sci. Rev. 1995. V. 14. P. 721–730.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 561.551.735/736(591.56)

## ВОЗРАСТ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БОРТА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 1999 г. М. В. Ошуркова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
199106 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Поступила в редакцию 09.06.97 г., получена после доработки 07.04.98 г.

Приводятся результаты спорово-пыльцевого анализа отложений лапчанской и ботуобинской свит. Установлено четыре последовательно сменяющихся палинологических комплекса. Анализ количественного содержания и видового состава спор и пыльцы позволил отнести лапчанскую свиту к верхнему карбону, ботуобинскую – к нижней перми. Дается сопоставление с палинозонами верхнего карбона и нижней перми Кузнецкого угольного бассейна.

**Ключевые слова.** Биостратиграфия, палинология, карбон, пермь.

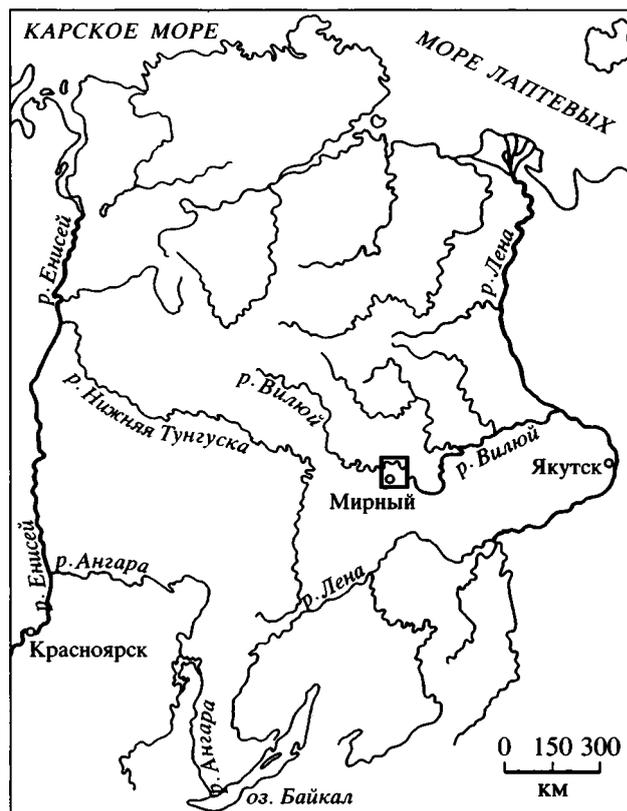
### ВВЕДЕНИЕ

Верхнепалеозойские терригенные отложения восточного борта Тунгусской синеклизы, являющиеся промежуточными коллекторами алмазов, привлекают к себе внимание многих исследователей. Накоплен большой фактический материал, результаты обобщения которого нашли отражение в ряде работ по стратиграфии, литологии и условиям формирования этих толщ (Ващенко, Файнштейн, 1985; Геология алмазоносных..., 1986; Салтыков и др., 1991 и др.).

В верхнепалеозойской толще данной территории, мощность которой колеблется от 0 до 250 м, выделяются лапчанская ( $C_1^1$ ), ботуобинская ( $C_2^2 - C_3$ ), ахтарандинская ( $P_1$ ), боруллойская ( $P_2$ ) и дегалинская ( $P_2$ ) свиты в соответствии с Опорной легендой, утвержденной Научно-редакционным советом Мингео СССР в 1989 г. Однако до сих пор остается спорной возрастная датировка указанных толщ (Чёрная, 1996). Не останавливаясь на рассмотрении всех точек зрения, отметим только, что по результатам даже одного палинологического метода исследователи приходят к выводам о возрасте одних и тех же отложений в диапазоне от среднего карбона до ранней перми (Михайлова, 1991; Чёрная, 1991 и др.). В связи с этим представляется полезным рассмотреть полученные результаты палинологического изучения 31 образца из коллекции С.Ф. Адельшиной (Чернышевская экспедиция ПГО "Якутскгеология"), которые в 1992 г. были переданы во ВСЕГЕИ.

Образцы отобраны с Чернышевской и Ахтарандинской площадей (левый берег р. Виллой),

расположенных на восточной окраине Тунгусской синеклизы (в 80–120 км от г. Мирного на запад и северо-запад – рис. 1). Изученные образцы характеризуют лапчанскую и ботуобинскую свиты. Возрастная датировка этих отложений С.Ф. Адельши-



**Рис. 1.** Схема географического положения района палинологических исследований.



Рис. 2. Сводный литолого-стратиграфический разрез лапчанской и ботубинской свит восточной окраины Тунгусской синеклизы.

Номера образцов (палинологических препаратов): 1–9 из скважин 230/990; 63.8/28; 61/34; 74.2/170; 10–12 из скважины 140/895; 13–22 из скважин 140/895; 76/395; 120/570 и шурфов 569/3; 530/3; 23–31 из скважин 120/570; 230/910.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – угли; 6 – известняки.

ной указывалась в пределах среднего–позднего карбона ( $C_2^1 lp$ ;  $C_2^2 bt_1$ ;  $C_3 bt_2$ ).

### ОПИСАНИЕ ПАЛИНОКОМПЛЕКСОВ

В результате изучения полученных материалов выделены и описаны четыре палинологических комплекса, характеризующих отложения лапчанской и ботубинской свит. В табл. 1 приведены таксономический состав и количественное содержание отдельных видов (в %) по некоторым спорово-пыльцевым спектрам, вошедшим в состав выделенных палинокомплексов.

Первый комплекс встречен в отложениях лапчанской свиты (рис. 2). Девять образцов были отобраны в основном из алевролитов по скважинам 230/990 (с глубин 230.0 и 227.4 м), 63.8/28 (с гл. 42.0, 32.0 и 26.0 м) и 61/34 (с гл. 109.2 и

108.2 м) и из углистых алевролитов скважины 74.2/170 (с гл. 141.9 и 138.5 м). Палинологические препараты этих образцов характеризуются хорошей насыщенностью дисперсных миоспор, в основном удовлетворительной сохранности. В мацерате постоянно встречаются в значительном количестве фрагменты проводящих тканей растений, значительно реже – фрагменты кутикулы. Почти во всех образцах отмечаются единичные споры грибов *Sporonites unionus* (Horst) Dyb. et Jach. и единичные остатки водорослей *Pilla*.

Для спорово-пыльцевых спектров из отложений лапчанской свиты характерно постоянное присутствие в заметном количестве спор *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart et Hart., *P. mirabilis* (Lub.) Hart et Hart. (13.0–44.5%) и в меньшем количестве, но также постоянно спор *Retusotriletes nigritellus* (Lub.) Fost. (1.0–6.5%) и одномешковой пыльцы *Florinites* (2.0–18.0%) и *Plicatipollenites* (1.0–10.0%).

Таблица 1. Видовой состав и процентное содержание миоспор в спорово-пыльцевых спектрах лапчанской и ботубинской свит

Номер палинокомплекса	I		II		III			IV		
	230/990	74.2/170	140/895	140/895	140/895	76/395	76/395	120/570	120/570	230/910
Номер скважины										
Глубина, м	227.4	138.5	141.8	139.5	78.0	108.0	97.0	210.4	163.4	131.0
Видовой состав										
<i>Calamospora microrugosa</i> (Ibr.) S., W. et B.	0.5	5.0	2.0	—	2.0	—	1.0	—	—	—
<i>Punctatisporites glabratus</i> Lub.	—	11.0	—	2.0	—	1.0	—	—	—	—
<i>P. platirugosus</i> (Waltz) Sulliv.	4.5	4.5	—	—	2.0	—	—	1.0	1.0	—
<i>P. gretensis</i> Balme et Henn.	—	3.5	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Leiotriletes extensus</i> (Lub.) Siv.	1.0	0.5	4.0	1.0	2.0	—	—	3.0	2.0	2.0
<i>L. pyramidalis</i> (Lub.) Medv.	—	1.0	—	—	6.0	—	2.0	—	1.0	—
<i>L. trimodius</i> (Andr.) Pashk.	—	—	3.0	—	—	—	—	—	—	—
<i>Retusotriletes nigritellus</i> (Lub.) Fost.	4.5	6.5	1.0	5.0	1.0	4.0	3.0	1.0	7.0	7.0
<i>Cyclogranisporites</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.0
<i>Granulatisporites pulvigerus</i> Lub.	—	—	1.0	—	—	1.0	—	—	1.0	—
<i>G. parvus</i> (Ibr.) Pot. et Kr.	—	—	—	—	1.0	—	2.0	2.0	—	—
<i>G. piroformis</i> Loose	2.0	3.5	—	1.0	—	—	—	—	—	2.0
<i>Tuberculispora verruculosa</i> (Drjag.) Oshurk.	—	—	—	1.0	—	—	—	—	—	—
<i>Lophotriletes resistens</i> (Lub.) Medv.	0.5	1.0	1.0	—	—	—	2.0	—	1.0	—
<i>Verrucosisporites</i> sp.	—	—	1.0	—	1.0	1.0	2.0	—	—	5.0
<i>Cyclobaculisporites trichacanthus</i> Lub.	7.0	2.5	1.0	—	7.0	5.0	2.0	20.0	5.0	—
<i>C. muticus</i> Drjag.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.0
<i>Horriditriletes trichacanthus</i> (Lub.) Oshurk.	0.5	—	4.0	1.0	6.0	4.0	1.0	10.0	3.0	—
<i>Microbaculispora tentula</i> Tiwari	—	2.0	1.0	—	—	—	2.0	1.0	—	—
<i>Cyclopileatispora gibberula</i> (Lub.) Oshurk.	—	—	6.0	8.0	5.0	4.0	11.0	—	—	—
<i>Acanthotriletes rigidispinosus</i> (Lub.) Isch.	2.0	6.0	1.0	2.0	1.0	—	1.0	—	1.0	—
<i>A. facerus</i> (Andr.) Siv.	—	—	—	—	2.0	4.0	1.0	—	—	—
<i>A. instabilis</i> (Drjag.) Oshurk.	—	—	—	—	—	—	—	—	4.0	—
<i>Apiculatisporis hispidus</i> (Andr.) Drjag.	3.0	3.5	—	—	—	—	—	—	4.0	—
<i>A. curvispinus</i> (Lub.) Oshurk.	4.0	—	3.0	—	2.0	2.0	1.0	—	—	—
<i>Iugisporis parvispinus</i> (Lub.) Oshurk.	—	—	—	—	2.0	—	—	—	—	—
<i>Convolutispora</i> sp.	1.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Neoraistrickia obtusosetosa</i> (Lub.) Oshurk.	—	—	—	—	1.0	—	—	—	4.0	2.0
<i>Lophozonotriletes depressus</i> Drjag.	2.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Knoxisporites</i> sp.	—	2.0	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Krauselisporites</i> sp.	—	—	—	—	—	4.0	1.0	—	—	—
<i>Psilohymena mirabilis</i> (Lub.) Hart et Harr.	4.5	3.5	1.0	1.0	—	—	—	2.0	—	—
<i>P. psiloptera</i> (Lub.) Hart et Harr.	40.0	33.0	17.0	23.0	2.0	12.0	2.0	5.0	5.0	5.0
<i>Lycospora rotunda</i> (Bharad.) Somers et al.	4.5	5.0	—	—	—	—	—	—	3.0	2.0
Споры	78.0	89.0	47.0	45.0	43.0	42.0	35.0	45.0	42.0	34.0
<i>Potonieisporites novicus</i> Bhard.	1.5	—	2.0	4.0	1.0	—	2.0	3.0	1.0	2.0
<i>Florinites visendus</i> (Ibr.) S., W. et B.	3.5	4.5	3.0	4.0	3.0	3.0	3.0	2.0	2.0	—
<i>F. pumicosus</i> (Ibr.) S., W. et B.	—	—	5.0	1.0	—	—	—	—	—	—

Таблица 1. Окончание

Номер палинокомплекса	I		II		III			IV		
	230/990	74.2/170	140/895	140/895	140/895	76/395	76/395	120/570	120/570	230/910
Глубина, м	227.4	138.5	141.8	139.5	78.0	108.0	97.0	210.4	163.4	131.0
<i>F. macropterus</i> (Lub.) Dib.	-	-	-	-	-	-	1.0	-	-	-
<i>F. grandis</i> (Lub.) Dibn.	-	-	2.0	5.0	-	-	-	-	-	-
<i>F. luberae</i> Samoil.	-	-	3.0	1.0	-	-	-	1.0	-	1.0
<i>Densipollenites</i> sp.	-	-	1.0	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cordaitina rugulifer</i> (Lub.) Samoil.	12.0	-	8.0	20.0	18.0	3.0	8.0	9.0	6.0	5.0
<i>C. rotata</i> (Lub.) Medv.	-	-	1.0	-	4.0	12.0	6.0	10.0	12.0	10.0
<i>C. uralensis</i> (Lub.) Samoil.	2.0	-	-	4.0	13.0	6.0	9.0	11.0	6.0	5.0
<i>C. abutiloides</i> (Andr.) Dibn.	-	-	2.0	-	1.0	2.0	7.0	3.0	2.0	5.0
<i>C. angustilimbata</i> (Lub.) Varjuch.	-	-	2.0	-	1.0	-	-	5.0	-	1.0
<i>C. convallata</i> (Lub.) Samoil.	-	-	-	-	-	-	1.0	-	-	-
<i>C. punctata</i> (Lub.) Hart	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.0
<i>Crucisaccites ornatus</i> (Samoil.) Dibn.	-	0.5	3.0	4.0	5.0	22.0	8.0	2.0	4.0	2.0
<i>Bascanisporites verus</i> (Sadk.) Dibn.	-	0.5	-	-	-	-	-	-	1.0	4.0
<i>B. stipticus</i> (Lub.) Oshurk.	0.5	-	-	1.0	5.0	-	2.0	-	2.0	12.0
<i>B. varians</i> (Sadk.) Dibn.	-	-	-	-	1.0	-	-	-	6.0	2.0
<i>Plicatipollenites gondwanensis</i> (B. et H.) Lele	2.5	2.0	12.0	5.0	1.0	5.0	13.0	3.0	5.0	2.0
<i>P. indicus</i> Lele	-	-	-	-	1.0	-	-	-	-	-
<i>P. densus</i> Sriv.	-	-	-	1.0	-	-	-	-	-	-
<i>Luberisaccites subrotatus</i> (Lub.) Dibn.	-	-	4.0	1.0	-	2.0	-	-	-	1.0
<i>L. geminus</i> (Andr.) Dibn.	-	-	1.0	-	-	-	-	-	-	-
<i>Disaccites</i>	-	0.5	2.0	2.0	-	3.0	1.5	1.0	-	-
<i>Illinites</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	1.0	-	-
<i>Limitisporites moersensis</i> (Grebe) Klaus	-	-	-	-	-	-	-	-	1.0	-
<i>L. monstruosus</i> (Lub.) Hart	-	-	-	-	-	-	0.5	-	-	-
<i>Platysaccus</i> sp.	-	-	0.5	1.0	1.0	-	-	-	-	1.0
<i>Protohaploxylinus varius</i> (Lesch.) Oshurk.	-	-	-	2.0	-	-	-	-	3.0	-
<i>P. perfectus</i> (Naum. in K.-M.) Samoil.	-	0.5	-	-	1.0	-	-	1.0	2.0	1.0
<i>Strotersporites marginalis</i> Kl.	-	-	-	-	-	-	2.0	-	-	-
<i>Vittatina striata</i> (Lub.) Samoil.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.0
<i>Marsupipollenites subrotatus</i> (Lub.) Oshurk.	-	-	-	-	-	-	1.0	-	-	1.0
<i>M. retroflexus</i> Lub.	-	1.0	-	-	-	-	-	-	-	1.0
<i>Entylissa caperata</i> (Lub.) Pot. et Kr.	-	-	1.0	-	1.0	-	-	1.0	2.0	-
Пыльца	22.0	10.0	53.0	55.0	57.0	58.0	65.0	55.0	55.0	60.0
<i>Azonaletes levis</i>	-	1.0	-	-	1.0	-	-	-	3.0	6.0
Число подсчитанных мiosпор	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200

Такие виды как *Cyclobaculisporites trichacanthus* Lub., *Horriditriletes trichacanthus* (Lub.) Oshurk., *Leiotriletes pyramidalis* (Lub.) All. и *Acanthotriletes rigidispinosus* (Lub.) Isch., то полностью отсутству-

ют, то их содержание достигает 7.0%. Количество пыльцы *Cordaitina* в спектрах меняется от 0 до 23.5%, *Potonieisporites* – от 0 до 6.0%. В целом спектры лапчанской свиты характеризуются суще-

ственным преобладанием спор (65.0–90.0%) по сравнению с содержанием пыльцевых зерен (10.0–35.0%). Такое соотношение характерно для отложений каменноугольного возраста. Наличие же в палинологических спектрах лапчанской свиты пыльцы *Crucisaccites* (0–2.0%), *Bascanisporites* (0–0.5%), *Taeniasporites* (0–1.0%), *Densipollenites* (0–2.0%), *Platysaccus* (0–3.0%), *Protohaploxypinus* (0–4.0%), *Gardenosporites* (0–2.5%), а также ребристой пыльцы *Striatosaccites* (0–3.0%) и двумешковой пыльцы *Disaccites* (0–2.5%) позволяет уточнить возраст отложений как поздний карбон (табл. I, фиг. 1–7).

Второй палинологический комплекс характеризует отложения нижней части нижнеботуобинской подсвиты (рис. 2). Палинологические спектры трех образцов из алевролитов скважины 140/895 (с глубины 141.8, 140.0 и 139.5 м) в общих чертах сохраняют сходство с таковыми из лапчанской свиты. Здесь также постоянно и в значительном количестве присутствуют споры *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart et Hart. (17.0–30.0%), *Cyclobaculisporites trichacanthus* Lub., *Horriditriletes trichacanthus* (Lub.) Oshurk. и *Cyclopileatispora gibberula* (Lub.) Oshurk. (9.0–12.0%), *Leiotriletes pyramidalis* (Lub.) All. и *Acanthotriletes rigidispinosus* (Lub.) Isch. (1.0–5.0%), *Retusotriletes nigritellus* (Lub.) Fost. (1.0–6.0%). Приблизительно сходным сохраняется содержание одномешковой пыльцы *Florinites* (7.0–14.0%) и *Plicatipollenites* (6.0–12.0%). Но в отличие от лапчанских спектров, пыльца *Cordaitina* становится постоянным компонентом и несколько увеличивается в количестве (15.0–29.0%), видовой состав этого рода расширяется (табл. 1). Соотношение между количественным содержанием в спектрах спор и пыльцы здесь становится почти равным: спор от 47 до 57% и пыльцы от 43 до 53%. Равное количество спор и пыльцы также отличает эти спектры от спектров первого комплекса из лапчанской свиты, в которых резко преобладали споры. Возросшее содержание пыльцы и увеличение количества и видового разнообразия пыльцы *Cordaitina* позволяет прийти к заключению о возрастной датировке этого комплекса началом ранней перми (табл. I, фиг. 8–15).

Своеобразием образцов из низов нижнеботуобинской подсвиты представляется исключительное обилие в мацератах остатков планктонных желто-зеленых ботриококковых водорослей (табл. I, фиг. 16, 17).

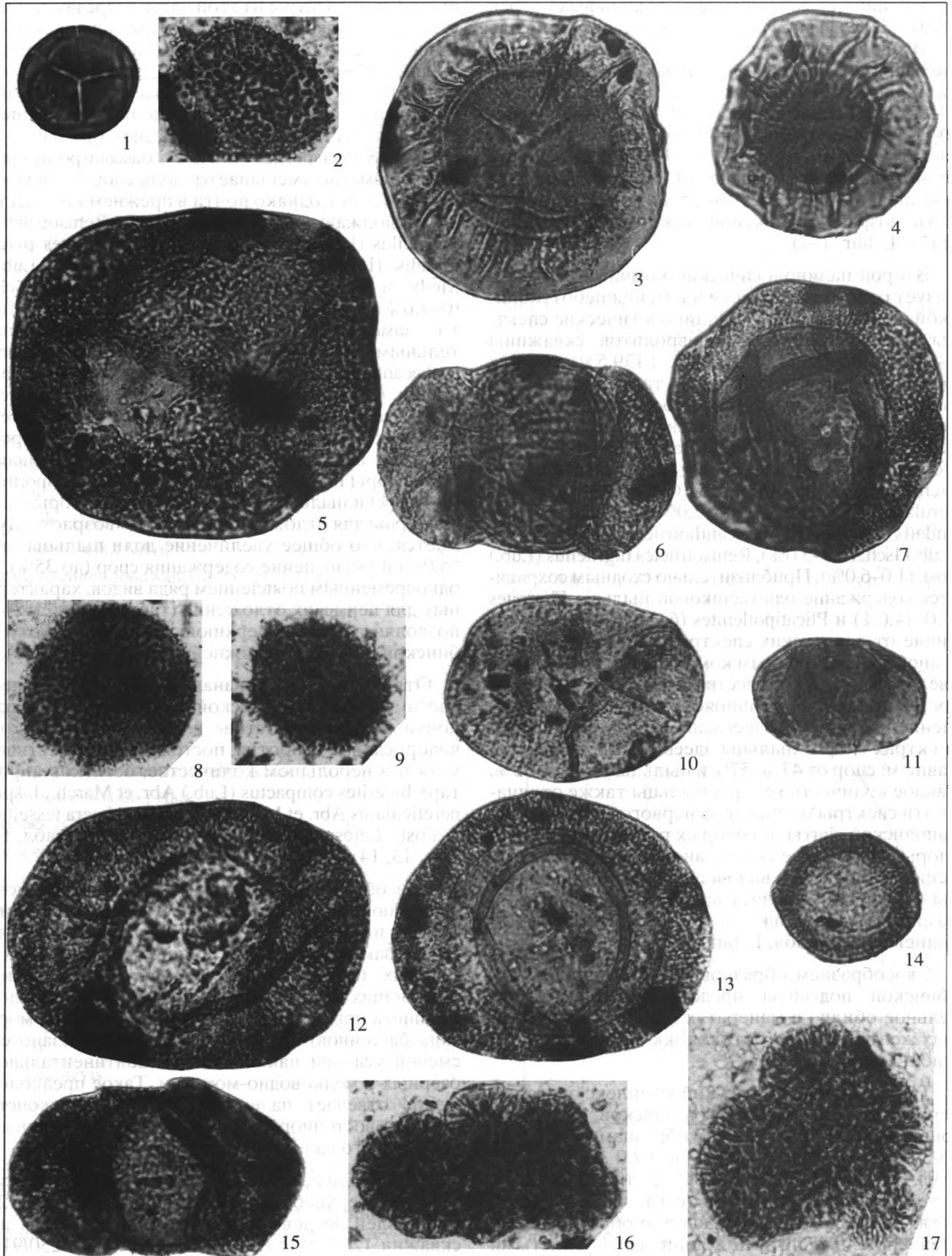
Третий палинологический комплекс описан из верхней части нижнеботуобинской подсвиты (рис. 2). Он изучен по десяти образцам из скважин 76/395 (с гл. 108.0, 103.7 и 97.0 м), 120/570 (с гл. 211.0 и 210.4 м) и 140/895 (с гл. 78.0 и 77.0 м), а также из шурфов 569/3 (с гл. 4.0 м) и 530/3 (с гл. 21.8 и 33.2 м). Большинство образцов представлено алевролитами и лишь два – углистыми

алевролитами из скважины 120/570. Спорово-пыльцевые спектры из этой части разреза отличаются существенным увеличением содержания и разнообразия постоянно встречающихся видов пыльцы *Cordaitina* (12.0–42.0%), заметным в отдельных спектрах увеличением содержания пыльцы *Crucisaccites* (до 22.0%). Несколькo увеличивается количество пыльцы *Disaccites* (до 3.0%) и пыльцы *Strotersporites* (до 3.0%), *Bascanisporites* (до 6.0%). Заметно уменьшается доля спор *Psilohymena* (1.0–15.0%), однако почти в прежнем количестве продолжают встречаться споры *Retusotriletes nigritellus* (Lub.) Fost. (1.0–8.0%), *Leiotriletes pyramidalis* (Lub.) All., *Lophotriletes resistens* (Lub.) Medv. и *Acanthotriletes rigidispinosus* (Lub.) Isch. (0–7.0%). Спектры образцов углистых алевролитов заметно выделяются среди других значительным содержанием спор *Cyclobaculisporites trichacanthus* Lub. и *Horriditriletes trichacanthus* (Lub.) Oshurk. (11.0–30.0%). Таким образом, сохраняется преемственность со спектрами из низов нижнеботуобинской подсвиты. Однако в составе спектров третьего палинологического комплекса появляются споры *Krauselisporites* (0–4.0%), *Densoisporites* (0–18.0%) и пыльца *Vittatina* (0–1.0%), которые характерны для отложений пермского возраста. Думается, что общее увеличение доли пыльцы (до 65.0%) и уменьшение содержания спор (до 35%), с одновременным появлением ряда видов, характерных для пермских отложений (табл. II, фиг. 1–14), позволяют отнести верхнюю часть нижнеботуобинской подсвиты к нижней перми.

Отличительным признаком спектров верхней части нижнеботуобинской подсвиты является почти полное отсутствие в мацератах остатков водорослей и, напротив, постоянное присутствие, хотя и в небольшом количестве, остатков акритарх *Inderites compactus* (Lub.) Abr. et March., *I. spinereticulatus* Abr. et March., *Tessellaesphaera tessellata* Fost., *Leiosphaeridia* sp., *Tasmanites* sp. (табл. II, фиг. 13, 14), а также спор грибов *Sporonites*.

Своеобразием планктонных микроорганизмов, встречающихся в палинологических мацератах из нижней и верхней частей нижнеботуобинской подсвиты, заключающееся в обилии остатков желто-зеленых ботриококковых водорослей (обычно обитающих в пресных водоемах) в первой и в постоянном присутствии акритарх (обитателей морских бассейнов) во второй, вероятно, связано со сменой условий накопления от континентально-озерных к мелководно-морским. Такое предположение отвечает палеогеографическим реконструкциям восточного борта Тунгусской синеклизы для позднего палеозоя (Салтыков и др., 1991).

Четвертый палинологический комплекс из отложений верхнеботуобинской подсвиты (рис. 2) установлен по девяти образцам алевролитов из скважин 120/570 (с гл. 163.4 и 159.5 м) и 230/910



**Таблица 2.** Корреляция лапчанской и ботубобинской свит восточной окраины Тунгусской синеклизы с верхнекаменноугольными и нижнепермскими отложениями Кузнецкого угольного бассейна по палинологическим данным

Тунгусская синеклиза (по автору)				Кузнецкий угольный бассейн (по Л.Л. Дрягиной, Верхний палеозой..., 1988)			
Свиты	Подсвиты	Палино-комплекс	Возраст	Корреляционные палинозоны	Горизонт	Ярус	Отдел
Ботубобинская	Верхнеботубобинская	IV	P <sub>1</sub> <sup>2</sup>	<i>Cordaitina rotata</i> – <i>Crucisaccites ornata</i> – <i>Azonoletes irregularipli-catus</i> (CCA)	Ишановский	Аргинский	P <sub>1</sub>
	Нижнеботубобинская	III	P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	<i>Cordaitina uralensis</i> – <i>Plicatipollenites diffusus</i> (CP)	Промежуточный	Ассельский-сакмарский	
		II	P <sub>1</sub> <sup>1</sup>				
Лапчанская		I	C <sub>3</sub>	<i>Remysporites psilopterus</i> – <i>R. Mirabilis</i> (RR)	Алыкаевский	Касимовско-гжельский	C <sub>3</sub>

(с гл. 136.2, 133.9, 131.0, 129.2, 126.8, 126.6 и 124.0 м). Все образцы характеризуются удовлетворительной насыщенностью дисперсными микроспорами, но последние в основном плохой сохранности. В продуктах мацерации обычно отмечаются фрагменты проводящих тканей, реже кутикул. Постоянно присутствуют остатки акритарх *Inderites*, *Tasmanites*, *Laeosphaerae* и споры грибов *Sporonites*. В сравнении со спектрами третьего палинологического комплекса из верхней части нижнеботубобинской подсвиты здесь также сохраняется значительное количество и разнообразие пыльцы *Cordaitina* (16.0–41.0%), постоянно встречается пыльца *Plicatipollenites* (2.0–9.0%), *Potonieisporites* (1.0–5.0%), *Crucisaccites* (1.0–4.0%). Среди спор несколько уменьшается количество *Cyclobaculisporites trichacanthus* Lub., *Horriditriletes trichacanthus* (Lub.) Oshurk., *H. mammosus* (Drjag.) Oshurk. (6.0–17.0%), *Lophotriletes resistens* (Lub.) Oshurk. и *Acanthotriletes rigidispinosus* (Lub.) Isch. (0–3.0%), *Psilohymena* sp. (2.0–11.0%) и напротив увеличивается содержание спор *Leiotriletes* sp. (2.0–14.0%), *Retusotriletes nigritellus* (Lub.) Fost. (2.0–15.0%), *Lycospora* sp. (1.0–12.0%). В спорово-пыльцевых спектрах возрастает содержание пыльцы *Vascanisporites verus* (Sadk.) Dibn., *V. varians* (Sadk.) Dibn.,

*B. stipticus* (Lub.) Oshurk. (4.0–12.0%), *Protohaploxi-pinus* sp. (0–5.0%), *Striatosaccites* (0–3.0%), *Marsuripollenites* (0–6.0%). Видовой состав спорово-пыльцевых спектров становится разнообразнее (табл. 1), и отмечается ряд видов, не встречавшихся в спектрах из нижележащих отложений: *Neoraistrickia* sp. (0–7.0%), *Cirratriradites gracilis* Drjag. (0–2.0%), *Laevigatosporites* sp. (0–1.0%), *Jugasporites delasaucei* (Pot. et Kr.) Lesch. (0–3.0%), *Alisporites* (0–1.0%), *Taenisporites labdacus* Klaus (0–1.0%). Общее соотношение спор (до 40%) и пыльцы (до 60%) в спектрах сохраняется сходным с таковым из верхней части нижнеботубобинской подсвиты. Такой характер палинологических спектров позволяет с достаточной определенностью отнести верхнеботубобинскую подсвиту к нижней перми (табл. II, фиг. 15–21).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В исследованном материале выдерживается общий характер смены палинологических комплексов на рубеже карбона и перми, установленный в разрезе Кузнецкого угольного бассейна (табл. 2), принимаемом за эталон для Ангарской

**Таблица I.** Основной состав палиноморф I и II палинокомплексов. (Увел. 500.)

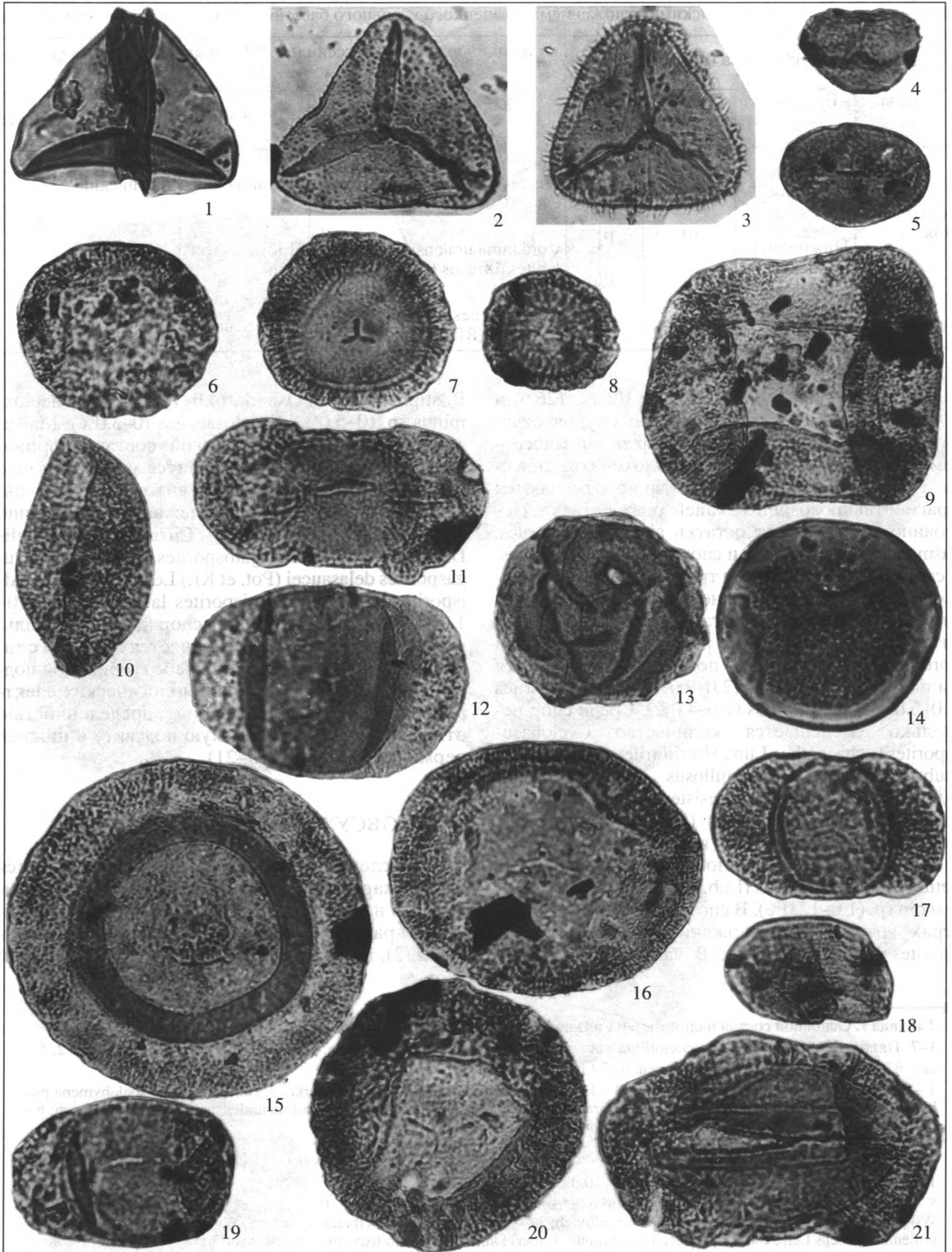
1–7. Палинокомплекс I из отложений лапчанской свиты (C<sub>3</sub>). (Фиг. 1, 4 – скв. 74.2/170 гл. 138.5, 141.9 м; фиг. 2, 6 – скв. 63.8/28 гл. 42.0 м; фиг. 3, 5, 7 – скв. 61/34 гл. 108.2 м.)

1 – *Retusotriletes nigritellus* (Luber) Foster; 2 – *Horriditriletes trichacanthus* (Luber) Oshurkova, comb. nov.; 3 – *Psilohymena psiloptera* (Luber) Pashkevich; 4 – *Psilohymena mirabilis* (Luber) Hart et Harrison; 5 – *Cordaitina uralensis* (Luber) Samoilovich; 6 – *Protohaploxi-pinus hartii* Foster; 7 – *Plicatipollenites indicus* Lele.

8–15. Палинокомплекс II из отложений нижней части нижнеботубобинской подсвиты (P<sub>1</sub><sup>1</sup>). (Фиг. 8–17 – скв. 140/895:

10, 12–14, 17 – гл. 139.5 м; 8, 9, 15, 16 – гл. 140.0 м; 11 – гл. 141.8 м.)

8 – *Cyclopileatispora gibberulis* (Luber) Oshurkova, comb. nov.; 9 – *Raistrickia* sp.; 10 – *Florinites pumicosus* (Ibrahim) Schopf, Wilson et Bental; 11 – *Florinites luberae* Samoilovich; 12 – *Florinites visendus* (Ibrahim) Schopf, Wilson et Bental; 13 – *Plicatipollenites indicus* Lele; 14 – *Luberisaccites subrotata* (Luber) Dibner; 15 – *Limitisporites moersensis* (Grebe) Klaus; 16, 17 – Желто-зеленые ботриококковые водоросли.



палеофлористической области (Верхний палеозой..., 1988; Кузбасс – ключевой..., 1996).

Так, для палинокомплекса из лапчанской свиты характерно доминирование спор *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart et Nagt. и в тоже время постоянное присутствие одномешковой пыльцы форма-родов *Cordaitina*, *Florinites*, *Plicatipollenites*, *Potonieisporites*, а также появление единичных экземпляров двумешковой пыльцы, ребристой и кольчатой пыльцы. Такой характер имеет палинологический комплекс алыкаевского горизонта Кузнецкого бассейна. Это интервал палинозоны *Remysporites psilopterus* по А.Ф. Дибнер (1976, 1977, 1978).

Для комплексов из нижнеботуобинской подсвиты характерно доминирование одномешковой пыльцы, среди которой значительно содержание *Cordaitina* (до 42%), видов: *C. rugulifer* (Lub.) Samoil., *C. uralensis* (Lub.) Samoil., *C. rotata* (Lub.) Medv., *C. abutiloides* (Andr.) Dibn. В сумме до 35% присутствует пыльца *Florinites*, *Plicatipollenites*, *Potonieisporites*, *Bascanisporites*. В количестве до 1.0% встречается кольчатая пыльца *Entylissa*. Заметное участие (до 3.0%) начинает приобретать пыльца *Disaccites* и ее ребристые формы. Все это позволяет сравнивать палинокомплекс нижнеботуобинской подсвиты с палинологическим комплексом промежуточного горизонта Кузнецкого бассейна и относить его к палинозоне *Cordaitina uralensis*–*Plicatipollenites diffusus* (CP) нижней перми по Л.Л. Дрягиной (Верхний палеозой..., 1988).

Комплекс верхнеботуобинской подсвиты в основном сходен с таковыми из нижнеботуобинской подсвиты. Здесь продолжает доминировать пыльца *Cordaitina* (до 40%), однако кроме выше перечисленных видов отмечается еще *C. punctata* (Lub.) Hart. Постоянно встречаются *Crucisaccites ornata* (Samoil.) Dibn., *Plicatipollenites gondwanensis* Lele, *Bascanisporites verus* (Sadk.) Dibn., *B. varians* (Sadk.) Dibn., *B. stipticus* (Lub.) Oshurk., *Florinites luberae* Samoil. Содержание одномешковой пыльцы в сумме составляет до 55%. Встречается дву-

мешковая пыльца и ее ребристые формы, впервые отмечается пыльца *Alisporites*. Заметную роль (до 8.0%) начинают играть формы без щели разверзания неопределенной систематической принадлежности *Azonialetes*. Указанные особенности палинологического комплекса из верхнеботуобинской подсвиты позволяют сравнивать его с таковым из ишановского горизонта Кузнецкого бассейна и относить к палинозоне *Cordaitina rotata*–*Crucisaccites ornata*–*Azonialetes irregularipliatus* (ССА) нижней перми по Л.Л. Дрягиной (Верхний палеозой..., 1988).

## КРИТЕРИИ УСТАНОВЛЕНИЯ И НАИМЕНОВАНИЯ ПАЛИНОЗОН

Признавая большое значение палинозон в деградации стратиграфических построений, следует обратить внимание палинологов на необходимость более продуманного обоснования выделяемых палинозон и соблюдения правила их наименования. В методических рекомендациях по биоэональному методу Т.Н. Корень указывает: “Для выделения зоны наиболее важны выбор диагностического комплекса, который характеризует подразделение, и нижней границы, которая его определяет... Только сочетание этих двух критериев (комплекс и граница) определяет стратиграфический объем зоны и точность последующих корреляций” (Биоэональный метод..., 1995, с. 5):

Палинозоны Кузнецкого бассейна, принимаемые за эталонные для территории Ангарской фитогеографической области верхнего палеозоя, представляются достаточно хорошо обоснованными в отношении характеризующих их палинологических комплексов, но при установлении их обычно не указывался второй критерий – критерий нижней границы палинозоны. Наименования палинозон часто содержат виды-индексы, отражающие лишь максимальное количественное содержание миоспор в комплексе, характеризующем палинозону. Однако более правильным

←  
Таблица II. Основной состав палиноморф III и IV палинокомплексов. (Увел. 500.)

1–12. Палинокомплекс III из верхней части нижнеботуобинской подсвиты ( $P_1^1$ ). (Фиг. 1, 5, 10, 14 – скв. 530/3: 1 – гл. 33.2 м; 5, 10, 14 – гл. 21.8 м; фиг. 2, 3, 7 – скв. 569/3: 2, 3 – гл. 4.0 м; 7 – гл. 78.0 м; фиг. 4, 8, 9, 13 – скв. 140/895: 4 – гл. 77.0 м; 8, 9 и 13 – гл. 78.0 м; фиг. 6, 11 – скв. 76/395 гл. 97.0 м; фиг. 12 – скв. 120/570 гл. 210.4 м.)

1 – *Leiotriletes pyramidalis* (Luber) Allen; 2 – *Lophotriletes resistens* (Luber) Medvedeva; 3 – *Acanthotriletes rigidispinosus* (Luber) Ischenko; 4 – *Lycospora* sp.; 5 – *Samoilovitchisaccites* sp.; 6 – *Cordaitina convallata* (Luber) Samoilovich; 7 – *Bascanisporites verus* (Sadkova) Dibner; 8 – *Bascanisporites varians* (Sadkova) Dibner; 9 – *Crucisaccites ornatus* (Samoilovich) Dibner; 10 – *Mar-supipollenites retroflexus* Luber; 11 – *Limitisporites monstruosus* (Luber) Hart; 12 – *Illinites* sp.; 13 – акритархи *Tessellaesphaera tessellata* Foster; 14 – акритархи *Tasmanites* sp.

15–21. Палинокомплекс IV из верхнеботуобинской подсвиты ( $P_2^2$ ). (Фиг. 15, 16, 19 – скв. 120/570 гл. 163.4 м; фиг. 17, 18, 20, 21 – скв. 230/910: 17, 20 – гл. 124.0 м; 18 – гл. 129.2 м; 21 – гл. 133.9 м.)

15 – *Plicatipollenites gondwanensis* (Balme et Hennelly) Lele; 16 – *Cordaitina rugulifer* (Luber) Samoilovich; 17 – *Illinites* sp.; 18 – *Vittatina costabilis* Wilson; 19 – *Limitisporites moersensis* (Grebe) Klaus; 20 – *Cordaitina abutiloides* (Andreeva) Dibner; 21 – *Lueckisporites* sp.

представляется такое наименование палинозоны, когда первый вид-индекс является доминирующим в количественном отношении, а второй является таксоном, отражающим первое нахождение в разрезе с данного уровня. При таком подходе к наименованию палинозоны будут учтены оба критерия, определяющие объем зоны. В связи с этим палинозону алыкаевского горизонта *Retymosporites psilopterus* по А.Ф. Дибнер (1978) было бы правильнее называть *Psilohymena psiloptera-Marsupipollenites tunguskensis* (PT)<sup>1</sup>. Палинозону промежуточного горизонта *Cordaitina uralensis-Plicatipollenites diffusus* (CP) по Л.Л. Дрягиной (Верхний палеозой..., 1988) следует именовать *Cordaitina uralensis-Cyclogranisporites asperatus* (UA), а палинозону ишановского горизонта *Cordaitina rotata-Crucisaccites ornata-Azonaletes irregulariplicatus* (CCA) по Л.Л. Дрягиной называть *Cordaitina rotata-Crucisaccites ornata-Tuberculispora tumulosa* (ROT). Хочется надеяться, что в свете этих соображений будут пересмотрены характеристики и наименования всех палинозон карбона и перми Кузнецкого бассейна, являющихся эталонными при корреляции отложений континентального генезиса позднего палеозоя Ангариды.

#### СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Не имея возможности дать описание всех встречаемых таксонов, считаем необходимым привести диагнозы пяти форма-родов, в состав которых входят виды, широко распространенные в отложениях позднего палеозоя Ангарской фитогеографической области. Приводимые новые комбинации видов в составе родов *Cyclobaculisporites*, *Horriditriletes*, *Cyclopileatispora* и *Pileatisporites* обоснованы формой очертания миоспор и характером скульптуры, отвечающими диагнозу рода, для видов рода *Psilohymena* – наличием у миоспор широкой экваториальной зоны и расщеплением слоев эскины в районе экватора.

Антетурма *Proximegerminantes* Potonie, 1970  
(= *Sporites* Н. Potonie, 1893)

Турма *Triletes* (Reinsch, 1881) Potonie et Kremp,  
1954

Супрасубтурма *Acavatitriletes* Dettmann, 1963  
Субтурма *Azonotriletes* (Luber, 1935) Dettmann,  
1963

Инфратурма *Apiculati* (Bennie et Kidston, 1886)  
Potonie, 1956

Род *CYCLOBACULISPORITES* Bharadwaj, 1955  
*Spackmanites*-Habib, 1966, p. 637.

Типовой вид – *C. grandiverrucosus* (Kos.) Bharad. –  
Bharadwaj, 1955.

<sup>1</sup> Индекс наименования палинозоны должен представлять аббревиатуру видовых таксонов, а не родовых, как это сделано Л.Л. Дрягиной (Верхний палеозой..., 1988).

**Диагноз.** Радиальные трехлучевые споры округлых до треугольно-округлых очертаний. Щель разверзания простая, лучи щели прямые, длиной до 2/3 радиуса споры. Арея не выражена. Экзина средней толщины. Орнаментация столбчатая, при глубоком фокусе возникает видимость негативной сетчатости. Скульптурные элементы в виде столбиков (бакул), которые густо и равномерно покрывают всю поверхность споры. Высота столбиков у разных видов различна (от невысоких до длинных), но все столбики одного экземпляра одинаковой высоты и различной ширины. У каждого столбика диаметр основания равен или незначительно меньше диаметра верхушки. Ширина наиболее толстых столбиков не превышает их двойной высоты. Верхушки столбиков срезанные или закругленные. Контур спор неровный из-за выступающей скульптуры. Размеры 40–100 мкм.

**Видовой состав:** 1. *Cyclobaculisporites* (*Verrucosisporites*) *facierugosus* (Loose) Oshurkova, comb. nov. – Loose, 1934, p. 155, pl. 7, fig. 26. Германия, Рурский бассейн, карбон, вестфал В (42–56 мкм).

2. *C. (Verrucoso-sporites) tuberosus* (Knox) Oshurkova, comb. nov. – Knox, 1950, p. 319, fig. 236. Шотландия, карбон (100 мкм).

3. *C. (Lophotriletes) atratus* (Naum.) Oshurkova, comb. nov. – Наумова, 1953, с. 123, табл. 18, фиг. 17. Россия, Русская платформа, девон верхний, фаменский ярус (40–45 мкм).

4. *C. (Angaropteritriletes) trichacanthus* pars (Lub.) Lub. – Любер, 1955, с. 52, табл. 2, фиг. 40 (но не фиг. 39, 41 и не *Azonotriletes trichacanthus* Lub. – Любер, Вальц, 1941, с. 55, табл. 12, фиг. 188). Казахстан, Экибастузский бассейн, карбон средний (50 мкм) (= *Azonotriletes trichacanthus* Lub. – Андреева, 1956, с. 258, табл. 56, фиг. 79; = *Zophotriletes trichacanthus* (Lub.) Naum. – Медведева, 1960, с. 21, табл. II, фиг. 5а, но не фиг. 5, 5б).

5. *C. (Punctatisporites) grandiverrucosus* (Kos.) Bharad. – Bharadwaj, 1955, p. 123, pl. 1, fig. 1. Германия, Саарский бассейн, карбон, стефан С (70–90 мкм).

6. *C. (Verrucosisporites) sinensis* (Imgr.) Bharad. – Imgrund, 1960, p. 161, taf. 14, fig. 47, 48. Китай, пермь нижняя (70–90 мкм).

7. *C. (Spackmanites) ellipticus* (Hab.) Oshurkova, comb. nov. – Habib, 1966, p. 638, pl. 105, fig. 17, 18. США, Пенсильвания, карбон, вестфал Д (50–67 мкм).

8. *C. muticus* Drjag. – Верхний палеозой Ангариды, 1988, с. 139, табл. 69, фиг. 8. Россия, Кузнецкий бассейн, пермь верхняя (70–80 мкм).

**Сравнение.** От других родов инфратурмы *Apiculati*, обладающих спорами округлых очертаний, отличается своеобразным характером орнаментации. Скульптурные элементы описываемого рода в виде столбиков, тогда как у *Cyclog-*

ranisporites Pot. et Kr. – в виде зерен, у Tuberculispora Oshurk. – бугорков, у Verrucosisporites (Ibr.) Smith et Butt. – бородавок, у Cyclopileatispora Oshurk. – булав, у Apiculatisporis (Pot. et Kr.) Oshurk. – в виде колючек, у Spinosisporites (Lub.) Oshurk. – шипов, у Capillatisporites Lub. – волосков.

**Замечания.** В синонимике включен род Spackmanites Nab., характерные признаки которого полностью охватываются диагнозом описываемого рода, а именно – округлое очертание, столбчатая скульптура, покрывающая всю поверхность споры. Своеобразие же, заключающееся в большей высоте столбиков и в очень густом их расположении, может быть отражено на видовом уровне.

**Распространение.** Фаменский ярус девона России; карбон Германии, Казахстана, России, США, Шотландии; пермь Китая, России.

Род HORRIDITRILETES Bharadwaj et Salujha, 1964, emend. Oshurkova.

Типовой вид – *H. curvibaculosus* Bharad. et Sal. – Bharadwaj and Salujha, 1964.

**Диагноз.** Радиальные трехлучевые споры треугольных, реже округло-треугольных очертаний; стороны прямые, слегка вогнутые или слегка выпуклые, углы широкозакругленные. Щель разверзания простая, лучи прямые длиной от 1/2 до почти полной длины радиуса споры. Экзина относительно толстая. Орнаментация столбчатая, скульптурные элементы в виде столбиков цилиндрических (бакул), равной ширины по всей своей высоте. Верхушки столбиков закругленные или срезанные. Высота столбиков и густота их расположения у разных видов различна. Скульптура покрывает всю поверхность споры. Контур спор неровный из-за выступающих по краю скульптурных элементов. Размеры 20–80 мкм.

**Видовой состав:** 1. *Horriditriletes (Azonotriletes) trichacanthus* (Lub.) Oshurkova, comb. nov. – Любер, Вальц, 1941, с. 55, табл. 12, фиг. 188. Россия, Кузнецкий бассейн, карбон средний–верхний (60–80 мкм).

2. *H. (Acanthotriletes) ramosus* (Balme et Henn.) Bharad. et Sal.-Balme, Hannelly, 1956, p. 249, pl. 3, fig. 39–41. Австралия, пермь (26–45 мкм).

3. *H. curvibaculosus* Bharad. et Sal.-Bharadwaj, Salujha, 1964, p. 193, pl. 2, fig. 34–39. Индия, пермь верхняя (26–40 мкм).

4. *H. brevis* Bharad. et Sal.-Bharadwaj and Salujha, 1964, p. 194, pl. 2, fig. 41–42. Индия, пермь верхняя (20–24 мкм).

5. *H. (Acanthotriletes) hirtellus* (Andr. et Drjag.) Oshurkova, comb. nov. – Верхний палеозой Ангариды, 1988, с. 144, табл. 69, фиг. 21. Россия, Кузнецкий бассейн, пермь верхняя (35–40 мкм).

**Сравнение.** По характеру скульптуры сходен с *Cyclobaculiporites* Bharad., отличаясь от него тре-

угольным очертанием спор. Среди родов инфратурмы *Apiculati*, обладающих спорами треугольных очертаний, описываемый род выделяется своеобразным характером столбчатой орнаментации.

**Замечания.** Первоначальный диагноз рода расширен за счет включения в него форм со слегка выпуклыми сторонами, с длиной лучей щели до почти полного радиуса, со скульптурой в виде невысоких столбиков и густым расположением последних. Все перечисленные признаки могут наблюдаться у отдельных видов, но не являются достаточными для выделения самостоятельного рода.

**Распространение.** Карбон средний, верхний Казахстана, России; пермь Австралии, Индии, России.

Род CYCLOPILEATISPORA Oshurkova, gen. nov.

Название рода от *cyclos* греч. – круг и *pileatus* лат. – снабженный шапкой.

Типовой вид – *C. gibberula* (Lub.) Oshurk. – Любер и Вальц, 1941.

**Диагноз.** Радиальные трехлучевые споры округлых очертаний. Щель разверзания простая, лучи щели прямые длиной до 2/3 радиуса споры. Арея не выражена. Экзина средней толщины. Орнаментация булавовидная (пилятная). Скульптурные элементы булавы (пили) в виде цилиндрических выростов, иногда очень небольшой высоты с расширенной круглой верхушкой, напоминающие по форме булаву (пестик или гриб). Они в основном одинаковых размеров и относительно густо и равномерно покрывают всю поверхность споры. Форма выростов различима лишь по контуру споры, т.к. в проекции они выглядят довольно правильными окружностями. Контур спор неровный. Размеры 36–85 мкм.

**Видовой состав:** 1. *Cyclopileatispora (Azonotriletes) gibberula* (Lub.) Oshurkova, comb. nov. – Любер и Вальц, 1941, с. 55, табл. 12, фиг. 189. Россия, Тунгусский бассейн, карбон средний–верхний (81 мкм).

2. *C. (Punctatisporites) corona* (Pepp.) Oshurkova, comb. nov. – Peppers, 1964, p. 33, pl. 4, fig. 16, 17. США, Иллинойс, карбон верхний, пенсильваний (68.1–85.6 мкм).

3. *C. (Punctatisporites) patula* (Pepp.) Oshurkova, comb. nov. – Peppers, 1964, p. 32, pl. 4, fig. 11, 12. США, Иллинойс, карбон верхний, пенсильваний (36.0–49.6 мкм).

**Сравнение.** Своеобразная форма скульптурных элементов выделяет описываемый род среди других родов инфратурмы *Apiculati*, обладающих спорами округлых очертаний. По характеру орнаментации сходен с *Pileatisporites* Pepp., отличаясь от него округлым очертанием спор.

*Замечания.* Выделение нового форма-рода вызвано тем, что уже были описаны виды, миоспоры которых имеют округлое очертание и булавовидную орнаментацию. Однако рода с подобными признаками не найдено в известной нам литературе.

*Распространение.* Карбон средний, верхний России, США; пермь России.

Род *PILEATISPORITES* Peppers, 1970.

Типовой вид – *P. aequus* Pepp. – Peppers, 1970.

*Диагноз.* Радиальные трехлучевые споры треугольных очертаний. Стороны прямые или почти прямые, углы широкозакругленные. Щель разверзания простая, лучи щели прямые длиной в  $2/3$  радиуса споры. Экзина средней толщины. Орнаментация булавовидная (пилятная), образованная скульптурными элементами в виде булав одинаковой величины, густо и равномерно покрывающих всю поверхность споры. Контур спор неровный из-за выступающих по краю скульптурных элементов. Размеры 40–69 мкм.

*Видовой состав:* 1. *Pileatisporites aequus* Pepp. – Peppers, 1970, p. 101, pl. 6, fig. 21–23. США, Иллинойс, карбон верхний, пенсильваний (61.4–69.2 мкм).

2. *P. (Neoraistrickia) clavulatus* (Drjag.) Oshurkova, comb. nov. – Верхний палеозой Ангариды, 1988, с. 143. Россия, Кузнецкий бассейн, пермь верхняя (40–50 мкм).

*Сравнение.* Среди родов инфратурмы *Arisculati*, обладающих спорами треугольных очертаний, описываемый род выделяется по характеру своеобразной пилятной орнаментации.

*Распространение.* Карбон верхний, США; пермь верхняя, Россия.

Супрасубтурма *Cavatitriteles* Oshurkova,  
*suprasubturma nova*

Объединяет форма-роды дисперсных миоспор, обладающих трехлучевой щелью разверзания и расщепления слоев экзины с образованием полости (каватные трехлучевые споры).

Субтурма *Zonocavatitriteles* Oshurkova  
et Pashkevich, 1990

Инфратурма *Zonocavati* Oshurkova  
et Pashkevich, 1990

Род *PSILOHYMENA* Hart et Harrison, 1973

Типовой вид – *P. mirabilis* (Lub.) Hart et Harr. – Любер и Вальц, 1938.

*Диагноз.* Радиальные трехлучевые споры каватные, с широкой экваториальной зоной округлых, овальных и треугольно-округлых очертаний. Щель разверзания простая, лучи щели прямые длиной в радиус центрального тела, иногда щель плохо различима. Слои экзины расслаиваются в районе экватора дистальной и проксимальной полусфер, оставаясь слитными лишь в

районе контактной площади проксимальной стороны и в районе дистального полюса. Экзоэкзина тонкая, образует широкую тонкую экваториальную зону, часто на границе с центральным телом наблюдаются радиальные складки смятия; интэкзина средней толщины, образует центральное тело округлого очертания. Орнаментация отсутствует, иногда различима инфразернистая структура центрального тела. Контур спор ровный. Размеры 50–105 мкм.

*Видовой состав:* 1. *Psilohymena (Zonotriteles) mirabilis* (Lub.) Hart et Harr. – Любер, Вальц, 1938, с. 28, табл. 6, фиг. 75. Казахстан, Карагандинский бассейн, карбон нижний (50 мкм).

2. *P. (Zonotriteles) psiloptera* (Lub.) Hart et Harr. – Любер, Вальц, 1941, с. 58, табл. 12, фиг. 198. Россия, Кузнецкий бассейн, карбон верхний (80–90 мкм).

3. *P. (Zonotriteles) millegrana* (Lub.) Oshurkova, comb. nov. – Любер, Вальц, 1941, с. 43, табл. 9, фиг. 139. Казахстан, Карагандинский бассейн, карбон нижний (70–80 мкм) (= *Filicizonotriteles millegranus forma triangulata* Lub.).

4. *P. (Zonotriteles) ruminata* (Lub.) Oshurkova, comb. nov. – Любер, 1955, с. 67, табл. 7, фиг. 145, 146. Казахстан, Карагандинский бассейн, карбон нижний (50 мкм) (= *Zonotriteles mirabilis forma ruminata* Lub.).

*Сравнение.* От *Auroraspora* (H., St. et M.) Rich. отличается более широкой и более тонкой экваториальной зоной, округлым очертанием центрального тела и более округлым очертанием всей споры, а также отсутствием губ у щели разверзания.

*Замечания.* Рассматриваемый род был установлен Дж. Хартом и В. Харрисоном (Hart and Harrison, 1973) на основании материалов из катской свиты Тунгусского бассейна, но к сожалению диагноз рода был опубликован в малодоступном издании. Миоспоры данного рода широко распространены в отложениях карбона и перми на территории Ангарской фитогеографической области и Казахстанской провинции Евразийской области. Иногда их ошибочно относили к пыльце *Cordaitina* (*C. psiloptera* – см. Медведева, 1960, с. 38) или к спорам *Remysporites* (*R. psiloptera* – см. Любер, 1966, с. 31).

*Распространение.* Карбон, пермь Казахстана, России.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеющийся в нашем распоряжении материал позволил на основании анализа видового состава палинологических комплексов и соотношений в них количественного содержания таксонов спор и пыльцы уточнить геологический возраст лапчанской ( $C_3$ ) и ботубинской ( $P_1$ ) свит восточного борта Тунгусской синеклизы и провести сравнение выделенных комплексов с таковыми из отло-

жений Кузнецкого угольного бассейна. Следует отметить, что определение границы карбона и перми по смене первого и второго комплексов полностью соответствует общепринятым критериям установления этой границы по палинологическим данным (Практическая палиностратиграфия, 1990). Возможность отнесения изученных комплексов к палинозомам верхнего карбона и нижней перми Кузнецкого бассейна убедительно свидетельствует о значении последних для целей межрегиональной корреляции отложений на территории Ангарской фитогеографической области позднего палеозоя.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Биозональный метод и его использование при ГСР-50 и -200. Методические рекомендации. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 75 с.

Ващенко Е.М., Файнштейн Г.Х. Стратификация осадочных коллекторов и захороняющих толщ пермокарбона алмазоносных районов северо-восточного и восточного бортов Тунгусской синеклизы // Геология и минералогия алмазоносных районов Тунгусской синеклизы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. С. 3–13.

Верхний палеозой Ангариды. Фауна и флора // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1988. Вып. 707. 265 с.

Геология алмазоносных отложений верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1986. 192 с.

Дибнер А.Ф. Палинозоны верхнего палеозоя Западной Ангариды // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 66–69.

Дибнер А.Ф. Палиностратиграфические понятия, их ранжировка и методика установления палинозон на примере карбона и перми Средней Сибири. Л.: Изд-во НИИГА, 1977. С. 33–50.

Дибнер А.Ф. Палинозоны карбона и перми Средней Сибири и их стратиграфическое значение // Новое в стратиграфии и палеонтологии среднего и верхнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1978. С. 105–111.

Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Новосибирск: Южсибгеолком; ПССС “Интергео”, 1996. Т. 1. 121 с. Т. 2. 108 с.

Любер А.А. Атлас спор и пыльцы палеозойских отложений Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1955. 126 с.

Любер А.А. Основные форма-роды миоспор и их распространение в средне- и верхнепалеозойских отложениях СССР // К методике палеопалинологических исследований. Л.: Недра, 1966. С. 26–41.

Любер А.А., Вальц И.Э. Классификация и стратиграфическое значение спор некоторых каменноугольных месторождений СССР. М.-Л.: Недра, 1938. 46 с.

Любер А.А., Вальц И.Э. Атлас микроспор палеозоя СССР // Тр. ВСЕГЕИ. Вып. 139. М.-Л.: Госгеолиздат, 1941. 108 с.

Медведева А.М. Стратиграфическое расчленение нижних горизонтов тунгусской серии методом спорово-пыльцевого анализа. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 92 с.

Михайлова Т.Е. Особенности палинокомплексов карбона на востоке Тунгусской синеклизы // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 118–123.

Наумова С.Н. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии // Тр. ИГН АН СССР. Вып. 143. 1953. 203 с.

Практическая палиностратиграфия. Л.: Недра, 1990. 348 с.

Салтыков О.Г., Эринчек Ю.М., Устинов В.Н., Мильштейн Е.Д. Позднепалеозойские терригенные коллекторы алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 222 с.

Чёрная Т.А. Некоторые вопросы биостратиграфии нижней перми востока Тунгусской синеклизы // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 118–123.

Чёрная Т.А. Проблемы стратиграфии отложений верхнего палеозоя востока Тунгусской синеклизы // Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Новосибирск: Южсибгеолком; ПССС “Интергео”, 1996. Т. 1. С. 84–90.

Balme B.E., Hennelly J.P.F. Trilete sporomorphs from Australian Permian sediments // Austral. Jour. Botany. V. 4. № 3. 1956. P. 240–260.

Bharadwaj D.C. The spore genera from the Upper Carboniferous coals of the Saar and their value in stratigraphical studies // Palaeobot. V. 4. 1955. P. 119–149.

Bharadwaj D.C., Salujha S.K. Sporological study of seam VIII in Raniganj coalfield, Bihar (India). – Part-1. Description of Spore dispersae // Palaeobot. V. 12. № 2. 1964. P. 181–215.

Habib D. Distribution of spore and pollen assemblage in the Lower Kittanning coal of the Western Pennsylvanian // Palaeontology. V. 9, part 4. 1966. P. 629–666.

Imgrund R. Die Sporites des Kaipingbeckens, ihre palaontologische und stratigraphische Bearbeitung im Hinblick auf eine Parallelisierung mit dem Ruhrkarbon und dem Pennsylvanian von Illinois // Techn. Hochsch. Aachen. Dissertation. 1952. 245 s.

Knox E.M. The spores of Lycopodium, Phylloglossum, Selaginella and Isoetes and their value in the study of microfossils of Palaeozoic age. Edinburgh. 1950. 357 p.

Loose F. Sporenformen aus dem Floz Bismarck des Ruhrgebietes // Arb. Inst. Palaobot. Petrogr. Brennst. Bd. 4. 1934. S. 127–164.

Peppers R.A. Spores in Strata of Late Pennsylvanian Cyclothem in the Illinois Basin // III. State Geol. Surv. V. 90. 1964. 89 p.

Hart G.F., Harrison W.E. The “hymenate” miospore Zonotriteles psilopterus and its inclusion in a new genus, Psilohymena // American Association of Stratigraphic Palynologists. Proceedings of the Fourth Annual Meeting, Geoscience Man. V. 7. 1973. P. 67–72.

Рецензенты А.С. Алексеев, А.В. Гоманьков

УДК 563.12:551.762(560)

## КОСМОПОЛИТНЫЕ СООБЩЕСТВА ФОРАМИНИФЕР ИЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУРЦИИ

© 1999 г. К. И. Кузнецова, Н. Ю. Брагин

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

Поступила в редакцию 27.05.98 г.

Изучены сообщества фораминифер из юрских отложений разреза Аладжаатлы в Центральной Турции. Разрез, являющийся опорным для юры–мела района Анкары, вскрывает трансгрессивную последовательность пород от верхней юры до валанжина. Карбонатно-кремниевые отложения юрской части разреза охарактеризованы богатыми сообществами фораминифер, включающими как бентосные, так и планктонные формы. Присутствие характерных родов и видов бентосных фораминифер, а также зонального вида *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis) из планктонных фораминифер позволяет не только определить возраст отложений как оксфордский, но и дать датировку этих образований с точностью до подъяруса и фораминиферовой зоны. Характерно, что по своему систематическому составу эти сообщества являются космополитными и не включают ни одной эндемичной для Тетиса формы. Палеоэкологические особенности биоценозов такого состава указывают на глубоководные открыто-морские условия их обитания. Это подтверждается и составом радиолярий, встреченных совместно с фораминиферами.

**Ключевые слова:** фораминиферы, радиолярии, юрские отложения, Восточное Средиземноморье, Турция.

Юрские отложения в пределах Восточного Средиземноморья имеют ограниченное распространение. Их естественные выходы распространены мозаично и известны в Северо-Восточном Египте, на Синайском полуострове, в Израиле, Западной Сирии, Центральной и Западной Турции, Иордании, Кувейте, Иране, Ираке. В большинстве разрезов они представлены карбонатными и терригенно-карбонатными породами и значительно реже кремнистыми и кремнисто-карбонатными осадками. В последних в разрезе Аладжаатлы близ Анкары (рис. 1) встречены богатые сообщества фораминифер, анализу которых посвящена настоящая работа. Материал из этого разреза собран Н.Ю. Брагиным, подробно изучившим и описавшим его во время полевых работ в Турции в 1994 г.

Изучение юрских фораминифер Восточного Средиземноморья (Сирия, Израиль, Турция) позволило выявить особенности систематического состава в зависимости от батиметрических зон бассейна, температуры и характера донных осадков – основных абиотических факторов, определяющих расселение фораминиферовых сообществ (Кузнецова, 1994, 1996, 1998; Кузнецова, Доброва, 1995, 1997; Kuznetsova et al., 1996; Вознесенский, Кузнецова, 1999). Было выяснено, что фораминиферы, обитавшие в юрское время в Тетических морях по составу биоценозов можно подразделить на три типа – эндемичные, космополитные и переходные. Последние, как правило,

уступают по разнообразию систематического состава первым двум. Так же была выявлена приуроченность эндемичных сообществ, состоящих из агглютинирующих, так называемых “крупных фораминифер” – сложных литуолид, пфендеририд и цикламминид к наиболее мелководным зонам бассейна – литорали и верхней сублиторали. Что касается космополитных сообществ, представленных высокотолерантными секреторными и агглютинирующими формами, то эти биоценозы обитали в относительно глубоководных и соответственно более холодноводных обстановках нижней сублиторали и эпибатигали. Рассматриваемые нами юрские сообщества фораминифер, встреченные в разрезе Аладжаатлы, несомненно принадлежат к последнему типу и обитали в условиях открыто-морского бассейна с нормальным режимом солености, на что в первую очередь указывает присутствие в них планктонных фораминифер – *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis) (таблица, фиг. 14–18). Следует отметить, что эта крайне характерная форма – зональный вид-индекс среднего оксфорда – встречена в изученном разрезе в массовом количестве раковин, причем такая высокая численность данного вида ранее нигде не отмечалась. При этом раковины обладают высокой степенью сохранности, что позволяет изучить не только общее строение, но и характерные детали поверхности и скульптуры стенки (таблица, фиг. 14, 15). Рассматриваемое сообщество включает наряду с планктонными фораминиферами и бентосные формы, из ко-

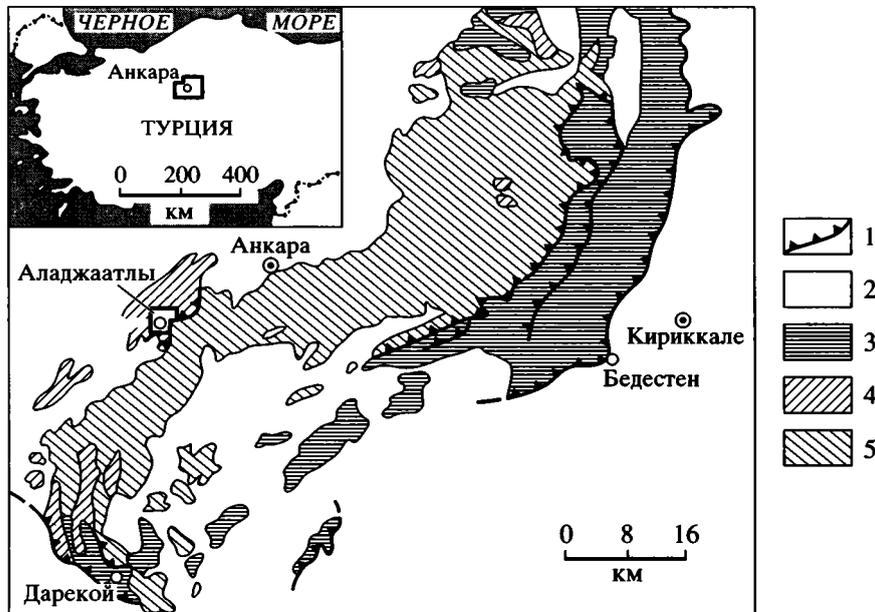


Рис. 1. Геологическая схема окрестностей Анкары.

1 – надвиги; 2 – отложения верхнего кампана, маастрихта и кайнозоя; 3 – позднемеловой офиолитовый меланж; 4 – юрские и раннемеловые карбонатно-кремнистые отложения; 5 – раннемезозойский терригенный меланж.

торых наиболее характерными являются *Paleogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pozaryski), *Eoguttulina simplex* (Terquem), *Ophthalmidium strumosum* (Gumbel), *Cornuspira intervacare* Azbel, *Trocholina transversarii* Paalzw, *Paulina furssenkoi* Grigelis, *Epistomina nemunensis* Grigelis, *E. multialveolata* Grigelis, *Ceratolamarckina adiposa* Azbel (таблица, фиг. 1–13). Все перечисленные виды широко распространены в среднем (некоторые – также в нижнем) оксфорде Западной Европы, Русской платформы, Прибалтики, Португалии, Мадагаскара, Канадского Атлантического шельфа. В зональной шкале, разработанной по фораминиферам и соотношенной с аммонитовой шкалой, это сообщество соответствует зоне *Ophthalmidium strumosum*–*Lenticulina brestica* (Григалис, 1985). Об условиях нормально-соленого открытого морского бассейна, в котором обитало это сообщество бентосных и планктонных фораминифер, свидетельствует и присутствие в этих осадках комплекса радиолярий, которые приурочены к слоям, подстилающим и перекрывающим породы, содержащие фораминиферы. Подробное описание разреза близ с. Аладжаатлы (рис. 2) приведено в работе Н.Ю. Брагина и У.К. Текина (Брагин, Текин, 1998), поэтому в данной статье мы даем лишь описание верхнеюрской части разреза, начиная с отложений, непосредственно подстилающих слои с фораминиферами до пачки перекрывающих их пород включительно.

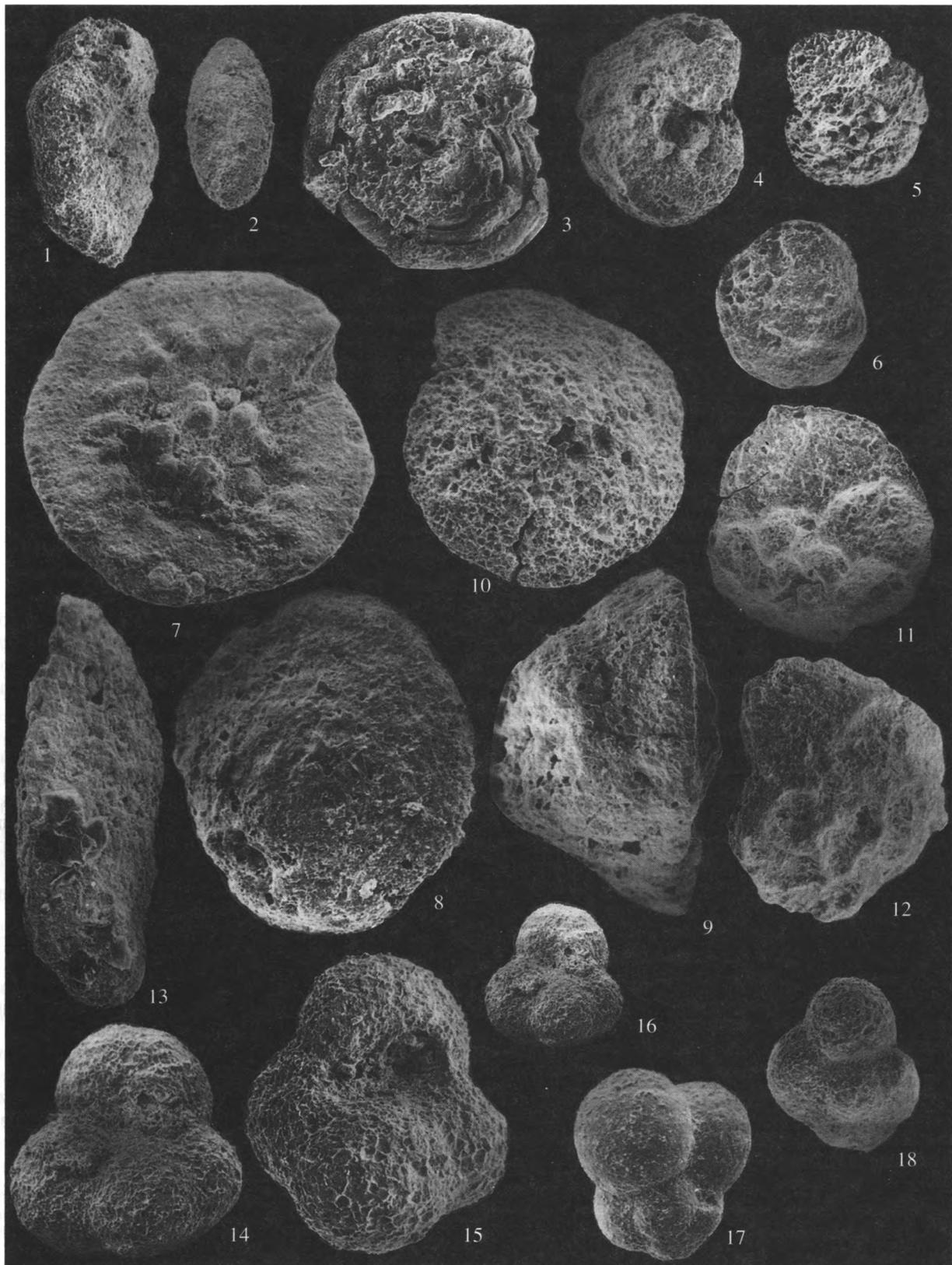
Восточнее с. Аладжаатлы, по правому борту оврага Дериджендере обнажаются слои (рис. 2).

**Слой 1.** Кремни известковистые розово-серые, желтовато-серые и зеленовато-серые, плитчатые, с остатками радиолярий (обр. 1) *Acanthocircus trizonalis trizonalis* (Rust), *Emiluvia sedecimpinata* (Rust), *E. salensis* Pessagno, *Mirifusus diana* (Karrer), *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Ristola altissima* (Rust), *Tetratrabs* sp. cf. *T. bulbosa* Baumgartner, *Triactoma* sp. cf. *T. blakei* (Pessagno), *Tritrabs* sp. cf. *T. casmaliensis* (Pessagno), *T. ewingi* (Pessagno), *T. sp.* cf. *T. exotica* (Pessagno), указывающими на раннеоксфордско-раннететонский возраст (Baumgartner et al., 1995). Видимая мощность 3 м.

**Слой 2.** Известняки темно-серые массивные. Мощность 1 м.

**Слой 3.** Известняки красные и розово-серые, комковатые, неяснослоистые, песчанистые, без градационных структур с остатками аммонитов и белемнитов. В этом слое встречены фораминиферы (обр. 4): *Cornuspira intervacare* Azbel, *Paleogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pozaryski), *Eoguttulina simplex* (Terquem), *Ophthalmidium strumosum* (Gumbel), *Ceratolamarckina adiposa* Azbel, *Paulina furssenkoi* Grigelis, *Epistomina nemunensis* Grigelis, *E. multialveolata* Grigelis, *Trocholina transversarii* Paalzw, *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis), указывающие на среднеоксфордский возраст и принадлежность к фораминиферовой зоне *Ophthalmidium strumosum* (Биостратиграфия..., 1982). Мощность 3 м.

**Слой 4.** Кремни пестроцветные, полосчатые, красно-желто-зеленые, слабо известковистые, плитчатые, с маломощными (до 0.5 м) прослоями известняков серых массивных. В пределах слоя



встречены все виды радиолярий, известные из слоя 1, но, кроме них, появляются (обр. 6) виды *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Angulobracchia purismaensis* (Pessagno), *Emiluvia orea* Baumgartner, *Napora bukryi* Pessagno, *Spongocapsula perampla* (Rust). Вид *Tetratrabs* sp. cf. *T. bulbosa* Baumgartner исчезает, начиная с середины данного слоя (обр. 7). Мощность 4 м.

**Слой 5.** Известняки глинистые серо-зеленые плитчатые. В этой слое (обр. 9) зафиксировано первое появление радиолярий вида *Acaeniotyle umbilicata* (Rust). Мощность 15 м.

**Слой 6.** Известняки красные и розовые комковатые, глинистые, слабо песчаные, с многочисленными остатками аммонитов, белемнитов и тем же комплексом фораминифер (обр. 12) с *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis) и бентосными видами среднеоксфордского возраста. Известняки слагают линзу мощностью до 7 м, замещающуюся по простиранию полосчатыми кремнями, содержащими (обр. 11) тот же (позднеоксфордско-раннетитонский) комплекс радиолярий, что и слой 5.

**Слой 7.** Кремни известковистые, красно-зеленые, полосчатые, плитчатые, охарактеризованные (обр. 13) тем же комплексом радиолярий, что и слой 5. На этом уровне отмечены последние находки видов *Emiluvia sedecimporata* (Rust), *E. orea* Baumgartner, *Napora bukryi* Pessagno, *Spongocapsula perampla* (Rust), *Triactoma* sp. cf. *T. blakei* (Pessagno), *Tritrabs* sp. cf. *T. casmaliaensis* (Pessagno). Мощность 7 м.

Разрез Аладжаатлы – одно из немногих местонахождений юры, в котором совместно встречаются радиолярии и фораминиферы, причем последние представлены очень характерными сообществами, указывающими на среднеоксфордский возраст вмещающих пород. Отсутствие нетипичных для этого возраста или переотложенных форм фораминифер исключает возможность перемыва и переотложения этих палеоценозов. При этом следует отметить, что из бентосных групп морской биоты здесь присутствуют только фораминиферы – все остальные обитатели морского дна – двустворки, брахиоподы, кораллы, остракоды, иглокожие и др. полностью отсутствуют. Отмеченное явление нуждается в объяснении, причем причины, очевидно, следует искать в тех абиотических факторах, о которых упомина-

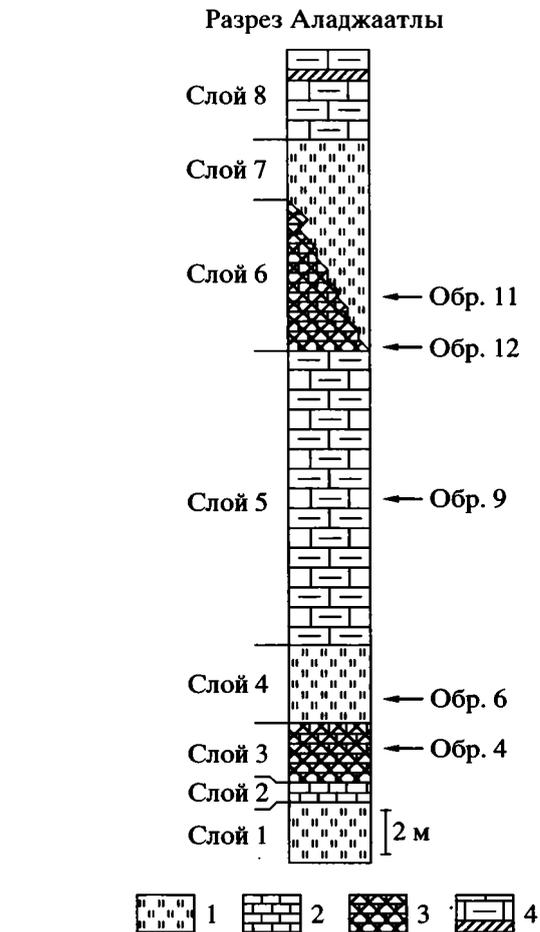


Рис. 2. Строение разреза юрско-меловых отложений у с. Аладжаатлы и положение слоев с фораминиферами.

1 – кремни; 2 – микритовые известняки; 3 – известняки фации “аммонитико rosso”; 4 – глинистые известняки и мергели.

лось выше и прежде всего в батиметрических и температурных условиях, царивших в этой части морского бассейна на протяжении поздней юры.

Из многочисленных разрезов юрских отложений, изученных в пределах Центрального и Маргинального Тетиса (Кузнецова, Горбачик, 1985; Kuznetsova et al., 1996; Alsharhan, Nairn, 1997) (Сирия, Израиль, Египет, Саудовская Аравия, Кувейт, Йемен, Ирак, Иран, Иордания, Марокко, а

#### Юрские фораминиферы разреза Аладжаатлы.

Все изображенные раковины происходят из нижне-среднеоксфордских отложений разреза Аладжаатлы, Турция.

1 – *Paleogaudryina varsoyiensis* (Bielecka et Pozaryski), боковая сторона, ×250. 2 – *Eoguttulina simplex* (Terquem), боковая сторона, ×140. 3 – *Cornuspira intervacare* Azbel, боковая сторона, ×250. 4 – *Paulina furssenkoi* Grigelis, брюшная сторона, ×140. 5 – *Epistomina* cf. *nemunensis* Grigelis, брюшная сторона, ×140. 6 – *Paulina furssenkoi* Grigelis, спинная сторона ×250. 7–9 – *Trocholina transversarii* Paalzw: 7 – брюшная сторона, 8 – спинная сторона, 9 – боковая сторона, ×140. 10 – *Epistomina multialveolata* Grigelis, спинная сторона, ×250. 11 – *Paulina furssenkoi* Grigelis, спинная сторона, ×140. 12 – *Epistomina nemunensis* Grigelis, спинная сторона, ×140. 13 – *Ophthalmidium strumosum* (Gumbel), боковая сторона, ×140. 14–18 – *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis): 14 – пупочная сторона, ×250, 15 – пупочная сторона, ×300, 16 – пупочная сторона, ×150, 17 – боковая сторона, ×200, 18 – спиральная сторона, ×150.

также Крым, Малый Кавказ, Средняя Азия) в разрезе Аладжаатлы в Турции присутствуют красные известняки фации "аммонитико росссо", к которым приурочены сообщества фораминифер. Эта достаточно широко распространенная в юре глубоководная фация развита в основном в Альпийской складчатой зоне, где указанные отложения известны на Апеннинском полуострове, на Балканах и т.д. Формирование этих осадков обычно связывают с глубоководными и удаленными от береговой линии зонами открыто-морских бассейнов, куда поступление терригенного материала было минимальным. Накопление кремнистых и карбонатных планктонных осадков происходило крайне медленно (мощность оксфордских отложений в разрезе Аладжаатлы не превышает 40 м). Напомним, что в разрезах оксфорда Сири мощность оксфорда достигает 290–300 м, в Крыму оксфордские отложения, сильно варьирующие по мощности, колеблются от 650 м в Судавском синклинии до 1800–1900 м в синклиниях Восточного Крыма, а также в Юго-Западном Крыму.

Предполагается, что осадки фации аммонитико росссо формировались на незначительных локальных подводных поднятиях в глубоководной (эпибатиаль-псевдоабиссаль) части акватории (в нашем случае юрской), где присутствовали только пелагические группы фауны, в том числе пелагические пелециподы, как в разрезах оксфорда Италии (Sartorio, Venturini, 1988) и Карпат (Патрунов, 1988).

Обращает на себя внимание то, что в условиях, где развивались только пелагические организмы, а в донных осадках не выживала ни одна из многочисленных групп юрской бентосной фауны, только фораминиферы смогли адаптироваться и получить устойчивое развитие. Их сообщества, встреченные в изученном разрезе полностью сходны по родовому и видовому составу с теми, которые известны из мелководных эпиконтинентальных бассейнов Русской платформы, относительно глубоководных шельфовых акваторий Мадагаскара, Канадского Атлантического шельфа, более глубоководных осадков Португалии, Прибалтики, Польши, Германии, Англии и других месторождений. Это указывает на исключительно высокий уровень толерантности этих фаун, которые широко распространились с оксфордской трансгрессией и приспособивались практически к любым условиям существования в широком диапазоне глубин, широтно-климатических зон, состава и характера донных осадков, на которых они обитали. Отмеченные особенности обеспечили возможность их широчайшего расселения. При этом следует отметить, что время существования большинства видов рассматриваемых биоценозов было очень непродолжительным, редко превышая 700 тыс.–1 млн. лет, что соответствует части яруса или фораминиферовой зоне. Именно эти две особенности юрских космо-

политных видов – высокая толерантность и короткое время существования, делают их важнейшей основой для самых широких, вплоть до субглобальных, корреляций морских отложений поздней юры.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 97-05-64884).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс: Мокслас, 1982. 171 с.
- Брагин Н.Ю., Текин У.К. Стратиграфия и радиоларии верхнеюрских и нижнемеловых отложений района Анкары (Турция) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 28–38.
- Вознесенский А.И., Кузнецова К.И. Палеоландшафтные обстановки и их влияние на состав бентосных фораминифер в юрских бассейнах Сирии // Проблемы стратиграфии и палеонтологии мезозоя. С.-Петербург: ВНИГРИ, 1999. С. 187–191.
- Григалис А.А. Зональная стратиграфия Балтийской юры по фораминиферам. М.: Недра, 1985. 130 с.
- Кузнецова К.И. Эволюция юрских тетических фораминифер // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 86–94.
- Кузнецова К.И. Сообщества фораминифер – индикатор палеофациальных и батиметрических обстановок в юрских осадочных бассейнах // Докл. международной конференции "Новые достижения в науках о Земле". М.: ИГРА, 1996. С. 19.
- Кузнецова К.И. Дифференциация фораминиферовых сообществ и динамика их систематического состава в юрское время // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 1. С. 36–48.
- Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1985. Вып. 395. 133 с.
- Кузнецова К.И., Доброва М.Р. Эндемичные и космополитные сообщества фораминифер и остракод в среднеюрских бассейнах Сирии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 38–52.
- Кузнецова К.И., Доброва М.Р. Среднеюрские бассейны Восточного Средиземноморья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 32–41.
- Патрунов Д.К. Юрские красные желваковые известняки с аммонитами (фация "Аммонитико росссо") от Восточных Карпат до запада Центральной Атлантики // Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 95–113.
- Alsharhan A.S., Nairn A.E.M. Sedimentary basins and Petroleum Geology of the Middle East. Amsterdam: Elsevier Science, 1997. 843 p.
- Kuznetsova K.I., Grigelis A.A., Adjarnian J., Jarmakani E., Hallaq L. Zonal stratigraphy and Foraminifera of the Tethyan Jurassic (Eastern Mediterranean) // Amsterdam: Gordon and Breach Publ., 1996. 256 p.
- Sartorio D., Venturini S. Southern Tethys Biofacies. Milano: Agip, 1988. 235 p.

Рецензенты А.С. Алексеев, И.А. Басов

УДК 0.19.941:551.7

**ДОЛГИЙ И ТРУДНЫЙ ПУТЬ К ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ СТРАТИГРАФИИ**

© 1999 г. А. И. Жамойда

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

Поступила в редакцию 07.10.97 г.

**Ключевые слова.** Теоретическая стратиграфия, стратиграфическая классификация, таксономия, реальное геологическое время.

Прошло более 20 лет после выхода в свет фундаментального труда С.В. Мейена “Введение в теорию стратиграфии” (1974), который имеет непреходящее значение для развития (точнее – для формирования) столь мало разработанной области стратиграфии как ее теория. Последние работы С.В. Мейена и посмертное издание указанной книги (Мейен, 1989) подводили некоторый итог предыдущим разработкам в области теоретической стратиграфии. После публикаций ряда национальных стратиграфических кодексов, в том числе отечественного в 1992 г. и второго издания “Международного руководства по стратиграфии” (International Stratigraphic Guide, 1994), общее число работ, в той или иной мере затрагивающих проблемы теоретической стратиграфии, заметно уменьшилось.

Однако было одно исключение. С начала и в особенности с середины 80-х годов одна за одной появляются интереснейшие статьи и книги К.В. Симакова, посвященные геологическому времени и различным проблемам стратиграфии. Более половины этих публикаций охватывают первую тему, и можно определенно сказать, что никто, кроме К.В. Симакова, не рассмотрел ее так всесторонне и глубоко. Его книга “Очерк по истории развития концепции реального геологического времени” (Симаков, 1996) – обобщение предыдущих исследований.

Новая книга Кирилла Владимировича Симакова “На пути к теоретической стратиграфии” (Симаков, 1997) посвящена более широкому кругу теоретических проблем. Она является результатом многолетних, частично опубликованных разработок автора по объявленной теме и концентрируется на историко-теоретическом аспекте проблемы и на стратиграфической структуре Земли. К.В. Симаков существенно расширил задачу книги, попытавшись, и не безуспешно, найти объяснения различных проблем стратиграфии в их связи с более общими проблемами и законами познания. Автор полагает, что таким образом можно более надежно обосновать фундаментальные положения

стратиграфии. В этом – уникальность книги. И это безусловно повышает ее ценность для читателя, интересующегося теорией и соответственно подготовленного. Однако для большинства такая насыщенность общепознавательным материалом очень трудна для восприятия, а предлагаемые общие определения, например, стратона (с. 69, 86)<sup>1</sup>, таксона (с. 84), стратиграфического расчленения (с. 69), классификации (с. 78) вряд ли войдут в обиход стратиграфов. Конечно, краткий словарь нестратиграфических терминов, помещенный в книге, облегчает понимание многого, но и для его усвоения требуется специальная подготовка и особый склад мышления. Не считая себя подготовленным к рассмотрению всего этого материала, остановлюсь лишь на собственно стратиграфических проблемах, которые представляются наиболее актуальными и наиболее близкими для меня.

Рассмотрим вопросы и проблемы в несколько иной последовательности, чем в книге К.В. Симакова, по более привычной для меня схеме, а именно: объект стратиграфии, границы стратонов, классификация и таксономия, время в стратиграфии, основные принципы стратиграфии, ее предмет и определение. Начнем же с некоторых исходных положений, касающихся особенностей объекта (объектов) стратиграфических исследований.

*Специфика стратиграфической информации.* К.В. Симаков рассматривает специфику геологической информации на основе материала стратиграфии и палеонтологии. Проанализировав работы Ч. Ляйеля, Ч. Дарвина, Дж. Баррела и И.А. Ефремова, он приходит к ряду выводов, которые можно сформулировать следующим образом:

1. Гипергенная оболочка Земли или ее составляющие (“системы исторической летописи”) являются системами статическими, т.е. результатом предшествующих динамических процессов – “сложного взаимодействия разнообраз-

<sup>1</sup> Здесь и далее указаны страницы рассматриваемой книги К.В. Симакова (1997).

ных по своей генетической природе... систем и процессов, следы функционирования которых в той или иной форме запротоколированы в естественных геологических телах (стратонах)” (с. 41).

2. Изначально неполная геологическая (в том числе стратиграфическая) летопись оказывалась с течением времени еще более неполной. Неполнота стратиграфической летописи проявляется, прежде всего, как в перерывах в осадконакоплении, так и в выборочности сохранившихся остатков организмов.

3. Сохранение стратиграфической информации (стратонов, остатков организмов) определяется необходимым рядом совпадений в разнородных процессах литосферы и биосферы, т.е. сама информация носит вероятностный (по К.В. Симакову статистически вероятностный) характер.

4. Временная (хронологическая) последовательность стратонов определяется с помощью их пространственных (ниже–выше) отношений.

Положение о неполноте геологической летописи К.В. Симаков предлагает назвать законом Ляйеля–Дарвина, который он считает частным случаем фундаментального закона темподесиненции (Мейен, 1989, с. 178).

В книге обращается внимание на то, что статическая геологическая информация превращается в динамические ретроспективные построения на основе принципа актуализма и приводятся главные ограничения последнего. Они, с одной стороны, обусловлены статистически-вероятностной природой этой информации, а с другой, – рядом общих особенностей систем. Одна из них гласит, что “сходство систем не означает, что они возникли как результат действия одного и того же фактора, в одинаковых условиях или того и другого” (Урманцев, 1974, с. 90).

*Объект стратиграфии.* Большинство исследователей считают объектом стратиграфии стратиграфическое подразделение – стратон. Это в явной и неявной форме признается и в национальных стратиграфических кодексах и в международных руководствах по стратиграфии. К.В. Симаков в качестве “генерального объекта” стратиграфии рассматривает гипергенную оболочку Земли, а специфическим объектом – слагающие ее естественные геологические тела. Представляется, что собственно объектом стратиграфии правильно считать именно стратоны, а не вообще естественные геологические тела. И почему они – специфические объекты стратиграфии?

Естественная природа стратиграфических подразделений и их системная организация, обоснованию которых посвящены соответствующие параграфы книги, вряд ли сейчас встретят возражения или сомнения. Существенно, что автор относит к ним и хроностратиграфические (общие) подразделения. Важным явился вывод о том, что

стратиграфия и геология в целом имеют дело с протоколами развития открытых систем различного типа. Среди них – геологические и биологические системы. “Геологические открытые системы обмениваются только энергией и веществом и развитие их контролируется тремя так называемыми руководящими факторами – климатом, тектоническим и гидродинамическим режимами. Биологические системы обмениваются со средой веществом, энергией и информацией и принадлежат к типу самоорганизующихся нелинейных систем” (с. 55–56).

Это – основополагающий вывод. Однако, на мой взгляд, с ним не совсем согласуется утверждение К.В. Симакова об автономности законов развития генетически разнородных систем и процессов. Непонятное для меня выражение “автономность законов” воспринимаю, все-таки, как утверждение автономности развития. Это подтверждается последующим разъяснением автора, утверждающим, что за основу расчленения стратоконкомплексов могут быть приняты “признаки, характеризующие изменение или тектонического режима, или структурно-вещественных особенностей, или состава и структуры сообществ ископаемых организмов, или палеомагнитных характеристик, и во всех этих случаях мы получим не совпадающие по своему пространственно-временному (стратиграфическому) объему естественные геологические тела – стратоны, принадлежащие различным категориям стратиграфических подразделений (тектоно-, лито-, био-, магнито- и т.п.)” (с. 71). Исходя из этого делается заключение о том, что требование комплексного обоснования<sup>2</sup> местных стратонов, сформулированное в отечественных стратиграфических кодексах, вызывает возражение. В то же время признается, что “при расчленении конкретных региональных стратоконкомплексов мы вынуждены комплексовать различные методы” (с. 71).

Не могу не заметить, что при такой авторской трактовке автономности развития разнородных систем приходим к той самой “многоколейной” стратиграфии, в которой все “стратиграфии” равноправны в том смысле, что использование различных методов позволяет в принципе расшифровать структуру пространств – времен, связанных с генетически разнородными палеосистемами” (с. 66). Только в принципе расшифровать, т.е. только теоретически.

Как же такая полная (судя по предыдущим цитатам) автономность согласуется с открытостью стратиграфических систем, которые подвержены взаимным влияниям, воздействиям, взаимопроникновениям? Не являются ли те стратоны, кото-

<sup>2</sup> В соответствующей статье “Стратиграфического кодекса” (1992, с. 35) было бы правильнее заменить слово “обоснование” – характеристикой (Жамойда, 1980, с. 40).

рые мы называем основными, а К.В. Симаков “классическими”, интегрирующим результатом “взаимодействия” (в различных, изменяющихся пропорциях) целого ряда разнородных палеосистем, отраженных в различных признаках стратона, которые имеют различный вес в том или ином случае? Вообще значение стратиграфического веса признаков в книге не обсуждается или мною не было замечено. Между тем это очень важное понятие (Мейен, 1974; Жамойда, 1977).

Признание К.В. Симаковым магнито-, сейсмо- и иных “стратиграфий” в качестве частных методов общей (единой) стратиграфии мною расценивается как учет веса признаков. Другими словами, автор считает, что теоретически все “стратиграфии” равноправны, а на практике (и в природе) существуют основные стратоны, представляющие развитие гео- и палеоэкосистем (с. 66), и стратоны частного обоснования, которые могут выполнять коррелятивные задачи. В сущности выделение в отечественных стратиграфических кодексах категорий основных и специальных стратонов, а в Британском кодексе 1978 г. основных стратонов и подразделений, а также различных методов корреляции – и есть учет всех признаков в зависимости от общей или специальной цели стратиграфических исследований (Жамойда, 1994).

Если опустить плохо воспринимаемые негеологические термины, которыми изобилуют соответствующие страницы (с. 69, 86), то общее определение стратона может быть, на мой взгляд, следующим.

Стратон – это геологическое тело, представляющее собой статическую палеосистему, образованную в результате взаимодействия разнородных процессов на протяжении некоторого промежутка времени, занимающую определенное положение в стратиграфическом разрезе и обладающую единством характеристик, отличающим ее от смежных стратонов, как ниже- и вышележащих, так и расположенных по латерали.

К.В. Симаков справедливо отмечает, что “полные временные координаты любого природного феномена можно считать установленными только тогда, когда указаны и его возраст, и его продолжительность, которые суть не одно и то же” (с. 112). Продолжительность существования (формирования) некоей палеосистемы, соответствующей определенному стратону, автор называет неудачным, на мой взгляд, термином – “бренность”. Во всяком случае все толковые словари придают слову “бренность” совершенно иное значение. Т.Н. Спичарский (1987), вслед за В.И. Вернадским, применял для этого понятия более удачные термины – длительность или дление. Слова “продолжительность” или “дление” употребляются по отношению к палеосистеме, однако мы имеем дело уже с геологическим телом – стратоном, по-

этому в любом его определении необходимо отмечать определенное положение в стратиграфическом (именно, в стратиграфическом – см. Жамойда, 1994) разрезе. Такие формулировки имеются в отечественных “Стратиграфических кодексах” (1977, 1992) и в международных руководствах по стратиграфии (International Stratigraphic Guide, 1976, 1994). Продолжительность или дление формирования некоей палеосистемы реализуются в объеме стратона, который определяется в “Стратиграфическом кодексе” (1992, с. 21) как “максимальный интервал геологического разреза, заключенный между стратиграфическими границами этого подразделения”. “Стратиграфический объем свиты должен оцениваться по наиболее полному ее разрезу, т.е. отвечать всему временному интервалу формирования пород, включаемых в состав свиты” (там же, с. 38). Это важное понимание объема стратона заимствовано у А.Н. Криштофовича (Криштофович, 1939; Жамойда, 1980).

Попытки К.В. Симакова определить все возможные модификации стратонов и сформулировать универсальные критерии для их выделения привели его к мысли о возможности использования для этой цели так называемых законов преобразования, которым подчиняются все природные системные феномены (Урманцев, 1974). В соответствии с указанными законами существует только 15 типов системных трансформаций, которые и обеспечивают эти универсальные критерии. По-видимому, это так и есть, однако для меня очень сомнительно, чтобы построенная на этой основе таблица 3 (с. 73) могла стать неким подсобным инструментом для практического выделения стратонов.

*Границы стратонов.* Еще С.В. Мейен (1989) отмечал, что границы стратонов отражают перестройки соответствующих палеосистем. Обсуждая непрерывно-прерывистые процессы образования естественных геологических тел – стратонов, К.В. Симаков приходит к выводу о событийной природе границ любых стратиграфических (включая хроностратиграфические) подразделений вне зависимости от их масштаба. При этом характер границ (резкая или постепенная) определяется генетической природой стратонов и “их соответствием конкретному элементу полного цикла развития системы представляемого ими уровня организации” (с. 71). Высказанное можно поддержать в принципе, однако насколько объективны будут в сущности интерпретации в особенности второго условия – определение элемента полного цикла развития системы? Предлагаемое же определение стратиграфической границы (с. 71) по-существу пригодно для любых развивающихся во времени систем, а не только для геологических.

Сравнивая типологический и системный подходы к определению хроностратиграфических границ (табл. 6, с. 149–150), автор показывает преимущества последнего и приходит к выводу об интервальном (экотонном), т.е. объемном характере этих границ. “При этом эталонизации (закреплению в стратотипе) подлежит не только выбранный по соглашению палеобиологический репер границы (который представляет собой лишь ее формальный номенклатурный эталон), но и протокол самого события, представляющего собой реальную (а не концептуальную!) хроностратиграфическую границу” (с. 151). Другими словами, стратотип границы (лимитотип) должен включать не только стратотип точки глобальной границы (Global Stratotype Section and Point; GSSP<sup>3</sup>), но и набор парахронологических маркеров, топологически одновременных первому. При этом может быть использован принцип Мейена. Изложенное предложение К.В. Симакова имеет практическое значение при уточнении и трассировании границ.

Напомню, что в Норвежском стратиграфическом кодексе (Code of stratigraphical nomenclature for Norway, 1961) отмечалось, что граница между хроностратиграфическими единицами лишь в идеале является временным уровнем (time-level), а на практике оказывается каким-то интервалом времени или временным поясом (time-belt).

На одном из первых заседаний Комиссии МСК по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре в 1966 г. мною было предложено использовать в геологической практике такие “объемные границы” для местных стратонтов, причем величина временного пояса зависела от ранга границы в общей стратиграфической шкале. Доклад не вызвал особых обсуждений, не был опубликован, но в какой-то мере это предложение было реализовано в “Стратиграфическом кодексе СССР” (1977, с. 27) при рассмотрении так называемого “возрастного скольжения” стратиграфических границ местных стратонтов. Оно допускалось в пределах объема более низкого по рангу подразделения общей шкалы, чем то, к которому приравнивается местное подразделение. Во второе издание кодекса эта рекомендация не вошла.

Для меня осталось неясным отношение К.В. Симакова к предложениям А.П. Карпинского и Л.Л. Халфина о выделении так называемых “переходных слоев” в качестве самостоятельных единиц общей шкалы. Действительно, “переходные слои” со своеобразной палеонтологической характеристикой существуют, но разве следует из этого факта необходимость вводить новые, “буферные” подразделения общей шкалы

между общепринятыми? С этим справедливо не согласно большинство геологов.

Важно отметить другое явление, названное К.В. Симаковым морфоструктурной диверсификацией, в ходе которой “происходит как бы опробование возможных путей дальнейшего развития предковой биосистемы (таксона) и отбор оптимальных для данных условий архетипов” (с. 47). При этом и образуются эфамеридные таксоны – тупиковые эволюционные ветви, нарушающие постепенный ход эволюции. В этом феномене автор видит одну “из важнейших особенностей биосистем – их нелинейность, в корне отличающую их от более жестко детерминированных геологических систем” (с. 47–48). Этот вывод имеет существенное значение при определении специфики биологических систем, включая палеобиосистемы. Пространственно-временные объемы, отвечающие таким “переходным” событиям, в зависимости от ряда особенностей могут включаться в ту или иную смежную единицу общей шкалы, чем исключается удвоение числа “действующих” (принятых) границ.

К сожалению, в книге не рассматриваются латеральные границы региональных и местных стратонтов, на важность которых было обращено внимание еще А.Н. Криштофовичем (1939). А между тем, соотношение латеральных и стратиграфических границ указанных подразделений – это неразработанная проблема, хотя некоторые соображения на эту тему опубликованы (Красилов, 1977; Жамойда, 1980, 1984).

*Классификация и таксономия.* Отметив отсутствие общего определения стратиграфической классификации, К.В. Симаков подразумевает под этим термином “распределение объектов замкнутого множества по классам (разрядам, таксонам) в соответствии с мерой их тождества и различия по выбранному общему основанию сравнения (деления)” (с. 78). Он считает, что предлагаемые разными исследователями классификации в стратиграфии таковыми не являются, поскольку при выделении и дальнейшей ранжировке таксонов “не выполняется основное условие любой классификации – общее основание деления” (с. 76). Главной “бедой” для стратиграфов явилось построение таксономической шкалы стратиграфических подразделений на основе иерархии биологических таксонов, предложенное Е. Реневиэ в 1874 г.

Как же обстоит дело с классификацией и таксономией в стратиграфии? К.В. Симаков различает три направления разработки стратиграфической таксономии: 1) основанной на естественной периодизации геисторического процесса, 2) идущей по пути деления стратонтов по их пространственным ареалам и 3) основанной на выделении стратонтов по их пространственно-временным объемам, отвечающим этапам геологического разви-

<sup>3</sup> В “Стратиграфическом кодексе” (1992) аббревиатура переведена как “точка глобального стратотипа границы”.

тия разномасштабных геосистем. Последнее направление было развитием идей Е. Реневье и реализовано в отечественных стратиграфических кодексах. На мой взгляд, второе из указанных направлений не является самостоятельным и скорее составляет часть третьего.

Автор видит принципиальное различие объектов стратиграфической и биологической классификаций. Непосредственными объектами последней “являются организмы (или их ископаемые остатки), представляющие (или представлявшие) собой систему, отдельные части (мероны) которой не могут функционировать самостоятельно... Напротив, мероны региональных стратона (горизонтов) сами представляют собой стратоны (свиты), т.е., образно говоря, способны к самостоятельному существованию” (с. 94–95).

Объекты биологической и стратиграфической классификации (организмы и стратоны), конечно, принципиально различны, однако, почему свиты надо считать только частями (меронами) горизонта, а не подчиненными ему таксонами? Если свиты считать меронами горизонта, то горизонты (ярусы) будут меронами отделов, отделы – систем, и тогда естественным объектом стратиграфии (и геологии?) будет только стратисфера. Действительно, в биологической классификации реально и объективно существуют организмы, но разве виды, роды и т.д. (т.е. таксоны “в соответствии с мерой их тождества”) не существуют реально? Другое дело, что объемы этих таксонов при последующем изучении нередко перематриваются – более низкие по рангу таксоны перераспределяются среди более высоких. Но разве подобные же перераспределения (свиты в горизонтах, ярусы в отделах и т.п.) не характерны для стратиграфии? А разве не являются для стратиграфических таксонов общим основанием деления их пространственно-временные соотношения? Причем главное слово здесь – временные.

Вслед за И.В. Крутем (1978), К.В. Симаков различает два аспекта понятия “таксон”: собирательный и понятийный. В биологической классификации, где таксон – это группа индивидов, обладающих общими признаками (свойствами), указанные аспекты как бы совмещаются. В стратиграфии же автор особое внимание уделяет понятийному аспекту, который должен определять содержательность стратона – определенный уровень организации систем генетического типа. При этом “решение классификации стратона не может быть достигнуто в рамках только стратиграфии, поскольку последняя нуждается в обобщениях смежных дисциплин – палеогеографии, литомологии, учения о фациях и др.” (с. 95). Стратиграфическая классификация, по автору, “ориентирована на выявление естественных геологических тел, характеризующих некоторые типы

обстановок” (с. 90). Из приводимого далее примера выясняется, что, например, пляжные отложения – это тип обстановки и, следовательно, являются единицей стратиграфической классификации, а галечники и пески пляжа – это единицы литологической (по автору, вслед за В.Н. Швановым – литомологической) классификации (гилеации) и являются с позиций первой классификации “полиморфными модификациями одного таксона” (с. 91). Очень сомневаюсь, что при таком подходе можно будет отличить стратон от гилеации.

Подобная постановка вопроса представляется достаточно спорной. Конечно, стратон – это геологическое тело, состоящее из определенных горных пород, которые образовались в определенных природных обстановках. Однако являются ли для стратона способ и условия его образования главными или хотя бы определяющими признаками (свойствами)? Принципиальным отличием стратона от единиц литологической, формационной и фациальной классификаций является приоритетность его временных, геохронологических координат, “вычисляемых” с помощью пространственных.

К.В. Симаков предлагает (табл. 4, с. 87) систему основных таксономических категорий стратиграфических подразделений гео- и палеоэкоцистем. К различным пространственным подразделениям биосферы (от биосферы в целом до обстановки) привязаны принятые у нас единицы региональной и местной таксономических шкал, иерархически распределенные по циклам развития: период–этап–фаза–ритм–стадия (= элементная часть процесса). Таблицу эту можно принимать лишь как идеальную, к которой было бы полезно стремиться. Однако на практике далеко не все свиты “вписываются” в горизонты (это было учтено уже в “Стратиграфическом кодексе СССР”), так же, как горизонты в регио- или поясные ярусы. Пачка, которая всеми понимается как часть свиты (или формации), по разрезу не может отвечать этапу, т.е. тому же элементу полного цикла развития, как и свита. Мне не кажется правильной и соподчиненность палеобассейна региону, а региона – провинции. Все они выделены самим автором (с. 37) по различным признакам и вполне могут совпадать как раз по пространственным ареалам.

Подчеркнув значение биологических событий для определения хроностратиграфических границ и конструирования стратиграфических шкал, К.В. Симаков рассматривает эти события в двух аспектах (почему-то называя их уровнями организации биоты) – в таксономическом и биогеоэкологическом. В первом случае мы имеем дело с собственно биологическими подразделениями и шкалами, которые предлагается называть биотемпоральными, во втором случае можно гово-

рять о палеоэкосистемных подразделениях и шкалах, которые предлагается называть биостратиграфическими.

Приводимое очень сложное определение биотемпоральной шкалы сводится к линейной структуре, которая отображает морфоструктурную эволюцию отдельной группы (филума) организмов и отградуирована в соответствии с этапностью ее развития (с. 133). Неравноценность биологических таксономических категорий, обозначаемых одним и тем же термином, а также зависимость биотемпоральных шкал от выбранных групп организмов приводит к различным выводам о возрасте стратонов и положении их границ.

Биостратиграфические подразделения (в указанном выше смысле), в отличие от биотемпоральных, представляя собой протоколы развития биогенной компоненты разномасштабных палеоэкосистем. Поэтому “биостратиграфические шкалы, отображающие этапность развития их биогенной компоненты или составляющих ее отдельных групп ископаемых, обладают не линейной, а объемно-иерархической структурой” (с. 136).

Если мною правильно поняты изложенные предложения автора, то к биотемпоральным подразделениям можно отнести филозоны, а к биостратиграфическим – зоны распространения таксона и совместного распространения, а также акмезону и комплексную зону (Стратиграфический кодекс, 1992).

*Время в стратиграфии.* Проанализировав развитие концепций геологического времени, начиная от Стенона, К.В. Симаков (1996) приходит к выводу, что “выразителем” этого времени являются Международная стратиграфическая шкала (МСШ). В настоящее время существуют три основные и конкурирующие ее концепции, названные автором соответственно: 1) автохронологическая (“геологическая история есть часы”), 2) биохронологическая (“геологическая история имеет часы”) и 3) типологическая (МСШ – искусственное построение).

Автор приходит к выводу, что две первые концепции не могут быть приняты, поскольку современная структура МСШ не отвечает принципам и критериям обособления ее подразделений, которые формулируются сторонниками этих концепций. Нельзя согласиться и с оценкой МСШ как искусственной. Хотя ее подразделения и их границы имеют естественную природу, тем не менее шкала по своей сути является моделью биографии гипергенной оболочки Земли и не может быть использована “в качестве основы при построении прибора для измерения реального геологического времени” (с. 109).

Что же такое реальное геологическое время, по К.В. Симакову?

Во-первых, это время не динамическое, воспринимаемое как “непрерывно текущая продолжительность” (т.е. количественно), а статическое, которое отображает “качественно различные последовательные состояния одной и той же или сменяющих друг друга материальных систем” (с. 119). “В качестве естественных мер геологического времени могут выступать протоколы только уникальных явлений, отображающих необратимость развития палеосистем” (с. 120), т.е. качественные преобразования материальных (геологических) тел.

Во-вторых, “статистическая природа геологической информации ... исключает принципиальную возможность сведения геологического времени к физическому (обыденному)” (с. 119) – ньютонскому.

С.В. Мейен (1989, с. 127) образно сформулировал эти выводы следующим образом: “Выражение “геологическая летопись” оказывается поразительно точным и полностью соответствует неклассическим (ньютоновским) представлениям о времени. Надо только помнить, что помимо времени, фиксированного в этой летописи, никакого другого времени у геолога нет и не может быть”.

Отсюда делается ряд важных выводов, ограничивающих применение некоторых понятий и методов в геологии, в частности, использование понятия абсолютно точного измерения, оценки длительности геологических явлений по средним значениям продолжительности разномасштабных циклов. Отмечается ошибочность методологической основы современной хроностратиграфии, построенной на убеждении идентичности физического и геологического времени, которое провозглашал Х. Хэдберг (Hedberg, 1961).

Сложность создания естественных подразделений метрики геологического времени заключается, по мнению К.В. Симакова, в том, что по существу не разработаны классификации естественных геологических тел, поскольку одноименные таксоны в различных более высоких таксономических группах не эквивалентны. Это относится к стратонам, выделяемым любыми методами – по признакам литолого-фаціальным, палеонтологическим и другим<sup>4</sup>.

С вышеизложенным можно согласиться. Действительно, в современном виде МСШ не может выполнять те функции, которые ей в начале предписывали. К.В. Симаков считает, что МСШ не может быть и основой прибора для измерения реального геологического времени, в частности,

<sup>4</sup> Заметим, что уже в “Стратиграфический кодекс СССР” (1977) не вошли критерии выделения разноранговых таксонов общей (международной) шкалы по появлению новых палеонтологических таксонов определенного ранга, что еще рекомендовалось в брошюре “Стратиграфическая классификационная терминология и номенклатура” (1965).

инструментом измерения палеобиологического времени, “поскольку она направлена только на закрепление положения существующих границ, но отнюдь не на пересмотр их статуса, ревизию и/или переоценку объема и таксономического ранга разделяемых ими единиц МСШ” (с. 109).

Далее отмечается, что создание такого прибора (шкалы, методики, календаря) является самостоятельной задачей и предлагаются принципиальные предпосылки для ее решения с использованием понятия теории множеств и идеи бинарных отношений, что соответственно аргументировано автором.

Для уяснения этих предложений требуется специальная подготовка. Меня жестораживает прозвучавший почти призыв к реконструкции МСШ. Такие предложения не новы.

Меня, конечно, очень смущает сама идея пересмотра и реконструкции МСШ, которая приведет к полному краху геологического картографирования, избежать которого можно было бы только заложив ранее созданные карты в единую глобальную компьютерную систему, которой нет. Но еще больше смущает неопределенность результата. “Практическая процедура измерения статического времени сводится к с ч е т у элементарных первоначальных мер, в качестве которых выступает класс эквивалентности этапов развития частных палеосистем, занимающих самое низкое положение в иерархии палеосистем того генетического типа, который принят за основу при построении модели времени” (с. 125). Мне трудно даже представить реальную возможность выбора такой элементарной единицы геологического времени, которой отвечал бы элементарный этап развития палеосистемы. Да еще надо добиться на это согласия, по крайней мере, большинства.

А не правильнее ли все-таки считать МСШ следствием чисто регионального синтеза, что уже давно показал Б.С. Соколов (1971)? Может быть, все-таки, более конструктивной является идея Ю.В. Тесленко (1976), применившего термин “интеграция”, объясняя соотношение местных и региональных подразделений с подразделениями МСШ – общими? Первые относятся к последним как частное к общему. Эта идея заложена в основу отечественных Стратиграфических кодексов (1977, 1992). Мне кажется, что результаты исследований по так называемой событийной стратиграфии и, прежде всего, работы О. Валлизара (Walliser, 1995), в какой-то мере подтверждают неслучайность МСШ. И разве эта шкала не отражает качественно различные последовательные состояния палеосистем? Может быть, как раз в отсутствии единой элементарной меры и есть специфика реального геологического времени. Впрочем, вполне возможно, что мои вопросы и

сомнения просто следствие некомпетентности в обсуждаемой сложной проблеме.

*Принципы и законы стратиграфии.* В книге перечислены 33 “принципа” и “закона” стратиграфии (табл. 1, с. 14–21) в авторских формулировках, показана их связь с общепознавательными, фундаментальными законами (табл. 2, с. 54). По-видимому, это наиболее полный перечень положений, претендующих на включение в теоретический аппарат стратиграфии. К.В. Симаков не пересматривает авторские оценки значимости этих положений, отметив лишь, что их обилие отражает методологическую незрелость науки, специфику объекта изучения и разновременное влияние на стратиграфию различных общепознавательных идей и парадигм.

В качестве операционных принципов стратиграфии, применение которых необходимо и достаточно для установления пространственно-временных отношений стратонав (раньше–позже, одновозрастно, одновременно), принимаются предложенные С.В. Мейеном (1974, 1989) фундаментальные независимые принципы Стенона, Смита–Гексли и хронологической взаимозаменяемости признаков, получивший впоследствии название – принцип Мейена.

К определению первого принципа, данного С.В. Мейеном, К.В. Симаков предложил важное дополнение, уточняющее отношения между геологическими телами: “ниже/выше”. Принцип Стенона: “Временные отношения раньше/позже между геологическими телами определяются их первичными пространственными отношениями ниже/выше и(или) генетическими связями”. Мне кажется, что включение в определение генетических связей, которые по формулировке (“или”) могут даже заменять первичные отношения ниже/выше, во всяком случае следует как-то ограничить. Для стратона, подчиняющегося закону суперпозиции, эти связи означают только то, что его образование (генезис) связано с гравитацией (Жамойда, 1994).

С.В. Мейен, сам не сформулировав второй и третий принципы, не возражал против предложенных мною формулировок. К.В. Симаков дает два определения принципа Гексли. Первое из них: “В гомологичных разрезах палеоэкосистем любого уровня организации, занимающие в них аналогичное положение, сходные фауны (флоры) одновозрастны” (с. 103). Это, по-видимому, строгое определение почему-то ограничено приложением только к палеонтологическим признакам. Между тем Т. Гексли, предлагая термин “гомотаксис”, писал о геологических телах – сериях слоев. Кроме того, термины “гомологичные разрезы” и “аналогичное положение” требуют специального разъяснения, поскольку все-таки “го-

мология” (и “аналогия”) в геологии не совсем то, что в биологии, хотя Т. Гексли и приравнял их.

Предлагаемая же общая формулировка принципа: “гомологичные стратоны, симметрично расположенные в гомологичных последовательностях, одновозрастны” (с. 105), – требует еще больших разъяснений. Для меня предпочтительнее определение, на мой взгляд, более соответствующее именно операционному характеру принципа: “стратиграфическая корреляция конкретных разрезов, если непосредственное прослеживание невозможно, осуществляется сопоставлением гомотаксальных, т.е. идентичных последовательностей сходных признаков, в том числе обстановок и событий прошлого” (Жамойда, 1984, с. 12). Здесь внесено слово “сходных”, на что справедливо обратил внимание К.В. Симаков.

В разъяснениях третьего принципа автор различает два аспекта: с одной стороны, принцип “работает” при корреляции стратонов, а с другой – при прослеживании границ. По-видимому, это так, но в этом и заключается универсальность принципа. Предложена следующая формулировка принципа (почему-то он назван “положением”) с современных позиций: “Полиморфные следствия одного и того же события – топологически одновременны” (с. 106). Мною несколько по иному было воспринято именно операционное значение принципа Мейена: “Различное, частично перекрывающееся площадное распространение и комплексирование стратиграфических признаков обеспечивают их хронологическую взаимозаменяемость, являющуюся основой внутри- и межрегиональной, вплоть до планетарной, корреляции по серии признаков наибольшего веса” (Жамойда, 1984, с. 13).

В том же 1974 г., когда С.В. Мейен депонировал монографию, в том числе с обоснованием выше рассмотренных фундаментальных принципов стратиграфии, Б.С. Соколов (1974, с. 12), рассматривая возможность использования параллельных (по отношению к стандартным) зональных шкал, назвал процедуру трассирования границ передачей корреляционной функции, – операции, которая позволяет “в рамках зональной точности, расширить характеристику зональных ассоциаций видов”. По-существу, Б.С. Соколов обратил внимание на определяющее значение принципа хроностратиграфической взаимозаменяемости признаков.

К фундаментальным принципам стратиграфии мною был отнесен и принцип, названный Д.Л. Степановым и М.С. Месежниковым (1979) принципом объективной реальности и неповторимости (уникальности) стратиграфических подразделений, по К.В. Симакову – принцип Халфина–Степанова (с. 16). С.В. Мейен его не только принял, но и увидел связь этого принципа с ут-

верждением о том, что стратиграфическая процедура – не классификация, и поставил его в списке фундаментальных признаков первым, до принципа Стенона (Жамойда, 1984, 1995). По-существу этот принцип также первым из “четырёх главных стратиграфических положений” признает и Б.С. Соколов (1991, с. 8), отмечая, что стратон “является подразделением, отражающим реальную геологическую обстановку и естественные ее ограничения”.

“Законы” и “принципы”, перечисленные в табл. 1 книги К.В. Симакова, автор оценил как положения, претендующие на статус таковых в стратиграфии, но не рассмотрел их действительную принадлежность именно к этой науке. Поэтому попытка связать эти положения с общепознавательными, фундаментальными законами (табл. 2, с. 54) заслуживает внимания и обсуждения, но сначала надо бы “разбраковать” упомянутые положения по степени их отношения к стратиграфии. Если даже принять расширенное ее понимание, то все-таки следует разобраться в этих отношениях, хотя это непростая и специальная работа. Оценки некоторых “принципов” и “законов” рассмотрены в ряде публикаций К.В. Симакова (1989, 1995), а также Л.Л. Халфина, С. В. Мейена, А.М. Садыкова, Д.Л. Степанова, М.С. Месежникова, А.И. Жамойды, И.П. Шарапова и др.

*Стратиграфия и ее предмет.* К.В. Симаков не дает определения стратиграфии, однако отмечает важные особенности этой науки. “Стратиграфия имеет дело в основном с протоколами функционирования геологических, геобиоценологических (экологических) и биологических систем, представленных, соответственно, косными, биокосными и биогенными образованиями” (с. 43), из которых формируются стратоны и гипергенная оболочка планеты в целом. Геологические системы развиваются по линейному типу, и многопорядковая цикличность в их эволюции частично затушевывает необратимость развития (Рундквист, 1990). Геобиоценологические и биологические системы развиваются по нелинейному типу и признаки их необратимого качественного преобразования маскируют циклическую составляющую.

Поскольку К.В. Симаков признает в качестве признаков стратонов только те, которые возникли в процессе их формирования и отображают их первичные свойства и отношения” (с. 68), то слова “развитие системы” мною воспринимаются как “формирование системы”. Как открытые системы, они подчиняются закону аллометрического развития (Жирмунский, Кузьмин, 1990).

Общим для трех типов систем К.В. Симаков считает закон метахронного развития, реализация которого обеспечивает объективную возможность применения в стратиграфии различных методов, что приводит к выделению различных по

своему содержанию стратонов. В биологических системах этот закон выражается в несовпадении биостратонов, выделенных по различным группам фаун (флор). Из сказанного возникает объективная необходимость выбора какой-либо одной, эталонной системы отсчета концептуального времени, т.е. выбора какого-либо одного признака (свойства) геологической или геобиоценотической системы и какой-либо одной (ортохронологической) группы в биологической системе. В результате автор приходит к выводу о невозможности "использования в теоретико-познавательном аппарате геологии принципа дальнего действия, с которым в стратиграфии, в частности, связан так называемый комплексный подход к выделению стратонов и обоснованию их границ" (с. 49). Такой вывод естественно приводит К.В. Симакова к убеждению о серьезных ограничениях эффективности "применения так называемого событийного подхода, стремящегося объяснить существование "естественных" границ действием каких-то глобальных факторов" (с. 44).

Мне представляется, что это несколько упрощенное понимание событийного подхода. Во-первых, следует заметить, что все стратиграфические операции (т.е. вся стратиграфия) сводились и сводятся к выявлению событий. Современный событийный подход (или метод) заключается только в том, что предлагается использовать возможный для данного конкретного рубежа комплекс методов, выявляющий комплекс признаков. Во-вторых, для ранжирования "событий" используется географический критерий и глобальные события (а почему бы им не существовать?) расцениваются как высший ранг. Наконец, в-третьих, комплексы одновременных, но различных событий (их следов) в различных участках только и обеспечивают "работу" принципа хронологической взаимозаменяемости признаков – принципа Мейена.

Таким образом, возможно, что в теоретико-познавательном аппарате геологии принцип дальнего действия и не действует, но на практике именно комплексирование методов, выявление комплекса теоретически независимых признаков по-существу и обеспечивает выполнение трех основных задач стратиграфии. Стратоны, выделенные с помощью разных методов и принадлежащие к разным системам, так или иначе объединяются в систему более высокой категории, внутри которой взаимодействуют. Разве сейсмо- и биостратоны и их границы индифферентны к литостратонам и их границам, а нередко последние находятся в зависимости от биостратонов и т.п. И здесь, имея в виду выполнение основных или специальных задач стратиграфии, приобретает важное значение понятие "вес признака".

Предметом стратиграфии, по К.В. Симакову, "являются пространственно-временные свойства и отношение естественных тел (стратонов)" (с. 11). Мне представляется, что формулировка С.В. Мейена (1989, с. 51) более точно отражает специфику стратиграфии: "первичные пространственно-временные отношения геологических тел и те свойства, которые свидетельствуют об этих отношениях" (разрядка моя – А.Ж.). Тем более, что не очень понятно, что значит "пространственно-временные свойства".

В числе задач (лучше – основных задач) автор называет три: выделение стратонов, их классификация (точнее, систематизация) и установление их первичных пространственно-временных отношений. На мой взгляд, приведенные во "Введениях" к отечественным стратиграфическим кодексам три основные задачи не только явно и в некоторой мере причинно связаны с тремя операционными принципами стратиграфии, но и более полно, и логично обеспечивают выполнение той конечной цели, которую сформулировал сам К.В. Симаков: "создание региональных и глобальных моделей стратиграфического пространства–времени" (с. 12). Впрочем, и далее автор почти повторяет задачи, указанные в наших кодексах, но называют эти задачи типовыми. К числу таких типовых задач относятся, во-первых, выделение стратонов, во-вторых, создание региональных схем их первичных пространственно-временных отношений и, в-третьих, моделирование первичной структуры геологического пространства–времени в глобальном масштабе" (с. 58). Чем отличаются основные задачи стратиграфии от типовых задач – для меня осталось неясным.

В целом, у меня создалось впечатление, что К.В. Симаков присоединяется к общему определению стратиграфии, данному С.В. Мейеном (1989, с. 51): это наука, изучающая "пространственно-временные отношения комплексов горных пород (геологических тел) в земной коре". Большинство участников пленума Межведомственного стратиграфического комитета, утвердившего "Стратиграфический кодекс" (1992), поддержало именно эту формулировку. Следствия из нее были рассмотрены в моей работе (Жамойда, 1994).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отметим главные результаты рассмотренных исследований.

К.В. Симаковым проанализированы и объяснены важнейшие понятия теоретической стратиграфии и сделана серьезная попытка увязать положения, претендующие на статус ее законов и принципов, с общепознавательными, фундаментальными законами с целью подтвердить объек-

тивность первых и определить место стратиграфии в семействе естественных наук.

Автор углубил понимание системной природы объектов стратиграфии, объяснил и во многом дал собственное толкование таких особенностей геологических систем, как их открытость и статический характер, этапность их развития, автономность законов развития генетически разнородных систем и процессов, изложил проблематику линейного и нелинейного развития систем.

Выдающимся результатом исследований явилось раскрытие проблемы создания метрики концептуального геологического времени, начиная от определений таких понятий в стратиграфии, как возраст, продолжительность (длние), последовательность, включенность, разновозрастность и одновременность, таких особенностей геологического времени, как конденсированность, анизотропность и неоднородность, и завершая предложениями возможностей решения проблемы измерения статического времени.

Наряду с только что перечисленными, многие другие вопросы, лишь частично затронутые в настоящей статье, освещены в рассматриваемой книге. Конечно, не все представленные вопросы и проблемы решены, что отмечает и сам автор.

Требуется дальнейшая разработка понятий линейности и нелинейности развития в стратиграфии, как, впрочем, и в геологии в целом. Мне кажется, что осталась неразработанной проблема соотношения таких, во многом антагонистических свойств геосистем, как их открытость и автономность, а отсюда недостаточно эффективное использование принципа Мейена как в теории, так и на практике.

Не придает оптимизма заключение К.В. Симакова в отношении путей решения проблемы измерения геологического времени – о том, что она зависит от решения классификационной проблемы. При этом, по его мнению, последняя не только не решена, но даже принципы таксономии не разработаны.

Хотелось бы особо подчеркнуть значение действительно неразработанной проблемы соотношений таких естественных геологических тел, как стратон, формация и фация, а также проблемы границ стратона – латеральных (для местных и региональных категорий) и стратиграфических. Конечно, стратиграфия должна использовать достижения других наук или учений, в том числе и не собственно геологических, но в своих целях, для выполнения своих задач, а именно для создания пространственно-временного каркаса для всех других геологических дисциплин, как справедливо подчеркивает К.В. Симаков. Такие распространенные термины, как лито-, био-, магнитостратиграфия и т.п., означают лишь применение соответствующих методов в стратиграфии,

а не особые дисциплины. Методы различных наук должны использоваться в стратиграфии, но это вовсе не значит, например, что “стратиграфия на всех уровнях – от местных и региональных до международных и глобальных – может стать формационной” (Шванов, 1995, с. 26).

Основной смысл всех стратиграфических построений как раз и заключается в том, чтобы с их помощью обнаружить и проследить разновозрастные или одновременные протоколы любых геологических палеособытий и палеоявлений, что одинаково необходимо и для геологического картирования, и для фацологии и формациологии, и для прогнозирования месторождений полезных ископаемых, и для экологических исследований – от ретроспективных до прогностических. Не случайно при организации Международной программы геологической корреляции первая Рабочая группа объединяла программы стратиграфические. Таким образом, ни в “каких смыслах” стратиграфия не является “если не заложницей, то по меньшей мере младшим партнером фацио- и формациологии” (с. 8).

Пути разработки теоретической стратиграфии К.В. Симаков видит в следующем (с. 8):

1. Выработка общего методологического подхода к анализу строения, генезиса и развития объектов стратиграфии и родственных ей дисциплин (в первую очередь литологии, фацио- и формациологии) с учетом системного подхода.

2. Алгоритмизация процесса выделения объектов изучения стратиграфии и упомянутых выше единиц. Думаю, что к процессу выделения совершенно необходимо добавить процесс корреляции.

3. Разработка классификации объектов стратиграфии, которая тесно связана и во многом зависит от разработанности классификаций формаций и фаций.

4. Решение фундаментальных проблем теории измерения времени, прежде всего, в применении к статическому, в том числе к геологическому времени.

Нельзя не согласиться с необходимостью решения этих поистине грандиозных задач. Однако после прочтения их перечня, создается грустное впечатление: оказывается, вроде бы ничего или почти ничего нет в познавательном активе теоретической стратиграфии, и все надо начинать сначала. Так ли это? Мне кажется, что не так. И труды даже только наших соотечественников, включая и автора рассмотренной книги, говорят о другом, хотя путь к созданию адекватной теории стратиграфии, конечно, будет трудным и долгим.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Жамойда А.И. Заметки о теории стратиграфии // Сов. геология. 1977. № 8. С. 151–156.

- Жамойда А.И.* Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений // Тр. Межведомственного стратиграфического комитета. Л.: Недра, 1980. Т. 7. С. 32–63.
- Жамойда А.И.* Принципы стратиграфии // Практическая стратиграфия. Л.: Недра, 1984. С. 10–14.
- Жамойда А.И.* Стратиграфическое пространство или мир стратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. № 2. С. 3–11.
- Жамойда А.И.* Сергей Викторович Мейен и теоретическая стратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 4. С. 83–94.
- Жирмунский А.В., Кузьмин В.И.* Критические уровни в развитии природных систем. Л.: Наука, 1990. 224 с.
- Красилов В.А.* Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Криштофович А.Н.* Новая система региональной стратиграфии // Сов. геология. 1939. Т. 9. № 9. С. 68–76.
- Круть И.В.* Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. 367 с.
- Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. (Деп. в ВИНТИ 1.IV.74. № 1949–74). М., 1974. 186 с.
- Мейен С.В.* Структура теоретической стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 8–16.
- Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Рундквист Д.В.* Две категории законов в геологии и фактор времени // Принцип историзма в геологии и палеобиологии. Новосибирск: Наука, 1990. С. 68–73.
- Симаков К.В.* Об основных принципах теоретической стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 17–23.
- Симаков К.В.* О структуре теоретико-познавательного аппарата стратиграфии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. № 3. С. 81–95.
- Симаков К.В.* Очерк по истории развития концепции реального геологического времени. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 317 с.
- Симаков К.В.* На пути к теоретической стратиграфии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. 181 с.
- Соколов Б.С.* Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 151–178.
- Соколов Б.С.* Проблема границы докембрия и кембрия // Геология и геофизика. 1974. № 2. С. 3–28.
- Соколов Б.С.* Стратиграфия и геологическая картография // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 3–12.
- Спижарский Т.Н.* Геологическое время и стратиграфическая классификация // Сов. геология. 1987. № 8. С. 45–53.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С.* Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1979. 424 с.
- Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л.: Недра, 1965. 71 с.
- Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.
- Стратиграфический кодекс. СПб.: Межведомственный стратиграфический комитет, 1992. 120 с.
- Тесленко Ю.В.* Основы стратиграфии осадочных образований. Киев: Наук. думка, 1976. 140 с.
- Урманцев Ю.А.* Симметрия Природы и природа Симметрии. М.: Мысль, 1974. 229 с.
- Шванов В.Н.* Понятие естественного геологического тела в литологии и стратиграфии // Вестн. СПбГУ. 1995. Сер. 7. Вып. 3. С. 20–27.
- Code of stratigraphical nomenclature for Norway // Norges geol. undersök. 1961. № 213. P. 229–233.
- Hedberg H.D.* The stratigraphic panorama // Geol. Soc. Am. Bull. 1961. V. 72. № 4. P. 499–518.
- International Stratigraphic Guide. New York: John Wiley and Sons., Inc., 1976. 200 p.
- International Stratigraphic Guide. Second Edition. Geol. Soc. America, Inc., 1994. 214 p.
- Walliser O.H.* (ed.). Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. New York: Springer, 1995. 333 p.

Рецензент А.Ю. Розанов

УДК (092):55

**ПАМЯТИ ВИВЕИ ПАВЛОВНЫ ВАСИЛЕНКО (1915–1998)**

14 марта 1998 г. на 83-м году жизни в Санкт-Петербурге скончалась Вивея Павловна Василенко – доктор геолого-минералогических наук, крупный исследователь фораминифер и биостратиграфии мела России.

Вивея Павловна родилась 6 сентября 1915 г. в Тифлисе. Ее юные годы прошли в г. Владикавказе в большой и дружной семье архитектора Павла Павловича Шмидта.

Выпускник Петербургского института гражданских инженеров, он оказал заметное влияние на формирование архитектурного облика Владикавказ, где жил и работал с 1904 по 1942 год. Его жена Эрминия Францевна Прошинская – преподаватель иностранных языков, хороший музыкант, энтузиаст любительского театра – происходила из семьи, обосновавшейся во Владикавказе еще в бытность его крепостью Капкай. Воспоминания о родительском доме всю жизнь трепетно хранились Вивеей Павловной, впитавшей с теплом семейного очага дух творчества и взаимопомощи, любовь и уважение к труду, устойчивый интерес к истории семьи, рода, своего края, прочные культурные традиции.

После окончания средней школы в 1931 г. Вивея Шмидт уезжает в Ленинград – город, покоривший ее еще в отрочестве и на всю жизнь. Первые ее ленинградские впечатления связаны с Государственной публичной библиотекой, где она рабо-

тала в 1932–1933 годах, и Курсами иностранных языков Баянуса. В 1933 г. Вивея Павловна поступает на геолого-почвенный факультет Ленинградского государственного университета, который заканчивает в 1938 г. по специальности “геология”. В августе того же года В.П. Василенко была зачислена в лабораторию микропалеонтологии Нефтяного геолого-разведочного института (впоследствии ВНИГРИ), где и прошла вся ее полувекковая научная жизнь. Начало ее счастливо совпало с развертыванием в СССР микропалеонтологических исследований, как непременной составляющей нефтепоисковых работ. Вивея Павловна оказалась сотрудником первой и самой сильной отечественной микропалеонтологической лаборатории, организованной в 1930 г. крупным ученым-протистологом А.В. Фурсенко, где ее старшими коллегами по изучению фораминифер были Л.Г. Дайн, Н.Н. Дампель, Н.А. Волошинова, Н.Н. Субботина, Е.В. Мятлюк.

Прекрасная университетская база, природные “палеонтологические” данные, знание иностранных языков и огромная работоспособность позволили Вивее Павловне стремительно пройти начальную микропалеонтологическую подготовку и включиться в производственную деятельность лаборатории. Уже в 1940 г. она выпускает фондовую работу по фораминиферам и стратиграфии юры и нижнего мела м. Ильи (Хатангская губа

моря Лаптевых). Увидевшая свет лишь в 1951 г., эта работа вместе со статьей 1939 г. Е.В. Мятлюк по юрским фораминиферам того же района, заложила основы микропалеонтологических исследований по мезозою Арктики.

В военные годы, проведенные в эвакуации в г. Гурьеве, Вивея Павловна включилась в микропалеонтологические исследования верхнемеловых отложений Прикаспийской низменности. Совместно с Е.В. Мятлюк в 1943 г. была создана совершенно новая схема расчленения верхнемеловых отложений Южно-Эмбенского нефтеносного района по фауне фораминифер (опубликована в 1947 г.). Выделенные для большинства ярусов и подъярусов руководящие комплексы фораминифер имели как чисто прикладную ценность для промысловой геологии региона, так и фундаментальное значение при последующих стратиграфических построениях по фораминиферам Русской платформы и Западного Казахстана.

В первое послевоенное десятилетие круг исследований В.П. Василенко охватывает Прикаспий и Мангышлак, Поволжье, Днепровско-Донецкую впадину и Донбасс. Значительный научный и практический интерес представляет впервые описанный Вивеей Павловной комплекс фораминифер палеоцена Днепровско-Донецкой впадины, сопоставленный с одновозрастной фауной Швеции и впоследствии прослеженный в других районах юга СССР и в Западной Сибири. До сего времени единственной публикацией о верхнемеловых фораминиферах Полярного Предуралья остается статья В.П. Василенко и Арт.Д. Миклухо-Маклая (1964), выполненная по сборам последнего на Усинско-Роговском междуречье.

Как сотрудник ведомственной лаборатории, Вивея Павловна помимо научной всегда вела огромные по объему и обычно краткосрочные определительские работы, часто лежавшие вне круга ее научных интересов. Результаты больших определительских работ, проведенных Вивеей Павловной на иностранном каменном материале (в 50-е годы по миоцену Албании и в 70-е годы по меловым флишевым отложениям Шри-Ланки), в связи с запретом на публикацию, остались совершенно неизвестны научной общественности.

В 1954 г. в серии “Ископаемые фораминиферы СССР” вышла монография В.П. Василенко “Аномалиниды”, представленная ею в 1958 г. в качестве кандидатской диссертации. Эта фундаментальная сводка по систематике семейства Anomaliniidae – одного из наиболее значимых в стратиграфии бореального мезокайнозоя – включавшая описание 120 видов и таблицу их вертикального распространения, стала на долгие годы настольной книгой микропалеонтологов-практиков всего Советского Союза. Признанием научной ценности исследований В.П. Василенко стало

ее участие в академическом издании “Основы палеонтологии”, том “Простейшие” (1959).

Центральное место в научной биографии Вивеи Павловны занимают исследования по фораминиферам и стратиграфии меловых отложений Мангышлака. В 1948 г. она впервые приступила к изучению верхнемеловых фораминифер из естественных выходов в хребте Северный Актау. В результате первого применения микрофаунистического метода для исследования толщи белого мела в ней удалось выделить все ярусы и подъярусы верхнего мела, определить их границы, а для части из них дать более детальное расчленение.

В 1961 г. вышел классический труд В.П. Василенко “Фораминиферы верхнего мела п-ва Мангышлак (описание, схемы, филогения некоторых групп и стратиграфический анализ)”, за который в 1964 г. автору была присвоена степень доктора геолого-минералогических наук. Работа содержала описание 150 видов фораминифер, снабженное великолепными иллюстрациями художника Н.А. Ипатовцева, и стала ценным определителем верхнемеловой фауны. Очень точные, строгие, лаконичные и вместе с тем исчерпывающие описания ставят книгу Вивеи Павловны в ряд лучших достижений российской микропалеонтологии. А предложенная зональная схема послужила отправным пунктом при разработке стратиграфических схем Русской платформы, Средней Азии, Кавказа и Карпат.

С решением существенно иных задач столкнулась Вивея Павловна в конце 50-х годов, когда приступила к изучению раннемеловых фораминифер из терригенных, часто бескарбонатных отложений нижнего мела. Уже на первом этапе данные по фораминиферам были увязаны с дробной стратиграфической схемой по аммонитам, разработанной А.А. Савельевым (1963). Однако потребовались многолетние скрупулезные работы, прежде чем мозаичная картина очень изменчивых по площади фораминиферовых комплексов превратилась в зональную стратиграфическую схему нижнего мела Мангышлака. Достойным завершением этих исследований явился выход в свет в 1988 г. “Атласа характерных фораминифер нижнемеловых отложений Прикаспийской низменности, полуострова Мангышлак и Устюрта”, созданного вместе с Е.В. Мятлюк.

Этот справочник, содержащий описание 248 видов и данные о вертикальном и площадном распространении более 400 видов фораминифер, поистине является энциклопедией по фораминиферам терригенного раннего мела. Подготовка его к печати была научным подвигом его авторов. Уже в преклонном возрасте, на общественных началах они заканчивали эту книгу – последний труд славного первого поколения лаборатории микрофауны ВНИГРИ.

В историю российской палеонтологии В.П. Василенко войдет как автор трех монографий и серии основополагающих статей, которые составили целую эпоху в познании меловой фауны фораминифер и биостратиграфии меловых отложений юга СССР. Велик ее вклад в создание унифицированных стратиграфических схем Русской платформы и Западного Казахстана. Являясь куратором Комиссии по микропалеонтологии при АН СССР и членом Меловой комиссии МСК, Вивея Павловна проводила многочисленные консультации отечественных и зарубежных специалистов, отдавала много времени руководству работами аспирантов и соискателей. Ее вклад в развитие отечественной науки и нефтепоисковых исследований отмечен пятью медалями и многими благодарностями.

Научная биография В.П. Василенко не изобилует яркими событиями, в ней преобладают рабочие будни. Вся ее полувековая профессиональная жизнь прошла в одном коллективе – лаборатории микрофауны ВНИГРИ, в каждодневном увлеченном, сосредоточенном труде за биноклем. Вивея Павловна была неразрывно связана с лабораторией, была ее плоть от плоти: здесь она выросла как специалист, ее труды умножали славу лаборатории, ее личные качества влияли на нравственный климат коллектива. Чувство собственного достоинства, высокая требовательность к себе, обостренное чувство справедливости отличали Вивею Павловну. Она не только заинтересованно относилась к трудам коллег, но всегда стремилась подчеркнуть их вклад в ее собственные достижения. Вспоминается ее признательность старшим коллегам по лаборатории, в особенности А.В. Фурсенко и Е.В. Мятлюк, а также научному редактору ее монографий А.А. Герке,

неизменное восхищение виртуозными “точечными” рисунками Н.А. Ипатовцева, и высокая оценка роли мужа, В.К. Василенко – его советов профессионала-стратиграфа и неизменной моральной поддержки.

Вивея Павловна была любящей и преданной женой, она практически оставила на несколько лет столь увлекавшую ее работу, чтобы облегчить и скрасить последние годы жизни мужа. Вообще чувство долга, сострадание и готовность помочь людям были в высшей степени свойственны Вивее Павловне, касалось ли это ее родственников, друзей-коллег или просто соседей.

Вивея Павловна была красивой, веселой женщиной, любившей и умевшей одеться со вкусом при самом разном семейном бюджете, хорошей хозяйкой, любящей и мудрой матерью, бабушкой и теткой, служившей центром притяжения многочисленного родственного клана. Посещение Филармонии, музеев и художественных выставок, пешие прогулки по городу и пригородам и живой интерес к их истории были неотъемлемой частью всей ее жизни. В то же время она была страстным грибником и с большим увлечением занималась садоводством.

Вивея Павловна останется в памяти знавших ее людей как выдающийся ученый-палеонтолог, благородный и разносторонне одаренный человек, достойный продолжатель традиций многих поколений своих предков – российских интеллигентов.

В.П. Василенко похоронена в Санкт-Петербурге на Северном кладбище.

*А.Я. Азбель, Л.В. Василенко,  
Е.М. Каплан, Б.С. Соколов*

**Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках**

- |   |   |
|---|---|
| Агрохимия   | <i>Agricultural Chemistry</i>                                 |
| Акустический журнал                                 | <i>Acoustical Physics</i>                                     |
| Астрономический вестник                             | <i>Solar System Research</i>                                  |
| Астрономический журнал                              | <i>Astronomy Reports</i>                                      |
| Биология моря                                       | <i>Russian Journal of Marine Biology</i>                      |
| Биоорганическая химия                               | <i>Russian Journal of Bioorganic Chemistry</i>                |
| Биофизика   | <i>Biophysics</i>   |
| Биохимия  | <i>Biochemistry (Moscow)</i>                                  |
| Вестник РАН   | <i>Herald of the Russian Academy of Sciences</i>              |
| Водные ресурсы                                      | <i>Water Resources</i>  |
| Вопросы ихтиологии                                  | <i>Journal of Ichthyology</i>                                 |
| Высокомолекулярные соединения                       | <i>Polymer Science. Series A</i>                              |
|   | <i>Polymer Science. Series B</i>                              |
|   | <i>Russian Journal of Genetics</i>                            |
| Генетика  | <i>Geomagnetism and Aeronomy</i>                              |
| Геомагнетизм и аэрномия                             | <i>Geology of Ore Deposits</i>                                |
| Геология рудных месторождений                       | <i>Geotectonics</i>   |
| Геотектоника  | <i>Geochemistry International</i>                             |
| Геохимия  | <i>Environmental Geoscience</i>                               |
| Геоэкология   | <i>Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,</i>     |
| Доклады Академии наук                               | <i>Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,</i>        |
|   | <i>Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,</i>        |
|   | <i>Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,</i>       |
|   | <i>Doklady Physics</i>  |
|   | <i>Doklady Earth Sciences</i>                                 |
|   | <i>Journal of Analytical Chemistry</i>                        |
|   | <i>Computational Mathematics and Mathematical Physics</i>     |
|   | <i>Russian Journal of Inorganic Chemistry</i>                 |
|   | <i>Russian Journal of General Chemistry</i>                   |
|   | <i>Russian Journal of Organic Chemistry</i>                   |
|   | <i>Russian Journal of Applied Chemistry</i>                   |
|   | <i>Russian Journal of Physical Chemistry</i>                  |
| Журнал аналитической химии                          | <i>Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology</i>    |
| Журнал вычислительной математики                    | <i>Protection of Metals</i>                                   |
| и математической физики                             | <i>Russian Journal of Zoology</i>                             |
| Журнал неорганической химии                         | <i>Biology Bulletin</i>                                       |
| Журнал общей химии                                  | <i>Journal of Computer and Systems Sciences International</i> |
| Журнал органической химии                           | <i>Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics</i>             |
| Журнал прикладной химии                             | <i>Kinetics and Catalysis</i>                                 |
| Журнал физической химии                             | <i>Colloid Journal</i>  |
| Журнал эволюционной биохимии и физиологии           | <i>Russian Journal of Coordination Chemistry</i>              |
| Защита металлов                                     | <i>Cosmic Research</i>  |
| Зоологический журнал                                | <i>Crystallography Reports</i>                                |
| Известия АН. Серия биологическая                    | <i>Lithology and Mineral Resources</i>                        |
| Известия АН. Теория и системы управления            | <i>Microbiology</i>   |
| Известия АН. Физика атмосферы и океана              | <i>Russian Microelectronics</i>                               |
| Кинетика и катализ                                  | <i>Molecular Biology</i>                                      |
| Коллоидный журнал                                   | <i>Inorganic Materials</i>                                    |
| Координационная химия                               | <i>Petroleum Chemistry</i>                                    |
| Космические исследования                            | <i>Oceanology</i>   |
| Кристаллография                                     | <i>Russian Journal of Developmental Biology</i>               |
| Литология и полезные ископаемые                     | <i>Optics and Spectroscopy</i>                                |
| Микробиология                                       | <i>Paleontological Journal</i>                                |
| Микроэлектроника                                    | <i>Petrology</i>  |
| Молекулярная биология                               | <i>Astronomy Letters</i>                                      |
| Неорганические материалы                            | <i>Eurasian Soil Science</i>                                  |
| Нефтехимия  | <i>Instruments and Experimental Techniques</i>                |
| Океанология   | <i>Applied Biochemistry and Microbiology</i>                  |
| Онтогенез   | <i>Studies on Russian Economic Development</i>                |
| Оптика и спектроскопия                              | <i>Programming and Computer Software</i>                      |
| Палеонтологический журнал                           | <i>Radiochemistry</i>   |
| Петрология  | <i>Journal of Communications Technology and Electronics</i>   |
| Письма в Астрономический журнал                     | <i>Stratigraphy and Geological Correlation</i>                |
| Почвоведение  | <i>Theoretical Foundations of Chemical Engineering</i>        |
| Приборы и техника эксперимента                      | <i>High Temperature</i>                                       |
| Прикладная биохимия и микробиология                 | <i>Thermal Engineering</i>                                    |
| Проблемы прогнозирования                            | <i>Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics</i>    |
| Программирование                                    | <i>Izvestiya, Physics of the Solid Earth</i>                  |
| Радиохимия  | <i>Glass Physics and Chemistry</i>                            |
| Радиотехника и электроника                          | <i>The Physics of Metals and Metallography</i>                |
| Стратиграфия. Геологическая корреляция              | <i>Plasma Physics Reports</i>                                 |
| Теоретические основы химической технологии          | <i>Russian Journal of Plant Physiology</i>                    |
| Теплофизика высоких температур                      | <i>Human Physiology</i>                                       |
| Теплоэнергетика                                     | <i>High Energy Chemistry</i>                                  |
| Труды Математического института имени В.А. Стеклова | <i>Russian Journal of Ecology</i>                             |
| Физика Земли  | <i>Russian Journal of Electrochemistry</i>                    |
| Физика и химия стекла                               | <i>Entomological Review</i>                                   |
| Физика металлов и металловедение                    | <i>Physics of Atomic Nuclei</i>                               |
| Физика плазмы                                       |   |
| Физиология растений                                 |   |
| Физиология человека                                 |   |
| Химия высоких энергий                               |   |
| Экология  |   |
| Электрохимия  |   |
| Энтомологическое обозрение                          |   |
| Ядерная физика                                      |   |

**Журналы МАИК "Наука", выходящие в свет на английском языке**

- Laser Physics*  
*Pattern Recognition and Image Analysis*  
*Russian Journal of Mathematical Physics*