ISSN 0016-7886

# НОВОСТИ ПАЛЕОНТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ

Выпуск 10-11

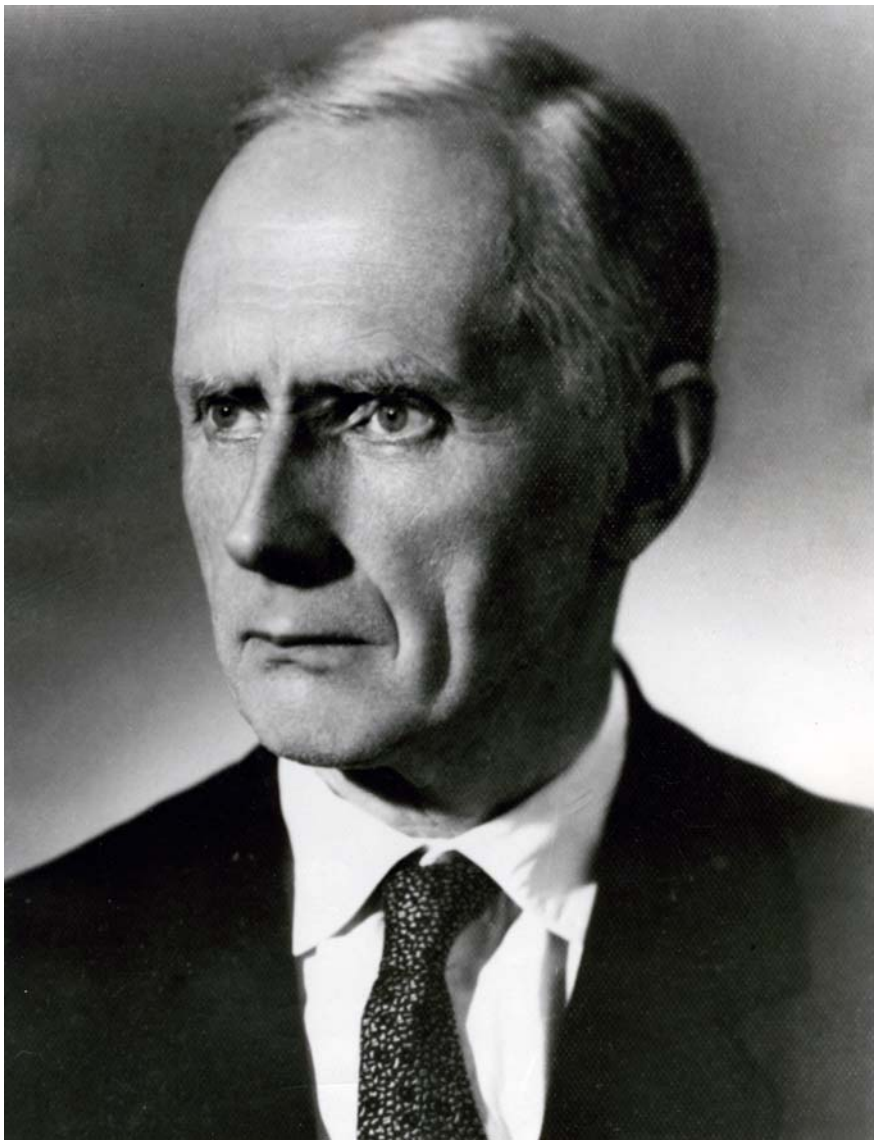
*Приложение к журналу*

## ГЕОЛОГИЯ и ГЕОФИЗИКА

Том 49
2008

НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО СО РАН

*Посвящается 105-летию со дня рождения*
*члена-корреспондента АН БССР,*
*профессора Александра Васильевича Фурсенко*



**Александр Васильевич**
**ФУРСЕНКО**

# НОВОСТИ ПАЛЕОНТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ

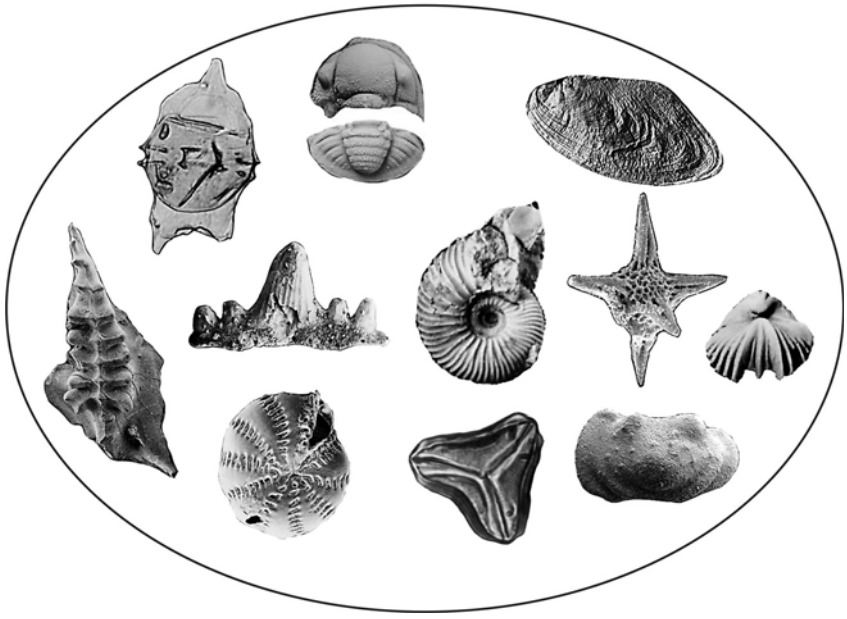
*Приложение к журналу*
**“Геология и геофизика”**

**Выпуск 10-11, 2008**

# NEWS OF PALEONTOLOGY AND STRATIGRAPHY

*Supplement to journal*
**“Geologiya i Geofizika”**

**Issue 10-11, 2008**



УДК 56.02:551.73/(571)
Н761

**Новости палеонтологии и стратиграфии:** Вып. 10–11: Приложение к журналу "Геология и геофизика". Т. 49, 2008 / [редкол.: А.В. Каныгин (предс.) и др.]; [Сиб. отд-ние Рос. акад. наук]. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2008. – 498 с.

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ**
приложения "Новости палеонтологии и стратиграфии"

Председатель А.В. Капыгин

А. Буко (США), А. Донт (Бельгия), Е.А. Ёлкин (зам. председателя),
В.А. Захаров, К. Ивата (Япония), А.Г. Константинов, В.И. Краснов,
В.М. Подобина, Ю.А. Розанов, Н.В. Сенников, Дж. Талент (Австралия),
Н.К. Лебедева (секретарь), А.В. Тимохин (секретарь), А. Урбанек (Польша),
Б.И. Чувашов, Б.Н. Шурыгин, А.Г. Ядренкина, М.С. Якшин

Научные редакторы:
А.В. Каныгин, Н.В. Сенников

Журнал издается при финансовой поддержке
ведущей научной школы Российской Федерации (НШ- 3822.2008.5)
и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-06064г)

Редакционная коллегия выражает благодарность за помощь в подготовке настоящего издания
Е.Б. Пещевицкой, Л.К. Левчук, Б.Л. Никитенко

© Сибирское отделение РАН, 2008
© ИНГГ СО РАН, 2008
© Коллектив авторов, 2008

ISBN 978-5-7692-1019-8

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

**НОВОСТИ ПАЛЕОНТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ**
ПРИЛОЖЕНИЕ К ЖУРНАЛУ
“ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА”
Выпуск 10–11, 2008

## С О Д Е Р Ж А Н И Е

**Соколов Б.С., Конторович А.Э., Каныгин А.В., Никитенко Б.Л., Сенников Н.В.** АЛЕКСАНДР ВАСИЛЬЕВИЧ ФУРСЕНКО (1903–1975) ..... 11

### ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

**Каныгин А.В.** СОПРЯЖЕННОСТЬ ИСТОРИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ФАНЕРОЗОЕ ДОМИНАНТНЫХ ГРУПП МИКРОФАУНЫ ..... 13
**Афанасьева М.С., Амон Э.О.** О ПОЗИЦИИ РАДИОЛЯРИЙ В МЕГАСИСТЕМЕ ЭУКАРИОТ ..... 17
**Вишневская В.С.** РАЗВИТИЕ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ РАДИОЛЯРИЙ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА, АРКТИЧЕСКОЙ И АНТАРКТИЧЕСКОЙ ОКРАИН ..... 21
**Дыкань Н.И.** ТАФОНОМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИСКОПАЕМЫХ ОСТРАКОД ..... 26
**Закревская Е.Ю.** ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В МОРФОГЕНЕЗЕ РОДА *NUMMULITES* (ФОРАМИНИФЕРЫ) КАК ОСНОВА СИСТЕМАТИКИ НИЗШИХ ТАКСОНОВ И РАЗРАБОТКИ НУММУЛИТОВЫХ ЗОНАЛЬНЫХ ШКАЛ ..... 28
**Кулагина Е.И**. ЭВОЛЮЦИЯ ФУЗУЛИНИД В БАШКИРСКОМ ВЕКЕ ..... 33
**Левен Э.Я.** ПРОБЛЕМЫ НОМЕНКЛАТУРЫ И ОБЪЕМА РОДА *PSEUDOFUSULINA* DUNBAR ET SKINNER 1931 И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ ..... 36
**Михалевич В.И.** ЭВОЛЮЦИЯ ТИПОВ СТРОЕНИЯ РАКОВИН В РАЗНЫХ КЛАССАХ ФОРАМИНИФЕР (PROTISTA) ..... 38
**Пазухин В.Н.** ФИЛОГЕНИЯ КОНОДОНТОВ РОДА *SIPHONODELLA* ..... 41
**Пещевицкая Е.Б.** ДИНОЦИСТЫ РОДА *BATIOLADINIUM* BRIDEAUX 1975: ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ..... 44
**Раскатова М.Г.** ДИСПЕРСНЫЕ МЕГАСПОРЫ ИЗ ОТЛОЖЕНЙ УСТЬБЕЗМОШИЦКОЙ СВИТЫ СЕВЕРНОГО ТИМАНА ..... 49
**Сунгатуллина Г.М.** ЭВОЛЮЦИЯ КОНОДОНТОВ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ КАРБОНЕ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ ..... 52
**Сухов Е.Е.** ПОРЫ ПЕРМСКИХ ФОРАМИНИФЕР ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ..... 56
**Точилина С.В.** О КРИТЕРИЯХ В ТАКСОНОМИИ ТИПА NASSELLARIA ..... 61
**Ханаева Т.А., Суслова М.Ю., Парфенова В.В., Земская Т.И., Пилипенко А.С., Молодин В.И., Парцингер Г.** РАЗНООБРАЗИЕ КУЛЬТИВИРУЕМЫХ ОРГАНОТРОФНЫХ БАКТЕРИЙ В ПРОБАХ ИЗ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПАЗЫРЫКСКОЙ КУЛЬТУРЫ (IV–III ВЕКА ДО Н.Э.) СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ ..... 67
**Цымбалюк З.Н., Мосякин С.Л.** ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ ПЫЛЬЦЕВЫХ ЗЕРЕН ВИДОВ РОДА *PLANTAGO* L. ..... 69
**Черницына С.М., Земская Т.И., Воробьева С.С.** ИССЛЕДОВАНИЕ ДИАТОМОВЫХ И БАКТЕРИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ ИЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА БАЙКАЛ ..... 72

### МИКРОФОССИЛИИ ПАЛЕОЗОЯ И ПРОТЕРОЗОЯ: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ, БИОГЕОГРАФИИ И ЭВОЛЮЦИИ БИОТИЧЕСКИХ СООБЩЕСТВ

**Анастасиева С.А.** МЕТОДИКА ИЗВЛЕЧЕНИЯ МИКРОФОССИЛИЙ ИЗ ПЛОТНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ НА ПРИМЕРЕ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОСТРАКОД ..... 76

**Анфимов А.Л.** БИОГЕОГРАФИЯ ДЕВОНСКИХ ФОРАМИНИФЕР УРАЛА ..... 78
**Артюшкова О.В., Маслов В.А.** О ПОЛОЖЕНИИ ГРАНИЦЫ ФРАНСКОГО И ФАМЕНСКОГО ЯРУСОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ ..... 81
**Бахарев Н.К.** ОСТРАКОДЫ ДЕВОНА САЛАИРА И КАЗБАССА ..... 85
**Бенш Ф.Р., Орлова О.Б.** ГРАНИЦА КАРБОНА И ПЕРМИ В ТЯНЬ-ШАНЕ (В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ ФОРАМИНИФЕР) ..... 87
**Бурий Г.И., Касаткина А.П., Журавлев А.В.** ОТПЕЧАТКИ ЭУКОНОДОНТОВЫХ ЖИВОТНЫХ В НИЖНЕКАРБОНОВЫХ СЛАНЦАХ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА ..... 90
**Вертюх А.Н., Филиппов В.И.** ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ СТЕПЕНИ КАТАГЕНЕЗА РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ ..... 93
**Герман Т.Н., Подковыров В.Н.** НАХОДКИ ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ ХИЩНЫХ ГРИБОВ ИЗ ЛАХАНДИНСКОЙ МИКРОБИОТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ СИБИРИ ..... 96
**Гонта Т.В.** КОМПЛЕКСЫ ОСТРАКОД ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ..... 100
**Гонта Т.В., Каныгин А.В.** ИНФРАЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО КОМПЛЕКСАМ ОСТРАКОД ..... 103
**Горева Н.В., Алексеев А.С.** ОПРЕДЕЛЕНИЕ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ГЖЕЛЬСКОГО ЯРУСА ПО КОНОДОНТАМ ..... 108
**Дубинина С.В.** СТРАТИГРАФИЯ ОРДОВИКА ЮЖНОГО УРАЛА ПО КОНОДОНТАМ ..... 110
**Иванова Р.М.** ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ И ВОДОРОСЛЕВЫЕ АССОЦИАЦИИ СРЕДНЕГО КАРБОНА УРАЛА: СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ..... 114
**Иванченко Е.В.** СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИКРОФОССИЛИЙ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛЫНИ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ..... 119
**Изох Н.Г., Елкин Е.А., Буколова Е.В.** ФРАНСКИЕ БИОФАЦИИ И ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ КОНОДОНТОВ РУДНОГО АЛТАЯ (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ) ..... 122
**Исакова Т.Н.** ФУЗУЛИНИДЫ ТИПОВЫХ РАЗРЕЗОВ КАСИМОВСКОГО ЯРУСА В МОСКОВСКОМ РЕГИОНЕ ..... 124
**Клевцов О.Н.** ФОРАМИНИФЕРЫ КАЗАНСКОГО ЯРУСА НИЖЕГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ ..... 127
**Колосов П.Н**. ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ИЗВЕСТКОВИСТЫЕ *DZHELINDIA* И *CHAPTCHAICA* KOLOSOV – ВОДОРОСЛИ ..... 129
**Коровников И.В., Шабанов Ю.Я.** ЛИНГУЛЯТЫ (БРАХИОПОДЫ) СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИАНАБАРЬЯ (СКВАЖИНЫ КСС-2, 519) ..... 132
**Кочетова Н.Н.** ОСТРАКОДЫ В СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮЖНОГО УРАЛА .....
**Левен Э.Я.** НОВЫЕ НАХОДКИ ФУЗУЛИНИД КАРБОНА И ПЕРМИ НА ТЕРРИТОРИИ ИРАНА ..... 141
**Михайлова Е.Д.** ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРАКОДОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ) ..... 143
**Наговицин К.Е.** БИОРАЗНООБРАЗИЕ ГРИБОВ НА ГРАНИЦЕ МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЯ (ЛАХАНДИНСКАЯ БИОТА, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) ..... 147
**Реймерс А.Н., Левен Э.Я., Алексеев А.С., Рассказова Н.Б.** НОВЫЕ НАХОДКИ КОНОДОНТОВ В РАЗРЕЗАХ КАРБОНА И ПЕРМИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ИРАНА (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ) ..... 151
**Седаева К.М., Вишневская В.С.** О ПРИРОДЕ ПРОБЛЕМАТИЧНЫХ МИКРОФОССИЛИИ ИЗ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА И НИЖНЕГО КАРБОНА ..... 152
**Соколова Л.В.** ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЕ КОНОДОНТЫ РАЗРЕЗА Р. КОЖЫМ (НИЖНИЙ СИЛУР ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА) ..... 156
**Станевич А.М., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Корнилова Т.А., Максимова Е.Н.** ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ АНАБАРО-ОЛЕНЕКСКОГО РЕГИОНА: БИОЦЕНОЗЫ И ТЕКТОНО-ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ..... 158
**Степанова Т.И.** КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР В ОТЛОЖЕНИЯХ ЖУКОВСКОГО ГОРИЗОНТА (ВИЗЕЙСКИЙ ЯРУС) НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА ..... 162
**Тарабукин В.П.** О ГРАНИЦЕ КЕМБРИЯ И ОРДОВИКА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ КОНОДОНТОВ) ..... 166
**Тимохина И.Г.** ЗНАЧЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ КАРБОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ ..... 170
**Филимонова Т.В.** КОМПЛЕКСЫ МЕЛКИХ ФОРАМИНИФЕР БОЛОРСКОГО, КУБЕРГАНДИНСКОГО И МУРГАБСКОГО ЯРУСОВ ПЕРМИ СЕВЕРНОГО ПАМИРА ..... 172
**Черных В.В.** ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЯРУСНЫХ ГРАНИЦ НИЖНЕЙ ПЕРМИ ПО КОНОДОНТАМ ..... 176
**Чувашов Б.И.** ФОРАМИНИФЕРЫ ДЕВОНА ЕВРАЗИИ: СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ..... 179
**Якупов Р.Р.** ХИТИНОЗОИ ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛТАУ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ..... 184

## МЕЗОЗОЙСКИЕ МИКРОБИОТЫ БОРЕАЛЬНЫХ И ТЕТИЧЕСКИЕ БАССЕЙНОВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ, ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ, ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА


**Басов В.А., Никитенко Б.Л., Куприянова Н.В.** ФОРАМИНИФЕРЫ И ОСТРАКОДЫ НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА ..... 189

**Брагин Н.Ю.** РАДИОЛЯРИИ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ТРИАСА ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ОСТРОВА КОТЕЛЬНЫЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА) ..... 194

**Брагина Л.Г.** РАДИОЛЯРИИ ПОЗДНЕГО ТУРОНА НИЗКИХ ШИРОТ (НА ПРИМЕРЕ АССОЦИАЦИЙ ЮЖНОГО КИПРА) ..... 196

**Бугдаева Е.В., Маркевич В.С.** ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕЮРСКИХ-РАННЕМЕЛОВЫХ БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ (РОССИЙСКИЙ ДАЛЬНИЙ ВОСТОК) ..... 199

**Вукс В.Я.** НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ ИЗ ТРИАСОВЫХ И ПОГРАНИЧНЫХ ТРИАСОВО-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ ..... 202

**Горячева А.А.** ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗАХ СКВАЖИН ЗАПАДНО-ТЫМСКАЯ 1 И СЕВЕРО-ПРАВДИНСКАЯ 521 (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) ..... 204

**Демидов С.М., Тесакова Е.М., Киселев Д.Н., Рогов М.А.** СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОСТРАКОД ОКСФОРДА И КИМЕРИДЖА РАЗРЕЗА МИХАЛЕНИНО (КОСТРОМСКАЯ ОБЛАСТЬ) ... 210

**Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Лившиц В.Р., Эдер В.Г.** К ВОПРОСУ О РОЛИ РАДИОЛЯРИЙ КАК ПРОДУЦЕНТА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЕ ..... 214

**Клец Т.В.** ОСОБЕННОСТИ ФАЦИАЛЬНОЙ ЗАВИСИМОСТИ РАННЕОЛЕНЕКСКИХ КОНОДОНТОФОРИД ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ ..... 217

**Клец Т.В., Копылова А.В.** ПЕРВАЯ НАХОДКА РОДА *CHIOSELLA* KOZUR 1989 (КОНОДОНТЫ, ВЕРХНИЙ ОЛЕНЕК) НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ ..... 222

**Копаевич Л.Ф.** БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В РАЗВИТИИ ГЛОБОТРУНКАНИД (ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ) КАК ИНСТРУМЕНТ ДЕТАЛИЗАЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ ..... 227

**Лебедева Н.К.** БИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА СИБИРИ ПО ПАЛИНОМОРФАМ ..... 232

**Левчук Л.К.** КЕЛЛОВЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР ПРИУРАЛЬСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ШАИМСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ РАЙОН) ..... 237

**Маленкина С.Ю.** ФОСФАТИЗИРОВАННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ ПОЗДНЕЙ ЮРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ..... 242

**Мандалян Р.А.** ОРГАНИЧЕСКАЯ ЖИЗНЬ И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ЮРЕ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ (МАЛЫЙ КАВКАЗ) ..... 247

**Маринов В.А.** ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ВЕРХНЕГО МЕЛА СИБИРИ ..... 250

**Микадзе Х.Э.** СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ (ОДИШСКО-ОКРИБСКИЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ ТИП) И СОПОСТАВЛЕНИЕ СОСТАВА КОМПЛЕКСОВ С НАННОПЛАН КТОНОВЫМИ ЗОНАМИ ..... 254

**Никитенко Б.Л.** ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ И БИОФАЦИИ СРЕДНЕЙ ЮРЫ АРКТИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ ПО МИКРОФАУНЕ (ФОРАМИНИФЕРЫ И ОСТРАКОДЫ) ..... 256

**Никитенко Б.Л., Глинских Л.А., Хафаева С.Н.** ФОРАМИНИФЕРЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ КЕЛЛОВЕЯ - НИЖНЕГО ВАЛАНЖИНА ЭТАЛОННОГО РАЗРЕЗА СКВ. МЕДВЕЖЬЯ 316 (УСТЬ-ЕНИСЕЙСКИЙ РАЙОН, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) ..... 262

**Палечек Т. Н.** РАДИОЛЯРИЕВЫЙ АНАЛИЗ И ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ ..... 267

**Пещевицкая Е.Б., Никитенко Б.Л.** РАСЧЛЕНЕНИЕ БЕРРИАСА И НИЖНЕГО ВАЛАНЖИНА ПО МИКРОФОССИЛИЯМ В СКВАЖИНЕ УРЕНГОЙСКАЯ 739 (СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ). ..... 270

**Пещевицкая Е.Б., Хафаева С.Н.** ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НИЖНЕМЕЛОВОГО РАЗРЕЗА СКВ. СЕВЕРО-ВОЛОГОЧАНСКАЯ-18 (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) ПО ФОРАМИНИФЕРАМ И ПАЛИНОМОРФАМ ..... 273

**Подобина В.М.** ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ И ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ЗОНАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ..... 279

**Подобина В.М., Ксенева Т.Г.** ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ОБИТАНИЯ НА СОСТАВ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ..... 283

**Рубан Д.А.** ВОССТАНОВЛЕНИЕ РАЗНООБРАЗИЯ ФОРАМИНИФЕР ПОСЛЕ МАССОВОГО ВЫМИРАНИЯ НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ/ТРИАСА ..... 287

**Селькова Л.А.** РАСЧЛЕНЕНИЕ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ) ..... 289

**Тодриа В.А.** СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕБАЙОССКО-НИЖНЕГОТЕРИВСКИХ ФЛИШОИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АБХАЗИИ ПО МИКРОФАУНЕ ..... 292
**Ядренкин А.В.** ТРИАСОВЫЙ ЭТАП ЭВОЛЮЦИИ ПОЛИМОРФИНИД (FORAMINIFERA) ..... 294

## МИКРОБИОТЫ КАЙНОЗОЯ:ПРОБЛЕМА БИОСТРАТИГРАФИИ, ПОЛЕОЭКОЛОГИИ, ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

**Айрапетян Ф.А.** ЗОНАЛЬНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОЦЕНОВЫХ И НИЖНЕЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЕНИИ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ ..... 298
**Амон Э.О., Маринов В.А.** СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР В СОКОЛОВСКОМ ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ НА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ..... 302
**Беньямовский В.Н.** ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ И МИКРОБИОТЫ В ПАЛЕОГЕНЕ НА СЕВЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ ..... 307
**Беньямовский В.Н., Рябоконь Т.С.** ПРОБЛЕМЫ СИСТЕМАТИКИ ФОРАМИНИФЕР И СОБЫТИЙНОСТИ СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТЕТИС (ПО МАТЕРИАЛАМ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА КАНТЕМИРОВКА ЮГА ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ) ..... 311
**Бордунов С.И.** КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР НЕОГЕНА ОСТРОВА КАРАГИНСКИЙ, ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА ..... 314
**Вагина Н.К.** ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА В НЕОГЕНЕ ..... 317
**Васильева О.Н., Мусатов В.А.** БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА ПАЛЕОГЕНА НОВОУЗЕНСКОЙ ОПОРНОЙ СКВАЖИНЫ (СЕВЕРНЫЙ БОРТ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ) ПО ДИНОЦИСТАМ И НАННОПЛАНКТОНУ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ..... 321
**Волкова В.С.** ОСНОВНЫЕ РУБЕЖИ ПЕРЕСТРОЙКИ БОРЕАЛЬНОЙ ФЛОРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ОЛИГОЦЕНЕ И НЕОГЕНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ..... 325
**Гладенков А.Ю.** ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ В КАЙНОЗОЕ ..... 328
**Горовая М.Т., Ващенкова Н.Г.** О ВОЗРАСТЕ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА ШЕЛЬФЕ И МАТЕРИКОВОМ СКЛОНЕ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) ..... 331
**Зорина С.О., Афанасьева Н.И.** ДАНИЙ-ТАНЕТСКИЕ ЛИТОСТРАТОНЫ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ: ДИСКУССИЯ О ВОЗРАСТЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ..... 334
**Кузьмина О.Б., Волкова В.С.** ДИНОЦИСТЫ ИЗ ОЛИГОЦЕНОВЫХ И МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ..... 337
**Никитин А.А., Тесакова Е.М.** ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСТРАКОДАХ ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА ДАГЕСТАНА ..... 341
**Ольшанецкий Д.М.** ПАЛЕОГЕНОВЫЕ АССОЦИАЦИИ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР И ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ..... 344
**Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Александрова Г.Н.** ПРЯМАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЗОНАЛЬНЫХ ШКАЛ БОРЕАЛЬНОГО ПАЛЕОГЕНА ПО ДИАТОМЕЯМ И ДИНОЦИСТАМ (ПО МАТЕРИАЛАМ СКВ. 19-У, ПОС. УСТЬ-МАНЬЯ, ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СЕВЕРНОГО УРАЛА) ..... 347
**Плетнев С.П.** БИОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР ..... 350
**Радионова Э.П., Александрова Г.Н. , Гавтадзе Т.Т. , Ступин С.И.** АНАЛИЗ МИКРОБИОТЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЦЕНА - НАЧАЛЬНОГО ЭОЦЕНА В РАЗРЕЗЕ Р. ХЕУ (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ) ..... 353
**Ступин С.И.** КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР НА РУБЕЖЕ ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА В РАЗРЕЗАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА ..... 357
**Усольцева М.В., Воробьева С.С., Фирсова А.Д., Масленникова М.М., Рассказов С.В., Брандт И.С., Брандт С.Б.** КРЕМНИСТЫЕ МИКРОФОССИЛИИ В ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ ..... 360
**Филиппова Н.Ю.** КОМПЛЕКСЫ ОРГАНИКОСТЕННОГО ФИТОПЛАНКТОНА ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ И НИЖНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДКАВКАЗЬЯ И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА ..... 362
**Щербинина Е.А.** НАННОПЛАНКТОН И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕИПРСКОЙ САПРОПЕЛИТОВОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА ..... 366
**Яковлева А.И.** ЭОЦЕНОВАЯ ДЕТАЛЬНАЯ БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ СКВ. 011-БП (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ) ..... 370

**МИКРОФОССИЛИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ И Х ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ**


**Абзаева А.А., Безрукова Е.В., Летунова П.П., Белов А.В.** ДЕТАЛЬНАЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ..... 375

**Артёмова А.В.** ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ..... 379

**Безрукова Е.В., Летунова П.П., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Белов А.В.** ПЫЛЬЦЕВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ БАССЕЙНА ОЗ. БАЙКАЛ ПОСЛЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ МИС 2 ..... 382

**Безусько А.Г., Безусько Л.Г., Мосякин С.Л., Гречишкина Ю.В.** АРХЕОЛОГО-ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В УКРАИНЕ (НЕОЛИТ/ЭНЕОЛИТ И СРЕДНЕВЕКОВЬЕ): СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ..... 385

**Безусько Л.Г., Безусько А.Г., Мосякин С.Л., Богуцкий А.Б.** ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ВОЛЫНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (УКРАИНА) ..... 388

**Белянина Н.И., Белянин П.С.** ПАЛЕОРАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЛАНДШАФТОВ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА - ГОЛОЦЕНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИХАНКАЙСКОЙ РАВНИНЫ ..... 391

**Былинская М.Е.** ФАУНА ФОРАМИНИФЕР КАК ИНДИКАТОР ЛЕДНИКОВЫХ-МЕЖЛЕДНИКОВЫХ (МЕЖСТАДИАЛЬНЫХ) УСЛОВИЙ И ИНСТРУМЕНТ СТРАТИГРАФИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА ..... 396

**Вершинин К.Е.** БИОСТРАТИГРАФИЯ ТОРФЯНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ БОТАНИЧЕСКОГО СОСТАВА ТОРФА) .. 399

**Головина Л.А.** ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ НАННОПЛАНКТОНА В АРКТИКЕ ..... 402

**Гребенникова Т.А.** СПЕЦИФИКА ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ ПРЕСНЫХ ВОДОЕМОВ СРЕДНИХ И СЕВЕРНЫХ КУРИЛ ..... 404

**Желдакова Р.А., Еловичева Я.К., Перепечина Е.А., Дрозд Е.Н.** ХАРАКТЕРИСТИКА МИКРОФЛОРЫ ИЗ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ ..... 408

**Иванова Е.Д.** БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ПОГРЕБЕННЫХ ПАЛЕОДОЛИН ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА ВОСТОЧНО-КОРЕЙСКОГО ЗАЛИВА ..... 411

**Карпук М.С., Тесакова Е.М., Иванова Е.В.** ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫЕ ОСТРАКОДЫ КОЛОНКИ АК-497 С КАВКАЗСКОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ ..... 414

**Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.** ВОДНЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ В ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ЕВРАЗИИ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА (НА ПРИМЕРЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ) ..... 418

**Ковалева Г.В.** РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ ИЗ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ ..... 422

**Коновалова В.А.** НАХОДКИ ОСТРАКОД ИЗ БАКИНСКОГО ГОРИЗОНТА ЮЖНОГО ДАГЕСТАНА ..... 424

**Лаптева Е.Г.** ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЭТАПОВ ПОЛЯРНОУРАЛЬСКОГО КРИОХРОНА НА УРАЛЕ (ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ) ..... 429

**Лаухин С.А., Шилова Г.Н., Фирсов А.М.** К ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ АНАЛОГОВ НАЧАЛА СТАДИИ 5 МИС НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ..... 432

**Лящевская М.С., Белянина Н.И., Разжигаева Н.Г.** ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ ТОРФЯНИКА ПОБЕРЕЖЬЯ БУХТЫ ДИМИТРОВА (о. ШИКОТАН) ..... 436

**Найдина О.Д.** РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ГОЛОЦЕНА АРКТИЧЕСКОЙ СИБИРИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ, ДИАТОМОВЫМ И ФАУНИСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ ..... 442

**Ненашева Г.И., Михайлов Н.Н.** ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ В ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ ..... 445

**Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Баух Х.А.** ПОСТГЛЯЦИАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ БЕЛОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ВОДНЫХ ПАЛИНОМОРФ ..... 447

**Обрезкова М.С.** ДИАТОМЕИ – ИНДИКАТОРЫ ВЛИЯНИЯ РЕЧНОГО СТОКА АМУРА НА ПРИЛЕГАЮЩИЕ АКВАТОРИИ ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ ..... 449

**Ольштынская А.П.** КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА ПО ДИАТОМЕЯМ ..... 451

**Плетнев С.П., Гребенникова Т.А.** РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ) ..... 454

**Пшенева О.Ю., Иванова Е.Д., Горбаренко С.А.** ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ЗАПИСЯМ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР .. 458

**Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Рыбин А.В.** СТРАТИГРАФИЯ ТОРФЯНИКОВ И ЭВОЛЮЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ОСТРОВА КЕТОЙ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ) ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ..... 461
**Руденко О.В.** БИОСТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ ..... 464
**Савельева Л.А.** МИГРАЦИЯ ЕЛИ И ОЛЬХИ НА ОСНОВЕ ДЕТАЛЬНОЙ ПАЛИНО-ХРОНО-СТРАТИГРАФИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ..... 467
**Степанова А.Ю., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Гусев Е.А.** ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОСТРАКОДЫ ВЫСОКИХ ШИРОТ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯХ .....
**Хазин Л.Б., Хазина И.В.** МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗЫ ВЕРХНЕ-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА "ЧИЧА-1" (НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ) ..... 473
**Цой И.Б.** ЗНАЧЕНИЕ БАТИМЕТРИЧЕСКОГО ДИАТОМОВОГО ИНДЕКСА (Bd) ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАЛЕОГЛУБИН ОКРАИННЫХ МОРЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ В КАЙНОЗОЕ ..... 476
**Шорников Е.И.** ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОСТРАКОДЫ РАЗРЕЗА "КРАСНЫЙ ЯР" НА Р. ОБЬ ..... 480
**Шорников Е.И.** РЕЛИКТОВЫЕ ОСТРАКОДЫ В ФАУНЕ ОЗ. КУШМУРУН (КАЗАХСТАН) ..... 4
Jankovska V. NON POLLEN PALYNOMORPHS IN POLLEN SLIDES: THEIR DETERMINATION AND UTILIZATION IN PALAEOECOLOGY ..... 488

**ПАМЯТНЫЕ СОБЫТИЯ**

**Амон Э.О., Ахметьев М.А.** К 40-ЛЕТИЮ НАЧАЛА МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОЕКТА ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ И ЕГО ВКЛАДУ В СТРАТИГРАФИЮ ПАЛЕОГЕНА ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ ..... 491
**Подобина В.М., Татьянин Г.М.** МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ТОМСКОМ ГОСУНИВЕРСИТЕТЕ (К 40-ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ) ..... 494

# АЛЕКСАНДР ВАСИЛЬЕВИЧ ФУРСЕНКО
# (1903–1975)

Данный спецвыпуск содержит материалы микропалеонтологического совещания, посвященного 105-летию со дня рождения выдающегося микропалеонтолога Александра Васильевича Фурсенко. С его именем связано зарождение и становление в нашей стране микропалеонтологических методов, нашедших самое широкое применение сначала в нефтяной геологии, а в дальнейшем при обеспечении стратиграфической основой геолого-съемочных работ в морской геологии.

Успешному освоению и развитию этого нового научного направления палеонтологии как прикладной области, связанной с решением геологических задач, способствовало фундаментальное биологическое образование, полученное А.В. Фурсенко в Ленинградском государственном университете, где он в годы студенчества и аспирантуры прошел превосходную школу на кафедре зоологии беспозвоночных под руководством чл.-корр. АН СССР, проф. В.А. Догеля. К этому времени следует отнести и первые блестящие успехи молодого ученого в области протозоологии, которые сразу же выдвинули его в ряд наиболее талантливых учеников В.А. Догеля и сделали имя А.В. Фурсенко известным за пределами СССР. Ставшее теперь классическим первое его крупное исследование по жизненному циклу и морфологии инфузорий было опубликовано в Германии в 1929 г. и удостоено научной премии в СССР. Важнейшим рубежом в дальнейшем направлении научно-исследовательской деятельности А. В. Фурсенко стал 1930 г., когда он был приглашен на роль организатора первой советской микропалеонтологической лаборатории в первом в нашей стране Нефтяном геолого-разведочном институте (Ленинград). Новая программа индустриализации страны и задачи первого пятилетнего плана поставили нефтяную геологию на совершенно особое место. Она остро нуждалась в научных основах дробной и точной стратиграфической корреляции, которую могло обеспечить в широком масштабе только применение микропалеонтологического метода. Лаборатория, созданная А.В. Фурсенко и Н.Н. Субботиной, стала ведущей среди аналогичных лабораторий нефтяных организаций страны и родоначальной для всех других, многие из которых непосредственно организовывал сам Александр Васильевич (Грозный, Эмба, Ухта и др.).

Внедрение микропалеонтологического метода в практику поисковых и промысловых геолого-разведочных работ в трестах нефтяной промышленности и государственных геологических учреждениях дало огромный эффект и закрепило за А.В. Фурсенко приоритет среди других стратиграфических методов нефтяной геологии в первую очередь при поисковых и перспективно-оценочных исследованиях. В эти годы Александр Васильевич провел исключительно плодотворную работу по подготовке кадров биостратиграфов для нефтяной промышленности. Он написал ряд важных работ и методических пособий, много сделал для освоения зарубежного опыта в нефтяных микробиостратиграфических исследованиях.

Имя А.В. Фурсенко широко известно в СССР и за его пределами как одного из ведущих советских специалистов в области микропалеонтологии и нефтяной биостратиграфии. Ему было присвоено звание профессора. Он был приглашен в Москву (МГРИ, 1933 г.) для чтения первого в стране вузовского курса микропалеонтологии, который с тех пор вошел в программу многих вузов и университетов. Сам А.В. Фурсенко блестяще читал его в Ленинградском и Белорусском университетах (наряду с другими геологическими курсами) и на соответствующих семинарах–съездах советских микропалеонтологов.

Великая Отечественная война прервала эту необычайно успешную деятельность: А.В. Фурсенко ушел на фронт добровольцем, где воевал в составе народного ополчения по защите Ленинграда. После того, как его отозвали с фронта для выполнения государственных заданий по обеспечению микропалеонтологическими исследованиями поисково-разведочных работ на нефть в районах, получивших после открытия крупных месторождений углеводородов название “Второе Баку”, он сразу же возобновил свои исследования. Поиски нефти и работы по оценке перспектив на поиски осадочных полезных ископаемых в послевоенные годы получили новую фундаментальную базу в нашей стране – опорное бурение. Александр Васильевич стал руководителем сектора опорного бурения самого крупного в стране Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геолого-разведочного института (ВНИГРИ). В 1950 г. А.В. Фурсенко избран членом-корреспондентом Академии наук БССР и с тех пор на многие годы посвятил себя изучению геологии и стратиграфии территории Белоруссии. Переход на работу в Белоруссию был вполне закономерным: в геологичес-

ком отношении закрытая территория этой республики всегда представлялась почти "белым пятном" и только глубокое опорное бурение позволило геологам увидеть совершенно новую картину и привело к сенсационным открытиям (калийные соли, нефть). За 12 лет работы в Белоруссии А.В. Фурсенко была создана превосходная стратиграфо-палеонтологическая лаборатория в Геологическом институте АН БССР, организована кафедра геологии в Белорусском университете, воспитаны новые для Белорусии кадры геологов и палеонтологов (в том числе около 10 кандидатов наук), написана серия работ по палеонтологии и биостратиграфии девона, мела, палеогена и общим вопросам микропалеонтологии.

Однако постоянное стремление А.В. Фурсенко быть там, где он нужнее всего, заставило его еще раз обратиться к новому полю деятельности. Сибирское отделение АН СССР и его ведущий геологический институт чрезвычайно нуждались в опытном и высокоавторитетном организаторе микропалеонтологической лаборатории, который мог бы возглавить микропалеонтологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. Александр Васильевич, вопреки узколичным интересам, сразу же откликнулся на приглашение СО АН СССР и перешел на постоянную работу в Институт геологии и геофизики. С 1964 г. он возглавил новую и самую квалифицированную в научных учреждениях азиатской части СССР микропалеонтологическую лабораторию. Александр Васильевич стал основным консультантом ряда сибирских геологических организаций, и прежде всего нефтяной промышленности, по вопросам микропалеонтологии и детальной биостратиграфии, а также взял на себя труд куратора всех стратиграфо-палеонтологических исследований по мезозою и кайнозою Дальнего Востока.

Совершенно иной характер приобрели собственные научные исследования А.В. Фурсенко. Восточная часть континента и прилежащие акватории Тихого океана открыли уникальные возможности для сравнительных исследований в области микробиостратиграфии, палеоэкологии и экологии, тафономии и процессов экогенеза в целом. На основе цикла работ, протекавших в тесном сотрудничестве с дальневосточными научными учреждениями, Александру Васильевичу удалось подойти к созданию наиболее совершенной модели для палеоэкологических и палеобиогеографических реконструкций в рамках всего дальневосточного кайнозоя. Эти работы, стоящие на грани геологии и биологии, по прежнему привлекают к себе самое широкое внимание многих исследователей как у нас в стране, так и за ее пределами. Они оказались особенно важными при осуществлении программ комплексного освоения шельфов и постановки в их пределах нефтепоисковых работ. Это в равной мере относится как к Дальнему Востоку, так и к области северного погружения Западно-Сибирской низменности.

А.В. Фурсенко, несомненно, обогатил науку трудами выдающегося значения. Его обобщения по микропалеонтологии, теоретическая разработка проблемы этапности в эволюции фораминифер, создание дробных биостратиграфических схем, исследования по экогенезу и т. д. ставят его в один ряд с крупнейшими отечественными биостратиграфами-палеонтологами, именами которых справедливо гордится наша геологическая наука. Но к этому необходимо добавить, что А.В. Фурсенко принадлежал к числу лучших палеонтологов-методистов нашей страны, эрудиция и научно-организаторский талант которого в огромной степени способствовали успехам советской микропалеонтологии. Он был заботливым наставником, доброжелательным и строгим критиком, выдающимся исследователем и многоопытным организатором.

За исключительные заслуги в этой области и крупный вклад, внесенный в развитие науки на Востоке страны, А.В. Фурсенко в 1971 г. был награжден орденом Ленина.

Из сибирской микропалеонтологической школы А.В. Фурсенко вышло много специалистов высшей квалификации с учеными степенями кандидатов и докторов наук. Эта школа по прежнему не потеряла своих высочайших приоритетов и является ведущей в России и занимает одно из лидирующих мест в мировой микропалеонтологии.

Посвященное А.В. Фурсенко настоящее микропалеонтологическое совещание в полной степени отражает широкий круг его научных интересов. Авторы стремились затронуть в своих статьях те вопросы, которые долгие годы привлекали пристальное внимание Александра Васильевича в связи с разработкой самых разнообразных вопросов микропалеонтологии, палеогеографии, реконструкций среды обитания палеобиот и многих других актуальных проблем геологии.

*Б.С. Соколов, А.Э. Конторович, А.В. Каныгин, Б.Л. Никитенко, Н.В.Сенников*

# ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

## СОПРЯЖЕННОСТЬ ИСТОРИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ФАНЕРОЗОЕ ДОМИНАНТНЫХ ГРУПП МИКРОФАУНЫ

**А.В. Каныгин**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,*
*630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3;*
*e-mail: KanyginAVм@ipgg.nsc.ru*

Постановка вопроса о взаимосвязи путей исторического развития разных групп микрофауны на первый взгляд выглядит необоснованной с позиций эволюционной биологии, поскольку самому понятию "микрофауна", как и этимологически связанному с ним термину "микропалеонтология", изначально не придавалось никакого биологического смысла. Приставка "микро" в этих терминах является выражением формального размерного критерия, по которому мелкомерные ископаемые фоссилии изучаются с помощью микроскопической техники. Один из классиков отечественной микропалеонтологии Б.П. Жижченко в своей основополагающей сводке по микропалеонтологическим методам исследований к этой дисциплине относит изучение фораминифер, остракод, радиолярий, диатомовых водорослей, отолитов (фрагментов рыб) и иных мелких организмов или мелких частей крупных организмов для целей биостратиграфии, особо подчеркивая, что сюда же надо причислить споры и пыльцу высших растений, а не выделять их в самостоятельную дисциплину – палинологию, "потому что микропалеонтология ставит своей задачей исследование любых групп мелких организмов или любых мелких частей крупных организмов вне зависимости от их систематического положения и величины всего организма" [Жижченко, 1968, с. 3–4]. Здесь совершенно определенно обозначен условный и сугубо прикладной характер этой дисциплины с конкретным перечислением изучаемых таксономических групп. По мере развития высокоразрешающей микроскопической техники и вовлечения в круг изучаемых объектов новых групп мелкомерных фоссилий разной биологической природы границы микропалеонтологии как научной дисциплины становятся все более неопределенными. В качестве примера можно привести цитату из такого авторитетного источника, как недавнее издание "Большой энциклопедии" [м. т. 29, 2006, с. 402], где микропалеонтология определяется как "научная дисциплина, занимающаяся изучением древних организмов: бентосных простейших, остракод, различного зоо- и фитопланктона, бактерий, дисперсных остатков крупных организмов животной и растительной природы и микропроблематик (конодонтов, сколекодонтов, отолитов, хитинозоа и тому подобное)".

В цитированном определении, как и некоторых других современных изданиях, выражено явное стремление "биологизировать" это понятие в противовес изначальной трактовке микропалеонтологии как сугубо прикладной дисциплины, обозначающей способ изучения мелкомерных фоссилий для практического использования в геологии. Поэтому такие классические объекты микропалеонтологии, как фораминиферы и радиолярии, оказались завуалированными здесь в весьма расплывчатых понятиях "бентосные простейшие" и "зоопланктон", а споры и пыльца, изучение которых обособилось теперь в особую дисциплину – палинологию, обозначены здесь наукообразным, но весьма неконкретным термином "дисперсные остатки растительной природы". Впервые в класс микропалеонтологических объектов включены бактерии, что вряд ли оправдано, если учесть обособление и быстрые темпы развития еще одной дисциплины на стыке палеонтологии и геологии – бактериальной палеонтологии.

Следует отметить также, что сам размерный критерий, по которому определяется класс микропалеонтологических объектов, не согласуется с биологической классификацией размерности организмов. В частности, в гидробиологии к микроорганизмам относят формы размерами иене 0.5 мм, т. е. в основном бактерии. Организмы в размерном диапазоне от 0.5 мм до 10 мм относятся к мейобентосу, что в микропалеонтологии соответствует размерной категории микрофауны.

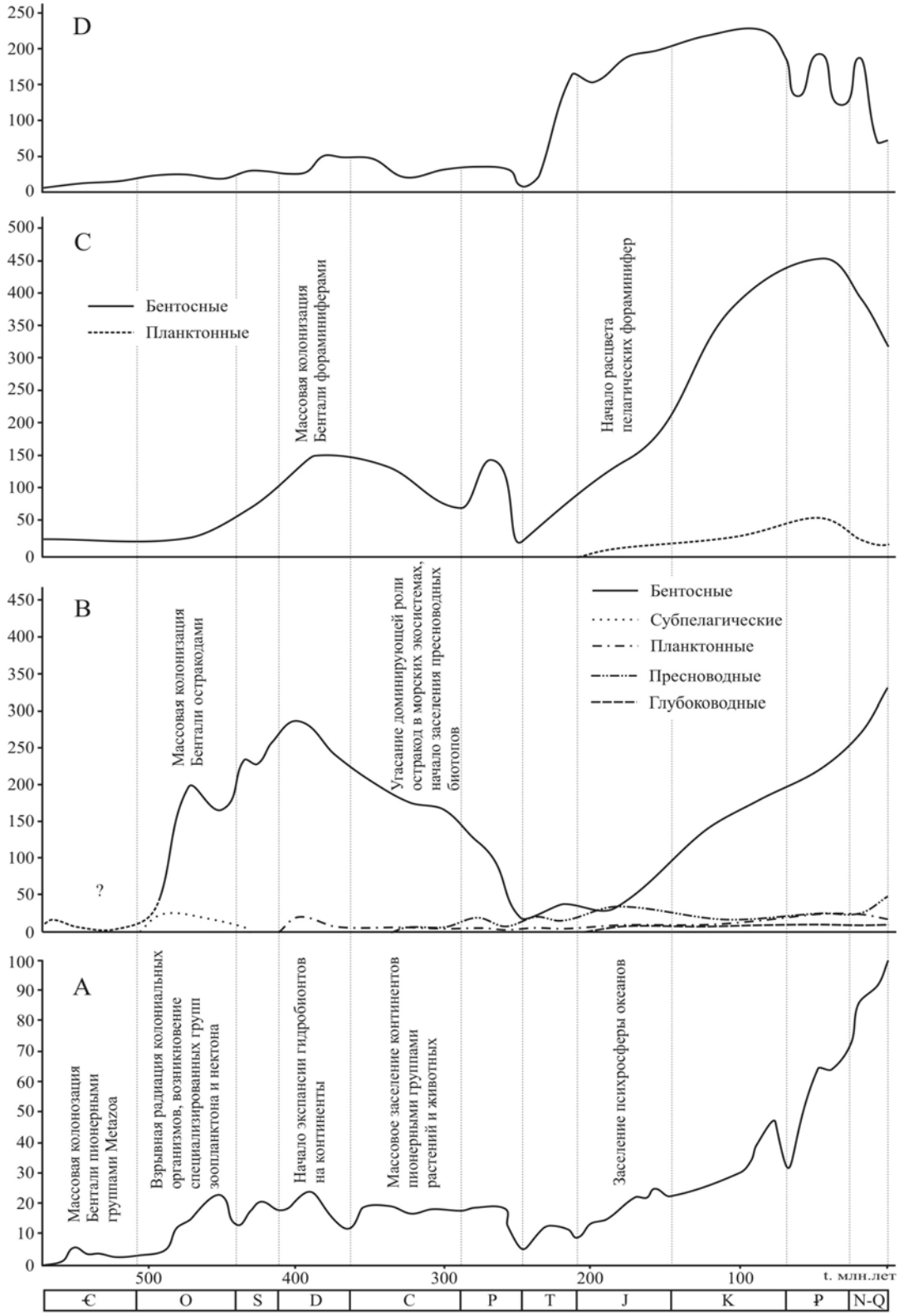
Таким образом, приходится примириться с тем, что нет оснований для признания микропалеонтологии в качестве самостоятельной научной дисциплины, поскольку главное ее содержание определяется не столько свойственным для любой самостоятельной научной дисциплины теоретическим аппаратом, сколько

сферой практического использования. Это, однако, не мешает признать исключительно важное значение исследований мелкомерных фоссилий для геологической практики. Актуальность этих исследований особенно возрастает на современном этапе изучения глубинного строения осадочных бассейнов, особенно в нефтяной геологии и океанологии, где главным источником геологической и палеонтологической информации мелкие образцы из керна скважин и донных колонок морских осадков. Поэтому, не претендуя на статус самостоятельной научной дисциплины, можно признать микропалеонтологию исключительно важным методическим направлением палеонтологии, непосредственно связанным с практической геологией. Такое уточнение целей и задач микропалеонтологии не снимает проблему биологизации исследований в этой области. В биологическом плане особого внимания заслуживают фораминиферы, радиолярии и остракоды – самые массовые мелкомерные скелетные гидробионты в фанерозойской истории экосистем, которые уже по этим биологическим особенностям должны были выполнять очень важную роль в биоценозах. Известно, что между массой тела и метаболизмом животных существует строгая зависимость [Можжерин, 1970], и поэтому мелкомерные организмы обладают самой высокой метаболической активностью из-за коротких жизненных циклов, предельной плотности популяций и способности оптимально использовать пищевые ресурсы за счет быстрых темпов размножения, позволяющих немедленно реагировать на изменения среды.

Автором с позиций экологической концепции эволюции биосферы подробно рассматривалась биоценотическая роль сообществ остракод в становлении морских экосистем фанерозойского типа в раннем палеозое [Каныгин, 1990, 1996, 2001; Kanygin, 2008]. В качестве исходного положения для такого подхода было принято представление о том, что эволюцию биосферы можно рассматривать в виде процессов: 1) пространственной экспансии жизни на Земле путем биодиверсификации пионерных сообществ и заселения ими новых биотопов и 2) структурно-функционального усложнения экосистем (до определенного лимитированного уровня) в результате возникновения новых экологических специализаций, сопровождающегося перераспределением доминирующих ролей в биоценозах конкретных таксономических групп. Нами было показано [Каныгин и др., 1996], что эти эволюционные тенденции отчетливо выявляются на примере геологической истории двух параллельно развивающихся групп микрофауны – фораминифер и остракод, которые из-за мелкомерности скелетов, биотопической универсальности, плотности популяций, краткосрочности жизненных циклов, определяющих их уникальные тафономические свойства, являются исключительно информативными объектами для палеобиологических исследований. У остракод, кроме того, каждый индивид может быть представлен в тафоценозах несколькими онтогенетическими генерациями в виде скелетных покровов. К этим двум группам фауны можно добавить и радиолярии, которые также являются эволюционными долгожителями и на своем трофическом уровне занимали в морских экосистемах доминирующее положение. Об этом свидетельствуют и биостратономические данные, что нашло отражение и в некоторых литологических терминах, отражающих породообразующее значение скелетных остатков этих организмов, таких, например, как “остракодовые известняки”, “фораминиферовые пески”, “радиоляриты”.

Известно, что “близкородственные виды характеризуются сходными энергетическими преобразованиями (сходными метаболическими путями), что определяет и использование сходных энергетических ресурсов” [Можжерин, 1970, с. 53]. Именно сходство трофических потребностей и определяет антагонизм организмов на видовом уровне по принципу конкурентного исключения. Такой же антагонизм существует и на уровне сообществ, использующих один и тот же тип пищевых ресурсов, но не в масштабе локальных экологических ниш, а в целом в пределах определенной биономической зоны. Из-за мозаичности биотопов конкуренция в этом случае носит не исключающий, а ограничительный характер, что хорошо прослеживается в долговременной геологической ретроспективе на примере хорологической истории многих экологических гильдий с близкими трофическими потребностями независимо от их таксономической принадлежности. Это с полным основанием можно отнести и к рассматриваемым группам фауны.

В биоценотическом отношении фораминиферы, радиолярии и остракоды как доминирующие элементы низшего трофического уровня играют эквивалентную роль в экосистемах, поэтому в хорологическом (пространственном) и эволюционном (временном) аспектах они выступают как альтернативные группы (по принципу конкурентного ограничения). Эта закономерность хорошо видна при сопоставлении динамики изменений таксономического разнообразия этих групп (см. рис.), составленных для всех периодов фанерозоя с учетом их дифференциации по основным секторам биосферы: морскому (с подразделением на бенталь, пелагиаль и психросферу) и континентальному (пресноводные биотопы).




Изменение разнообразия родов: A - морских животных; B - остракод;
C - фораминифер; D - радиолярий

Изменение разнообразия родов: A – морских животных; B –остракод; C – фораминифер; D – радиолярий.

Приведенные на этом рисунке графики таксономического разнообразия для остракод и фораминифер составленная автором, для морских животных приводятся по А.С. Алексееву, В.Ю. Дмитриеву, А.Г. Пономоренко [2001], радиолярий по М.С. Афанасьевой, Э.О. Амону [2006]. На графиках отчетливо видны как общие тенденции и переломные рубежи в изменениях биоразнообразия, так и особенности каждой из рассматриваемых групп. Самым главным отличием в эволюционной истории этих групп является их хорология. Практически неизменной была хорология радиолярий, приспособленных к обитанию только в пелагиали (возможно за исключением начальной стадии бентосного существования) в условиях стабильных условий среды. Фораминиферы также остались верны морской среде, но отдельные виды оказались способными существовать и в экстремальных обстановках на окраинах морских бассейнах как бентиали, так и в пелагиали. И только остракоды утратили доминирующую роль в морских экосистемах, но смогли успешно освоить и разнообразные пресноводные биотопы.

Первые редкие представители этих групп фиксируются в геологической летописи кембрия, но доминирующее положение в бентосных сообществах остракоды заняли в среднем ордовике, а фораминиферы только в среднем девоне. Взрывной рост биоразнообразия радиолярий также приходится на ордовикский период, когда вместо ранее существовавшей факультативной сформировалась постоянная зоопелагиаль. В фанерозойской истории остракод, фораминифер и радиолярий установлено несколько этапов кардинальных изменений хорологии и темпов таксономической дивергенции, сопровождавшихся перераспределением их биоценотических ролей в разных биономических зонах: 1) средний ордовик – монополизация остракодами низшего трофического уровня и донных сообществах шельфовой части моря, факультативное появление отдельных таксонов остракод в пелагиали; 2) средний девон – массовое появление специализированных форм остракод в пелагиали, неустойчивое доминирование в донных биоценозах, в связи с взрывным ростом биоразнообразия фораминифер и быстрой колонизации ими бентали ( эффект конкурентного ограничения); 3) ранний карбон – утрата доминирующей роли остракод в морских экосистемах, сопровождающаяся массовым заселением краевых зон моря и континентальных акваторий с резким одновременным усилением доминирующей роли фораминифер, которые с этого уровня и до современности доминируют в морских сообществах на низших трофических уровнях; 4) юра – массовое заселение пелагиали и абиссали сообществами фораминифер (возможно это произошло раньше, но палеонтологическая летопись протоокеанов пока изучена недостаточно из-за ее фрагментарности). Динамика изменений биоразнообразия радиолярий имеет менее контрастный характер по сравнению с фораминиферами и остракодами и в целом хорошо совпадает с динамикой общего биоразнообразия. Это хорошо объясняется тем, что радиолярии всегда обитали в узком диапазоне толерантности и поэтому их биоразнообразие можно рассматривать как индикатор стабильности морской среды.

Таким образом, исторические судьбы трех самых массовых групп мелкомерных скелетных гидробионтов, прошедших максимально длинный эволюционный путь (от раннего фанерозоя до современности), находящихся на разных уровнях таксономической иерархии (т. е. резко различающихся по биологической организации), но эквивалентных по своей трофической роли в биоценозах, хорошо иллюстрирует многообразие путей формирования современного биоразнообразия биосферы и пространственной экспансии таксономических групп с разными адаптивными возможностями. Остракоды как организмы с более широким диапазоном толерантности (в частности, из-за очень высокой способности осмо- и терморегуляции, а так же уникальных механизмов расселения и воспроизводства в резко гетерогенных континентальных аквабиотопах в терминале своего эволюционного пути смогли освоить не только морской, но и пресноводный сектора гидросферы, но “расплатились” за это утратой доминирующей роли в исконных морских обстановках (при сохранении доминирования в некоторых экстремальных локальных биотопах). Фораминеферы, наоборот, нарастающими темпами, начиная со среднего девона, монополизировали более гомогенную, по сравнению с пресноводной, морскую среду и лишь отдельные представители этой группы смогли адаптироваться в опресненных или засоленных окраинах морских бассейнов. Еще большую верность исконной среде обитания сохранили радиолярии, которые способны существовать только в пелагиали при нормальной морской солености, что можно предположительно объяснить особенностями их скелетообразования, требующего определенной концентрации кремния в морской воде. Предполагается, что главным конкурентным преимуществом фораминифер, как доминирующих компонентов морских биоценозов является их способность к более быстрым темпам размножения по сравнению с остракодами, что подтверждается их исключительно плотными популяциями.

*Исследования поддерживаются грантом РФФИ № 08-05-00695, грантом НШ - 3822.2008.5 (ведущие научные школы) и программой президиума РАН №18 “Происхождение и эволюция биосферы”.*

**ЛИТЕРАТУРА**

*Алексеев А.С., Дмитриев В.Ю., Пономаренко А.Г.* Эволюция таксономического разнообразия. - М: ГЕОС, 2001. 126 с.

*Афанасьева М.С., Амон Э.О.* Радиолярии. М: ПИН РАН, 2006. 320 с.

*Большая* энциклопедия: В 62 т., т. 29. М: ТЕРРА, 2006. 592 с.

*Жижченко Б.П.* Микропалеонтологические методы стратиграфических построений в нефтегазоносных областях. М: Недра, 1968, 339 с.

*Можжерин В.А.* Энергетическая структура зоологических систем. Экология. 1970. № 6. С. 52–61.

*Каныгин А.В.* Экологическая эволюция остракод и проблема видообразования // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Аспекты эволюции организмов и среды. Новосибирск: Наука, 1990. С. 59–76.

*Каныгин А.В.* Ордовикский этап развития биосферы: кардинальная перестройка морских экосистем // Геодинамика и эволюция Земли. Материалы к научной конференции РФФИ. Новосибирск: Из-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 170–173.

*Каныгин А.В.* Ордовикский феномен взрывной дивергенции органического мира Земли: причины и эволюционные последствия для биосферы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 4. С. 631–667.

*Каныгин А.В., Базарова Л.С., Бахарев Н.К., Тимохин А.В., Гуськов С.А., Левчук Л.К., Маринов В.А., Никитенко Б.Л., Ядренкин А.В.* Альтернативная хорология сообществ остракод и фораминифер в фанерозое // Геодинамика и эволюция Земли. Материалы к научной конференции РФФИ. Новосибирск: Из-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 173–176.

*Kanygin A.V.* Ecological revolution through Ordovician Biosphere(495–435 Ma ages): Start of the coherent life evolution // Biosphere Origin and Evolution. Springer, 2008. P. 245–256.

## О ПОЗИЦИИ РАДИОЛЯРИЙ В МЕГАСИСТЕМЕ ЭУКАРИОТ

**М.С. Афанасьева[1], Э.О. Амон[2]**

*[1]Палеонтологический институт РАН, 117997, Москва, Профсоюзная ул., 123;*
*e-mail: mafan@paleo.ru*
*[2]Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7;*
*e-mail: amon@igg.uran.ru*

Биология одноклеточных микроорганизмов (протистология) представляет собой в настоящее время одну из бурно развивающихся областей науки. Многие протисты являются модельными объектами, на которых решаются как общебиологические теоретические, так и прикладные проблемы. Благодаря биохимическому и морфологическому изучению ультра- и наноструктур и молекулярной филогении протистов (секвенирование рибосомальной РНК, генов актина, цитохромов и др.) сейчас происходит революционный пересмотр всей системы эукариот, понемногу приходит новое понимание таксономических и филогенетических отношений между группами одноклеточных организмов. Естественно, такое же новое понимание должно возникнуть и в палеонтологии протист, которой следует считаться с современными достижениями и результатами новейших исследований, или, во всяком случае, хотя бы перестать “не замечать” их. Достойно сожаления, что в микропалеонтологии все еще господствует схема систематики простейших, разработанная О. Бючли в 1880–1889 гг., который подразделил Protozoa на Sarcodina (амебоидные организмы), Sporozoa (паразитическая группа), Mastigophora (жгутиковые) и Infusoria (реснитчатые). Со времен Э. Геккеля (работы 1866–1887 гг.) к радиоляриям относятся собственно радиолярии (т.е. полицистины), коллодарии, феодарии и акантарии, и это мнение разделяют многие специалисты.

Таксономический ранг Radiolaria в мегасистеме Protozoa неоднократно пересматривался и изменялся, особенно радикально в конце XX века. Ныне этот ранг, согласно особенностям морфологии и эволюционных изменений начиная с раннего кембрия, а также с учетом новых и новейших опубликованных данных по молекулярной филогении и геносистематике (геномике) протист, может быть определен в качестве типа. Это было показано как работами по выяснению молекулярной филогении радиолярий и близких к ним простейших [Zettler et al., 1997; Polet et al., 2004; Yuasa et al., 2006 и др.], так и нашими морфологическими исследованиями [Афанасьева, Амон, 2006 и др.]. Вместе с тем остается много неясностей в определении позиции типа Radiolaria в мегасистеме протист и установлении таксономических взаимоотношений радиолярий с другими группами одноклеточных организмов.

Существует несколько различающихся точек зрения:

• одни исследователи предлагают объединить типы Radiolaria и Heliozoa в промежуточную категорию "parvkingdom Actinopoda", располагающуюся в интервале между категориями "инфрацарство" и "надтип" [Cavalier-Smith, 1993];

• другие настаивают на строгом разграничении радиолярий и акантарий [Zettler et al., 1997];

• третьи предполагают выделить радиолярии и акантарии в единую группу надтипового ранга [Lopez-Garcia et al., 2002];

• четвертые предлагают отнести феодарий к церкозоям и подчеркивают парафилетизм происхождения радиолярий [Polet et al., 2004, Yuasa et al., 2006].

За последние десять-пятнадцать лет опубликовано множество работ, в которых приведены результаты исследований по молекулярной филогенетике и геномике Protozoa. Здесь невозможно все их осветить, однако следует оттенить некоторые наиболее важные положения.

Современный прогресс в филогенетической реконструкции эукариот происходит в четырех областях: 1) в области культивирования все новых и новых организмов в лаборатории, что обеспечивает исходный материал для генетического и ультраморфологического анализов; 2) в возрастании числа и сложности применяемых биохимико-аналитических методов; 3) в базировании филогенетических исследований на нескольких или многих генах; 4) в построении и оценке топологий филогенетических древ на основе последовательностей молекулярных кладистских признаков высокого разрешения [Cavalier-Smith, 2002, 2004].

Все чаще многие ранее неидентифицированные формы помещаются в хорошо известные группы, что приводит к запутанности классификации и заставляет изменять диагнозы таксонов, при этом топологии филогенетических древ, построенных на единственном или немногих генах, непрерывно меняются и исправляются [Cavalier-Smith, 2002, 2004]. Приемы построения филогенетических древ эукариот разрешают топологии с небольшим числом, но внутренне разнообразных, крупных единиц – таксономических "супергрупп". Одной из таких "супергрупп" протист является крупный таксон Rhizaria (надцарство, по нашему мнению), недавно ставшее предметом углубленного изучения [Cavalier-Smith, 2002, 2004; Nikolaev et al., 2004 и др.].

Ядро Rhizaria составили Cercozoa и Foraminifera; их общее происхождение было первоначально предложено по топологии белков-актинов и по отмеченной у обеих групп способности формировать ретикулоподии, затем было выяснено, что представители обоих этих таксонов несут вставку одного или двух остатков аминокислоты в соединениях мономера-мономера гена полиубикитина и по филогенезам по РНК полимеразе II (RNA polymerase II RPB1) [Cavalier-Smith, 2002, 2004].

Микроорганизмы, относимые к Radiolaria, как выяснилось, также принадлежат к Rhizaria, притом, что сами Radiolaria могут быть парафилетичны [Polet et al., 2004]. Phaeodarea (например, Coelodendrum, Aulosphaera, Aulacantha), по мнению С. Поле с коллегами [Polet et al., 2004], – это фактически монадофилозные церкозои, вероятно, наиболее близко связанные с отрядом Tectofilosida [Cavalier-Smith, 2002], в то время как Acantharea и Polycystinea часто группируются (кластеризуются) в единый таксон Radiozoa sensu Cavalier-Smith, 1993 [Lopez-Garcia et al., 2002], несмотря на изъятие из него Phaeodarea [Cavalier-Smith, 2004].

Согласно результатам молекулярно-филогенетических исследований [Nikolaev et al., 2004] выделена группа таксонов Sticholonchea + Acantharea как подтип Spasmaria в пределах типа Radiozoa, при этом уточняется, что ранее сделанное размещение Sticholonche в Heliozoa было ошибочным. Radiozoa, как полагали, относятся к Rhizaria на основании способности формировать ретикулоподиальную сеть, а также на основании топологий филогенетических древ по rRNA и объединению с Foraminifera и Cercozoa [Cavalier-Smith, 2002, 2004; Lopez-Garcia et al., 2002; Nikolaev et al., 2004; Polet et al., 2004]. Чуть позже от понятия, термина и таксономической категории Radiozoa было решено отказаться совсем [Adl et al., 2005].

В последнее время обозначилась тенденция, состоящая в том, что многие неонтологи-протистологи стремятся уйти от рамок, навязываемых традиционной систематикой. В этом отношении весьма показательна коллективная статья большой группы крупнейших специалистов (28 участников из 7 стран), синтезирующая накопленные к настоящему времени знания по геносистематике и молекулярной филогении протист [Adl et al., 2005]. Эти авторы, формируя новую систему эукариот, относимых к протистам, решили отказаться от формальной традиционной систематики, предписывающей выделение иерархически упорядоченных таксонов разного ранга (царств, типов, классов, отрядов). Они предлагают оперировать, придерживаясь кладистской концепции, такими понятиями, категориями и терминами, как "кластер" (cluster),"клада" (clade), "ядро" (core), "сестринство" (sisterhood), "древо" (tree), а в иерархии первых трех высших подразделений – "супергруппа" (super-group), "первый ранг" (first rank), "второй ранг" (second rank).

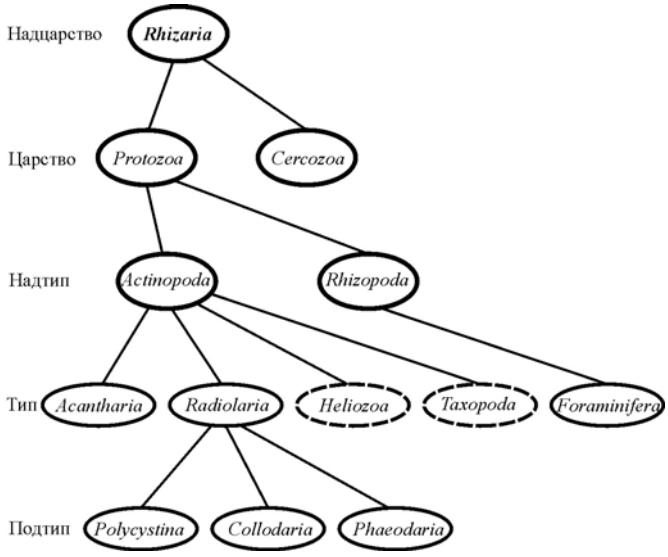



Схема иерархических взаимоотношений *Radiolaria* в надцарстве *Rhizaria.*

В свете таких новаций, основанных на молекулярной филогенетике, эукариоты кластеризуются на шесть эволюционно связанных групп: 1) Opisthokonta (животные, грибы, хоанофлагелляты и мезомицетозои); 2) Amoebozoa (обычные амебы, многие раковинные амебы, некоторые жгутиковые амебы, плесени и некоторые виды без митохондрий); 3) Excavata (оксимонады, парабазилиды, дипломонады, якобиды, несколько других родов гетеротрофных жгутиконосцев), и, возможно, Euglenozoa и Heterolobosea; 4) Rhizaria (Foraminifera, большинство традиционных Radiolaria, Cercozoa с филозными псевдоподиями, многие амебоидные жгутиконосцы и некоторые раковинные амебы); 5) Archaeplastida (глаукофиты, красные водоросли, зеленые водоросли и Plantae); 6) Chromalveolata (Alveolata – реснитчатые, динофлагелляты, Apicomplexa; Stramenopiles – коричневые водоросли, диатомовые, многие зооспорные грибы, Haptophyta и Cryptophyceae) [Adl et al., 2005].

В целом классификация протист на уровне самых высоких таксономических категорий представляет собой весьма непростую задачу. Главное затруднение состоит в том, что результаты по ультраструктурам и молекулярной филогенетики либо не подтверждаются, либо противоречат данным палеонтологии. Классификации ископаемых организмов, основанные исключительно на морфологии базовых скелетных элементов, входят в противоречие с геномными филетическими построениями, которые, по самой своей сути, являются кладистскими и требуют неукоснительной монофилии, в то время как данные палеонтологии часто указывают на полифилию ряда крупных таксонов, в том числе типов Radiolaria и Foraminifera.

Тем не менее вполне возможен синтез достижений современной молекулярной кладистики и традиционных филогенетических построений, основанных на палеонтологических свидетельствах, который может найти отражение в новой классификационной схеме радиолярий. Мы предлагаем свой вариант мегасистемы радиолярий, учитывающий многое из того, что было найдено молекулярной филогенетикой и палеонтологией радиолярий (см. рисунок):

Надцарство **RHIZARIA Cavalier-Smith 2002**
Царство **CERCOZOA Cavalier-Smith 1998**
Царство **PROTOZOA Goldfuss 1818, stat. nov. Owen 1858, emend. Cavalier-Smith 1993**
Надтип **ACTINOPODA Calkins 1909**
Тип **ACANTHARIA Haeckel 1881, emend. Mikrjukov 2000**
Тип **RADIOLARIA Muller 1858, stat. nov. emend. Afanasieva et Amon 2005**
Подтип **POLYCYSTINA Ehrenberg 1838, stat. nov. emend. Afanasieva et Amon 2006**
Подтип **PHAEODARIA Haeckel 1887, emend. Afanasieva et Amon 2006**
Подтип **COLLODARIA Haeckel 1881, stat. nov. emend. Afanasieva et Amon 2006**

Выделение Rhizaria в ранге промежуточной категории “надцарство” представляется вполне обоснованным, так как в этой группе могут быть объединены весьма разнообразные в морфологическом, эколого-

трофическом и генетическом отношении флагелляты, амебофлагелляты и амебоиды. Эти микроорганизмы, несмотря на свою различную принадлежность к фото- и автотрофам, могут быть объединены по признаку наличия корнеобразных ретикулярных филозных псевдоподий и(или) аксоподий [Adl et al., 2005]. Надцарство Rhizaria объединяет царства Cercozoa и Protozoa.

Царство Protozoa – это главным образом одноклеточные или плазмодиальные и колониальные фаготрофные эукариоты. Protozoa обладают митохондриями и пероксисомами (в противоположность Archezoa), даже когда они вторично утрачены (Parabasalia, Entamoebia, Lyromonadea, анаэробные реснитчатые), а вместо них представлены гидрогеносомы и Гольджи-диктиосомы. Реснички иногда жесткие или трубчатые, гаптонема отсутствует (исключая нефотосинтезирующих гаптофитов). Хлоропласты, когда представлены (только у некоторых динофлагеллят и эвгленозой), не содержат ни крахмал, ни фикобилисомы (в отличие от Plantae), но обладают множеством тилакоидов и обычно тремя, реже двумя покровными мембранами [Cavalier-Smith, 1993].

Выделение в царстве Protozoa промежуточной категории в ранге надтипа представляется нам целесообразным, и здесь можно различать надтип Rhizopoda, с организацией корненожек, куда относится тип Foraminifera, и надтип Actinopoda с лучистой организацией аксоподий.

В составе надтипа Actinopoda выделяются четыре типа: тип Heliozoa с двумя или четырьмя классами, тип Taxopoda (синоним Sticholonchea) с единственным отрядом Taxopodida Fol, 1883 и единственным видом Sticholonche zanclea Hertwig, тип Acantharia и тип Radiolaria, объединяющий три подтипа Polycystina, Phaeodaria и Collodaria [Афанасьева, Амон, 2006].

Вместе с тем таксономический ранг Acantharia и Phaeodaria вызывает в настоящее время много споров.

Акантарий то исключали из состава радиолярий [Zettler et al., 1997], то сближали с ними [Lopez-Garcia et al., 2002]. Отличительными признаками акантарий являются [Adl et al., 2005]: 1) фибриллярный периплазматический кортекс; 2) двадцать радиальных игл, построенных из сульфата стронция, объединены в клеточном центре; 3) бесполое размножение не известно, а половое приводит к серии мейотических и митотических делений, и в конечном счете к образованию $10^2$–$10^3$ двужгутиковых гамет; 4) это исключительно морские, одиночные формы. Указанные признаки весьма существенно отличают акантарий от радиолярий, имеющих органогенный опаловый скелет сложной геометрической формы, с характерным бесполым размножением, способных образовывать колонии и обитать в опресненных водах. Поэтому размещение акантарий среди радиолярий на основании 18S rRNA, как это предлагается [Lopez-Garcia et al., 2002], нам представляется малоубедительным.

Феодарии до недавнего времени всеми исследователями всегда рассматривались в составе радиолярий, и только в 2004–2006 гг. было предложено [Adl et al., 2005] отнести их к Cercozoa, что кажется нам весьма сомнительным.

Наличие двух-трех крупных отверстий в стенке центральной капсулы (астропиле и парапиле), наличие экстракапсулярного темноокрашенного феодиума (гранулированная цитоплазма с неусвоенными остатками), минеральный опаловый скелет с неплотной упаковкой биоминеральных компонентов, иногда особая форма раковинки (двустворчатая, напоминающая раковины моллюсков) отличают феодарий от классических радиолярий. Но с другой стороны, размещение феодарий среди Cercozoa и сближение их с типичными церкозоями Lecythium, Pseudodifflugia, Euglifia, Taumathomastix, Cercomonas, Heteromita и др. нам представляется неверным. В частности по той причине, что анатомия и биология таких церкозой как Cercomonadidae (Cercomonas – ползающие амебофлагелляты без раковинок, с временными псевдоподиями); Heteromitidae (Heteromita – те же амебофлагелляты без раковинок, передний флагеллюм иногда отсутствует); Thaumatomonadidae (Taumathomastix – силикофилозеи, продуцирующие поверхностные кремневые пластины или чешуи, ползающие, с плоским телом, иногда способные к плаванию); Euglyphidae (Euglifia – те же силикофилозеи, пластины могут быть сцементированы органическим цементом), значительно отличаются от анатомии и биологии феодарий.

Разработанный нами вариант мегасистемы радиолярий объединяет таксоны с разной степенью валидности. По существу, только подтипы Polycystina и Collodaria находят убедительное подтверждение одновременно и с позиций геномики и с позиций палеонтологии. Этого нельзя сказать о подтипе Phaeodaria и типе Acantharia, у которых данные геномики и биологии, в том числе палеобиологии и морфологии, вступают в противоречие друг с другом.

Вместе с тем этот вариант является значительным шагом вперед в сравнении с иными вариантами классификации радиолярий (например, [De Wever et al., 2001]), поскольку дает возможность представить высокие таксоны типа Radiolaria как целостно развивающиеся группы.

*Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН "Происхождение и эволюция биосферы", РФФИ, проекты № 06-05-64859 и 07-04-00649.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Афанасьева М.С., Амон Э.О.* Радиолярии. М.: ПИН РАН, 2006. 320 с.

*Adl S. M., Simpson A.G.B., Farmer M.A., Andersen R.A., Anderson O.R., Barta J.R., Bowser S.S., Brugerolle G., Fensome R.A., Frederico S., James T.Y., Karpov S., Kugrens P., Krug J., Lane C.E., Lewis L.A., Lodge J., Lynn D.H., Mann D.G., McCourt R.M., Mendoza L., Moestrup Ш., Mozley-Standridge S.E., Nerad T.A., Shearer C.A., Smirnov A.V., Spiegel F.W., Taylor M.F.J.R.* The New Higher Level Classification of Eukaryotes with Emphasis on the Taxonomy of Protists // J. Eukaryot. Microbiol. 2005. V. 52, N. 5. P. 399–451.

*Cavalier-Smith T.* Kingdom Protozoa and its 18 phyla // Microbiol. Rev. 1993. V. 57. P. 953–994.

*Cavalier-Smith T.* The phagotrophic origin of eukaryotes and phylogenetic classification of Protozoa // Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 2002. V. 52. P. 297–354.

*Cavalier-Smith T.* Only six kingdoms of life // Proc. R. Soc. 2004. Ser. B, V. 271. P. 1251–1262.

*De Wever P., Dumitrica P., Caule J.-P., Nigrini C., Caridroit M.* Radiolarians in the sedimentary record. Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers, 2001. 533 p.

*Lopez-Garcia P., Rodriguez-Valera F., Moreira D.* Toward the monophyly of Haeckel's Radiolaria: 18S rRNA Environmental Data. Support the Sisterhood of Polycystinea and Acantharea // Mol. Biol. Evol. 2002. V. 19, N. 1. P. 118–121.

*Nikolaev I.S., Berney C., Fahrni F.J., Bolivar I., Polet S., Mylnikov P.A., Aleshin V.V., Petrov B.N., Pawlowski J.* The twilight of Heliozoa and rise of Rhizaria, an emerging supergroup of amoeboid eukaryotes // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 2004. V. 101, N. 21. P. 8066–8071.

*Polet S., Berney C., Fahrni J., Pawlowski J.* Small-subunit ribosomal RNA gene sequences of Phaeodarea challenge the monophyly of Haeckel's radiolaria // Protist. 2004. V. 155, N. 1. P. 53–63.

*Yuasa T., Takahashi O., Dolven J.K., Mayama S., Matsuoka A., Honda D., Bjorklund K.R.* Phaeodarians found a home? Molecular phylogenetic study of Phaeodarea // InterRad 11 & Triassic Stratigraphy Symposium (19–24 March 2006, Te Papa, Wellington, New Zealand): Abstracts. GNS Science miscellaneous series II. 2006. P. 141

*Zettler L.A., Sogin M.L., Caron D.A.* Phylogenetic relationships between the Acantharea and the Polycystinea: A molecular perspective on Haeckel's Radiolaria // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 1997. V. 94. P. 11411–11426.

# РАЗВИТИЕ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ РАДИОЛЯРИЙ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА, АРКТИЧЕСКОЙ И АНТАРКТИЧЕСКОЙ ОКРАИН

**В.С. Вишневская**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер. 7;*
*e-mail: valentina@ilran.ru*

Продолжительное время радиоляриям не уделялось должного внимания в стратиграфии, и они традиционно рассматривались как вспомогательная группа даже среди микрофауны. К настоящему времени стало очевидным, что потенциальные возможности этой группы чрезвычайно велики [Жамойда, 2003]. Подсчет разнообразия радиоляриевых комплексов в геологическом прошлом позволил проследить не только различные темпы эволюции этих кремнистых микроорганизмов [Vishnevskaya, 1997], но и выявить интервалы минимального и максимального разнообразия. Именно в мелу начинается позднемезозойская фаза регрессивного развития у радиолярий, выраженная снижением численности и разнообразия, уменьшением количества сегментов, которая сменила фазу палеозойско-среднемезозойского прогрессивного увеличения видового разнообразия с максимальным пиком и числом камер более 50 у представителей Nassellaria в конце титонского века.

Представители отряда Nassellaria всегда были более мобильной и прогрессивной группой радиолярий. Их численность в мезозойскую и кайнозойскую эры всегда превышала общую численность Spumellaria. Очень важным морфологическим элементом Nassellaria служит первый отдел, который является начальным или инициальным и называется цефалисом. Этот отдел всегда отвечал за работу всего организма, поскольку в нем располагалась инициальная многолучевая спикула, которая поддерживала нуклеоаксоподиальный аппарат. Возможно, в связи с этим обстоятельством, в моменты различных палеогеографических перестроек или кризисов, именно эта часть скелета претерпевала наиболее существенные изменения. Так, на юрско-меловой границе

как в Тетической, так и в Бореальной областях Тихоокеанского кольца впервые появляются специфические формы радиолярий, у которых первый отдел хорошо защищен дополнительными скелетными тангентальными образованиями. Это так называемые "ложноголовые" формы. Первыми характерными представителями этих форм являются отдельные виды родов *Archaeodictyomitra* и *Ristola*: *A. apiarium* (Rüst) sensu Kocher [Mekik et al., 1999], *A. excellens* (Tan), *R. cretacea* Baumgartner (Табл. I). У всех этих форм имело место утолщение вокруг первого и последующих (4–6) отделов за счет нарастания скелетной ткани. Эти формы хорошо распознаются по наличию "ложной головы" даже в случаях плохой сохранности. Кроме того, они являются космополитными и широко расселены в различных районах, в том числе в Арктической и Антарктической окраинах. Все это определяет высокую значимость рассматриваемой группы для определения нижней границы меловой системы.

Второй раз "ложноголовые"формы в мелу появились в конце альбского века, когда внезапно возникли многочисленные виды рода *Pseudodictyomitra* с гиперболированными размерами первых 3–5 сегментов. Это виды *P. disparlita* (Aliev), *P. malleola* (Aliev), *P. nardaranensis* (Aliev), *P. sagitafera* (Aliev) *P. pseudomacrocephala* (Squinabol). Не исключено, что появление всех этих "ложноголовых" форм, скорее всего, было связано с завершающей фазой второго бескислородного события, Oceanic Anoxic Event (OAE) 2 – альб [Вишневская и др., 2006]. Большая часть перечисленных видов вымирает в сеномане. Последний вид *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol) (см. табл. 1), являясь космополитом, имеет большое стратиграфическое и палеогеографическое значение [Басов, Вишневская, 1991]. Этот вид просуществовал до начала турона. Детальное исследование строения первых отделов этого вида показало, что у альбских форм так называемый псевдоцефалис ("ложная голова") имеет форму, приближающуюся к шару, в то время как у форм конца сеномана псевдоцефалис субконический с максимальным нарастанием дополнительной ткани не на первом, а на втором и третьем отделах. Туронские формы имеют строго конический псевдоцефалис и отличаются максимальным количеством камер.

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Изученная коллекция радиолярий из мел-палеогеновых отложений Северо-Востока России и Крымско-Кавказского региона хранится в Геологическом институте РАН (г. Москва) № 1-2008.

### Таблица 1. Ложноголовые формы радиолярий из нижнего мела

Фиг. 1–6. *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol): 1 – экз. № 99-7/1-31, ×300, обр. 136, сеноман Крыма; 2 – экз. № 99-7/2-20, ×200, обр. 136, сеноман Крыма; 3 – экз. № 99-7/2-40, ×200, обр. 18А, турон Крыма; 4 – экз. № 99-7/2-8, ×00 , обр. 136, сеноман Крыма; 5 – экз. № 99-7/1-13, ×300, обр. 136, сеноман Крыма; 6 – экз. № 027-1, ×180, обр. 027, сеноман Малого Кавказа.

Фиг. 7. *Ristola cretacea* Baumgartner: Экз. № 401-3/1, ×150, обр. 401-3, берриас р. Пикась Корякского нагорья.

### Таблица 2. Радиолярии юры–раннего эоцена Северо-Востока России

Фиг. 1. *Spongasteriscus rozanovi* Vishnevskaya: экз. № 64S/1998, ×120, обр. 64, кампан Корякского нагорья.

Фиг. 2–6. Spongasteriscus cruciferum Clark et Campbell: 2 – экз. № 173б/82-1, ×200, обр. 173б/82, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский; 3 – экз. № 173б/82-2, ×120, обр. 173б/82, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский; 4 – экз. № 173б/82-3, ×0, обр. 173б/82, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский; 5 – экз. № 78в/85-1, ×200, обр. 78в/85, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский; 6 – экз. № 78в/85-2, ×200, обр. 78в/85, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский.

Фиг. 7–9. *Amphicarydiscus gracilis* (Lipman): 7 – экз. № 78в/85-3, ×120, обр. 78в/85, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский; 8 – экз. № 78в/85-4, ×20, обр. 78в/85, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский; 9 – экз. № 78в/85-5, ×200, обр. 78в/85, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский.

Фиг. 10 . *Bathropyramis sanjoaquinensis* Campbell et Clark: Экз. № 713-3, ×200, обр. 713, маастрихт Кораксого нагорья.

Фиг. 11. *Bathropyramis filatovae* Vishnevskaya: Экз. № Н-11в, ×280, обр. Н-11, бат Кораксого нагорья.

Фиг. 12. Bathropyramis magnifica Clark et Campbell: Экз. № 78в/85-6, ×95, обр. 78в/85, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский.

Фиг. 13. *Bathropyramis ? sanjoaquinensis* Campbell et Clark: Экз. № 713-4, ×120, обр. 713, маастрихт Кораксого нагорья.

Фиг. 14. *Peripyramis victori* (Lipman): Экз. № 231-1, ×200, обр. 231, эоцен р. Очередной, Камчатка.

Фиг. 15–18. *Bathropyramis magnifica* Clark et Campbell: 15 – экз. № 173б/82-4, ×200, обр. 173б/82, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский; 16 – экз. № 173б/82-5, ×95, обр. 173б/82, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский; 17 - экз. № 78в/85-7, ×95, обр. 78в/85, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский; 18 - экз. № 78в/85-8, ×95, обр. 78в/85, эоцен, Корякско-Камчатский регион, о. Карагинский.

**Таблица 1**

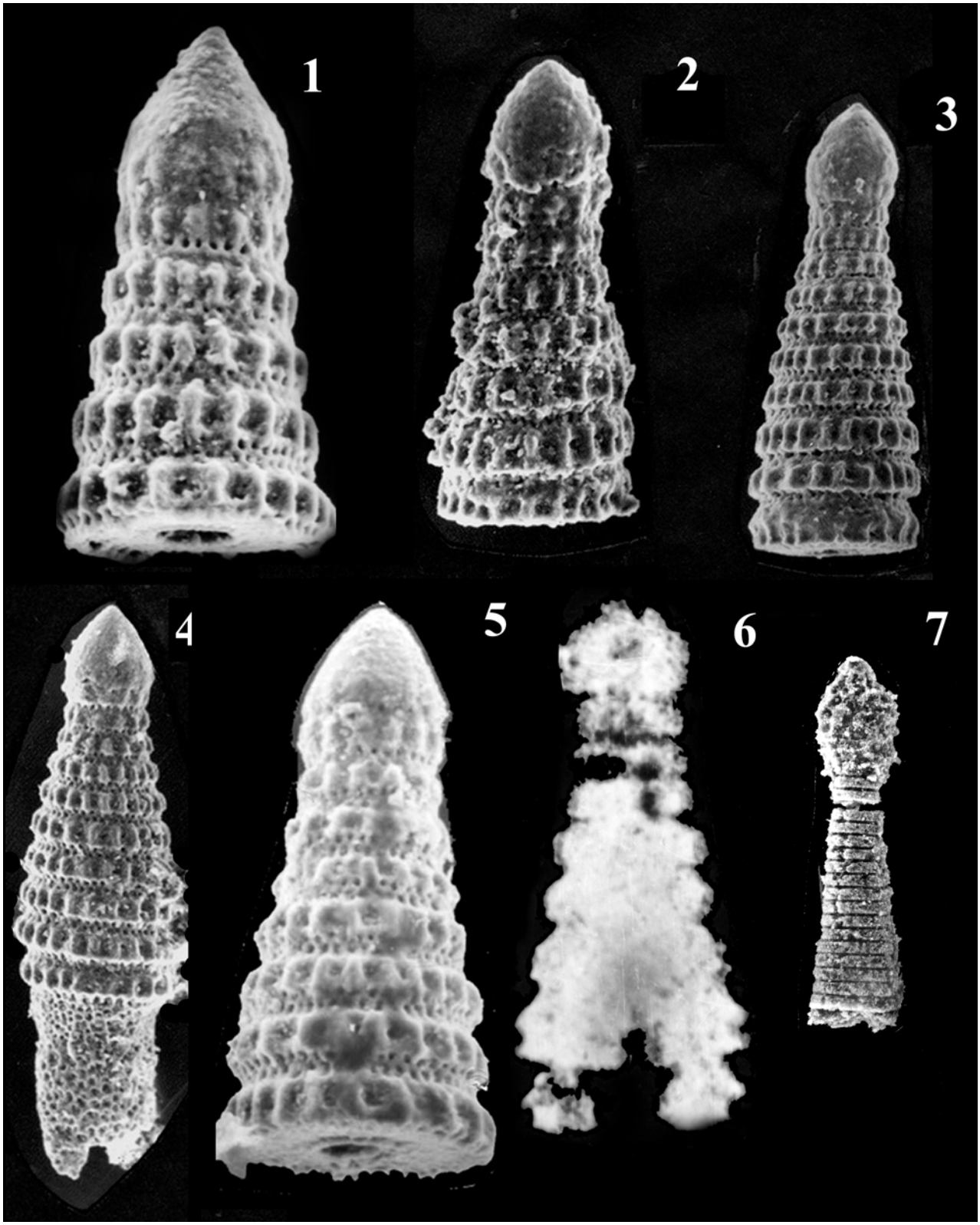
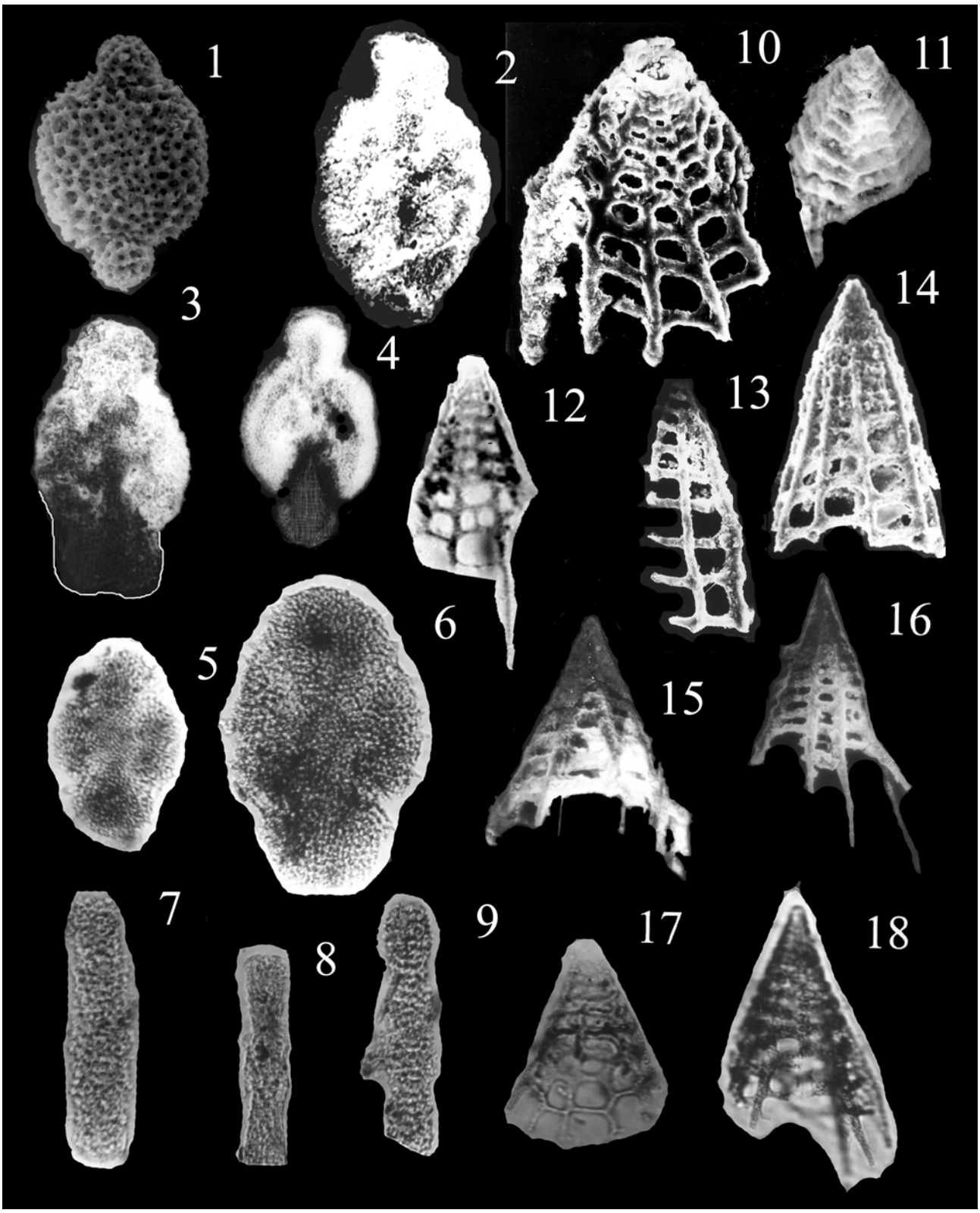


**Таблица 2**



Другое интересное проявление изменения положения первого отдела демонстрирует род *Holocryptocanium*, у которого цефалоторакс (первый и второй отделы) значительно опущены или погружены в третий отдел или абдомен. Время существования этого рода также совпадает со вторым бескислородным событием OAE 2.

Кроме проявления необычных форм у радиолярий, в раннем мелу и начале позднего мела наблюдается устойчивый спад видового разнообразия, который сопровождался определенными морфологическими изменениями: постепенным уменьшением общего числа камер, размера скелета, сокращением количество постабдоминальных камер. Так, в начале раннего мела вымирают многокамерные (или с большим количеством сегментов) юрские роды *Parvicingula*, *Ristola*. На рубеже раннего и позднего мела вымирает многокамерный юрский род *Mirifusus*, характеризующийся максимально вздутой средней частью скелета. В середине позднего мела вымирают последние представители многокамерных родов *Archaeodictyomitra* и *Pseudodictyomitra*. Тем не менее еще отмечалось увеличение количества сегментов (в конце раннего мела и даже в конце мелового периода), но их среднее число никогда не достигало более 20. Так, в конце готерива или начале баррема появился род *Obeliscoites* с более чем 20 отделами, а в конце альбского века – *Phalangites* с еще большим количеством сегментов (до 40), но сегментация у мультикамерных видов этого рода уже была ложная, поскольку она не выражена сужениями или поясами, разделяющими сегменты. В конце мелового периода имел место внезапный рост числа камер у завершающего свое существование долгоживущего мелового рода *Dictyomitra*. Столь резкое изменение в развитии общего прогрессивного развития видового биоразнообразия может быть связано с несколькими абиотическими факторами, в том числе с аноксидными событиями, похолоданием и даже с влиянием импактных событий.

С середины кампанского века темпы эволюции начинают возрастать, в конце кампана происходит вспышка видообразования. Именно в это время появляются первые представители кайнозойской фауны, среди которых присутствует род *Spongasteriscus*. На примере видов этого рода можно проследить эволюцию очень важных в стратиграфическом отношении губчатых спонгодисцид (Spumellaria). Появление *Spongasteriscus rozanovi* Vishnevskaya в Северном полушарии (Тихоокеанский регион) совпадает с кампанским похолоданием. Типичные кайнозойские *Spongasteriscus cruciferum* Clark et Campbell впервые зафиксированы в позднем палеоцене, в то время как *Amphicarydiscus* и *Amphicraspedium* (*Amphicarydiscus gracilis* (Lipman) и др.) – в раннем эоцене от Сибири до Новой Зеландии (табл. 2). Дальнейшее возрастание видового биоразнообразия происходило в середине эоцена. Следовательно, нормальное прогрессивное развитие видового биоразнообразия радиолярий возобновилось только в середине или во второй половине палеогена, но экстрамногокамерные скелеты (более 15 камер) больше не появлялись. Более того, в конце мела и начале палеогена возникло много родов с 2–3-сегментным строением, у которых последние камеры значительно удлинены, но остаются неподразделенными на сегменты, например у рода *Bathropyramis*, возникшего еще в юре и широко представленного в позднем мелу (*B. sanjoaquinensis*, *B. taketani*). Постепенное изменение формы скелета у этого рода также позволяет нам проследить филогенетическую линию с постепенной заменой в палеоцене рода *Bathropyramis* (*B. sanjoaquinensis*) на представителей эоценового рода *Peripyramis* (*P. victori*), у которого уже отсутствуют целостные кольца перекладин, разделяющие отделы, и происходит смещение перекладин друг относительно друга (см. табл. 2). Все эти изменения позволяют наметить стратиграфические виды-маркеры.

Дальнейшее изучение изменения видового разнообразия радиолярий будет способствовать разработке радиоляриевой биостратиграфической схемы для Бореальной области и детализации стратиграфических схем по радиоляриям Тихоокеанского и Арктического районов.

## ЛИТЕРАТУРА


*Басов И.А., Вишневская В.С.* Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.

*Вишневская В.С., Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф, Брагина Л.Г.* Развитие радиолярий и фораминифер на критических рубежах альба-сеномана и сеномана-турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т.14, № 5. С.28–49.

*Жамойда А.И.* Радиолярии – ортостратиграфическая группа фауны // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С.254-259.

*Mekik F.A., Ling H.Y., Özkan-Altiner S., Altiner D.* Preliminary radiolarian biostratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary from the northwestern Turkey // Geodiversitas. 1999. V. 21, N 4. P. 714–736.

*Vishnevskaya V.* Development of Palaeozoic-Mesozoic Radiolaria in the northwestern Pacific Rim // Marine micropaleontol. 1997. N 30. P. 79–95.

# ТАФОНОМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИСКОПАЕМЫХ ОСТРАКОД

**Н.И. Дыкань**

*Институт геологических наук НАН Украины, 01054, Украина, Киев, ул. Гончара, 55б;*
*e-mail: natadykan@mail.ru*

В палеонтологии тафономический анализ является одним из широко распространенных методов изучения ископаемых остатков. И хотя для остракод важная роль тафономических исследований в повышении точности стратиграфических, палеоэкологических и палеогеографических выводов также не оспаривается, и некоторые вопросы тафономии ископаемых остракод уже разработаны [Мандельштам, Шнейдер, 1963; Неустроева, 1975; Кармишина, 1984; Шорников, Михайлова, 1990], в научной литературе результаты тафономического анализа ископаемых остракод и их интерпретация встречаются редко. Это связано с особенностями изучения микрофауны. Наблюдать тафономические признаки ископаемых остракод непосредственно в геологическом разрезе с помощью лупы [Кармишина, 1984] удается крайне редко, поскольку для этого их раковины должны встречаться в породе в очень большом количестве. Но даже тогда микроскопические размеры рачка (0.2 мм у личинок первых стадий, до 3 мм у взрослых особей) не позволяют изучить все тафономические признаки, необходимые для правильной интерпретации фактического материала. Обычно при исследовании разреза производится "немой" отбор образцов, а о наличии остракод можно судить только после их обработки. Это же относится и к керновому материалу скважин. Соответственно, изучение тафономии ископаемых остракод проводится уже в лабораторных условиях, после промывки и дезинтеграции образца. В случае массового захоронения раковин изучение характера их распределения в породе можно проводить непосредственно на поверхности образца, в шлифах и пришлифовках [Шорников, Михайлова 1990].

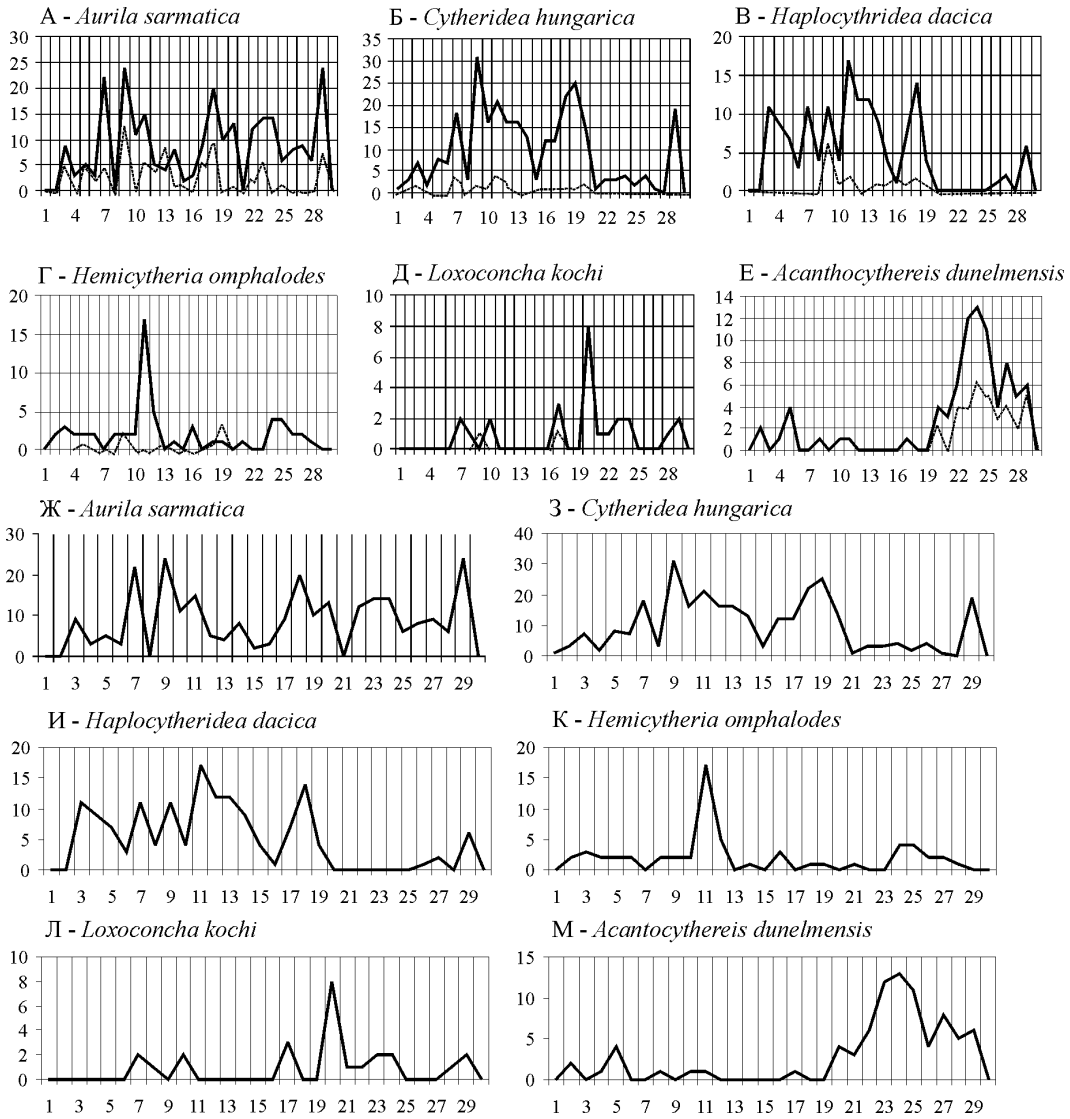
Тафономический анализ включает изучение характера фоссилизации ископаемых раковин (перекристаллизации, выщелачивания, пиритизации, фосфоритизации, кальцитизации, наличия внутренних, часто пиритизированных ядер и др.) и степени сохранности раковин (наличия следов окатанности, сверления, раздавливания, фоссилизированных частей мягкого тела рачка, явления "створка в створке", "ложного перекрывания" и др.).

Неотъемлемой частью тафономических исследований является статистический анализ, который проводится для всех интервалов разреза, опробованных на остракоды, и всех ископаемых остатков в образце. Для каждого вида подсчитывается общее количество отдельных створок и нераскрытых раковин, правых и левых створок, самок и самцов, взрослых особей и личинок, личинок каждой из представленных онтогенетических стадий, а также общее количество видов в образце.

Главная задача тафономического анализа – определение авто- и аллохтонности ископаемых остракод, на котором базируется корректность последующих биостратиграфических и палеогеографических выводов. Однако часто в публикациях, посвященных биостратиграфическому расчленению отложений по остракодам, обоснование возраста осадков сопровождается списком всех видов, определенных в этом интервале геологического разреза, без указания типа их захоронения. Видовой состав таких комплексов остракод может насчитывать большое количество видов и включать как типично автохтонные или аллохтонные, так и в разной степени смешанные (авто- и аллохтонные) ориктоценозы остракод [Дикань, 2007].

Автохтонный тип захоронения ископаемых остракод из одного местонахождения определяется по следующим признакам: 1) хорошей сохранности раковин, в том числе тонкостенных и тонкоскульптированных; 2) отсутствию признаков окатанности раковин; 3) отсутствию обломков (необходимо учитывать возможное механическое разрушение раковин при промывке образца); 4) виду представленному как отдельными створками, так и нераскрытыми раковинами; 5) количеству правых и левых створок у вида (близкому или равному); 6) виду, представленному самками и самцами, взрослыми особями и личинками, личинками разных онтогенетичних стадий; 7) близкой экологической специализации видов; 8) синхронному развитию популяций видов (плотность популяции определяется численностью взрослых особей и личинок).

Для анализа динамики популяции вида в палеоводоеме подсчитывается общее количество створок по всему интервалу его вертикального распространения в разрезе, отдельно для взрослых особей и личинок. По этим данным строятся линейные графики колебания численности взрослых и личиночных особей (см. рисунок А-Е). Такие графики строятся на заключительной стадии тафономического анализа для всех видов с признаками автохтонного захоронення (см. рисунок Ж-М). Совпадение линейных кривых для нескольких видов является надежным доказательством их автохтонности и указывает на состав прижизненной ассоциации остракод, которая заселяла палеобиотоп.




Динамика популяций остракод автохтонного захоронения из сарматских отложений Прикарпатья (Украина) [Дикань, 2007]. Примечание: по оси абсцисс – количество створок, по оси ординат мощность отложений, м; сплошная линия – половозрелые особи, пунктир – личинки.

Положительные пики полученных линейных кривых соответствуют оптимальным условиям существования остракод в палеоводоеме или конкретном биотопе, а отрицательные – неблагоприятным условиям, при которых рост личинок замедляется или прекращается, а количество особей, достигших половой зрелости, уменьшается. Прямые отрезки линейного графика соответствуют периодам стабилизации абиотических параметров среды существования остракод. Незначительное смещение пиков, разница в амплитуде их колебаний, наличии и количестве дополнительных флуктуаций полученных кривых отражают особенности индивидуального развития и адаптивной реакции каждого вида на изменение условий его существования, особенности экологической специализации вида. Они регулируются рядом популяционных законов, таких как теория лимитов популяционной численности ("…численность популяций регулируется комплексом абиотических и биотических факторов среды, пищевыми ресурсами и условиями размножения"), правило экологической индивидуальности вида ("…каждый вид специфично реагирует на факторы среды и другие виды"), принцип экологического освобождения ("… при удалении из ассоциации части популяции одного вида, другой, близкий ему вид, увеличивает свою численность") и др. [Реймерс, 1994].

Среди аллохтонных остракод наблюдаются два типа захоронения – синхронный и гетерохронный. Сихронный тип захоронения предполагает одновозрастность аллохтонных и автохтонных остракод и не-

значительный по площади перенос раковин (чаще в пределах близких биотопов) по продольному и поперечному (из более глубоководных в мелководные зоны) профилю дна. Перенос раковин осуществляется водными массами (речными и морскими течениями – волновыми, вдольбереговыми, приливными, стационарными и др.), рыбами, птицами, водорослями, а также совместно с донными осадками при их перемещении под действием различных геологических и геоморфологических процессов на дне водного бассейна.

Ископаемые остракоды синхронного захоронения имеют смешанные признаки: 1) хорошую степень сохранности раковин, в том числе тонкостенных и тонкоскульптированных; 2) отсутствие следов окатанности; 3) вид представлен единичными (правыми или левыми) створками или одной раковиной; 4) для одного вида не наблюдается совместного нахождения самок и самцов, взрослых особей и личинок, а также личинок разных онтогенетических стадий; 5) разная экологическая специализация видов; 6) общий с автохтонними остракодами диапазон стратиграфического распространения видов.

Гетерохронный тип захоронения предполагает разновозрастность аллохтонных (обычно более древних) и автохтонних остракод, а также значительный по площади перенос раковин водными массами (речными, морскими), их переотложение в результате выветривания и последующего размыва горных пород. Этот тип захоронения определяется по типичным признакам аллохтонности: 1) плохой сохранности раковин (сильная окатанность, кальцинированность, наличие штриховки, следов коррозии и др.); 2) сортировке раковин по размеру, отсутствию мелких личиночных форм; 3) вид представлен единичными (правыми или левыми) створками или одной раковиной; 4) разному количеству правых и левых створок; 5) для одного вида не наблюдается совместного нахождения самок и самцов, взрослых особей и личинок, а также личинок разных онтогенетических стадий; 6) отличный от автохтонных остракод диапазон стратиграфического распространения видов; 7) наличие признаков аллохтонности у других ископаемых остатков фауны (моллюсков, фораминифер и др.).

## ЛИТЕРАТУРА


*Дикань Н.И.* Використання тафономічного аналізу при вивченні викопних остракод // Матеріали XIV Українсько-Польського семінару, Луцьк, 12–16 вересня, 2007. Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу. Львів: Видавництво ЛНУ імені Івана Франка, 2007. С. 242–251.

*Кармишина Г.И.* Некоторые вопросы тафономии неогеновых и четвертичных остракод юга европейской части СССР // Тафономия и вопросы палеогеографии. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1984. С. 101 – 110.

*Мандельштам М.И., Шнейдер Г.Ф.* Ископаемые остракоды СССР. Семейство Cyprididae. Л.: Гостоптехиздат, 1963. Вып. 203. 329 с.

*Неустроева И.Ю.* Реконструкция условий обитания пресноводных остракод на основе изучения их захоронений // Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1975. Вып. 333. С. 310–315.

*Реймерс Н.Ф.* Экология, теория, законы, правила, принципы и гипотезы. М.: Наука, 1994. 367 с.

*Шорников Е.И., Михайлова Е.Д.* Остракоды Bythocytheridae раннего этапа развития. М.: Наука, 1990. 200 с.


## ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В МОРФОГЕНЕЗЕ РОДА *NUMMULITES* (ФОРАМИНИФЕРЫ) КАК ОСНОВА СИСТЕМАТИКИ НИЗШИХ ТАКСОНОВ И РАЗРАБОТКИ НУММУЛИТОВЫХ ЗОНАЛЬНЫХ ШКАЛ


**Е.Ю. Закревская**

*Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН,*
*125009, Москва, ул. Моховая, д. 11, корп. 2;*
*e-mail: zey@sgm.ru*


Современное зональное расчленение палеогена по крупным фораминиферам базируется на нуммулитовых шкалах. Большое количество видовых и подвидовых таксонов (более 200) рода *Nummulites*, направленное во времени изменение их признаков, отражение в онтогенезе филогенеза делают возможным применение для этого рода филогенетической систематики. Первые филогенетические схемы нуммулитов были составлены в начале прошлого века, а наиболее последовательно филогенетический метод в систематике

этого рода был применен Г. Шаубом [Schaub, 1981]. Видовая классификация нуммулитов Г. Шауба, основанная на постепенном, направленном изменении в ходе филогенеза двух количественных параметров раковины: шага спирали и диаметра протоконха (первой эмбриональной камеры), позволила выделить в филумах и рядах новые переходные, так называемые "стратиграфические" виды и подвиды.

Зональное расчленение по нуммулитам, как и по другим крупным фораминифиерам (ассилинам, альвеолинам, ортофрагминам), базируется на филогенетической последовательности видов. Так как филумы нуммулитов, охватывающие весь палеоген, отсутствуют, любая филогенетическая нуммулитовая зональная шкала представляет собой сводную последовательность зон двух и более филумов и рядов из разных групп. Наиболее перспективны для расчленения нижнего–среднего эоцена группа N. brongniarti, филогенез которой прослеживается от раннего ипра (*N. fraasi* de la Harpe) до бартона (*N. brongniarti* d'Archiac et Haime) и группа N. burdigalensis с таким же временным диапазоном, для расчленения верхнего эоцена – олигоцена – филум N. fabianii. Следует отметить, что представители двух первых групп присутствуют на территории Северо-Восточного Перитетиса (от платформенной Украины на западе до Приаралья на востоке) в ограниченном количестве и только в раннем ипре, а виды филума N. fabianii здесь отсутствуют. Большим распространением в ипре–низах лютета Перитетиса пользуются негранулированные нуммулиты филумов N. irregularis, N. nitidus, N. distans, а в среднем лютете–приабоне– мелкие нуммулиты групп N. variolarius, N. incrassatus, N. anomalus. Цель настоящей работы – уточнение филогенетических построений в этих группах и сравнительный анализ тенденций морфогенеза в них и других группах нуммулитов.

**Критерии филогенетических групп, рядов, видов и подвидов нуммулитов.** Под группой понимается совокупгость видов, берущая начало от одного предка и включающая филумы и ряды. Филум – длительная последовательность основных видов в группе или вне ее. Ряд – побочная ветвь короткого существования, иногда с неясной эволюционной тенденцией. В основу выделения филогенетических групп нуммулитов положены качественные критерии: форма раковины и эмбрионального аппарата, септ и камер, характер скульптуры, а также общая направленность изменения этих признаков в онто- и филогенезе. Филумы и ряды формируются из видов с направленным изменением как качественных, так и количественных параметров. Видовая классификация базируется в основном на количественных критериях: диаметре протоконха у форм мегасферической генерации и форме спирали у мега- и микросферической генераций, которая выражается через число оборотов на радиус раковины или шаг спирали.

**Характеристика филогенетических групп нуммулитов.** Выделяются от трех [Немков, 1967; Мревлишвили, 1978] до шести [Schaub, 1981] предковых эоценовых видов нуммулитов, от которых берут начало соответственно три подрода или шесть групп. Эти предковые виды представлены двумя морфотипами раковин – плоской и выпуклой. Среди "выпуклого" морфотипа есть формы с тонкой спиральной полосой, относительно свободной спиралью и маленьким протоконхом и толстой спиральной полосой, сжатой спиралью и относительно крупным протоконхом. По форме септ и камер в первой группе выделяются два предковых вида: с наклонными относительно редкими септами (*N. gamardensis* Kapellos et Schaub) и с прямыми, частыми септами (*N. deserti* de la Harpe), во второй – также два вида: с наклонными относительно редкими септами и крупным протоконхом (*N. bigurdensis* Schaub) и с прямыми септами и более мелким протоконхом (*N. praecursor* de la Harpe). Предковые таксоны "уплощенного" морфотипа характеризуются свободной спиралью, прямыми септами и маленьким протоконхом, представлены двумя видами: с относительно редкими (*N. pontis* Schaub) и частыми септами (*N. fraasi* de la Harpe). Танетские нуммулиты представлены также двумя морфотипами: уплощенным, со свободной спиралью (*N. heberti* (Munier-Chalmas) раннего танета и *N. catari* Tosquella et Serra-Kiel позднего танета) и линзовидным со сжатой спиралью. К последним относятся раннетанетские *N.* aff. *bigurdensis* Schaub Северного Кавказа, *N.* sp. позднего танета Пиренеев и Сирии. Танетские выпуклые нуммулиты почти не изучены, но их присутствие в разных регионах позволяет признать (на современном уровне знаний) полифилетическое происхождении нуммулитов.

Этапы значительного морфогенеза путем дивергенции происходят в большинстве групп в начале илерда, среднем илерде, нижнем кюизе, нижнем лютете. К началу кюиза приурочено начало максимального расхождения признаков между группами и формирование основных филумов. Обычно дифференциация на филумы внутри групп происходит по форме спирали, размеру протоконха, форме камер. В среднем лютете наряду со специализацией в группах крупных нуммулитов появляются мелкие "примитивные" нуммулиты, предковые формы которых окончательно неясны. Их морфогенез приурочен к позднему лютету–началу бартона. На бартонском этапе происходит специализация в филумах крупных нуммулитов, увеличение их размеров и снижение морфогенеза за счет отсутствия дивергенции. В приабоне и олигоцене активный морфогенез продолжается в редких филумах: N. fabianii, N. striatus, N. garnieri.

**Характер изменения признаков нуммулитов в филогенетических группах.** Наиболее устойчивым признаком видов и подвидов является размер протоконха у мегаформ. Он направленно увеличивается практически во всех филогенетических группах. Исключение составляют предковые формы филума *N. rotularius*: протоконх у раннеилердского вида *N. bigurdensis* Schaub крупнее, чем у позднеилердского вида *N. praevius* Schaub. Также крупным протоконхом характеризуется танетский вид Северного Кавказа, отнесенный нами к *N.* aff. *bigurdensis* Schaub. Форма спирали (второй видовой признак) в крупных группах и филумах длительного существования в филогенезе меняется разнонаправленно. Обычно шаг спирали увеличивается на начальных этапах филогенеза (группы N. brongniarti, N.partschi, N. burdigalensis, филум N. distans), а затем, после периода стабилизации, уменьшается. Шаг спирали слабо меняется у форм линзовидных или выпуклых со сжатой спиралью (филумы N. rotularius, N. praelucasi), для которых отмечен слабый морфогенез. Наконец также частой сменой видов в филогенезе характеризуются "короткоживущие" филумы с направленным увеличением шага спирали и свободной изначально спиралью (N. irregularis, N. spirectypus, N. nitidus, N. pratti). Форма раковины (довольно выдержанный признак видов) в филогенезе меняется от выпуклой к уплощенной. Форма септ – устойчивый признак во всех эволюционных последовательностях, а форма камер зависит от формы спирали. Их высота увеличивается в филогенезе при раскручивании спирали и уменьшается при ее сжатии.

**Зависимость продолжительности филогенеза от характера роста раковины.** Увеличение размеров раковины в филогенезе происходит за счет роста числа камер и (или) их высоты и прямо связано с увеличением размеров эмбриональных камер мегаформ. Поскольку на взрослой стадии развития объем камер меняется слабо, то при увеличении высоты камер уменьшается их ширина (обороты становятся более эволютными), а при уменьшении их высоты увеличиваются их длина и ширина (обороты остаются инволютными до конца онтогенеза). Предел высоты камер связан с пределом их ширины. Таким образом, предел роста раковин со свободной спиралью и высокими камерами в онто- и филогенезе наступает раньше, чем у форм со сжатой или гетероморфной (от свободной к сжатой) спиралью и низкими камерами.

**Значение филумов N. irregularis, N. distans и N. nitidus при разработке зональных шкал нижнего эоцена Северо-Восточного Перитетиса.** Группа оперкулиноидных нуммулитов включает формы с наиболее свободной, быстро растущей спиралью. В отечественных схемах эти нуммулиты входят в два параллельных филума - N. murchisoni и N. irregularis, которые относят к одному [Немков, 1967[ или двум [Мревлишвили, 1978] подродам. Однако нижнекюизские представители *N. murchisoni* Rütimeyer Грузии близки к *N. spirectypus* Doncieux или к *N. praemurchisoni* Nemkov et Barkhatova, а среднекюизские формы Крыма сходны с *N. irregularis* Deshayes. Поэтому более правильным мы считаем выделение двух филумов: N. irregularis и N. spirectypus, которые различаются формой септ (более прямых у N. spirectypus) и спирали (более свободной у N. spirectypus). По схеме Г. Шауба [1981} *N. spirectypus* Doncieux берет начало от нижнеилердского *N. pontis* Schaub и является предполагаемым предком *N. praemurchisoni*. Предковой формой последнего Г.И. Немков [1967] считал *N. panteleevi* Nemkov, что подтверждается изучением нуммулитов из непрерывных разрезов ипра не только Мангышлака, но и Крыма [Закревская, 2004]. В предлагаемой схеме (рис. 1) выделены филумы N. irregularis (поздний танет –ранний лютет), который начинается с вида *N. catari* Tosquella et Serra-Kiel и *N. spirectypus* (ранний танет–ранний кюиз), который начинается с вида *N. heberti* (Munier-Chalmas). Широкое распространение в нижнем кюизе области Северо-Восточного Перитетиса *N. praemurchisoni*, его ясное положение в филуме N. irregularis позволяет относить этот вид к зональному, наряду с менее распространенным *N. planulatus* (Lamarck), и выделять межрегиональную зону N. planulatus–N. praemurchisoni.

Филум N. distans характеризуется видами с наклонными и равномерно изогнутыми септами, узкими, серповидными камерами. Ранее он рассматривался в составе единой последовательности видов: от *N. bolcensis* (Munier-Chalmas) в среднем илерде до *N. maximus* d'Archiac в верхнем лютете с двумя уклоняющимися видами (*N. alponensis* Schaub и *N. dufrenoyi* d'Archiac et Haime) [Schaub, 1981]. Анализ спирали и протоконха у крымских форм *N. kaufmanni* Mayer-Eymar и *N. alponensis* показал, что эти виды характеризуются более сжатой спиралью, меньшим протоконхом и раковиной по сравнению с распространенными на том же уровне *N. distans* Deshayes и *N. polygyratus* Deshayes. Этим обосновывается выделение двух рядов в филуме N. distans: *N. kaufmanni – N. alponensis* и *N. distans – N. maximus*. Их общим предком является нижнекюизский вид *N. nemkovi* Schaub. Начиная со среднего кюиза в рядах филума N. distans наблюдается уменьшение шага спирали.

Филум N. nitidus. Виды этого филума имеют прямые, перпендикулярные спиральному валику и изогнутые в верхней части септы. Сходство формы септ у филумов N. laevigatus и N. nitidus на раннеипрской стадии развития привело к тому, что их долго объединяли в одну группу [Schaub, 1951; Немков, 1967].

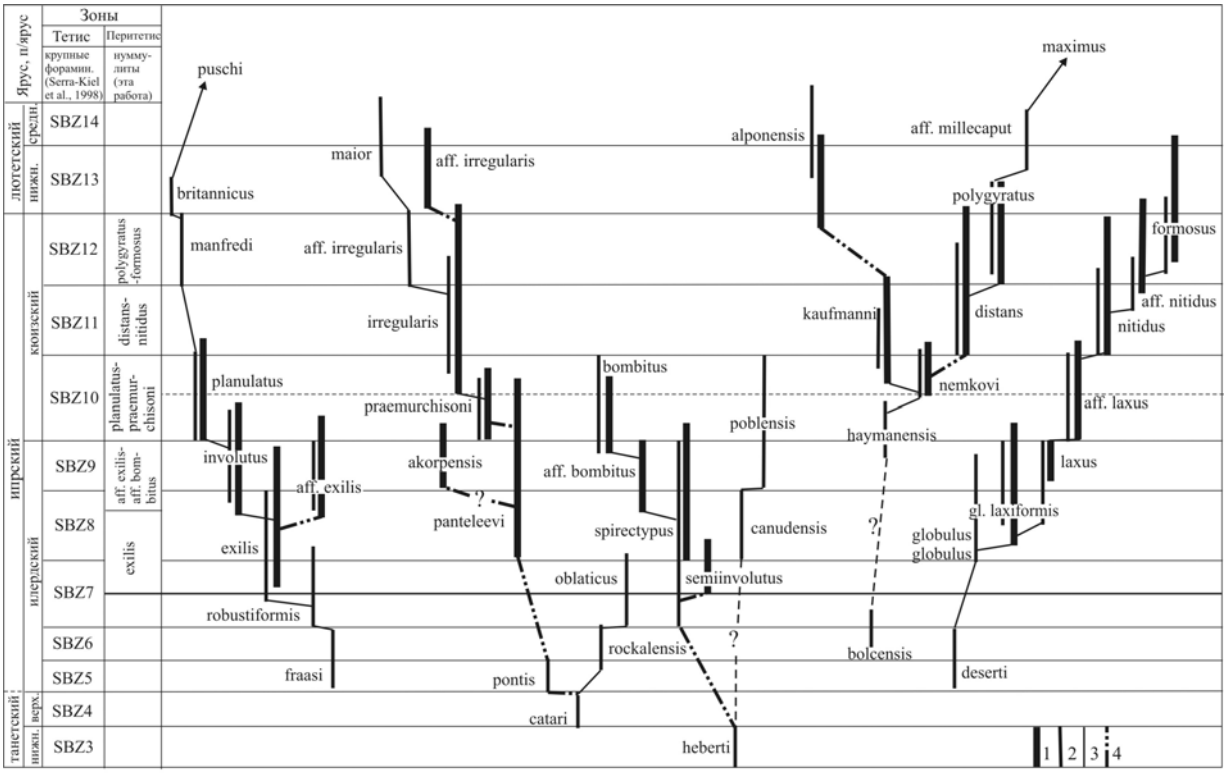



**Рис. 1.** Схема филогении нуммулитов в группах и филумах: N. brongniarti, N. irregularis, N. spirectypus, N. distans, N. nitidus. 1, 2 – распространение видов:

1 – в области Северо-Восточного Перитетиса (данные автора); 2 – в области Центрального Тетиса (по: [Schaub, 1981]); 3, 4 – филогенетические связи: 3 – (по: [Schaub, 1981]); 4 – по автору.

Дивергенция этого признака, как и формы спирали у данных групп, начинается только в позднем ипре (среднем кюизе), в котором появляются типичные *N. nitidus* de la Harpe. Выделение предковых форм этого вида в нижнем кюизе (*N.* aff. *laxus* Schaub) и верхнем илерде (*N. laxus* Schaub) показало сходство последнего с видом *N. globulus* Leymerie, его подвидом *N. globulus laxiformis* Schaub. Таким образом, детальный анализ илердских и раннекюизских видов групп N. globulus и N. brongniarti, уточнение положения биозоны *N. nitidus* и учет эволюционных тенденций в этих группах позволили определить положение филума N. nitidus в группе N. globulus. У видов этого филума наблюдается устойчивое увеличение шага спирали и высоты камер, что резко отличает его от филума N. laevigatus на кюизском этапе развития.

Так как в разных регионах Северо-Восточного Перитетиса в средне-верхнекюизских комплексах преобладают или виды *N. distans* и *N. polygyratus,* или виды *N.nitidus* и *N. formosus* предлагается выделять межрегиональные зоны N. distans–N. nitidus и N. polygyratus–N. formosus.

**Филогенез мелких "северных" нуммулитов.** Средне-верхнеэоценовые нуммулиты Северного Перитетиса представлен группами N. variolarius, N. incrassatus, N. anomalus. Вопрос об их происхождении и развитии является наиболее сложным, так как на уровне их появления в среднем лютете нуммулиты большинства групп имеют крупные протоконх и раковину, а филумы N. discorbinus и N. beaumonti с маленьким протоконхом – большее число оборотов раковины, исключительно сжатую спираль, прямые септы и другую эволюционную тенденцию. Кроме того, многие "северные" нуммулиты имеют сходный интервал распространения от среднего-верхнего лютета до приабона. Из десяти видов только четыре являются космополитами и найдены в регионах Тетиса (*N. variolarius* (Lamarck), *N. incrassatus* de la Harpe, *N. anomalus* de la Harpe и *N. stellatus* Roveda) (рис. 2).

Группа N. incrassatus характеризуется довольно стабильной, сжатой спиралью, слабо наклонными, изогнутыми септами и филогенетически видимо связана с группой N. praelucasi. Предковой формой *N. incrassatus* мы считаем крымский вид *N. beatus* Golev, который является уклоняющейся формой филума N. leupoldi.

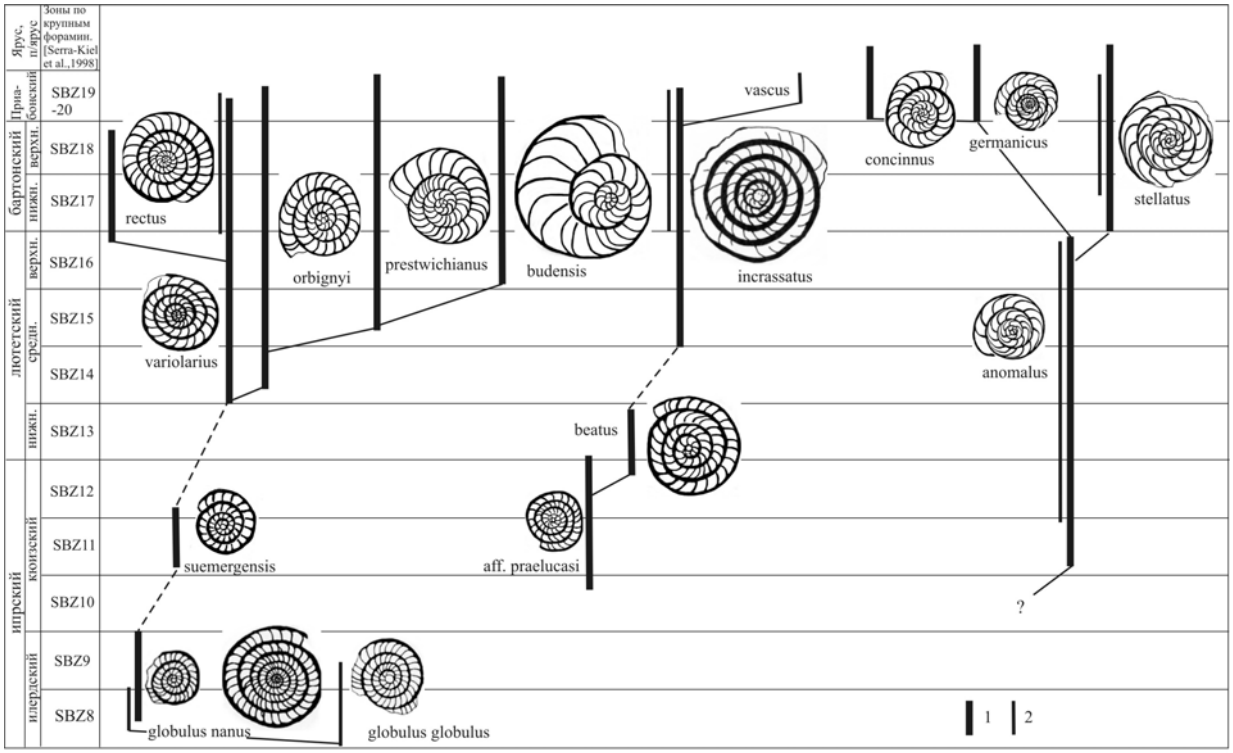



**Рис. 2.** Схема филогении нуммулитов групп: N. variolarius, N. incrassatus, N. anomalus:
1, 2 – распространение видов: 1 – в области Северо-Восточного Перитетиса; 2 – в области Центрального Тетиса.

Виды группы N. variolarius имеют небольшое число оборотов, тонкую спиральную полосу и спираль от сжатой до свободной, септы прямые или изогнутые в верхней части. Предковой формой *N. variolarius* обычно считают вид *N. globulus* [Немков, 1967]. Однако этот вид распространен только до низов кюиза, а среди верхнеипрских нуммулитов сходный с *N. variolarius* морфотип имеют *N. suemergensis* Kecskemeti, *N.* aff. *praelucasi* Douville и *N. praediscorbinus* Schaub. Вероятно *N. variolarius* ведет происхождение от *N. globulus nanus* Schaub через *N. suemergensis*. Дивергенция признаков *N. variolarius* в среднем – позднем лютете ведет к образованию форм с разной, часто гетероморфной и свободной спиралью.

Виды группы N. anomalus обладают сильно изогнутыми септами. Предковый вид (*N. anomalus*) появляется в позднем ипре, распространен до конца лютета, где дает начало *N. stellatus*. Типично приабонские виды *N. germanicus* Bornemann и *N. concinnus* Jarzeva филогенетически также связаны с *N. anomalus*. Наибольшее разнообразие в лютете-приабоне Северного Перитетиса имеет группа N. variolarius, сходный интервал распространения видов которой затрудняет их использование в зональных построениях. Два вида (*N. orbignyi* (Galeotti) и *N. variolarius*) обычно многочисленны в среднем-верхнем лютете, а вид *N. prestwichianus* Jones приурочен к верхнему лютету-приабону.

**Выводы:**

1.Все нуммулиты берут начало от негранулированных форм.

2.Уже в танете формируются их основные морфотипы со сжатой и свободной спиралью.

3. Виды с устойчивой тенденцией к раскручиванию спирали заканчивают эволюционное развитие раньше видов с обратной тенденцией, в начале среднего эоцена.

4. Тенденция к сжатию спирали в филогенезе впервые появляется в раннем кюизе, но устойчиво проявляется во многих филумах начиная с позднего кюиза.

5. Размер протоконха увеличивается в филогенезе во всех филумах. Наименьшее его увеличение наблюдается у оперкулиноидных нуммулитов.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 06-05-65172.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Закревская Е.Ю.* О “палеоценовых” нуммулитах Мангышлака // Палеонтол. журн. 2004. №5. С. 3-11.
*Мревлишвили Н.И.* Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Изд-во ТГУ, 1978. 240с.
*Немков Г. И.* Нуммулитиды Советского Союза и их биостратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 312 с.
*Schaub H.* Stratigraphie und Paläontologie des Schlirenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen // Schweiz. Palaontol. Abh. Bd.68. Basel: Birkhäuser, 1951. 222 p.
*Schaub H.* Nummulites et Assilines de la Téthys Paléogčne. Taxonomie, phylogenčse et biostratigraphie. Mem. Suisses Pal. Bble: Birkhäuser 1981. T. 104–106. 236 p.


## ЭВОЛЮЦИЯ ФУЗУЛИНИД В БАШКИРСКОМ ВЕКЕ

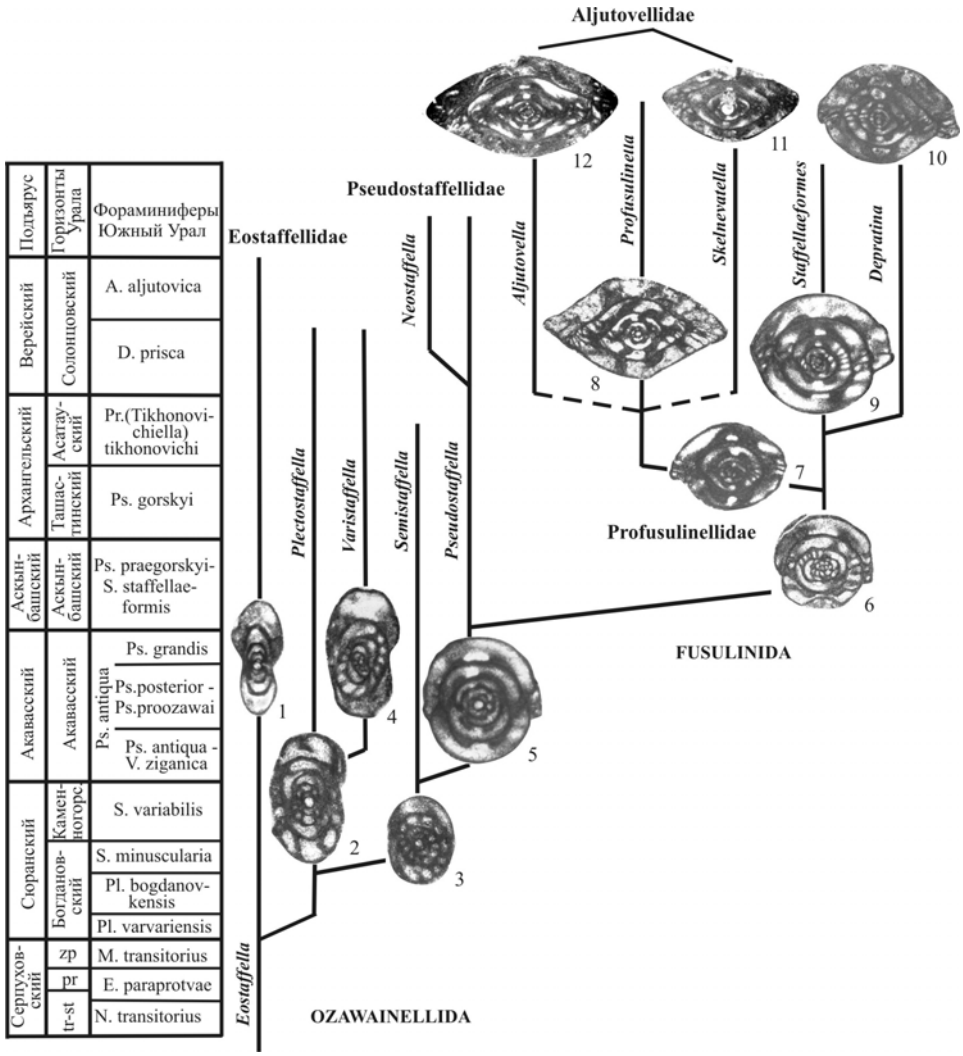

**Е.И. Кулагина**

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН,*
*450000, Уфа, ул. К.Маркса 16/2;*
*e-mail: kulagina@anrb.ru*


Филогения фораминифер отряда Fusulinida в основном разработана в середине прошлого столетия. К одной из первых эволюционных схем среднекаменноугольных фузулинид относится схема Ф.С. Путря [1956], построенная по материалам Донбасса. Немного позже была опубликована схема А.Д. Миклухо-Маклай, Д.М. Раузер-Черноусовой и С.Е. Розовской [1958], основанная главным образом на материале из бывшего Советского Союза, учитывающая все имеющиеся к тому времени данные мировой литературы. Усовершенствованная схема [Розовская, 1975] стала основой для дальнейших построений при детализации филогении фузулинид. Вопросы эволюции фузулинид среднего карбона затрагивались во многих работах [Раузер-Черноусова, 1949; Раузер-Черноусова и др., 1951; Гроздилова, Лебедева, 1950; Рейтлингер, 1963, 1971; Соловьева, 1977; Иванова, Чувашов, 1993; Справочник…, 1996; Groves, 1988; Groves et al., 1994, 2007; Maslo, Vachard, 1997; Kulagina, Sinitsyna, 2003]. Эволюционные преобразования фузулинид положены в основу зональных шкал среднего карбона, в том числе обновленной стратиграфической шкалы карбона России [Постановления…, 2003, 2006].

Находки первых представителей фузулинид происходят из визейского яруса нижнего карбона. В визейское время фузулиниды были представлены двумя семействами, которые медленно эволюционировали в течение визейского и серпуховского веков на протяжении 25 млн лет. В начале среднего карбона осуществился переход от раковин наутилоидной формы к раковинам, у которых длина оси навивания превышала диаметр, через образование шарообразных форм (семейство Pseudostaffellidae, отряд Ozawainellida). Эти преобразования произошли за относительно короткий период, в течение раннего пенсильвания или башкирского века, длительностью 8 млн лет [Mening et al., 2006].

Последовательные эволюционные преобразования в строении раковин фузулинид можно проследить на материале из непрерывных разрезов Южного Урала [Синицына, Синицын, 1987; Кулагина и др., 2001; Кулагина, Синицына, 2004]. В пограничных отложениях нижнего и среднего карбона появляются эоштаффеллиды с асимметричным навиванием. Таким образом, на рубеже миссисипия и пенсильвания (сюранское время, зоны Plectostaffella varvarienis и Plectostaffella bogdanovkensis) начинается эволюционный процесс, приведший к образованию шарообразной раковины у фузулинид. Наутилоидные эоштаффеллиды с изменчивой осью навивания открыла Е.А. Рейтлингер [1971] и описала как переходные роды *Semistaffella* и *Plectostaffella* (от *Eostaffella* к *Pseudostaffella*) (см. рисунок). Род *Semistaffella* произошел в середине сюранского времени (зоны Semistaffella minuscularia и Semistaffella variabilis) от примитивных плектоштаффелл. Этот род является предком субсферических форм *Pseudostaffella* и дает начало прогрессивному стволу развития семейства Pseudostaffellidae. В свою очередь, род *Pseudostaffella* является предком родов *Staffellaeformes* и *Neostaffella*. Развитие плектоштаффелл продолжается также в другом направлении, а именно, в формировании трехслойной стенки и усилении хомат при сохранении асимметричного навивания почти на всем протяжении роста раковины, линия *Plectostaffella – Varistaffella*. Эта слепая ветвь псевдоштаффеллид заканчивает свое существование в начале московского века.




Филогенетическое развитие фузулинид в башкирском веке на Урале (экземпляры из коллекций 640 и 592, Геологический музей г. Уфы, сборы З.А. Синицыной и 121, Институт геологии [Синицына, Синицын, 1987; Кулагина и др., 2001]). Фиг. 1–5 – ×50; 6,7, 9 – ×30; 8, 10–12 – ×20.

1 – *Eostaffella pseudostruvei* (Rauser-Chernousova et Beljaev, 1936), экз. № 121/370, Мурадымово, обр. 79, богдановский горизонт; 2 – *Plectostaffella bogdanovkensis* Reitlinger, 1980, экз. № 121/859, Богдановка, обр. П-1, возраст тот же; 3 – *Semistaffella variabilis* (Reitlinger, 1961), экз. № 640/9, Аскын, обр.167, каменногорский горизонт; 4 – *Varistaffella ziganica* (Sinitsyna, 1978), экз. № 592/2, Зиган, обр. 27ж, акавасский горизонт; 5 – *Pseudostaffella antiqua posterior* Safonova, 1951, экз. № 640/24, Аскын, обр. 185, возраст тот же; 6 – *Staffellaeformes staffellaeformis* (Kireeva, 1951), экз № 121/1141, Уварy, обр. 4а, аскынбашский горизонт; 7 – *Profusulinella parva* (Lee et Chen, 1930), экз. № 121/895, Аскын, сл. 30, обр. 30/5, асатауский горизонт; 8–12– московский ярус, солонцовский горизонт: 8 – *Profusulinella* (*Tikhonovichiella*) *tikhonovichi* (Rauser–Chernousova, 1951), экз. № 640/105, Аскын, обр. 218д [Синицына, Синицын, 1987, табл. 16, фиг. 9]; 9 – *Staffellaeformes sphaerica* (Dalmatskaya, 1972), экз. 640/154б, Аскын, обр. 222а; 10 – *Depratina prisca* (Deprat, 1912), экз. № 592/22, Аскын, обр. 49ж; 11– *Skelnevatella skelnevatica* (Putrja, 1956), экз. № 640/111, обр. 222а, Аскын; 12 – *Aljutovella aljutovica* (Rauser-Chernousova, 1951), экз. 640/108, Аскын, обр. 222а [Синицына, Синицын, 1987, табл. 19, фиг. 1].

В акавасское время происходит видообразование рода *Pseudostaffella*, намечаются основные направления развития, связанные с увеличением размеров раковины, дифференциацией стенки, появлением асимметричных и узких высоких хомат. В это время образовалось более 50 видов псевдоштаффелл. На этом и следующем этапах возникает множество недолговечных переходных форм с неустойчивой формой хомат и периферии. Зона Pseudostaffella antiqua подразделяется на три подзоны, отражающие последовательные эволюционные преобразования псевдоштаффеллид. Постепенно увеличивается численность псевдоштаффеллид по сравнению с другими группами фораминифер. Появляются формы с более симметричным навиванием и удлиненными асимметричными хоматами.

В аскынбашское время наблюдается дальнейшее видообразование в роде *Pseudostaffella* и разделение его на три ветви. В середине башкирского века от шарообразных псевдоштаффелл появились формы со

слабо вытянутым по оси навивания внешним оборотом : род *Staffellaeformes* – первый представитель отряда Fusulinida (семейство Pofusulinellidae). Эта ветвь привела к веретенообразным фузулинидам, которые чрезвычайно широко распространились в среднем и верхнем карбоне и вымерли в конце перми. Второе направление связано с формированием симметричного навивания, овоидной формы раковины и лентовидных хомат (группа Pseudostaffella proozawai); третье – с усилением хомат при субшарообразной форме раковины, имеющей тенденцию к уплощению периферии (*P. praegorskyi*, *P. krasnopolskyi*). У представителей *Pseudostaffella* в аскынбашское время в строении стенки обозначается диафанотека. В архангельское (позднебашкирское) время эволюция псевдоштаффеллид происходила в направлении образования симметричного навивания, развития массивных лентовидных и субквадратных хомат (*P. gorskyi, P. confusa, P. conspecta, P. topilini*).

С этого времени (зона Pseudostaffella praegorskyi – Staffellaeformes staffellaeformis) идет параллельное развитие псевдоштаффеллид и профузулинеллид. От рода *Staffellaeformes* в аскынбашское–ташастинское время отделяются две ветви [Справочник…, 1996; Groves et al., 2007]. Первая ветвь образует линию субсферических крупных форм, у которых на ювенильной стадии развития сохраняется эндотироидное навивание с трехкратным поворотом оси: *Staffellaeformes – Depratina – Priscoidella*. Во второй ветви происходит удлинение раковины по оси навивания и образование субромбических и веретеновидных форм рода *Profusulinella*.

На рубеже башкирского и московского веков (зона Profusulinella tikhonovichi) у профузулинелл появляется слабая волнистость отдельных септальных перегородок в осевых концах раковины. Переходные формы со слабоволнистыми септальными перегородками, род *Tikhonovichiella* Solovieva [Справочник…, 1996], рассматривается в составе подрода рода *Profusulinella*. В московском веке (зоны Depratina prisca и Aljutovela aljutovica) у субромбических и веретенообразных фузулинид формируется септальная складчатость в линиях *Profusulinella* (*Tikhonovichiella*) – *Skelnevatella* и *Profusulinella* (*T.*) – *Aljutovella.* Образование фрагментарной складчатости в последних оборотах раковины ведет к появлению родов *Skelnevatella* и *Aljutovella* семейства Aljutovellidae.

Таким образом, эволюционные преобразования в строении раковины фузулинид, произошедшие в башкирском веке, привели к образованию отряда Fusulinida, занявшего главенствующее место среди фораминифер в бассейнах верхнего палеозоя.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 07-05-00997.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Гроздилова Л.П., Лебедева Н.С.* Некоторые виды штаффелл среднекаменноугольных отложений западного склона Урала // Труды ВНИГРИ, новая серия. 1950. Вып.50. С. 5–46.

*Иванова Р.М., Чувашов Б.И.* Башкирский ярус Симской мульды (западный склон Южного Урала) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 76–88.

*Кулагина Е.И., Синицына З.А.* Зональная фораминиферовая последовательность в башкирском ярусе (средний карбон) Южного Урала // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия: Сб. науч. тр. / А.В. Иванов, В.А. Мусатов (ред). Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2004. С. 87–95.

*Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Синицына З.А., Кочетова Н.Н.* Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2001. 139 с.

*Миклухо-Маклай А.Д., Раузер-Черноусова Д.М., Розовская С.Е.* Систематика и филогения фузулинидей // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 2. 1958. С. 201–215.

*Постановления* Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 34. СПб., 2003. 46 с.

*Постановления* Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 36. СПб., 2006. 63 с.

*Путря Ф.С.* Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений Восточного Донбасса // Микрофауна СССР. Сб. VIII. 1956. С. 333–520 (Тр. ВНИГРИ; Вып. 98).

*Раузер-Черноусова Д.М.* Об онтогенезе некоторых палеозойских фораминифер // Труды ПИН. 1949. Т. XX. С. 339–353.

*Раузер-Черноусова Д.М., Грызлова Н.Д., Киреева Г.Д., Леонтович Г.Е., Сафонова Т.П., Чернова Е.И.*. Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей: Справочник определитель. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 341 с.

*Рейтлингер Е.А.* Об одном палеонтологическом критерии установления границ нижнекаменноугольного отдела по фораминиферам // Вопросы микропалеонтологии. 1963. Вып.7. С. 22–57.

*Рейтлингер Е.А.* Некоторые вопросы систематики в свете этапности развития верхнепалеозойских фораминифер // Вопросы микропалеонтологии. 1971. Вып. 14. С. 3–16.

*Розовская С.Е.* Отряд, система и филогения отряда фузулинида // Труды ПИН АН СССР. 1975. Т. 149. 268 с.

*Синицына З.А., Синицын И.И.* Биостратиграфия башкирского яруса в стратотипе / БФАН СССР. Уфа, 1987. 76 с.
*Соловьева М.Н.* Зональная стратиграфия среднекаменноугольных отложений по фауне фузулинацей // Вопросы микропалеонтологии. 1977. Вып. 19. С. 43–67.
*Справочник* по систематике фораминифер палеозоя (эндотироидя, фузулиниды) / Д.М. Раузер-Черноусова (ред.). М.: Наука, 1996. 203 с.
*Groves J.R.*. Calcareous foraminifers from the Bashkirian stratotype (Middle Carboniferous, South Urals) and heir significance for intercontinental correlations and the evolution of the Fusulinidae // Journal of Palaeontology. 1988. V. 62, N 3. P. 368–399.
*Groves J.R., Nassichuk W.W., Rui Lin, Pinard S.* Middle Carboniferous fusulinacean biostratigraphy, northern Ellesmere Island (Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago) // Geol. Surv. Can. 1994. Bull. 469. 55 p.
*Groves J.R., Kulagina E.I., Villa E.* Diachronous appearances of the Pennsylvanian fusulinid *Profusulinella* in Eurasia and North America // J. Palaeontol. 2007. V. 81, N 2. P. 227–237.
*Kulagina, E.I., Sinitsyna Z.A.* Evolution of the Pseudostaffellidae in the Bashkirian Stage (Middle Carboniferous) // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 2003. N 109. P. 213–224.
*Maslo A., Vachard D.* Inventaire critique des Eostaffellinae (Foraminiferes) Du Carbonifere/ Reappraisal of the Carboniferous Eostaffellinids (Foraminifera) // Rev. Micropaleontol. 1997. V. 40, N 1. P. 39-69.
*Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Devuyst F.-X., Forke H.C., Grunt T.F., Hance L., Heckel P.H., Izokh N.G., Jin Y.-G., Jones P.J., Kotlyar H.W., Nemirovska T.I., Schneider J.W., Wang X.-D., Weddige, Weyer D., Work D.M.* Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2006. N 240. P. 318–372.

## ПРОБЛЕМЫ НОМЕНКЛАТУРЫ И ОБЪЕМА РОДА *PSEUDOFUSULINA* DUNBAR ET SKINNER, 1931 И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

**Э. Я. Левен**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер. 7;*
*e-mail: erleven@yandex.ru*

Род *Pseudofusulina* (отряд Schwagerinida, семейство Schwagerinidae) установлен К. Дэнбаром и Дж. Скиннером в 1931 г. [Dunbar, Skinner, 1931] с типовым видом *Pseudofusulina huecoensis* Dunbar et Skinner. К роду отнесены удлиненно-веретеновидные формы с кериотекальным строением стенки и с интенсивно и более или менее равномерно складчатыми септами. Впоследствии Дж. Скиннер и Г. Уильди [Skinner, Wilde, 1965, 1966] показали, что стенка у *Pseudofusulina huecoensis* неровная, зазубренная, т. е. обладает признаком, на основании которого Д.М. Раузер-Черноусовой [1937] был выделен род *Rugosofusulina* с типовым видом *Fusulina prisca* Ehrenberg, оказавшийся, таким образом, младшим синонимом рода *Pseudofusulina,* что и нашло отражение в системе Х. Лёблиха и А. Тэппан [Loeblich, Tappan, 1987]. Этот, казалось бы, бесспорный факт не был принят во внимание Д.М. Раузер-Черноусовой, и в редактированном ею "Справочнике по систематике фораминифер палеозоя" [1996] род *Pseudofusulina* трактуется в соответствии с его первоначальным описанием, данным К. Дэнбаром и Дж. Скиннером. Под это описание попадает очень большая группа фузулинид, обладающая всеми признаками псевдофузулин, за исключением морщинистости и зазубренности стенки. К ним относятся почти все псевдофузулины, описанные в отечественной литературе и во многих зарубежных публикациях. Но поскольку они не обладают одним из основных признаков, определяющих род псевдофузулин по уточненному диагнозу Скиннера и Уильди, для подобных фузулинид необходимо новое название, в качестве которого можно предложить *Nonpseudofusulina* (не псевдофузулина). В американской литературе такие фузулиниды обычно относятся к роду *Schwagerina*, что представляется нежелательным, учитывая разногласия в трактовке этого рода, многие десятилетия существующие между представителями американской и русской микропалеонтологических школ и связанные с различным пониманием типового вида.

Псевдофузулины (в понимании Раузер-Черноусовой) или нонпсевдофузулины – таксон, охватывающий многочисленную, очень разнообразную и, по-видимому, гетерогенную группу фузулинид. Несомненно, он нуждается в разукрупнении. В последнее время из его состава выделено более десятка новых родов [Бенш, 1987; Davydov, Arefifard, 2007]. К сожалению, сделано это не всегда удачно: как правило, признаки, положенные в основу при их установлении, расплывчаты, неустойчивы, и их вариации часто не выходят за рамки

межвидовой и даже внутривидовой изменчивости. Все это затрудняет распознавание таких таксонов на практике. К ним относятся *Jurasanella* Bensh, 1987, *Grozdilovia* Bensh,1987, *Schihanella* Bensh et Kireeva, 1987, *Tastubella* Bensh et Kireva, 1987, *Verneulites* Bensh et Kireeva, 1987, *Kutkanella* Bensh, 1987, *Perigondwania* Davydov et Arefifard, 2007, *Neodutkevitchia* Davydov et Arefifard, 2007 и ряд других. Мы предпочитаем рассматривать их еще в составе рода *Nonpseudofusulina*, хотя и поддерживаем принципиальную возможность (и даже необходимость) разукрупнения последнего. Однако осуществлено это должно быть более обоснованно и обстоятельно, чем это сделано сейчас.

Следует отметить еще одно обстоятельство, осложняющее существующее положение с родом *Pseudofusulina.* Д.М. Раузер-Черноусова не признавала данных Скиннера и Уильди о том, что стенка у типового вида псевдофузулин неровная, зазубренная и оставляла *Pseudofusulina huecoensis* Dunbar et Skinner в качестве такового для гладкостенных "псевдофузулин". В результате сложилась ситуация, когда один и тот же вид объявлялся типовым для таксонов с разными морфологическими характеристиками. Недопустимость этого очевидна, и коль скоро мы вводим новое название для гладкостенных "псевдофузулин" (sensu Rauser-Chernousova), необходимо выбрать для них и новый типовой вид, в качестве которого предлагается "*Pseudofusulina*" *blochini* Korzhenevsky, морфологически близкий к *Pseudofusulina huecoensis* Dunbar et Skinner, но в отличие от него обладающий ровной гладкой стенкой.

Класс **FORAMINIFERA d'Orbigny 1826**
Надотряд **FUSULINOIDA Fursenko 1958**
Отряд **SCHWAGERINIDA Solovieva 1985**
Семейство **Pseudofusulinidae Dutkevich 1934**
Род ***Nonpseudofusulina* Leven nov. nom. gen.**

1959 *Pseudofusulina*: Раузер-Черноусова, Фурсенко (ред.), С. 213, табл. 9, фиг. 3.
1975 *Pseudofusulina* (part.): Розовская, С. 99, табл. 18, фиг. 2, 3.
1987 *Schwagerina*: Loeblich, Tappan, P. 279, pl. 284, figs 1–9.
1996 *Pseudofusulina*: Справочник по систематике фораминифер палеозоя, С. 130.

Название. Приставка *non* (лат.) означает не. *Nonpseudofusulina* – не *Pseudofusulina.*

Типовой вид. *Pseudofusulina blochini*: Корженевский, 1940, с. 23–25, табл. 5, фиг. 9, 10; табл. 6, фиг. 1.

Диагноз. Раковина средних и крупных размеров от удлиненно-веретеновидной до вздуто-веретеновидной формы; начальная камера сферическая средней величины; спираль довольно свободная, обычно равномерно расширяющаяся; стенка с отчетливой кериотекой; септы более или менее интенсивно и правильно складчатые; иногда присутствуют френотеки; вблизи устья и в осевой части раковины септы могут утолщаться за счет дополнительных отложений, особенно во внутренних оборотах; в наружных оборотах наиболее развитых форм иногда намечаются низкие куникули; устье неширокое; хоматы рудиментарные или вовсе отсутствуют.

Видовой состав. Приведенный диагноз довольно емкий и охватывает сотни видов, описанных в разные годы как псевдофузулины. Приблизительное представление о видовом составе дает список "псевдофузулин", приведенный в монографии С.Е. Розовской [1975]. Как уже говорилось, многие виды, вероятно, могут быть объединены в самостоятельные роды, но для этого требуется серьезная ревизия всех нонпсевдофузулин.

Географическое и стратиграфическое распространение. Повсеместно от позднегжельских отложений верхнего карбона до мидийских перми, включительно.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-65201.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Бенш Ф.Р.* Ревизия систематики псевдофузулинид рода *Pseudofusulina* Dunbar et Skinner и близких родов // Вопросы микропалеонтологии. 1987. Вып. 29. С. 20-53.

*Корженевский И.Д.* О некоторых новых видах фузулинид из нижнепермских известняков Ишимбаева и Стерлитамакских гор-одиночек // Труды Института геологических наук АН СССР. Геол. сер. 1940. Вып. 7, № 2. С. 1–36.

*Раузер-Черноусова Д.М. Rugosofusulina* – новый род фузулинид // Этюды по микропалеонтологии. 1937. Т. 1, вып. 1. С. 9–26.

*Раузер-Черноусова Д.М., Фурсенко А.В.* (Ред.). Основы палеонтологии. Т. 1. Общая часть, прстейшие. Москва: Изд-во АН СССР, 1959. 482 с.
*Розовская С.Е.* Состав, система и филогения отряда фузулинида // Труды Палеонтологического института. М.: Наука, 1975. Т. 149. 267 с.
*Справочник* по систематике фораминифер палеозоя (эндотироиды, фузулиниды) / Под ред. Д.М. Раузер-Черноусовой. М.: Наука, 1996. 206 с.
*Davydov V.I., Arefifard S.* Permisn fusulinid fauna of Peri-Gondwanan affinity from the Kalmard region, East-Centrak Iran and its significance for tectonics and paleogeography // Palaeontol. Electronica. 2007. V. 10, Issue 2. 40 p.
*Dunbar C.O., Skinner J.W.* New fusulinid genera from the Permian of West Texas // Amer. J. Sci. 1931. Ser. 5, V. 22. P. 252–268.
*Loeblich A.R., Tappan H.* Foraminiferal genera and their classification. N. Y.: Van Nostrand Reinhold Company. 1987. V. 1. 970 p.; V. 2. 212 p.
*Skinner J.W., Wilde G.L.* Permian biostratigraphy and fusulinid faunas of the Shasta Lake Area, Northern California. 1965. Article 6. 98 p.
*Skinner J.W., Wilde G.L.* Type species of Pseudofusulina Dunbar et Skinner // The University of Kanzas. Paleontol. Contrib. 1966. Pap.13. P. 1–7.

## ЭВОЛЮЦИЯ ТИПОВ СТРОЕНИЯ РАКОВИН В РАЗНЫХ КЛАССАХ ФОРАМИНИФЕР (PROTISTA)

**В.И. Михалевич**

*Зоологический институт РАН, Университетская наб., 1, С.-Петербург, Россия;*
*e-mail: mikha@JS1238.spb.edu*

Рассматривается эволюция основных типов строения раковин в различных классах типа Foraminifera согласно системе, разработанной автором [Михалевич, 1980, 1988, 1992, 1999, 2000; Mikhalevich, 1995, 2004–2006, 2008]. Основные филогенетические ветви новой классификации (классы) подтверждены молекулярными исследованиями [Pawlowski et al., 2003, Flakowski et al., 2005]. Принципы, положенные в ее основу, отличаются от подхода в классификации А.Р. Лёблика и Х. Таппан [Loeblich, Tappan, 1987].

Наиболее простым типом строения раковин у фораминифер обладают однокамерные формы. В класс Astrorhizata, в оба его подкласса Astrorhizana и Lagynana входят исключительно представители с примитивной однокамерной раковиной округлой, удлиненной или неправильной, часто разветвленной формы [Mikhalevich, 1995]. Стенка их раковин может быть тектиновой или агглютинированной с известковистым цементом. Однокамерные раковины встречаются также среди представителей и двух других классов, Miliolata и Nodosariata. В первом они представлены всего двумя примитивными родами отряда Squamulinida, позднемеловым *Brasiliella* и голоценовым *Squamulina*, а во втором – саккаминидами с агглютинированной стенкой, относящимися к подклассу Hormosinana [Михалевич и др., 2000; Mikhalevich, 2004] и многочисленными родами и семействами отряда Lagenida, имеющими секреционную известковую раковину (подкласс Nodosariana). В последнем случае их можно рассматривать как самостоятельную ветвь развития этой группы. В процессе эволюции у них возникли сложные внутренние (ентосолениевые) трубки, наружные устьевые структуры (как, например, у голоценовых *Walterparria*, плиоцен-голоценовых *Pytine* и некоторых других), сложные своеобразные структуры наружной стенки раковины и двойная стенка раковин. В классе Nodosariata возникли и широко распространились первично-одноосные однорядные раковины: *Lugtonia* (карбон), *Lunucammina* (девон–карбон), *Pachyphloja* (пермь), *Syzrania* (средний карбон – ранняя пермь), *Austrocolomia* (поздний триас), *Ichthyolaria* (пермь– юра), *Chrysalogonium* (поздний мел– голоцен), *Nodosaria* (ранняя юра – голоцен), *Grigelis* (поздний триас – голоцен). У некоторых однорядных форм, таких как позднепермские *Colaniella* и позднетриасовые *Involutaria*, последняя камера может охватывать предыдущие, и они выглядят как вторично однокамерные.

Псевдодвухкамерные раковины с пролокулюсом и следующей за ним второй трубчатой камерой можно рассматривать как следующий этап в развитии раковин этой группы протистов. В простейших случаях от пролокулюса отходит прямой (*Hyperammina*, пермь–голоцен) либо несколько изогнутый и извилистый (*Hyperbathoides*, средний силур, *Ammolagena*, голоцен) отрезок трубчатой камеры. Следующим этапом развития таких псевдодвухкамерных раковин можно считать различные способы навивания их трубчатой ча-

сти. Более редким среди них является зигзагообразный или меандровый вариант (*Ammovertella*, карбон – пермь; *Meandrospina*, ранняя пермь– голоцен), а клубковидный и плоскоспиральный являются более распространенными. Все три типа представлены в каждом из подклассов классов Spirillinata и Miliolata. Следует отметить, что в составе последнего рассматриваются также и представители подкласса Fusulinoida [Mikhalevich, 2004, 2006]. Однако наиболее развиты клубковидный и плоскоспиральный типы. Так, например, среди Spirillinata клубковидный тип навивания характерен для *Archaediscus* (ранний–средний карбон), а плоскоспиральный – для *Planospirodiscus* (ранний карбон), в подклассе Miliolata клубковидный тип наблюдается у *Eocribrella* (поздний девон) и *Hemigordiopsis* (ранняя–средняя пермь), плоскоспиральный – у *Cornuspira* (карбон–голоцен), *Cornuspiroides* (голоцен), а также *Carbonella* и *Pohlia* (ранний карбон). Чаще у представителей обоих этих классов в одной раковине чередуются клубковидный и плоскоспиральный типы навивания. Выпрямленный тип псевдодвухкамерных раковин известен у примитивных нодозариат.

У спириллинат с длинной второй трубчатой камерой рано сложился и трохоидный тип строения раковин: *Howchinia* (ранний–средний карбон) и *Glomotrocholina* (поздняя пермь). У них в процессе эволюции постепенно произошло подразделение трубчатой камеры на псевдокамеры, а затем на камеры. Этот процесс происходил параллельно и независимо в трех классах: Nodosariata, Spirillinata и Miliolata, но имел своеобразные черты в каждом из них. У нодозариат не подразделенные или частично подразделенные на камеры формы известны только у видов с однорядными раковинами, как, например, у *Syzrania* (средний карбон–ранняя пермь). Среди плоскоспиральных нодозариат встречены только многокамерные формы (*Lenticulina*, *Turkmenella*). У спириллинат многокамерность появилась лишь с возникновением трохоидного типа раковин (Patellinidae, мел– голоцен). Среди древних форм милиолят (Endothyrida) раковины как плоскоспиральных, так и клубковидных форм содержат по нескольку довольно широких псевдокамер (*Pohlia*, ранний карбон; *Glomospiroides*, средний–поздний карбон) или камер в каждом обороте (*Mstiniella*, ранний карбон). У *Planoendothyra* (ранний–средний карбон) и *Endothyranopsis* (ранний карбон) такие камеры наблюдаются только в последних оборотах. Среди более поздних милиолят (милиолид) подобные формы (с пятью и более широкими камерами в каждом обороте) встречаются реже (*Zoella*, голоцен). Иногда такие камеры образуются на поздних оборотах обычных милиолидных форм (*Nummoloculina*, средний миоцен–голоцен). Наиболее распространенн в этом классе тип раковины с двумя трубчатыми камерами в обороте. Они могут навиваться как клубковидно (но уже не беспорядочно, а по одному из правильно-клубковидных типов, как у *Quinqueloculina* (юра–голоцен), *Triloculina* (средний эоцен–голоцен) или *Schlumbergerina* (голоцен), так и (реже) плоскоспирально, как у *Dolosella* (средняя–поздняя юра), *Ophthalmidium* (поздний триас–поздняя юра) и *Spiroloculina* (поздний мел–голоцен).

Важным этапом в эволюции раковин фораминифер является появление трохоидных многокамерных раковин в классе Rotaliata, возникшем позже остальных, в мезозое. Такой тип раковин, наряду с плоскоспиральными, представлен в этом классе наиболее широко. Его появление можно рассматривать как одно из эволюционных преобразований ароморфного характера, так как именно этот тип строения раковины создает наиболее благоприятные возможности для сообщения камер между собой и с внешней средой. Это особенно наглядно в том случае, когда имеется открытый пупок (как у эоценовых *Rosalina* или голоценовых *Rotaliella*, *Metarotaliella* и *Neoconorbina*), либо в пупочной области развивается система щелей (*Lockhartia*, средний эоцен) или каналов с собственными известковыми стенками (*Rotalia*, поздний мел – эоцен). Даже у высокоразвитых видов с плоскоспиральной раковиной со сложной системой каналов (*Elphidium*, ранний эоцен – голоцен) путь эктоплазмы, циркулирующей по каналам и снабжающей отдельные камеры различными элементами из морской воды (в том числе кислородом), оказывается более длинным. В случае трохоидной раковины этот путь становится более прямым и коротким. Трохоидные раковины роталиат, обладающих системой каналов, отличаются от подобных форм более древних спириллинат (*Trocholina*, поздняя юра–поздний мел; *Lasiodiscus*, средний карбон–поздняя пермь) своей многокамерностью: у представителей класса Spirillinata раковины псевдодвухкамерные, и каналы проходят между витками одной трубчатой камеры. Трохоидные многокамерные раковины без системы каналов встречаются в обоих классах: Spirillinata – *Patellina* (ранний мел–голоцен), Rotaliata – *Rosalina* (эоцен–голоцен) и *Gavelinopsis* (олигоцен– голоцен). Однако они имеют некоторые отличия, прежде всего в положении и строении устья [Михалевич, 1992; Mikhalevich, Debenay, 2001]. У милиолят трохоидный тип раковин развит только у голоценовых *Fisherinella* [Михалевич, 1988].

Существует еще несколько своеобразных и менее распространенных типов раковин, среди которых особенно характерным можно считать со спирально-винтовым или высокотрохоидным навиванием камер (отряд Polymorphinida). В этом случае не только открытый, но даже закрытый пупок отсутствует. У таких раковин система каналов возникла в процессе эволюции лишь однажды (подотряд Delosinina, голоцен) и

устроена совершенно иначе, чем у спириллинат или роталиат [Revets, 1989]. В течение долгой геологической истории при разных типах раковин в разных ветвях фораминифер в разное время неоднократно и параллельно возникали конечные однорядные отделы раковин, а также различные комбинированные типы строения, которые здесь не рассматриваются. Также в нескольких филогенетических линиях происходил как бы возврат многокамерных раковин к однокамерному типу строения, но с новыми особенностями строения: одна последняя камера охватывает все предшествующие, и снаружи раковина выглядит однокамерной. Наиболее часто это происходило среди нодозариат (см. выше). Однако такие случаи известны также среди милиолят (*Idalina* и *Periloculina*, поздний мел) и роталиат (подкласс Globigerinana, род *Orbulina*, средний миоцен–голоцен). Строение внутренних устьевых структур также шло различно в разных классах при разных типах раковин [Михалевич, 1999; Mikhalevich, Debenay, 2001]. Следует отметить, что наиболее сложные внутренние элементы устья и интегрирующие устьевые системы также наиболее развиты у трохоидных роталиат – самой эволюционно продвинутой группы фораминифер. Все рассмотренные выше типы строения раковин, включая самые примитивные агглютинированные и тектиновые однокамерные раковины, продолжают существовать и в настоящее время.

Анализ строения и эволюции типов строения раковин в разных филогенетических ветвях фораминифер позволяет выявить характерные и наиболее распространенные типы раковин в пределах каждого класса и использовать особенности их строения (наряду с рядом других особенностей) в качестве таксономических признаков, характерных для каждого из этих классов [Михалевич, 1992, 2000].

## ЛИТЕРАТУРА


*Михалевич В.И.* Систематика и эволюция фораминифер в свете новых данных по их цитологии и ультраструктуре // Принципы построения макросистемы одноклеточных животных. Л.: Наука, 1980. С. 42 –61. (Тр. Зоологического ин-та АН СССР. Т. 94).

*Михалевич В.И.* Система подкласса Miliolata (Foraminifera) // Систематика, экология и стратиграфия милиолят (фораминиферы). Л.: Наука, Ленингр. отд-ние. 1988. С. 77–110. (Тр. Зоологического ин-та АН СССР, т. 184).

*Михалевич В.И.* Макросистема фораминифер. Автореф. дис. .... д-ра биол. наук. СПб.: Зоологический ин-т РАН, 1992. 43 с.

*Михалевич В.И.* Система и филогения фораминифер. СПб.–Омск: Зоологический институт РАН, Омский гос. педагогич. ун-т, 1999. 185 с.

*Михалевич В.И.* Фораминиферы // Основы зоологии. Protista / Ред. Алимов А.Ф. С. Петербург: Наука, 2000. С. 525–637.

*Михалевич В.И., Пронина Г.П., Нестелл М.* Новый антарктический вид *Saccammina basispiculata* sp. nov. и его положение в системе фораминифер (Foraminifera) // Междунар. конгр.-2000 "Фундаментальные проблемы естествознания и техники" / Ред. Я.П. Клюшин, А.П. Смирнов. СПб., 2000. Т. 1. С. 184–189.

*Flakowski J., Bolivar I., Fahrni J., Pawlowski J.* Actin phylogeny of foraminifera // J. Foramin. Res. 2005. V. 35, N 2. P. 93–102.

*Loeblich A.R., Tappan H. J.* Foraminiferal genera and their classification. N.Y., 1987. V. 1–2. 1182 p.

*Mikhalevich V.I.* A new classification of the class Astrorhizata (Foraminifera) // Zoosystematica Rossica. 1995. V. 3, N 2. P. 161–174.

*Mikhalevich V.I.* On the heterogeneity of the former Textulariina (Foraminifera) // Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication / Eds M. Bubik, M.A.Kaminski Prague: Chech Geology Survey. 2004. V. 8. P. 317–349.

*Mikhalevich V.* The new system of the superfamily Quinqueloculinoidea Cushman, 1917 (Foraminifera) // Acta Paleontol. Rom. 2005. V. 5. P. 303–310.

*Mikhalevich V.I.* The similarity of Fusulinoida and Milioloida – convergence or parallelism? // Proc. of Zoological Institute, Russian AS. 2006. V. 310. P. 133–137.

*Mikhalevich V.I.* The shell and apertural structure in Fusulinoida and Miliolata // Proc of the Fifth Intern.Conf. "Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology. EMMM'2008", Chennai, India, February 17– 25. Chennai, 2008. P. 211–214.

*Mikhalevich V.I., Debenay J-P.* The main morphological trends in the development of the foraminiferal aperture and their taxonomic significance // J. Micropalaeontol. 2001. V. 20. P. 13–28.

*Pawlowski J., Holzmann M., Bemey C., Fahrni J., Gooday A.J., Cedhagen C., Habura A., Bowser S.S.* The evolution of early Foraminifera // Proc. of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2003. V. 100, N 20. P. 11494–11498.

*Revets S. A.* Structure and taxonomy of the genus *Delosina* Wiesner, 1931 (Protozoa: Foraminifera) // Bull. Brit. Museum (Natur. Hist.). Zool. Ser. 1989. V. 55. P. 1–9.

## ФИЛОГЕНИЯ КОНОДОНТОВ РОДА *SIPHONODELLA*

**В.Н. Пазухин**

*ООО "Башгеопроект", 450006, Уфа, ул. Ленина, 86/1,*
*e-mail: pazukhin@mail.ru*

Платформенные элементы рода *Siphonodella* являются исключительно важными для детальной зональной биостратиграфии и межрегиональных корреляций на протяжении всего диапазона существования рода – от позднего фамена до середины турне. Филогенетически обоснованная схема была предложена Ч. Сандбергом и др. [Sandberg et al., 1978], в которой выделено семь сифоноделловых зон. На Урале и востоке Русской платформы представители рода распространены в отложениях зиганского - нижней части кизеловского горизонтов, где автором выделено 6 зон (см. рисунок), а зона S. sulcata разделена на две подзоны.

Мультиэлементный состав аппарата рода *Siphonodella* до настоящего времени не установлен. Ч. Сандберг и др. [Sandberg et al., 1978] по аналогии с древним аппаратом *Elsonella* провели анализ возможного состава аппарата рода *Siphonodella*. Дж. Дзик [Dzik, 1997] по мультиэлементным построениям отнес виды *S. praesulcata* Sandb., *S. sulcata* (Hud.) к роду *Pinacognathus*, а *S. lobata* (Br. et Mehl) – к роду *Dinodus*, другие описал в составе рода *Siphonodella*.

Построение филогенетической модели рода *Siphonodella* впервые было проведено Ч. Сандбергом и др. [Sandberg et al., 1978] на основе морфологии нижней стороны платформы, ростральных гребней, скульптуры платформы и степени изогнутости осевого гребня 17 общепризнанных видов и морфотипов. Выполнена группировка таксонов: с псевдокилем – в "консервативный ствол"; с депрессионным килем и большинство таксонов с килем – в "быстроэволюционирующий ствол"; с килем, с простыми поперечными ребрами по обеим сторонам платформы или с утолщенными краями платформы выделены в "умеренно консервативный ствол".

Автором собраны и положены в основу схемы филогении рода *Siphonodella* материалы по естественным разрезам и скважинам Урала, Мугоджар и востока Русской платформы (см. рисунок). Для построения

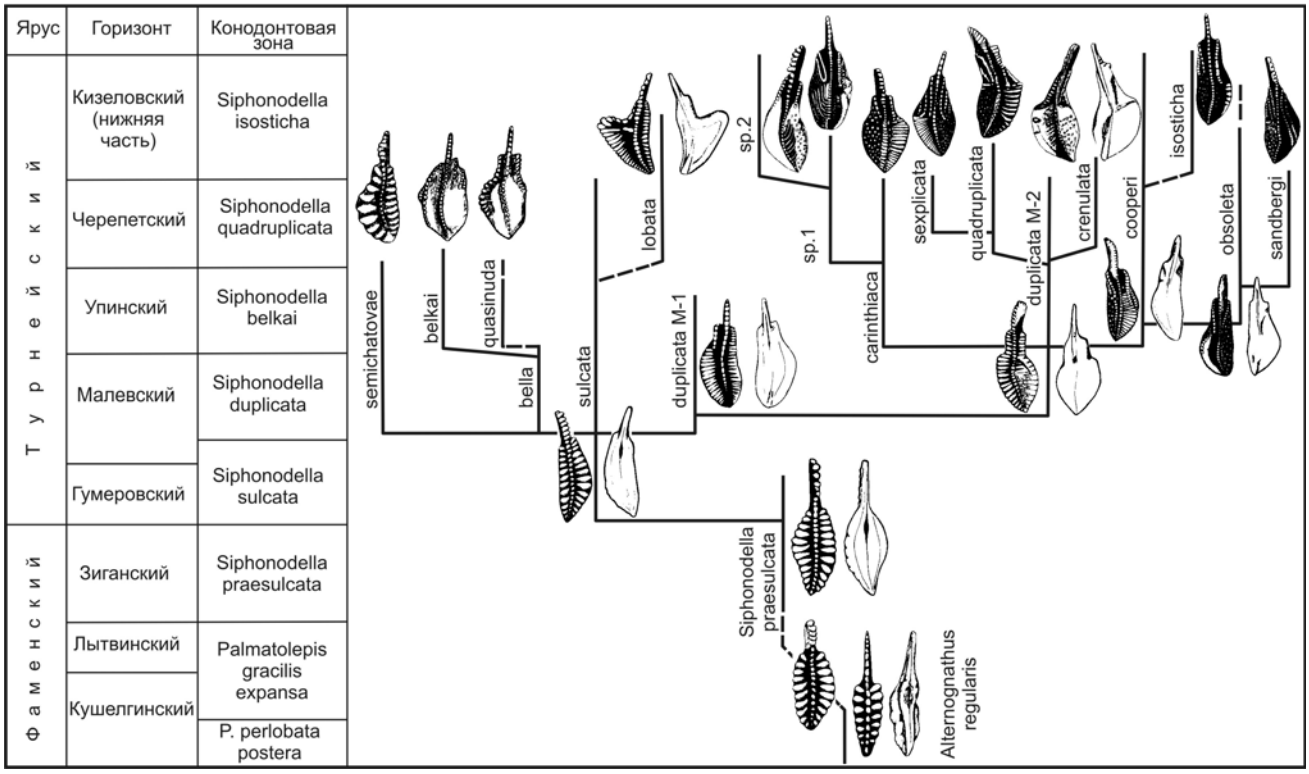



Схема филогении конодонтов рода *Siphonodella*.

схемы принят комплекс признаков платформенных элементов: морфология нижней стороны платформы, характер скульптуры платформы, рострa и ростральных гребней, соотношение и положение внутренней и внешней сторон платформы, конфигурация платформы. Учитывались изогнутость осевого гребня, соотношение длины элемента и свободного листа.

Предковая форма древнего вида *Siphonodella praesulcata* до настоящего времени точно не установлена. В этом качестве рассматривается *Alternognathus regularis* Ziegl. et Sandb., который характеризуется грубо орнаментированной платформой с узкими желобами около осевого гребня [Ziegler, Sandberg, 1984]. Сходство этих видов определяется открытой базальной полостью у юных форм и инвертированной в виде псевдокиля – зрелых, симметричной платформой и низким свободным листом. Находки наиболее поздних представителей *A. regularis* известны из зоны P. postera, а наиболее ранних *S. praesulcata* – из средней зоны B. costatus [Sandberg et al., 1978]. Обнаруженные в нижней части лытвинского горизонта Урала (зона Middle P. gracilis expansa) переходные формы между этими видами позволили сузить интервал не встречаемости *Alternognathus regularis* и *Siphonodella praesulcata*.

Эволюция рода связана с появлением в гумеровское время *Siphonodella sulcata*. Морфологический переход между *S. praesulcata* и *S. sulcata* определяется увеличением асимметрии платформы, изогнутости осевого гребня (более 12°), инвертированием псевдокиля, сужением желобов около осевого гребня. В малевское время вид в плане дугообразно изогнут, имеет полностью инвертированный псевдокиль. Базальная полость не сливается с инверсией псевдокиля, а представлена узкой щелевидной ямкой. Орнаментация платформы становится более тонкой, а свободный лист – коротким. В передней части платформы образуется слабовыраженный рострum. От *S. sulcata* берут начало две филогенетические линии и два вида. Почти одновременно, от *S. sulcata* возникают *S. semichotovae*, Kon. et Lipn., линии *S. bella* Kon. et Migd. и *S. duplicata* Br. et Mehl., позднее – *S. uralica* Zhur. – *S. lobata* (Br. et Mehl.). Эволюционный переход *S. semichotovae* от *S. sulcata* связан с уменьшением числа (до 4–5) и укрупнением размеров поперечных ребер, расширением внешней стороны платформы [Барсков и др., 1984]. Наблюдается сужение рострa с образованием (на Уральском материале) небольших 1–2 ростральных гребней. На нижней стороне платформы псевдокиль становится уплощенным.

Эволюционная линия *S. sulcata–S. quasinuda* Gag., Kon. et Paz.–*S. belkai* Dzik объединяется потерей орнаментации, постепенным подъемом внутренней стороны платформы, образованием слабой сигмоидальности дугообразно изогнутого осевого гребня с последовательным увеличением количества ростральных гребней. Виды *S. bella* и *S. quasinuda* распространены в относительно мелководных участках морского бассейна, *S. belkai* – в шельфовых отложениях. Возникновение *S. bella* от *S. sulcata* выражено почти полной потерей орнаментации, поперечные ребра сохраняются только по боковым краям передней части платформы. Характерно образование слабой сигмоидальности и дугообразного изгиба осевого гребня. В дальнейшем в этой линии возникают рострum и 1–2 ростральных гребня, усиливается сигмоидальность осевого гребня и появляется превышение высоты внутренней стороны платформы по отношению к внешней (*S. quasinuda*). В упинское время количество ростральных гребней достигает 4–6, внутренняя сторона платформы сильно приподнята, осевой гребень дугообразно-сигмоидально изогнут (*S. belkai*).

На рубеже упинско-черепетского времени от *S. sulcata* происходит развитие вида *S. lobata* (через переходный вид или морфотип *S. uralica*) за счет расширения внешней стороны платформы с образованием лопасти, подъема передних боковых краев и образования рострa. С нижней стороны сформировался широкий уплощенный псевдокиль и четкий высокий киль, прерывающийся в середине платформы маленькой, круглой или удлиненной базальной полостью. У зрелых форм в центре лопасти возникают дополнительный гребень и киль. Другое направление в эволюции рода связано с возникновением *S. duplicata* m. 2 – sensu Hass, от которого берут начало пять филогенетических линий.

Эволюционная линия *S. duplicata – S. carinthiaca* Schonl.– *S.* sp. 1 – *S.* sp. 2. Вид *S. carinthiaca* возник в начале упинского времени (основание зоны S. belkai) путем подъема внутренней стороны платформы, с беспорядочно расположенными, многочисленными бугорками, широким осевым гребнем, короткими диагонально-поперечными ребрами, направленными к внутренней стороне. Снизу на широком уплощенном псевдокиле развивается киль, иногда неполный. На рубеже упинского-черепетского времени формируется вид *S.* sp. 1. Характерно усложнение скульптуры платформы, увеличение числа ростральных гребней. Скульптура на внутренней части платформы развита в виде продольно-диагональных тонких ребер, которые смыкаются с осевым гребнем. Поперечные ребра на внешней стороне редуцируются, остается цепочка удлиненных бугорков около осевого гребня. Количество ростральных гребней увеличивается до 3–5, из которых 1–2, расположенные с внешней стороны, более длинные и сливаются с боковым краем. Последним элементом этой линии является *S.* sp. nov. 2, у которого формируется более удлиненная платформа с приподн-

нятой до уровня осевого гребня внешней стороной, уменьшается число ростральных гребней. Внешняя сторона платформы становится совершенно гладкой, внутренняя - орнаментирована продольно-диагональными бугорчатыми ребрышками или цепочками бугорков. Внешний ростральный гребень полностью сливается с боковым краем, остается один короткий внутренний.

Эволюционная линия *S. duplicata* sensu Hass – *S. quadruplicata* (Br. et Mehl.) – *S. sexplicata* (Br. et Mehl.) определяется расширением платформы и увеличением количества коротких, прямых, заканчивающихся на одном уровне ростральных гребней (3 –5 у *S. quadruplicata* и 6 у *S. sexplicata*). Орнаментация внутренней стороны платформы становится беспорядочно бугорчатой.

В черепетское время от *S. duplicata* sensu Hass развивается *S. crenulata* (Coop.), что выражается в усилении дифференциации на узкую ростральную и очень широкую среднюю и заднюю части платформы, в еще большем сближении в заднем направлении двух коротких ростральных гребней с осевым гребнем. На внешней стороне платформы развивается тонкая ребристость с элементами радиальной ориентации, а внутренней – мелкие, беспорядочно расположенные бугорки (морфотип 1). У других форм орнаментация частично редуцируется, а иногда и отсутствует (морфотип 2).

Эволюционная линия *S. duplicata* m2 – *S. cooperi* Hass – *S. obsoleta* Hass – *S. sandbergi* Klap. Возникновение *S. cooperi* характеризуется отклонением внешнего, наиболее уплощенного ростального гребня к боковому краю, достигая его или сливаясь с ним. Количество ростральных гребней может увеличиваться до трех. Скульптура внутренней стороны платформы беспорядочно бугорчатая. У *S. obsoleta*, внешний ростральный гребень почти достигает заднего конца платформы, а внутренний также удлиняется. Уже у некоторых экземпляров *S. cooperi* наблюдается частичная потеря внешней орнаментации. У *S. obsoleta* платформа между осевым и внешним ростральным гребнями полностью гладкая. Количество ростральных гребней достигает 3–4. Дальнейшее расширение платформы и увеличение количества ростральных гребней до 5–6 (по: [Sandberg et al., 1978] – до 7) наблюдается у *S. sandbergi*.

Наиболее сложное положение в эволюции рода *Siphonodella* занимает *S. isosticha* (Coop.). По мнению Ч. Сандберга и др. [Sandberg et al., 1978], этот вид возник от *S.* cf. *isosticha*, основными признаками которого являются неорнаментированная или слабо орнаментированная платформа с короткими прямыми и параллельными ростральными гребнями и низким псевдокилем. На Урале преобладают более орнаментированные формы, у которых на внутренней стороне платформы присутствует ясная тонкобугорчатая скульптура. На внешней обычно гладкой стороне около осевого гребня иногда имеется цепочка бугорков. К основным диагностическим признакам *S. isosticha* можно отнести гладкую внешнюю платформу; короткий прямой внутренний и более длинный изогнутый внешний ростральный гребни, смыкающиеся с боковым краем на уровне перегиба осевого гребня; хорошо развитый псевдокиль. Тенденция к появлению этих признаков наблюдается у некоторых форм *S. cooperi* с пологим псевдокилем.

Выделяются четыре крупных этапа в развитии Pa-элементов рода *Siphonodella*, прослеживающихся в разных филогенетических ветвях – линиях.

1. На этапе возникновения рода в лытвинское – раннемалевское время характерно преобразование осевого гребня от почти прямого до дугообразно изогнутого. Платформа становится асимметричной, свободный лист – короче. На нижней стороне платформы широкий прогнутый псевдокиль инвертируется, а затем выполаживается.

2. В позднемалевское время формируются четкий ростр и ростральные гребни (от 1 до 2). Ребристая орнаментация платформы претерпевает значительные изменения. В мелководных участках морского бассейна происходит постепенная редукция скульптуры до почти гладкой поверхности (*S. bella*, *S.laevis*) и уменьшение количества и увеличение ширины поперечных ребер (*S. semichatovae*). На нижней стороне платформы псевдокиль выполаживается и развивается короткий киль.

3. В упинско -черепетское время происходит интенсивное видообразование, связанное с увеличением количества ростральных гребней (до 3–7) и расширением платформы (*S. belkai*, *S. quadruplicata*, *S. sexplicata*, *S. cooperi*, *S. obsoleta*, *S. sandbergi*, *S.* sp. nov.1). У отдельных групп наблюдается: полная или частичная потеря орнамента; диагональная, поперечно-диагональная или продольно-диагональная ориентация бугорков или ребер на внутренней стороне платформы; подъем внутренней стороны платформы; удлинение ростральных гребней; развитие депрессионного киля (*S. crenulata*); возникновение лопасти с ответвлением гребня и киля (*S. lobata*).

4. Заключительный – раннекизеловский этап развития рода связан с обеднением морфологического разнообразия. Появившиеся с этого уровня виды характеризуются относительно узкой и слабо орнаментированной платформой с небольшим числом (1–3) ростральных гребней.

## ЛИТЕРАТУРА

*Барсков И.С., Кононова Л.И., Мигдисова А.В.* Конодонты нижнетурнейских отложений Подмосковного бассейна // Палеонтологическая характеристика стратотипических и опорных разрезов карбона Московской синеклизы (конодонты, цефалоподы). М., 1984. С. 3–33.

*Dzik J.* Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea // Acta Palaeontol. Pol. 1997. V. 42, N 1. P. 57–170.

*Sandberg Ch.A., Ziegler W., Leuteritz K., Brill S.M.* Philogeny, speciation and zonation of Siphonodella (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous) // Newsletts Stratigr. 1978. V. 7 (2). P. 102–120.

*Ziegler W., Sandberg Ch.A.* Palmatolepis – based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation // Geol. Soc. Amer. Spec. pap. 1984. N 196. P. 179–194.


## ДИНОЦИСТЫ РОДА *BATIOLADINIUM* BRIDEAUX, 1975: ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ


**Е.Б. Пещевицкая**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,*
*630090, Новосибирск, просп.Акад. Коптюга, 3;*
*e-mail: PeschevickayaEB@ipgg.nsc.ru*


Род *Batioladinium* входит в состав так называемого комплекса Broomea, выделенного по морфологическим признакам [Davey, 1982]. К нему относятся несколько родов диноцист, обладающих сходными морфологическими чертами: для них характерна овальная или удлиненно-овальная форма цисты с одним апикальным и двумя антапикальными рогами; археопиль (отверстие в стенке цисты, служащее для выхода вегетативной клетки) апикальный, комбинированный или интеркалярный. Табуляция (деление цисты на отдельные полигональные пластинки) слабо различима и обычно выражена только археопилем, что усложняет диагностику родов. Возможно, именно эта особенность послужила причиной того, что данная группа диноцист до сих пор является предметом дискуссии.

**Род *Batioladinium*** был первоначально описан В. Бридо [Bridaux, 1975], чтобы выделить из состава рода *Broomea* морфотипы с апикальным (или комбинированным?) археопилем, оставив в последнем только формы с интеркалярным. В дальнейшем морфологические критерии, видовой состав и статус рода

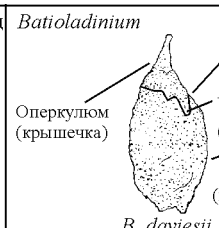
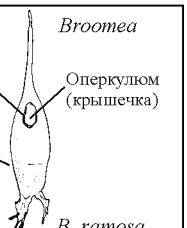
| Род / Морфологические признаки | *Batioladinium* | *Protobatioladinium* | *Imbatodinium* | *Broomea* |
|---|---|---|---|---|
| |  |  |  |  |
| Общая форма цисты | Яйцевидная, удлиненно-овальная, антапекс узко закругленный | Овальная, округлая, антапекс широко закругленный | Удлиненно-овальная, антапекс узко закругленный | Удлиненно-овальная, антапекс узко закругленный |
| Тип археопиля | Комбинированный (выпадают апикальные и промежуточные пластинки); в латеральном плане скошенный, есть сулькальная выемка | Комбинированный (выпадают апикальные и промежуточные пластинки); в латеральном плане симметричный, есть сулькальная выемка | Интеркалярный (2I): выпадают две пластинки промежуточной серии (между апикальными и прецингулярными) | Интеркалярный (1I?): выпадает одна пластина промежуточной серии (между апикальными и прецингулярными) |
| Строение гипоцисты | Антапекс закругленный, имеется два рога или шишечки | Антапекс широкозакругленный, имеется две выпуклости | Антапекс закругленный, имеется два рога или шишечки | Антапекс узко закругленный, имеется два рога |
| Табуляция | Выражена только археопилем, реже цингулюмом | В основном, выражена археопилем, реже цингулюмом и интеркалярными пластинками | Выражена только археопилем и цингулюмом, реже сулькусом | Выражена только археопилем и цингулюмом |

**Рис. 1.** Отличительные морфологические признаки родов *Batioladinium, Protobatioladinium, Imbatodinium* и *Broomea*.

| Виды | Апикальный рог | Антапикальные рога | Скульптура аутофрагмы | Стратиграфическое распространение |
|---|---|---|---|---|
|  *B. ?pelliferum* | Узко-конический,столбчатый, конец закругленный; достаточно длинный, 1/2-1/3 длины гипоцисты | Два, узко-конические, закругленные, короткие, 1/4 длины гипоцисты и меньше, неравной длины | Скульптура подобна меховой шкуре | Г-Бр Гренландии, Ю-З Европы; ВБр-НА С-З Еворпы |
|  *B. fractum* | Узко-конический, конец узко закругленный, достаточно короткий, 1/2-1/3 длины гипоцисты | Два, конические с закругленными концами, короткие (1/3-1/5 длины гипоцисты), неравной длины | Гладкая, мелко гранулированная, ямчатая, орнамент может образовывать мелкосетчатую структуру | Вл-А Индии |
|  *B. micropodum* | Конический, конец закругленны, короткий, около 1/4 длины гипоцисты | Два, конические, короткие (по длине равны апикальному) или выступа, могут быть не равной длины | Грубо и часто гранулированная | ВВл-Г Канады; ВВл-Бр Ю-З Европы; ВГ-НБр С-З Европы; НБр-НА Русской плиты; НВл Хатангской впадины; А-Ал Австралии |
|  *B. varigranosum* | Апекс закругленный | Антапекс закругленный, иногда с двумя плохо развитыми выпуклостями | Разнозернистая, у апекса и антапекса грубозернистая, расположение зерен неравномерное | ВБ-Вл Канады; Вл-Г Ю-З Европы; ВБ-НБр С-З Европы; Г Русской плиты; НВл-НГ Приполярного Урала; ВБ-ВГ Сибири |
|  *B. ?tricornoides* | Апекс шороко закругленный | Два, широко-конические с широко закругленными концами, равны длине гипоцисты | Гладкая, прозрачная | Г-Бр Германии |
|  *B. simplex* | Не отмечено | Две небольшие антапикальные выпуклости, правая иногда меньше | Гладкая, шагренеевая | Нижний сантон Германии |
|  *P. westburiensis** | Столбчатый, конец закругленный, длинный, около 1 длины эпицисты | Антапекс широко закругленный, имеются две выпуклости | Гладкая | Нижний киммеридж Англии |
|  *P. rossicum* | Конический, короткий, от 1/4 длины гипоцисты до еле выступающего | Два, конические, короткие (около 1/4 длины гипоцисты), левый длиннее правого | Гладкая, гранулированная | ВБ Русской плиты |
|  *P. lunare* | Широко-конический, широко закругленный, короткий, 1/4 длины гипоцисты | Две выпуклости, левая выражена хорошо, в виде широкой шишечки | Равномерно гранулированная, орнамент может образовывать мелкосетчатую структуру | Нижний титон Ю-В Франции |
|  *P. imbatonense* | Конический с закругленным концом, около 2/3 длины гипоцисты | Две широкие выпуклости | Крупно и равномерно зернистая, на апикальном роге мелкозернистая | Верхняя юра Западной Сибири |

**Рис. 2.** Отличительные морфологические признаки видов родов Batioladinium и Protobatioladinium с комбинированным археопилем.

Примечание: * - типовые виды; В- верхний, Н- Нижний, Вг- волжский ярус, Б- берриас, Вл- валанжин, Г- готерив, Бр-баррем, А- апт, Ал- альб; Ю-З - юго-запад, С-В - северо-восток, С-З - северо-запад. Использовались материалы автора (Западная Сибирь, Хатангская впадина), а также литературные данные [Bujak, Williams, 1978; Stover, Helby, 1987; Prossl, 1990; Duane, 1994; Shulgina et al., 1994; Leerveld, 1995; Poulsen, 1996; Iosifova, 1996; Smelror et al., 1998; Лебедева, Никитенко, 1998; He Cheng-Quan, Sun Xue-Kun, 2000; см. также работы, цитированные в тексте].

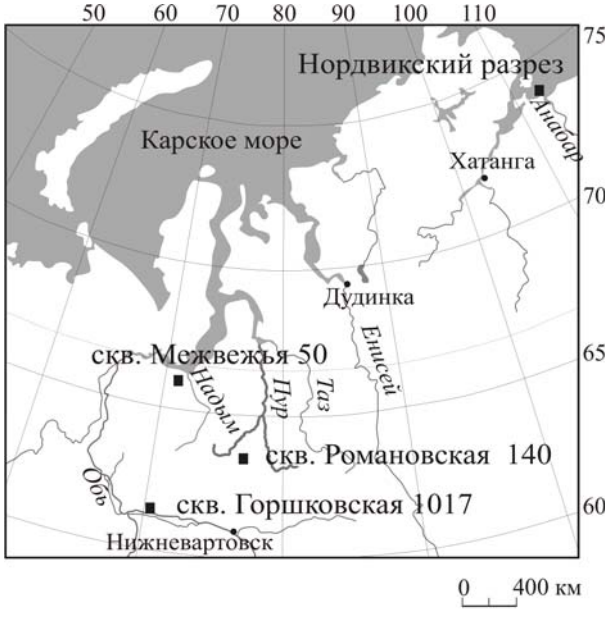
| Виды | Апикальный рог | Антапикальные рога | Скульптура аутофрагмы | Стратиграфическое распространение |
|---|---|---|---|---|
|  *B. ?pelliferum* | Узко-конический,столбчатый, конец закругленный; достаточно длинный, 1/2-1/3 длины гипоцисты | Два, узко-конические, закругленные, короткие, 1/4 длины гипоцисты и меньше, неравной длины | Скульптура подобна меховой шкуре | Г-Бр Гренландии, Ю-З Европы; ВБр-НА С-З Еворпы |
|  *B. fractum* | Узко-конический, конец узко закругленный, достаточно короткий, 1/2-1/3 длины гипоцисты | Два, конические с закругленными концами, короткие (1/3-1/5 длины гипоцисты), неравной длины | Гладкая, мелко гранулированная, ямчатая, орнамент может образовывать мелкосетчатую структуру | Вл-А Индии |
|  *B. micropodum* | Конический, конец закругленны, короткий, около 1/4 длины гипоцисты | Два, конические, короткие (по длине равны апикальному) или выступа, могут быть не равной длины | Грубо и часто гранулированная | ВВл-Г Канады; ВВл-Бр Ю-З Европы; ВГ-НБр С-З Европы; НБр-НА Русской плиты; НВл Хатангской впадины; А-Ал Австралии |
|  *B. varigranosum* | Апекс закругленный | Антапекс закругленный, иногда с двумя плохо развитыми выпуклостями | Разнозернистая, у апекса и антапекса грубозернистая, расположение зерен неравномерное | ВБ-Вл Канады; Вл-Г Ю-З Европы; ВБ-НБр С-З Европы; Г Русской плиты; НВл-НГ Приполярного Урала; ВБ-ВГ Сибири |
|  *B. ?tricornoides* | Апекс шороко закругленный | Два, широко-конические с широко закругленными концами, равны длине гипоцисты | Гладкая, прозрачная | Г-Бр Германии |
|  *B. simplex* | Не отмечено | Две небольшие антапикальные выпуклости, правая иногда меньше | Гладкая, шагреневая | Нижний сантон Германии |
|  *P. westburiensis** | Столбчатый, конец закругленный, длинный, около 1 длины эпицисты | Антапекс широко закругленный, имеются две выпуклости | Гладкая | Нижний киммеридж Англии |
|  *P. rossicum* | Конический, короткий, от 1/4 длины гипоцисты до еле выступающего | Два, конические, короткие (около 1/4 длины гипоцисты), левый длиннее правого | Гладкая, гранулированная | ВБ Русской плиты |
|  *P. lunare* | Широко-конический, широко закругленный, короткий, 1/4 длины гипоцисты | Две выпуклости, левая выражена хорошо, в виде широкой шишечки | Равномерно гранулированная, орнамент может образовывать мелкосетчатую структуру | Нижний титон Ю-В Франции |
|  *P. imbatonense* | Конический с закругленным концом, около 2/3 длины гипоцисты | Две широкие выпуклости | Крупно и равномерно зернистая, на апикальном роге мелкозернистая | Верхняя юра Западной Сибири |

**Рис. 2.** Окончание.

*Batioladinium* несколько раз пересматривался: в разное время в него включались виды с апикальным, комбинированным и интеркалярным типом археопиля, разными исследователями он рассматривался как самостоятельный таксон и как младший синоним родов *Imbatodinium* и *Necrobroomea*. Морфология рода и его систематическое положение обсуждается в ряде работ [Dörhofer, Davies, 1980; Davey, 1982; Mehrotra, Sarjeant, 1984; Nøhr-Hansen, 1986, 1993; Below, 1990; Lentin, Vozzhennikova, 1990].

Среди родов, наиболее близких к *Batioladinium*, следует отметить *Broomea*, *Imbatodinium*, *Protobatioladinium*, *Aprobolocysta* и *Necrobroomea*. Последний сейчас рассматривается как младший синоним рода *Batioladinium* [Fensome, Williams, 2004]. Для рода *Aprobolocysta* характерно двухслойное строение стенки (в то время как для остальных – однослойное), а *Broomea* и *Imbatodinium* отличаются интеркалярным археопилем (рис. 1). Морфология родов *Batioladinium* и *Protobatioladinium* во многом сходна. Вероятно, поэтому в их составе описывались виды, систематическая принадлежность которых требует пересмотра (рис. 2): по-видимому, вид *Protobatioladinium rossicum* следует перевести в род *Batioladinium*, а вид *Batioladinium simplex*, напротив, – в род *Protobatioladinium*.

Систематика внутри рода *Batioladinium* также нуждается в ревизии. В его составе по морфологическим признакам заметно выделяются два вида, *B.* ?*tricornoides* и *B. reticulatum* (см. рис. 2). Принадлежность первого из них к этому роду является спорной, поскольку обладает своеобразной ромбической формой цисты это отмечается и в первоописании [Alberti, 1961]. Вид *B. reticulatum* отличается двухслойным строением стенки, что сближает его с представителями *Aprobolocysta*. Среди остальных видов можно выделить четыре группы, которые объединяют морфологически близкие морфотипы. Виды *Batioladinium longicornutum*, *B. radiculatum* и *B. shaftesburiense* (группа 1) обладают вытянутой веретеновидной цистой с длинными апикальным и антапикальными рогами. Характерной чертой *B. longicornutum* и *B. radiculatum* является перфорированная скульптура антапикальных рогов. Морфология этих видов практически сходна, *B. radiculatum* отличается только меньшей длиной антапикальных рогов, что позволило Р. Белову [Below, 1990] рассматривать его как младший синоним *B. longicornutum*. Однако эту точку зрения поддерживают не все исследователи [Nøhr-Hansen, 1993; Fensome Williams, 2004]. Близкой морфологией обладают также виды *B. micropodum* и *B. daviesii* (группа 2). У последнего вида аутофрагма (оболочка) скульптирована чуть более крупными гранулами, а апикальный рог имеет бульшую длину. Следует отметить, что в случае отсутствия апикальной части (оперкулюма или группы пластинок, выпадающих при образовании археопиля), что нередко наблюдается у представителей рода *Batioladinium*, различить эти виды практически невозможно. Сходная ситуация наблюдается и для двух других морфологических групп: *B.* ?*gochtii* – *B. matyjae* – *B. pomum* (группа 3) и *B.* ?*exiguum* – *B. fractum* (группа 4). Внутри этих групп скульптура аутофрагмы имеет очень небольшие отличия, как и форма цисты, которая у всех видов варьирует от яйцевидной до веретеновидной (см. рис. 2). Таким образом, требуется пересмотреть систематическое положение *B.* ?*tricornoides* и *B. reticulatum*, а также провести ревизию морфологически сходных видов.




На сибирском материале изучено шесть видов рода *Batioladinium*: *B. varigranosum* из верхней части берриаса, валанжина и нижнего готерива Хатангской впадины (Нордвикский разрез), а также нижнего валанжина (скв. Романовская-140, Медвежья-50) и готерива (скв. Горшковская-1017) Западной Сибири; *B. radiculatum* из нижнего валанжина (скв. Медвежья 50); *B. reticulatum* и *B. jaegeri* из нижнего валанжина (скв. Медвежья 50) и готерива (скв. Горшковская- 1017) Западной Сибири; *B. longicornutum* из готерива, а *B.* ?*exiguum* из готерива и нижнего баррема Западной Сибири (скв. Горшковская-1017) (рис. 3). Сибирские представители этих видов имеют некоторые отличия от типового материала. Виды *B. varigranosum* и *B. radiculatum* скульптированы в антапикальной области более мелкими гранулами. *B.* ?*exiguum* имеет менее плотную аутофрагму, а *B. jaegeri* и *B. reticulatum* – меньшую длину апикальных рогов. Следует отметить также, что у последнего вида встре-

**Рис. 3.** Схема расположения разрезов.

чаются экземпляры с более ярко выраженной сетчатостью. Антапикальные рога, обычно, сильно редуцированы.

Диноцисты рода *Batioladinium* широко распространены в верхней юре и нижнем мелу практически во всех регионах (см. рис. 2). Самые древние находки отмечаются на севере Западной Европы в титоне [Poulsen, 1996]. Это виды третьей морфологической группы (*B.* ?*gochtii*, *B. matyjae* и *B. pomum*), для которых характерны рога небольшой длины и гранулированная скульптура аутофрагмы, которая более ярко проявлена в антапикальной части. В берриасе представители этого рода расселяются более широко в приполярных областях, в Антарктике, Канаде, Сибири и на севере Восточной Европы [Bujak, Williams, 1978; Duane, 1994; Iosifova, 1996; и др.]. Появляются новые виды. Это морфотипы с длинными рогами первой морфологической группы (*B. radiculatum*, *B. longicornutum*) и, наоборот, с сильно редуцированными выростами (*B. varigranosum*), а также с гладкой или тонкогранулированной аутофрагмой (*B.* ?*exiguum*, *B. jaegeri*). В валанжине наблюдается дальнейшее расселение диноцист рода *Batioladinium*, они появляются на юге Западной Европы, в Индии и Китае [Mehrotra, Sarjeant, 1984; Leerveld, 1995; He Cheng-Quan, Sun Xue-Kun, 2000]. Начиная с готерива, их находки фиксируются в Гренландии, с баррема – в Австралии [Stover, Helby, 1987; Smelror et al., 1998]. В это время (готерив–баррем) род *Batioladinium* достигает наибольшего разнообразия, что отмечается во всех регионах. В апте разнообразие рода сильно сокращается, продолжают существовать только несколько видов. Это в основном морфотипы с тонкогранулированной и гладкой аутофрагмой: *B. jaegeri* (Гренландия, север Западной и Восточной Европы), *B. shaftesburiense* (Гренландия, Канада), группа *B.* ?*exiguum – B. fractum* (Гренландия, Северо-Восточный Китай, Индия) и *B. micropodum* (Австралия, север Восточной Европы) [Stover, Helby, 1987; Prössl, 1990; Nøhr-Hansen, 1993; Iosifova, 1996; Mehrotra, Sarjeant, 1984; He Cheng-Quan, Sun Xue-Kun, 2000].

Среди стратиграфически важных видов этого рода следует отметить *B. varigranosum*, который появляется в верхней части берриаса (основание аммонитовой зоны Hectoroceras kochi) в Хатангской впадине, на севере Западной Сибири и в Канаде [Пещевицкая, 2007]. Это позволяет напрямую коррелировать основание сибирских слоев с Pareodinioideae, Batioladinium varigranosum, *Cassiculosphaeridia reticulat*a с нижней границей канадской зоной Endoscrinium campanula [Пещевицкая, 2007]. Как стратиграфически важный вид можно также рассматривать *B. reticulatum*, самые древние находки которого зафиксированы в нижнем валанжине в Западной Сибири (скв. Медвежья-50), Антарктике [Duane, 1994] и на юге Западной Европы [Leerveld, 1995]. Появление вида *B. radiculatum* наблюдается в низах берриаса в северных районах Европы и Антарктике, что дает возможность проводить широкие межрегиональные корреляции.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64224, № 06-05-64291.*

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Список видов диноцист: *Batioladinium daviesii* Lentin et Vozhennikova, 1990; *B.* ?*exiguum* (Alberti, 1961) Brideaux, 1975; *B. fractum* (Mehrotra et Sarjeant, 1984) Lentin et Williams,1985; *B.* ?*gochtii* (Alberti, 1961) Lentin et Williams, 1977; *B. jaegeri* (Alberti, 1961) Brideaux, 1975; *B. longicornutum* (Alberti, 1961) Brideaux, 1975; *B. matyjae* Poulsen, 1996; *B. micropodum* (Cookson et Eisenack, 1960) Brideaux, 1975; *B.* ?*pelliferum* (Alberti, 1961) Brideaux, 1975; *B. pomum* Davey, 1982; *B. radiculatum* Davey, 1982; *B. reticulatum* Stover et Helby, 1987; *B. shaftesburiense* Nøhr-Hansen, 1993; *B. simplex* (Yun Heysu, 1981) Jansonius, 1989; *B.* ?*tricornoides* (Alberti, 1961) Brideaux, 1975; *B. varigranosum* (Duxbury, 1977) Davey,1982; *Protobatioladinium imbatonense* (Vozzhennikova, 1967) Lentin et Vozzhennikova, 1990; *P. lunare* Monteil, 1992; *P. rossicum* (Iosifova, 1992) Iosifova, 1996; *P. westburiensis* Nøhr-Hansen, 1986.

## ЛИТЕРАТУРА

*Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л.* Микрофитопланктон и микрофораминиферы опорного разреза нижнего мела Приполярного Зауралья (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. Т. 38, № 6 С. 799–821.

*Пещевицкая Е.Б.* Биостратиграфия нижнего мела Сибири по диноцистам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 6. С. 28–61.

*Alberti G.* Zur Kennitnis mesozoischen und alttertidrer Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen von Nord- und Mittelduetschland sowie einingen anderen europäischen Gebeiten // Palaeontographica. Ab. A. 1961. V. 116. P. 1–58.

*Below R.* Evolution und systematic von Dinoflagellaten-Zysten aus der Ordnung Peridiniales. III. Familie Pareodiniaceae // Palaeontographica. Ab. B. 1990. V. 220. N 1–4. P. 1–96.

*Brideaux W.W.* Taxonomic note: redefinition of the genus Broomea and its relationship to *Batioladinium* gen. nov. // Can. J. Botany. 1975. V. 53, N. 12. P. 1239–1243.

*Bujak P.J., Williams G.L.*. Cretaceous palynostratigraphy of offshore southeastern Canada // Geol. Surv. Canada. 1978. Bull. 297. P. 1–19.

*Davey R.J.* Dinocyst stratigraphy of the latest Jurassic to Early Cretaceous of the Haldager N. 1 borehole, Denmark // Danmarks Geologiske Undersogelse. Ser. B. 1982. N 6, P. 1–57.
*Dörhöfer G., Davies E.H.* Evolution of archeopyle and tabulation in rhaetogonyaulacinean dinoflagellate cysts. Toronto: Royal Ontario Museum publication in Life Sciences, 1980. 92 p.
*Duane A.M.* Preliminary palynological investigation of the Byers Group (Late Jurassic – Early Cretaceous), Livingston Island, Antarctic Peninsular // Revi. Palaeobot. and Palynol. 1994. V. 84. P. 113–120.
*Fensome R.A., Williams G.L.* The Lentin and Wiliams index of fossil dinoflagellates, 2004 edition. American Association of Stratigraphic Palynologists. Contribution Ser. N 42. Hanover, 2004. 910 p.
*He Cheng-Quan, Sun Xue-Kun.* Late Hauterivian Dinoflagellates from the Lower Part of the Chengzine Formation in Jixi Basin, Earstern Heilongjian, NE China // Acta Palaeontol. Sin. 2000. V. 39, N 1. P. 46–62.
*Iosifova E.K.* Dinocysts from Tchernaya Retchka (Ryazanian–Aptian, Lower Cretaceous) of the Moscow Basin, Russia // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1996. V. 91. P. 187–240.
*Leerveld H.* Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Rio Argos succession (SE Spain) // LPP Contribution Series. 1995. N 2. P. 1–176.
*Lentin J.K., Vozhennikova N.F.* Fossil dinoflagellates from the Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of the USSR – a restudy // AASP Contribs Ser. 1990. N 23. P. 1–221.
*Mehrotra N.C., Sarjeant W.A.S.* Archeopyle type in the dinoflagellate cyst genus *Imbatodinium*: some new observations // Micropaleontol. 1984. V. 30, N 2. P. 213–222.
*Nøhr-Hansen H.* Dinocyst stratigraphy of the Lower Kimmeridge Clay, Westbury, England // Bull. Geol. Soc. Denm. 1986. V. 35. Part 1–2. P. 31–51.
*Nøhr-Hansen H.* Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Barremian to Albian, Lower Cretaceous, North-East Greenland // Gronlands Geologiske Undersogelse. 1993. Bull. 166. P. 1–171.
*Poulsen N.E.* Dinoflagellate cysts from marine Jurassic deposits of Denmark and Poland // Amer. Assoc. Stratigr. Palynol. Contis ser. N 31. 1996. P. 1–232.
*Prössl K.F.* Dinoflagellaten der Kreide – Unter-Hauterive bis Ober-Turon – im niedersachsischen becken. Spratigraphie und fazies in der kernborung Konrad 101 sowie einiger anderer bohrungen in Nordwestdeutschland // Palaeontographica. Ab. B. 1990. V. 218, N. 4–6. P. 93–191.
*Shulgina N.I., Burdykina M.D., Basov V.A., Aarhus N.* Distribution of ammonites, foraminifera and dinoflagellate cysts in the Lower Cretaceous reference sections of the Khatanga Basin, and Boreal Valanginian biogeography // Cretaceous Res. 1994. V. 15. P. 1–16.
*Smelror M., Mork A., Monteil E., Rutledge D., Leerveld H.* The Klippfisk Formation – a new lithostratigraphic unit of Lower Cretaceous platform carbonates on the Western Barents Shelf // Polar Res. 1998. V. 17, N2. P. 181–202.
*Stover L.E., Helby R.* Some Australian Mesozoic microplankton index species // Jell P.A. (editor). Studies in Australian Mesozoic Palynology. Association of Australin Palaeontologists. 1987. Memoirs. N 4. P. 101–135.

## ДИСПЕРСНЫЕ МЕГАСПОРЫ ИЗ ОТЛОЖЕНЙ УСТЬБЕЗМОШИЦКОЙ СВИТЫ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

**М.Г. Раскатова**

*Воронежский государственный университет, 394006, Воронеж, Университетская пл. 1; e-mail: kig207@geol.msu.ru*

При проведении палинологических исследований отложений устьбезмошицкой свиты (верхний девон) из местонахождения мыс Восточный Лудоватый Нос западного склона Северного Тимана был получен комплекс миоспор, отнесенный к подзоне Membrabaculisporites radiatus (MR) [Ржонсницкая, Куликова, 1991; Юрина, Раскатова, 2005]. В составе комплекса отмечены крупные миоспоры, которые по размерам (300–500 мкм) могут быть отнесены к мегаспорам.

Первоначально эти мегаспоры рассматривались нами в составе комплекса миоспор для выяснения стратиграфической приуроченности изучаемых отложений и были отнесены к формальному роду *Ancyrospora* [Юрина, Раскатова, 2005; Jurina, Raskatova, 2007]. Однако, следуя общепринятому правилу, по которому ископаемые дисперсные споры размером более 200 мкм [Zerndt, 1930] принадлежат мегаспорам, более правильно произвести определение их по существующей классификации мегаспор М.В. Ошурковой [2001], в основе которой лежит классификация Р. Потонье и Г. Кремпа [Potonie, Kremp, 1954, 1955], с учетом данных по ревизии каменноугольных мегаспор, полученных Международной комиссией по микрофлоре палеозоя CIMP.

Изученные нами дисперсные мегаспоры из отложений устьбезмошицкой свиты Северного Тимана составляли около 8 % комплекса и были представлены хорошо сохранившимися экземплярами или фрагментами мегаспор с субгулой и со скульптурой из крупных шипов (см. таблицу). Незначительная часть мегаспор встречена в виде тетрад. Мегаспоры с субгулой выделены из состава мегаспор с гулой [Dybova-Jachowicz et al., 1979] и характеризуются наличием верхушечного выступа, образованного губами, возвышающимися лишь у верхушки мегаспоры, т. е. там, где схождятся лучи щели. Мегаспоры – округлого или треугольно-округлого очертания (в полярной проекции), диаметром от 300 до 500 мкм (см. таблицу, фиг. 1, 3, 8). Щель разверзания губастая, лучи щели от прямых до извилистых, длина лучей почти равна радиусу споры. В месте слияния лучей у проксимального полюса образуется субгула. Субгула небольшого размера относительно диаметра мегаспор, сжата у основания, высотой от 80–120 мкм. У некоторых экземпляров она может быть незначительных размеров, относительно диаметра мегаспор. Поверхности контакта гладкие или слегка шероховатые. Поверхность ареи гладкая или мелкозернистая. Курватуры неотчетливые (см. таблицу, фиг. 4). Поверхность спор вне площади ареи густо покрыта густыми, вытянутыми, более или менее прямоугольными шипами, заостренными на концах, длиной от 30 до 65 мкм (иногда до 80 мкм). Шипы расширенные в основании с заостренными загнутыми или раздвоенными вершинами, свободные, одинарные (см. таблицу, фиг. 1б, 7) иногда срастаются своими основаниями и частично даже боками по высоте шипов, оставаясь свободными лишь в верхней части (см. таблицу, фиг. 4–6). Вершины шипов могут быть заостренными, загнутыми или раздвоенными (см. таблицу, фиг. 7). По линии курватуры сросшиеся основания шипов создают видимость наличия экваториальной зоны, по краю которой концы шипов остаются свободными (см. таблицу, фиг. 1, 5).

С учетом вышеизложенного, вероятнее всего, описанные мегаспоры классифицировать по системе, принятой для дисперсных мегаспор: супрасубтурма Lagenotriletes Potonie et Kremp, 1954 – субтурма Gulati Bhardwaj, 1957 – род *Setosisporites* (Ibrahim, 1933) Dybova-Jachowicz et al., 1979.

Род *Setosisporites* выделен для верхнедевонских и каменноугольных мегаспор. Мегаспоры из отложений устьбезмошицкой свиты Северного Тимана, изученные нами, отнесены к этому роду по наличию субгулы небольших размеров, которая сформирована губами, возвышающимися вблизи верхушки мегаспор, в отличие от других родов субтурмы Gulati, которые характеризуются формированием гулы (верхушечного выступа) губами, возвышение которых приурочено к различным частям развития лучей щели разверзания. Учитывая некоторые вариации морфологических особенностей мегаспор (длина и характер соединения шипов, типы их окончаний, величина и степень выраженности гулы и т. д.), представляется проблематичным отнесение их к определенному виду этого рода, так как подобные изменения в некоторых случаях соответствуют степени созревания спор одного и того же растения.

Таким образом, из состава дисперсного комплекса миоспор устьбезмошицкой свиты Северного Тимана выделены крупные миоспоры, которые отнесены к роду *Setosisporites.*

Автор приносит искреннюю благодарность М.В. Ошурковой (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) за обсуждение вопросов систематической принадлежности дисперсных и инситных спор и за содействие в поисках литературы.

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Дисперсные мегаспоры рода *Setosisporites* (Ibrahim)Dyb.-Jach. et al. из отложений устьбезмошицкой свиты франского яруса верхнего девона, местонахождение мыс Восточный Лудоватый Нос западного склона Северного Тимана.

### Таблица

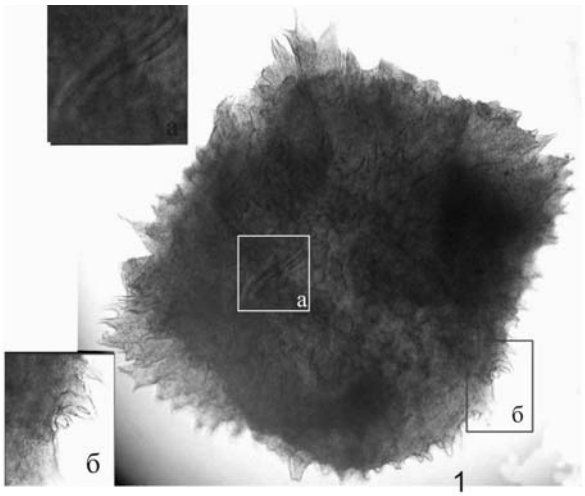
Фиг. 1. Общий вид (экваториальная проекция), экз. СТд 4-18; LM, ×405; а – фрагмент трилетного рубца, LM (×540); б – дистальная поверхность, покрытая изогнутыми шипами, LM, ×540.

Фиг. 2–6. Мегаспора, экз. СТд 4-22: 2 – Фрагмент мегаспоры с сохранившейся дистальной стороной, экз. СТд, дистальная поверхность с крупными шипами, которые соединяются своими основаниями по 3 и более, SEM, ×405; 3 – общий вид мегаспоры в экваториальной проекции, LM, ×315; 4 – экз. СТд, (фиг.2), увеличенные шипы, SEM (×900); 5 – сросшиеся шипы по контуру экватора LM, ×900; 6 – фрагмент шиповидной скульптуры экваториальной части, LM, ×200.

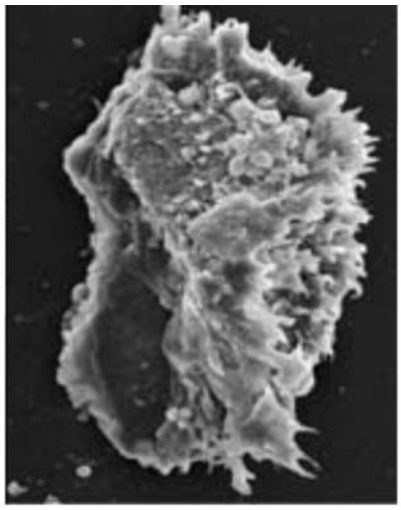
Фиг. 7. Фрагмент шиповидной скульптуры экзины, экз. СТд 4-21; LM, ×1080;

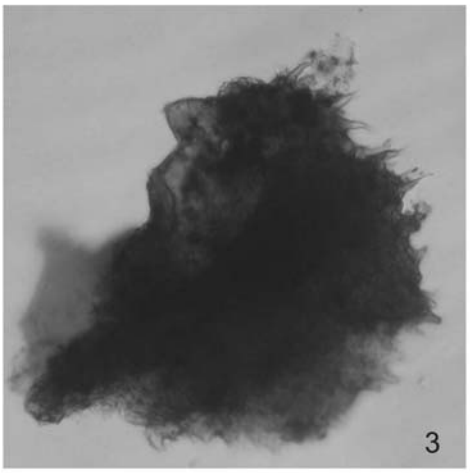
Фиг. 8. Дистальная сторона мегаспоры, общий вид (в полярной проекции) экз. СТд 4-23; дистальная сторона SEM, ×405.

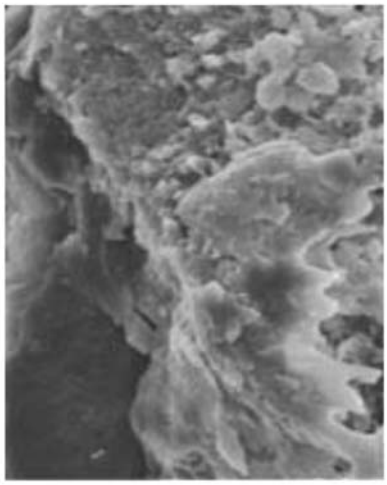
**Таблица**

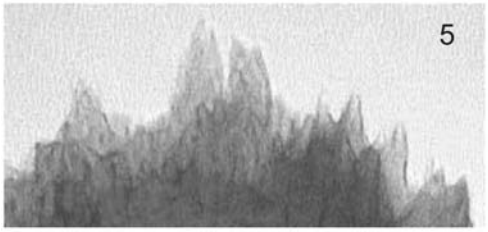


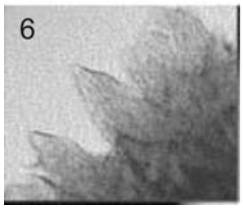
1


2

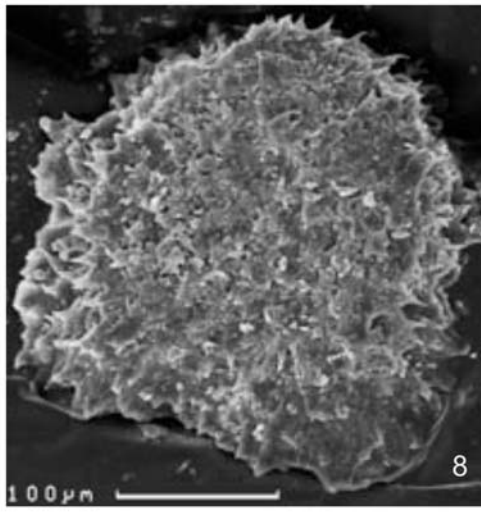

3


4


5


6


7



8

## ЛИТЕРАТУРА

*Ошуркова* М.В. Мегаспоры карбона. Систематика, биостратиграфическое значение // Справочник для палеонтологов и геологов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 112 с.

*Ржонсницкая М.А., Куликова В.Ф.* Девон Русской платформы // Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1991. С. 11–21.

*Юрина А.Л., Раскатова М.Г.* Верхнефранские миоспоры устьбезмошицкой свиты на мысе Восточный Лудоватый Нос (Северный Тиман) // Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. 2005. № 5. С. 21–29.

*Bhardwaj D.* The Palynological investigations of the Saar Coals (Pt. 1. Morphography of Sporae dispersae) // Palaeontographica. 1957. V.101, B. P. 71–125.

*Dybova-Jachowicz S., Dijkstra S, Karczewska J.* Preliminary note on revision of Carboniferous megaspores with gula. Principles of classification // Acta Palaeontol. Pol. 1979. V. 24, N 4. P. 411–422.

*Jurina A., Raskatova M.* Morphological diversity of the exine Sculpture of come Frasnian spores from the Northern Timan: applications for taxonomy and significance for spore dispersal // Paleontological Journal. 2007. V. 41, N 11. P. 1179–1189.

*Potonie R., Kremp G.* Die Gattungen der palaozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie // Geol. Jahrb. 1954. Bd. 69. S. 111–194.

*Potonie R., Kremp G.* Die Sporae dispersae des Ruhrkarbons, ihre Morphographie und Stratigraphie mit Ausblicken auf Artem anderer Gebiete und Zeitabschnitte. Teil. I, II // Palaeontographica. 1955. Ser. B. Bd. 98. Lief 1–3. S. 1–136.

*Zerndt J.* Triletes giganteus n.sp., eine riesige Megaspore aus dem Karbon // Bull. Int. Acad Pol. Sci. 1930. Ser. B (1). Annee. S.71–79.


# ЭВОЛЮЦИЯ КОНОДОНТОВ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ КАРБОНЕ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ


**Г.М. Сунгатуллина**

*Казанский государственный университет, 420008, Казань, Кремлевская, 4;*
*e-mail: Guzel.Sungatullina@ksu.ru*


Конодонты вот уже в течение многих лет находятся в поле зрения стратиграфов, благодаря тому, что позволяют детально расчленять отложения, четко фиксировать перерывы в осадконакоплении и с довольно высокой точностью проводить межрегиональные корреляции. В работе рассмотрена эволюция конодонтов в каменноугольном периоде на востоке Русской плиты. Полученные результаты основаны на исследовании керна восьми скважин, расположенных в пределах изученной территории (рис. 1).

**Серпуховский век** характеризуется развитием родов *Adetognathus, Cavusgnathus, Gnathodus* (рис. 2). Конодонты яруса бедны в количественном отношении; отмечено присутствие *Adetognathus unicornis* (Rexroad et Burton), *Cavusgnathus naviculus* (Hind), *C. unicornis* Youngquist et Miller, *Gnathodus bilineatus bollandensis* Higgins et Bouckaert. Ни один из перечисленных видов не перешел рубеж раннего–среднего карбона, который наиболее отчетливо выражен в палеонтологической летописи востока Русской плиты. Именно здесь комплекс с *Cavusgathus, Gnathodus* сменился конодонтовым сообществом с *Declinognathodus, Idiognathodus, Idiognathoides, Neognathodus, Streptognathodus*, типичным для среднекаменноугольной эпохи. Подобное резкое изменение связано не столько с эволюционными особенностями развития конодонтов, сколько с перерывом в осадконакоплении. Так, на востоке изученного региона отложения среднего карбона начинаются с прикамского горизонта башкирского яруса, на западе – с верейского горизонта московского яруса [Геология СССР, 1967].

Отличительная особенность башкирского этапа развития конодонтов – преобладание деклиногнатодусов и идиогнатоидесов, при подчиненном значении родов *Idiognathodus, Neognathodus* и *Streptognathodus*. Башкирские конодонты не обладали большим систематическим разнообразием. Так, в прикамское время существовали только пять видов (см. рис. 2). Однако постепенно число видов увеличивалось, параллельно возрастало и количество экземпляров конодонтов. В начале черемшанского времени комплекс конодонтов расширился за счет *Idiognathoides fossatus* (Branson et Mehl.), *I. tuberculatus* Nemirovskaya, *Neognathodus symmetricus* Lane, *Streptognathodus parvus* Dunn. В конце мелекесского времени комплекс обогатился таки-

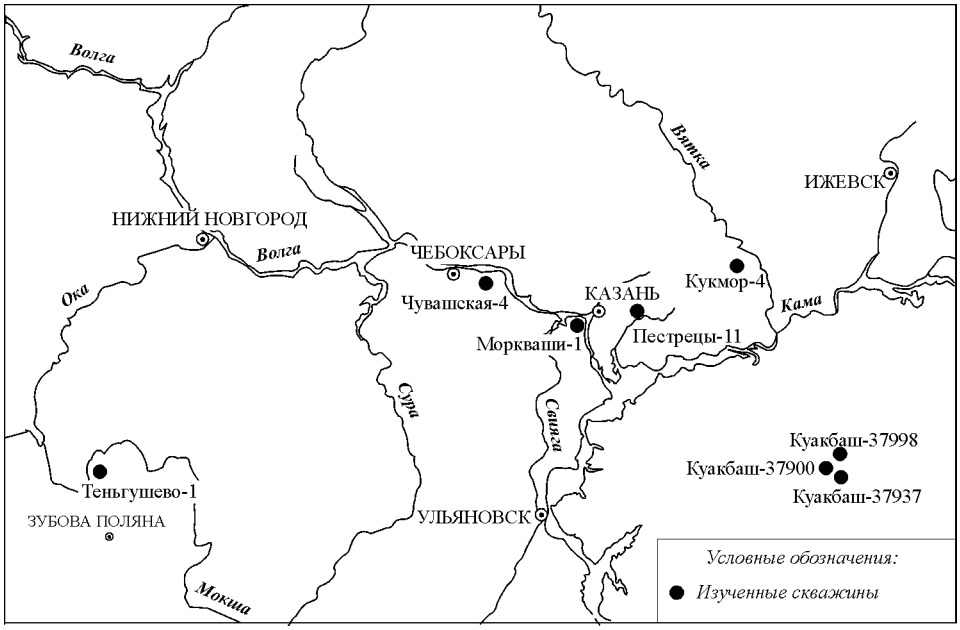



**Рис. 1.** Схема расположения скважин.

ми видами, как *Declinognathodus marginodosus* (Grayson), *Idiognathodus aljutovensis* Alekseev, Barskov et Kononova, *I. volgensis* Alekseev, Barskov et Kononova, *Neognathodus atokaensis* Grayson.

Доминирование родов *Declinognathodus* и *Idiognathoides* продолжилось и в начале **московского века**. В это время произошли как качественные, так и количественные изменения в комплексе конодонтов. Во-первых, появились новые виды, составлявшие 35% от общего количества конодонтов (см. рис. 2). Правда, некоторые из них в других регионах известны еще в башкирском веке [Nemirovskaya, 1999; Пазухин, 2007] и их позднее появление на изученной территории с начала московского века, возможно, связано, с фациальной особенностью разрезов. Во-вторых, для верейского времени характерно массовое развитие некоторых видов, которые в башкирский век имели подчиненное значение. Так, первые единичные находки *Declinognathodus marginodosus* (Grayson) отмечены в конце мелекесского времени (рис. 3). В начале верейского времени данный вид стал доминирующим – 30–60 % от общего количества конодонтов (рис. 4). Интервал, характеризующийся резким увеличением количества экземпляров *Declinognathodus marginodosus* (Grayson), прослеживается во всех изученных разрезах и может использоваться для местной корреляции (см. рис. 4). Кроме того, в верейском комплексе заметно увеличилось количество идиогнатодусов, представленных такими видами, как *Idiognathodus aljutovensis* Alekseev, Barskov et Kononova*, I. sinuosus* Ellison et Graves, *I. volgensis* Alekseev, Barskov et Kononova. Начиная с конца верейского времени и в течение московского века среди конодонтов господствовали идиогнатодусы и неогнатодусы. Если первый род преобладал в количественном отношении и включал в основном виды длительного существования, то неогнатодусы характеризовались быстрой эволюционной изменчивостью. На московский век пришлось и появление диплогнатодусов, существовавших вплоть до подольского времени.

В верейское время видовое разнообразие и количество конодонтов увеличились (рис. 5). В конце верейского времени произошло заметное обеднение конодонтового сообщества: на этом рубеже вымерло 35 % видов. В течение каширского времени количество экземпляров и число встреченных видов конодонтов постепенно уменьшались. В подольское время отмечено незначительное увеличение количества видов при небольшой численности каждого из них. В конце мячковского времени появились последние представители неогнатодусов: *Neognathodus dilatus* (Stauffer et Plummer) и *N. roundyi* (Gunnell).

В течение московского века на востоке Русской плиты дважды зафиксировано массовое появление конодонтов рода *Gondolella*. Первое из них приурочено к подольскому времени; здесь отмечены *Gondolella elegantula* Stauffer et Plummer, *G. laevis* Kossenko et Kozitskaya*, G. magna* Stauffer et Plummer. Повторно гондолеллы появились в мячковское время; в комплексе, помимо вышеуказанных видов, присутствует *Gondolella sublanceolata* Stauffer et Plummer (см. рис. 4). Редкость находок гондолелл в разрезах востока Русской плиты не позволяет в деталях проследить развитие данного рода, но дает возможность использовать уровни с гондолеллами при проведении местных корреляций.

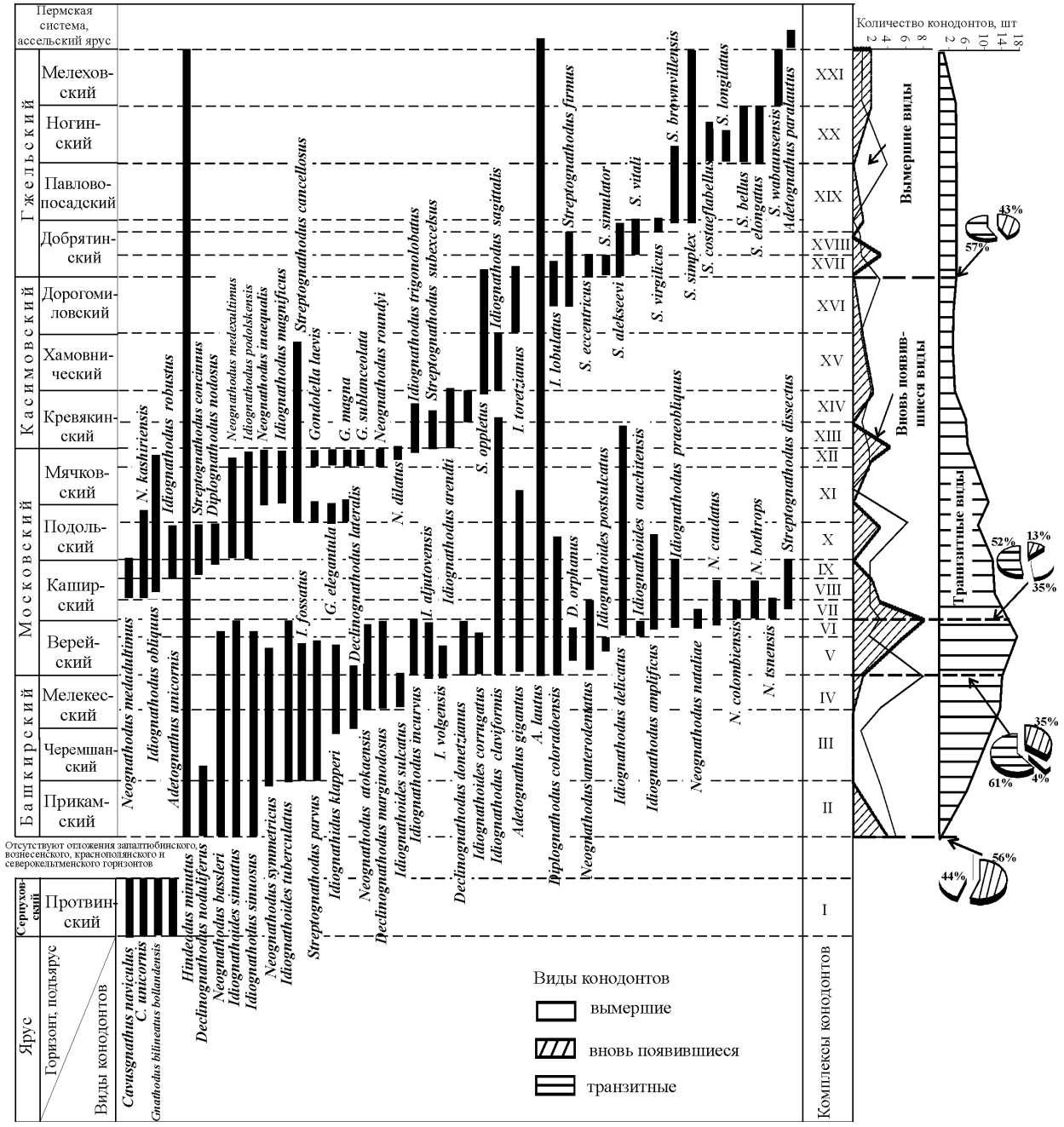



**Рис. 2.** Распространение конодонтов в каменноугольных отложениях востока Русской плиты.




**Рис. 3.** Распределение конодонтов вида *Declinognathodus marginodosus* (Grayson) в башкирских и московских отложениях.

**Касимовский комплекс** конодонтов на изученной территории характеризуется постепенным сокращением числа видов и количества ископаемых форм (см. рис. 5). К началу касимовского века вымерли все неогнатодусы и обновился видовой состав стрептогнатодусов. Например, начало кревякинского времени четко фиксируется по массовому появлению *Streptognathodus subexcelsus*

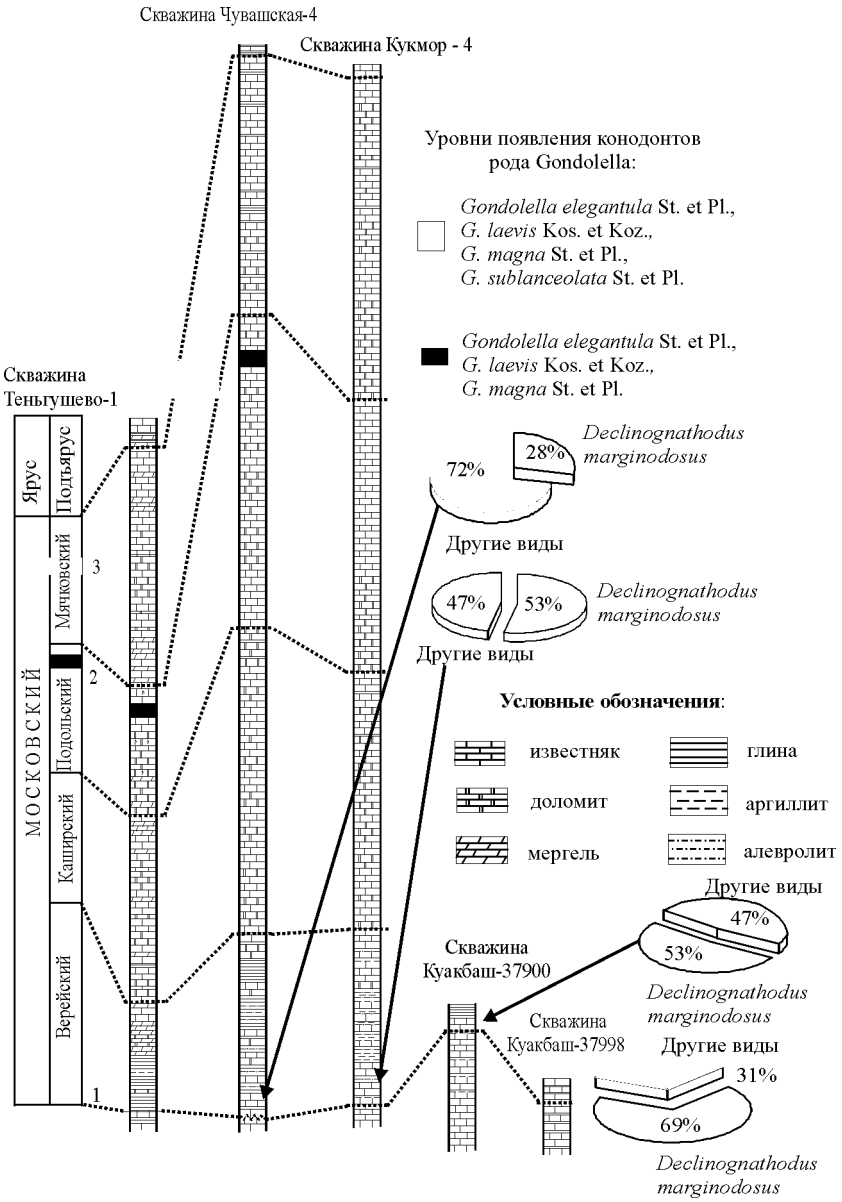



**Рис. 4.** Стратиграфические уровни с конодонтами:

1–3 – уровни: 1 – максимальное развитие вида *Declinognathodus marginodosus* (Grayson); 2 – первое появление рода *Gondolella*; 3 – повторное появление рода Gondolella

Alekseev et Goreva. Вид хорошо диагностируется и широко распространен в других регионах [Алексеев, Горева, 2000]. Для середины кревякинского времени характерно присутствие *Streptognathodus makhlinae* Alekseev et Goreva. Начало хамовнического времени совпадает с появлением *Idiognathodus sagittalis* Kozitskaya и *Streptognathodus oppletus* Ellison. В целом хамовнический комплекс конодонтов чрезвычайно беден по сравнению с кревякинским. В начале дорогомиловского времени идиогнатодусы пережили последнюю вспышку видообразования, связанную с появлением *Idiognathodus lobulatus* Kozitskaya, *I. tersus* Ellison и *I. toretzianus* Kozitskaya. Напротив, роль стрептогнатодусов с конца дорогомиловского времени заметно возросла. Так, появившийся в это время *Streptognathodus firmus* Kozitskaya, составлял большую часть (около 80 %) от всего количества конодонтов.

С **гжельским веком** связан новый этап в развитии конодонтов, особенностью которого является господство стрептогнатодусов, достигших наибольшего видового разнообразия за весь каменноугольный период. В начале гжельского века (добрятинское время) конодонты довольно многочисленны, в это время появились *Streptognathodus simulator* Gunnell, *S. eccentricus* Ellison, *S. alekseevi* Barskov, Isakova et Stshastlivzeva. Следующее изменение комплекса конодонтов произошло в начале ногинского времени и связано с появлением *Streptognathodus bellus* Chernykh et Ritter, *S. costaeflabellus* Chernykh et Ritter, *S. elongatus* Gunnell, *S. longilatus* Chernykh et Ritter, *S. holtensis, S. ruzhencevi* Kozur, *S. simplex* Gunnell. В конце мелеховского времени конодонты представлены в основном *Streptognathodus wabaunsensis*, редкими *Adetognathus lautus* (Gunnell) и *S. simplex* Gunnell.

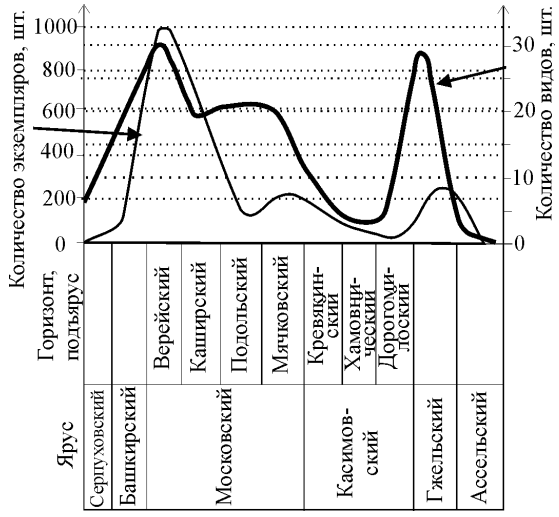



**Рис. 5.** Количественные изменения конодонтов в среднем и позднем карбоне.

В начале пермского периода конодонты почти исчезли на территории востока Русской плиты: здесь обнаружено только два вида адетогнатусов, имеющих широкий стратиграфический диапазон распространения (см. рис. 2).

Таким образом, проведенное исследование позволило: а) проанализировать особенности эволюции каменноугольных конодонтов на востоке Русской плиты; б) выделить в истории развития конодонтов несколько крупных этапов, отвечающих векам каменноугольного периода. Основная причина выявленных изменений, вероятно, заключается в общем эволюционном развитии конодонтов. Кроме того, некоторые особенности комплексов конодонтов могут быть связаны с перерывами в осадконакоплении, сменой фациальных обстановок, регулирующих численность и систематическое разнообразие конодонтов, а также с развитием морского эпиконтинентального бассейна, существовавшего в течение карбона на востоке Русской плиты.

## ЛИТЕРАТУРА

*Алексеев А.С., Горева Н.В.* Конодонтовая шкала московского, касимовского и гжельского ярусов // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы. Материалы Всерос. совещ. 29 – 31 мая 2000 г. Уфа: Гилем, 2000. С. 7-8.

Геология СССР. Т. XI. Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. 872 с.

*Пазухин В.Н.* Среднекаменноугольные комплексы конодонтов Башкирского Приуралья // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всерос. науч. конф. 25–27 сентября 2007 г. Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 2007. С. 243–246.

*Nemirovskaya T.I.* Bashkirian conodonts of the Donets Basin, Ukraine // Scripta Geologica. 1999. № 119. P. 1–115.

## ПОРЫ ПЕРМСКИХ ФОРАМИНИФЕР ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

**Е.Е. Сухов**

*Казанский государственный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 4;*
*e-mail: soukhov@hitv.ru*

Впервые на существование пермской микрофауны в Печорской провинции указала Д.М. Раузер-Черноусова [Раузер-Черноусова и др., 1936], определившей мелкие фораминиферы из мергелистого горизонта. Впоследствии в опорном Кожимском разрезе определением фораминифер из артинского яруса занималась Г.П. Сосипатрова [Опорный разрез…, 1980]. В более позднее время В.М. Игонин [1974], Е.Е. Сухов [1989, 2003].

Следует отметить, что фораминиферы в Печорской провинции встречены в широком возрастном диапазоне – от ассельских до уфимских отложений – и представляют собой богатые ассоциации. Наиболее значительные популяции мелких фораминифер приходятся на верхнюю часть артинского яруса, кунгурский ярус и нижнеуфимский подъярус. В этом интервале фораминиферы представлены как известковистыми, так и агглютинирующими формами.

Наибольший интерес вызывает исследование мелких пермских фораминифер под электронным микроскопом, позволяющим увидеть детали, которые невозможно рассмотреть при обычном бинокулярном исследовании.

Особенно интересны в этом случае секреционно-известковые фораминиферы, которые чрезвычайно важны для детальной стратиграфии, а именно: представители родов *Protonodosaria*, *Nodosaria*, *Ichtyolaria*, *Lingulonodosaria*. При диагностике под бинокулярным микроскопом особую роль играет форма раковины, строение камер, устья, стенки и септ. Электронное увеличение позволяет более детально рассмотреть внешний рельеф раковины, позволяет выявить новые особенности во внутреннем устройстве раковины. Особое значение следует уделять порам: их расположению, размерам, форме и т. д. Сложность заключается в том, что при изучении под обычным микроскопом их не всегда можно увидеть, тем более рассмотреть их строение.

**Поры у агглютинирующих фораминифер.**

Поры у агглютинирующих фораминифер с неровными, часто угловатыми краями, как правило, располагаются в углублениях между более крупными песчаными частицами. Часто края пор окружены вали-

ком и как бы приподняты над поверхностью раковины, напоминая при этом своеобразные "колодцы". Каждый из родов имеет собственную структуру пор, отличающуюся как по строению, так и по форме, что только подтверждает правомерность прежнего таксономического выделения.

В диагнозе рода ***Saccammina*** указано, что он имеет единичное устье, окруженное валиком (см. таблицу, фиг. 25). Однако по данным электронного микроскопа устанавливается, что данный род имеет не одно, а несколько устьев (см. таблицу, фиг. 1, 2). Для астроризид множественность устьев – обычное явление. Причем одно устье будет центральное, большое и составлять в диаметре до 20 мкм, а другие устья будут боковыми, поменьше и достигать от 5 до 10 мкм. Причем количество латеральных устьев в отдельных случаях может достигать шести. Вторичные устья находятся в непосредственной близости от центрального на расстоянии от 3 до 20 мкм. Эти отверстия можно было бы принять за поры, но они слишком велики и располагаются именно там, где и надлежит находиться устью. Следует предположить, что многоустьевые саккаммины вовсе не саккаммины, либо в данном случае требуется ревизия диагноза рода.

Другая особенность саккаммин заключается в том, что их поры имеют своеобразные "крышечки", которые могут быть как пирамидальные, так и призматические (см. таблицу, фиг. 3, 4). Причем видно, что эти крышечки имеют органическое происхождение. Очевидно они – продукт эктоплазмы. Внутренняя часть "крышечек", закрывающих поры, очень гладкая (настолько, что на фотографиях она выглядит даже блестящей), что характерно для органического материала. "Крышечки" встречаются не у всех пор, не исключено, что у большей части они просто не сохранились. Вместе с тем "крышечки" наблюдаются почти у всех изученных образцов в большей или меньшей степени. В основном поры приурочены к верхней половине раковины (фиг. 5, 15) и нередко встречаются в массовом количестве и компактно (см. таблицу, фиг. 26)*.

Раковина рода ***Hyperammina***, имеющая цилиндрическую форму, может состоять как из крупных агглютинированных частиц, так и из мелких, отчего поверхность выглядит шероховатой (см. таблицу, фиг. 23, 24). Агглютинированные частицы уплощены, плотно прижаты друг к другу, что вообще характерно для рода *Hyperammina* с Полярного Урала. Агглютинированные частицы сложены уплощенными сторонами перпендикулярно продольной оси, образовывая своеобразные слегка выступающие над поверхностью дуги. Размеры агглютинированных частиц могут достигать в отдельных случаях до 10 мкм. Поры располагаются в углублениях между дугами, небольшие до 2 мкм. Находятся на близком до 5 мкм расстоянии друг от друга, тем самым, усиливая "дуговой" эффект.

У рода ***Ammodiscus*** наблюдается "ячеистая" структура внешнего слоя стенки (см. таблицу, фиг. 6, 7). Весьма рельефно отображены агглютинированные частицы (см. таблицу, фиг. 9, 10). В самом центре нередко наблюдаются уплощенные наросты, весьма напоминающие пластинку тонкозернистой породы (см. таблицу, фиг. 8). Однако закономерностью это назвать нельзя, встречаются раковины лишенные подобного образования. Поры плохо различимы, рассеяны. Закономерности в их расположении не наблюдаются, они встречаются как на трубчатой камере, так и на спиральном шве. На трубчатой камере (особенно отчетливо заметно на предпоследнем и последнем оборотах) отмечены поперечные пережимы, перпендикулярные продольной оси. В углублениях пережимов имеется значительное количество пор.

У рода ***Ammobaculites***, частицы, слагающие раковину, располагаются плоскими сторонами вдоль оси раковины (см. таблицу, фиг. 11,12). Отчего невольно создается впечатление, что раковина сложена своеобразными слоями. В среднем агглютинированные частицы составляют от 5–10 мкм, но в отдельных случаях могут достигать 30 и даже до 40 мкм.

Количество пор на поверхности раковины по сравнению с известковистыми фораминиферами в такой ситуации не столь велико, но они отчетливо видны уже при увеличении ×300. Наибольшее количество пор наблюдается в спирально-плоскостной части раковины, где они могут быть весьма значительными по диаметру (до 10 мкм). Как правило, поры по краям отчетливо очерчиваются дополнительными возвышениями из тонких и уплощенных агглютинированных частиц, отчего они отчетливо выступают на поверхности раковины. Расположение пор повторяет обороты раковины, и находятся они вблизи спирального шва. На выпрямленной части раковины количество пор значительно меньше, они также уже и в диаметре, что свидетельствует о разном порядке их появления.

Стенка раковины рода ***Trochammina*** (см. таблицу, фиг. 13) состоит из агглютинированных частичек различного размера от 2 до 10 мкм. Чаще всего эти частички не окатаны, угловаты. Но вместе с тем стенка раковины может состоять из значительного количества осколков раковин брахиопод и двустворчатых моллюсков (в изученный ориктоценоз входят брахиоподы и двустворчатые моллюски), которые могут достигать 25-35 мкм, в отдельных случаях и больше (см. таблицу, фиг. 14). Поры располагаются близ септальных швов

*В настоящее время ведется работа над изучением химического состава крышечек.

и имеют неправильную форму. Очень часто поры встречаются в большом количестве на весьма ограниченном участке раковины.

**Поры известковистых фораминифер.**

Следует отметить, что поры известковистых раковин в отличие от агглютинированных носят более правильный характер. Они как правило, округлые, с ровными краями.

Очень интересно внутренне строение камер нодозариид. При значительном увеличении выявляются "наросты", бугорки и т. д., которые также можно использовать при диагностике видов и родов. Особенно это актуально для родов *Protonodosaria*, *Nodosaria*, *Ichtyolaria*, *Lingulonodosaria*, имеющих существенное значение для детальной стратиграфии.

Представители рода ***Ichtyolaria*** являются особенно важными для стратиграфии пермской системы (см. таблицу, фиг. 16). При обычном увеличении, не превышающем ×100, практически невозможно рассмотреть поры раковины, однако при увеличении ×900 и более можно обнаружить, что вся уплощенная поверхность покрыта порами (см. таблицу, фиг. 17, 18). Представляется, что поры имеют разновременной характер появления, так как они различны по своим размерам и строению. Вместе с крупными порами встречаются и мелкие. Причем крупные поры имеют, как правило, неровные края, что может свидетельствовать об этапах расширения пор, в то время как у мелких пор четко очерченный край, что, возможно, свидетельствует о вторичности образования. Поры могут быть, как микроскопическими и составлять до 1 мкм, а в отдельных случаях и меньше, и до весьма крупных в диаметре – 6–8 мкм. Можно предположить, что крупные поры, находящиеся на первой камере, составляют первый порядок возникновения, а мелкие поры будут второго, третьего и даже меньшего порядков. Некоторые поры, сливаясь, могут образовывать одно большое отверстие, отчего у них наблюдаются волнистые края (при большом увеличении подобная картина отчетливо видна ). На небольшом участке раковины пор бывает такое значительное количество, что они отделяются друг от друга всего лишь тонкими перегородочками.

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Изученная коллекция фораминифер хранится в Геологическом музее Казанского государственного университета им. А.А. Штукенберга под номером 34.

Таксоны, приведенные на таблицах, происходят из опорной скважины Печорской провинции (Коротаихинская впадина) ВК-1, с глубины 923 м, 926 м, а также из опорного разреза р. Кожим, со слоя 318 б, уфимский ярус, кожимрудницкая свита.

### Таблица

Фиг. 1, 2. *Saccammina arctica* Gerke: 1– экз. № 34/564; общий вид; ×144; Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, гл. 923; уфимский ярус, кожимрудницкая свита; 2 – экз. тот же; ×633.

Фиг. 3, 4. *Saccammina arctica* Gerke: 3– экз. № 34/834; общий вид; ×138; Коротаихинская впадина, ВК-1, гл. 923; уфимский ярус, кожимрудницкая свита; 4 – экз. тот же; ×933.

Фиг. 5, 15, 25, 26. *Saccammina arctica* Gerke: 5 – экз. № 34/572; ×167; Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, гл. 923; уфимский ярус, кожимрудницкая свита; 15 – экз. тот же, ×475; 25-экз. то же, ×510; 26 – экз. тот же, ×697.

Фиг. 6, 8, 9. *Ammodiscus septentrionalis* Gerke: 6 – экз. № 34/570; общий вид; ×260; Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, гл. 923; уфимский ярус; 8 – экз. тот же, ×590; 9 – экз. тот же, ×904.

Фиг. 7, 10. *Ammodiscus septentrionalis* Gerke: 7 – экз. № 34/835; общий вид; ×226; Коротаихинская впадина, уфимский ярус, скв. ВК-1, гл. 923; 10 – экз. тот же, ×716.

Фиг. 11, 12. *Ammobaculites excentrica* Crespin: 11 – экз. № 34/571; общий вид; х 167; Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, гл. 923 – уфимский ярус, кожимрудницкая свита; 12 – экз. тот же, ×374.

Фиг. 13, 14. *Trochammina coniformis* Ucharskaja: 13 – экз. № 34/578; общий вид; ×192; Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, гл. 923 – уфимский ярус, кожимрудницкая свита; 14 – экз. тот же, ×600.

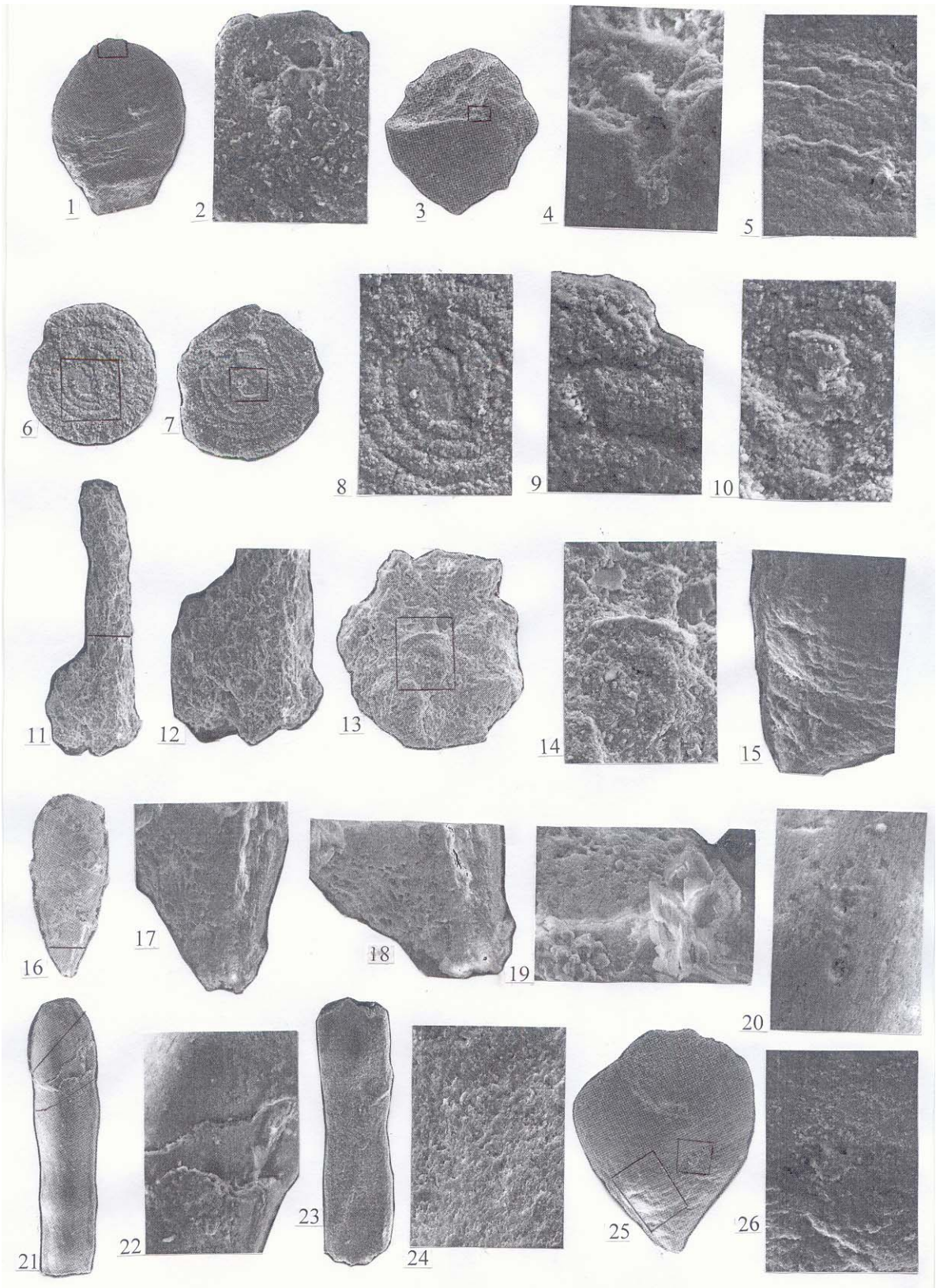
Фиг. 16, 18, 19. *Ichtyolaria tigianica* (Gerke): 16 – экз. № 34/524; общий вид; х 141; гряда Чернышева, р. Кожим, обн. 5, сл. 318 б; уфимский ярус, кожимрудницкая свита; 18 – экз. тот же, ×952; 19 – экз. тот же, ×1410.

Фиг. 17. *Ichtyolaria dilemma* (Gerke): экз. – № 34/528; ×953; гряда Чернышева, р. Кожим, обн. 5, сл. 318б; уфимский ярус, кожимрудницкая свита.

Фиг. 20–22. *Nodosaria indrica* Suchov: 20 – экз. № 34/572; ×45; Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, гл. 926, уфимский ярус, кожимрудницкая свита; 21 – экз. тот же, общий вид; ×145; 22 – экз. тот же, ×638.

Фиг. 23, 24. *Hyperamminoides proteus* (Cush. et Wat.): 23 – экз. № 34/566; ×112; общий вид; слой 318б, Кожим, уфимский ярус, кожимрудницкая свита; 24 – экз. тот же; ×899.

**Таблица**



Наибольшее количество пор сосредоточено в проксимальной части раковины, в то время как в дистальной части их значительно меньше и они мельче по размерам. В большинстве поры сильно сужаются в глубину раковины, а их полость напоминает пирамиду с неправильными сторонами. Причем следует отметить, что "тоннели" пор расположены не строго перпендикулярно к поверхности, а направлены под наклоном в сторону начальной камеры. Угол наклона примерно составляет 25–30°. Хотя основание пирамиды, выходящее на поверхность раковины, будет в виде правильного квадрата (более крупные могут иметь форму овала). В то же время форма полости может быть от правильно пирамидальной до конусовидной.

Любопытно, что рядом с пирамидальными порами обнаруживаются правильные пирамидки, которые можно принять за своеобразные "крышечки" от пор (см. таблицу, фиг. 19). Не исключено, что такие "крышечки" могли быть у подавляющего количества пор, но в результате разрушения они не сохранились или сохранились только частично. Остается только предполагать, каков был их механизм крепления. Разумеется, что привычные представления о креплении "крышечек", как это можно наблюдать у двустворчатых моллюсков (связки, зубы) или брахиопод (зубной аппарат), здесь не подходят. Возможно, "крышечки" располагались на концах псевдоподий: когда цитоплазма втягивалась внутрь, то они закрывали поры.

Наблюдаются две формы пор – четырехугольные и овальные. Возможно, что одни поры служили для подачи питательного материала в организм, а другие для вывода шлаков из цитоплазмы. Поры этих видов отличаются друг от друга не только по размерам, форме, но также и по строению: пирамидальные поры несколько крупнее, с более четко очерченными краями, причем отверстие у них, как правило, неширокое, сильно сужающееся; овальные поры имеют просторное, слабо сужающееся к центру раковины отверстие.

Представляется, что раковина рода *Ichtyolaria* располагалась вертикально или под некоторым наклоном к поверхности, в силу того, что первые камеры раковины значительно утяжелены* за счет толщины стенок. Кроме того, если бы эта раковина все время находилась на дне в горизонтальном положении, то поры были бы забиты микроскопическим частицами, что значительно затрудняло бы жизнедеятельность организма (газообмен, выделение и т. д.), а то и вовсе сделало бы невозможным его существование.

В отличие от рода *Ichtyolaria* раковины рода *Nodosaria* в большинстве имеют более гладкую поверхность (см. таблицу, фиг. 21), что отчетливо видно при большом увеличении. По всей поверхности раковины имеются продольные штрихи. Поры круглые или овальные с четко очерченными краями (см. таблицу, фиг. 20, 22). Отверстия сильно сужаются к центру камеры, порой переходя в щели. Поры, как правило, расположены в один ряд и находятся на близком расстоянии друг от друга, отчего их расположение очень напоминает штрихи. Поры раковины на ранних стадиях развития значительно крупнее тех, что находятся на более позднем этапе формирования. По всей видимости, более крупные отверстия являются порами первого порядка. Отчетливо различимы поры первого, второго и даже третьего порядков. Поры последних порядков небольшие и могут составлять 2–3 мкм. Поры первого порядка всегда крупные и в отдельных случаях могут составлять до 10 мкм.

Строение пор гораздо сложнее, чем принято считать. Следует отметить, что расположение пор у видовых представителей одного и того же рода фораминифер неодинаковое. У одних оно имеет строгую закономерность с четко очерченными порами, у других форм поры могут быть рассеяны на поверхности. Расположение пор, а также некоторые другие особенности инфраструктуры (характер строения стенки) можно использовать при таксономии мелких фораминифер.

## ЛИТЕРАТУРА


*Раузер-Черноусова Д.М., Беляев Г.М., Рейтлингер Е.А.* Верхнепалеозозойские фораминиферы Печорского края // Труды Полярной комиссии АН СССР. 1936. Вып. 28. С. 156–232.

*Опорный* разрез нижней перми р. Кожим: Серия препринтов "Научные доклады". Сыктывкар: Изд-во Коми ФАН, 1980. Вып. 58. 55 с.

*Игонин В.М.* О возрасте лекворкутской свиты перми Печорского угленосного бассейна // Материалы по геологии востока Русской платформы. Казань, 1974. Вып. 4. С. 47 – 51.

*Сухов Е. Е.* Комплекс фораминифер артинского и кунгурского ярусов Кожимского разреза на Приполярном Урале // Материалы итоговой науч. конф. Казан. ун-та за 1987. Казань, 1989. С. 129–130.

*Сухов Е.Е.* Пермские мелкие фораминиферы Биармийской палеобиогеографической области. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2003. 320 с.


*Некоторый эффект детской игрушки "ванька встанька".

## О КРИТЕРИЯХ В ТАКСОНОМИИ ТИПА NASSELLARIA

**С.В. Точилина**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,*
*690041 Владивосток, ул. Балтийская, 43;*
*e-mail: tochilina@poi.dvo.ru*

Стратиграфические шкалы кайнозоя, предложенные по радиоляриевому анализу для осадочного слоя Тихого океана по одним и тем же разрезам DSDP и ODP, резко противоречивы. Эффективность принципа уровней "появления" видов (FAD) и их "исчезновения" (LAD) зависит от личных подходов авторов при выделении родов и видов – важнейших таксономических единиц. Это самое уязвимое место в радиоляриевом анализе, особенно доминирующих видов кайнозойской эпохи.

**Основная задача** настоящей работы заключается в выявлении критериев для определения таксономического статуса некоторых Nassellaria. Анализ популяций типовых видов родов *Lithocampe* и *Stichocorys* позволил подойти к выявлению некоторых таксономических критериев. В работе приведены также описания двух новых родов, выполненных на популяционном уровне.

**Материал.** Большая коллекция Nassellaria, которая хранится в ТОИ ДВО РАН, составлена мною по глубоководным разрезам кайнозоя Тихого океана, полученных от руководства Международных программ DSDP и ODP и непосредственно от участников рейсов: д.г.-м.н. В.А. Крашенинникова, В.Б. Курносова, И.О. Мурдмаа, С.А. Щеки.

**К истории вопроса.** Кризисное положение в таксономии Nassellaria сложилось в последние десятилетия в связи с неоправданно большими объемами родов и неопределенностью их типовых видов. Особенно это относится к родам *Lithocampe* и *Stichocorys*, очень важных в стратиграфии кайнозоя родов. С 1960 г. многокамерные Nassellaria, имеющие совершенно различное число камер и различную форму, относят или к *Lithocampe*, или к *Stichocorys*.

Род *Lithocampe* – один из первых родов Radiolaria, выделенный Х. Эренбергом 170 лет назад [Ehrenberg, 1838, p. 130, pl. 4, fig. 11q]. Позднее были приведены еще два различных экземпляра под одним названием [Ehrenberg, 1854, pl. 22, fig. 23 a, b]; в диагноз этого рода были включены формы, состоящие от 4 до 6 отделов. Э. Штёр увеличил неопределённость рода *Lithocampe,* включив в этот род экземпляры, состоящие от 3 до 8 отделов [Stöhr, 1880: Taf. IV, Figs 1–5]. Э. Геккель [Haeckel, 1887, pl. 79, Fgs. 5–8] не избежал этой неопределенности.

В большой коллекции Nassellaria северо-запада Тихого океана сделана выборка популяций этого рода и найден типовой вид *Lithocampe radicula* Ehrenberg (см. таблицу, фиг. 5). Основным морфологическим критерием выделения этого рода, судя по типовому виду [Ehrenberg, 1854, Табл. I, Фиг. 4], следует считать удлиненно эллипсоидальную форму раковин, состоящую из четырёх равных по высоте отделов и узкого пятого отдела с "тубусом".

Род *Stichocorys* выделен Э. Геккелем в 1881 [Haeckel, 1881: p. 438]; типовым видом является *Stichocorys wolfii* Haeckel [Haeckel, 1887: p. 1479, pl. 80, fig. 10] (см. таблицу, фиг. 2). В. Ридел [Riedel, 1953] выделил подвид *Eucyrtidium elongatum peregrinum* Riedel, а позднее – вид *Stichocorys peregrina* (Riedel) [Sanfilippo, Riedel, 1970: p. 441, pl. 1, fig. 10], сильно отличающийся от типового вида, выделенного Э. Геккелем (см. таблицу, фиг. 1). Основным морфологическим критерием рода *Stichocorys* является характерная общая форма раковины, в которой три отдела конусовидной формы, сочленяются с четвёртым - цилиндрическим. К сожалению, с 1971 г. многокамерные, резко различные по форме экземпляры продолжают публиковаться, под одним названием *Stichocorys peregrina*.

**Обсуждение.** Кризисное положение в таксономии радиолярий хорошо понимал В. Ридел. В 1958 г. он предпринял попытку объединить усилия радиоляристов для обращения в Международную комиссию Зоологической номенклатуры с единственной целью: утвердить типы родов, выделенных Э. Геккелем. Эта попытка была безуспешной. В 1984 году моё обращение в Международную комиссию осталось также без ответа.

В развитии многокамерных Nassellaria выделяются с перерывами три этапа в мезозое и два – в кайнозое: олигоценовый и плиоценовый. Согласно представлениям Р.Ф. Дулиттл [1985], информация основных структурных элементов сохраняется в природе неограниченное время. Основными элементами многокамерных Nassellaria являются кремнекислородный микротетраэдр, сохранившийся у первых радиолярий с палеозоя, и первые четыре отдела, известные с мезозойской эпохи. Форма каждого отдела, а также появление новых

отделов или их исчезновение (полиолигомеризация) могут рассматриваться, в том числе, как реакция организмов на изменение геохимических параметров водных масс. Классические работы Н.К. Кольцова [1936] по биофизике клетки и особенно по факторам среды, определяющим форму клетки, до настоящего времени не потеряли основополагающего значения. Именно ученику Н.К. Кольцова –И.А. Раппопорту [1993] принадлежит первенство в исследованиях химического мутагенеза. Значение связи геохимических характеристик водных масс с общим числом и разнообразием радиолярий показано на материале глубоководных разрезов осадочного слоя кайнозоя Тихого океана [Точилина, Попов, 1986; Tochilina, Popov, 1996]: получена положительная корреляция с $SiO_2 \cdot nH_2O$, $K_2O$, MnO, $Al_2O_3$ и отрицательная с $TiO_2$, CaO. Согласно классификации Ф. Эгами [1980], о концентрации химических элементов в морской воде и их биологической значимости: K, Si, Ca – относятся к биоэлементам специализированных организмов; Al, Ti и Mn – к каталитическим. У Nassellaria форму клетки и скелета формирует кремний, содержащийся в межслойном пространстве мембран [Cachon J. , Cachon M., 1970]. Число основных отделов и их размеры зависят от степени развития клетки и аксоподиального комплекса [Cachon, Cachon, 1971]. Различное число аксоподиальных отверстий, пронизывающих раковины и называемых порами, имеют большое значение для таксономии полиплоидных насселярий. “Полиплоидия – единственный установленный способ мгновенного видообразования” [Майр, 1968, с. 352]. Колоссальное биоразнообразие радиолярий в будущем предстоит определить микробиологическими исследованиями, включающими методы секвенирования РНК.

Анализ многочисленных публикаций по проблеме биологического вида (которые были доступны автору) показывает, что система политипической концепции, заложенная Н.И. Вавиловым, согласно которой “вид представляет обособленную сложную морфо-физиологическую систему, связанную в генезе с определенной средой и ареалом” [Вавилов, 1931, с. 27], получила развитие в исследованиях Н.В. Тимофеева-Ресовского и др. [1965], его ученика Н.Н. Воронцова [1999] и продолжает успешно развиваться современными исследователями. *Согласно современной концепции синтетической теории эволюции, объем биологического вида признается в узком спектре.* Пример определения биологического вида в узком объеме показательный и может быть полезным при подходе к определению видов на палеонтологическом материале, но только при условии наличия популяционной выборки хорошей и очень хорошей сохранности. Уязвимость морфологического критерия при выполнении этих условий полностью исчезает.

**Заключение.** Различные по размерам и форме отделы у многокамерных Nassellaria могут быть следствием развития новых функций или их утраты организмом. Поэтому число основных отделов у Nassellaria и их форма являются важными критериями для выделения рода. На палеонтологическом материале кайнозоя значение числа отделов у многокамерных Nassellaria для таксономии подтверждено результатами аппроксимационного метода [Точилина, Косенкова, 1999, 2001]. Результаты точных измерений отделов у Nassellaria при определении их таксономического статуса ведут к получению весьма ценных данных о развитии организмов и значимости важнейшего признака – общей формы. В настоящее время существует понятие “формообразующего поля” [Sheldrake, 1988].

Естественная система предполагает использование существенных объективных признаков в качестве оснований для выделения видов, родов, семейств, отрядов, классов, типов.

**Благодарности.** Благодарю д.б.н. А.В. Чернышова (ИБМ ДВО РАН) за замечание, улучшившее работу; к.г.-м.н. Н.Н. Баринова (ДВГИ ДВО РАН) и инженера Л.Н. Василенко (ТОИ ДВО РАН) за фотографии популяций типа Nassellaria.

Тип **NASSELARIA (Ehrenberg 1875) Tochilina 1996**
Класс **AXISYMMETRICA Tochilina 1996**
Отряд **SETHOCAPSIDA Haeckel 1862 emend. Tochilina 1996**
Семейство **Lithocampidae Ehrenberg 1838 emend Tochilina 1996**
Род ***Ariadnella* Tochilina gen. nov.**
Таблица, фиг. 10–13

Происхождение названия. Ариадна – дочь критского царя Миноса и Пасифеи, спасшая Тезея.

Типовой вид. *Lithocampe subligata*, Stöhr, 1880, s. 102, taf. IV, fig. 1. о. Сицилия, провинция Girgenti. Кайнозой.

Диагноз. Nassellaria, состоящие из 6–7 основных и 1–2 дополнительных отделов, имеющих близкоцилиндрическую форму. У раковин взрослых экземпляров заканчивающихся тубусом дополнительный

отдел имеет “паутинную” структуру. Внутри первого отдела – цефалиса, имеется микро тетраэдр, один из лучей которого выходит наружу апикальной иглой.

С р а в н е н и е . От родов *Lithocampe* [Ehrenberg, 1838] и *Stichocorys* [Haeckel, 1881, 1987] отличается общей формой раковины и значительно бльшим числом отделов.

В и д о в о й  с о с т а в . *Ariadnella eminens* (Stöhr, 1880); *A. fibriata* (Stöhr, 1880); *A. elongatum* (Stöhr, 1880); *A. infraculeatum* (Stöhr, 1880); *A. infundibulum* (Haeckel, 1887), *A. numerosa* Tochilina sp. nov.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Кайнозой; Тихий океан, Тетис.

***Ariadnella numerosa* Tochilina sp. nov.**

Таблица, фиг. 10

П р о и с х о ж д е н и е  н а з в а н и я . Лат. “numerosus” – многочисленный.

Г о л о т и п . Экземпляр № 12/6 находится в коллекции ТОИ ДВО РАН; северо-запад Тихого океана; DSDP-56-436-28-1; глубина 255 м, плиоцен ~ 4 млн лет.

М а т е р и а л . Десятки экземпляров хорошей сохранности, Западно-Тихоокеанская область.

Д и а г н о з . Раковина близка к цилиндрической форме, состоит из шести основных отделов и одного “дополнительного” с другой структурой стенки.

О п и с а н и е . Раковина состоит из шести отделов: первые четыре отдела имеют конусовидную форму; последующие 3 отдела образуют цилиндрическую форму и заканчиваются тубовидным выростом; последний отдел и тубус имеют более тонкую структуру стенки. Соединение отделов на внешней поверхности сглаженное, тогда как внутри раковины эти отделы соединяются кольцеобразным образованием, особенно выраженным между 4 и 5 отделами. Расположение пор на 2, 3 и 4 отделах “в рядах”. В первом отделе имеется микротетраэдр.

Размеры (мкм). Высота отделов: 1 – 13.6; 2 – 27.2; 3 – 34; 4 – 44.2; 5 – 34; 6 –4; 7 (дополнительный) – 41; ширина отделов: 1 – 20.4; 2–68; 3 – 85; 4 – 102; 5 – 91.8; 6 – 5.2; 7 (дополнительный) –95.2; размеры поровых отверстий: 5–7.

И з м е н ч и в о с т ь  проявляется в небольших колебаниях размеров раковин.

С р а в н е н и е . Отличается от *A. infundibulum* Haeckel [1887, pl. 79, fig. 5] числом отделов, их размерами и расположением пор.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Плиоцен; Тихий океан.

Род ***Stichocorys* Haeckel 1881**

***Stichocorys latus* Tochilina sp. nov.**

Таблица, фиг. 3

П р о и с х о ж д е н и е  н а з в а н и я . Лат. “latus” – широкий.

Голотип. Экземпляр № 12/7 находится в коллекции ТОИ ДВО РАН; северо-запад Тихого океана; DSDP-56-436-28-1; глубина 255 м; плиоцен ~ 4 млн лет.

М а т е р и а л . Десятки экземпляров хорошей сохранности, Западно-Тихоокеанская область.

О п и с а н и е . Раковина состоит из четырех основных и одного дополнительного отдела. Первые три отдела имеют конусовидную форму, а четвёртый и дополнительный имеют цилиндрическую форму. Дополнительный отдел имеет “паутиновую” структуру стенки, поры расположены в шахматном порядке.

Размеры (мкм). Высота отделов: 1 –15.0; 2 – 30.0; 3 – 35.0; 4 –27.5; 5 –22.5; ширина отделов: 1 – 20.0; 2 – 45.0; 3 – 70.0; 4 – 65.0; 5 – 67.5.

С р а в н е н и е. Отличается от *Stichocorys delmontensis* Campbell et Clark [1944] общей формой из-за различия в размерах отделов, а также в расположении и числе пор.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Плиоцен; Тихий океан, Средиземноморская область.

Род ***Cyrtharia* Tochilina gen. nov.**

Таблица, фиг. 14–23

П р о и с х о ж д е н и е  н а з в а н и я . От латинского “cyrtii” – народность Персии и “harii” – романские племена, в том числе славяне.

Т и п о в о й  в и д . *Cyrtharia septima* Tochilina sp. nov. (см. таблицу, фиг. 14 a, b).

Д и а г н о з . Раковина имеет конусовидную форму и состоит из четырех основных отделов, соединяющихся внутри раковины кольцевыми образованиями; заканчивается раковина узким кольцевым устьем.

Внутри первого отдела – цефалиса имеется слаборазвитый микротетраэдр, один из лучей которого выходит апикальной иглой.

С р а в н е н и е с родом *Obesacapsula* Pessagno [1977] показывает, что этот род имеет бóльшее число отделов и другую структуру стенки.

В и д о в о й с о с т а в . *Cyrtharia manifesta* (Foreman, 1978), *C. septima* Tochilina sp. nov.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Кайнозой; Тихий океан.

Вид ***Cyrtharia septima*** **Tochilina sp. nov.**
Таблица, фиг. 14 a, b

П р о и с х о ж д е н и е н а з в а н и я . Лат. “septimus” – сжатый.

Г о л о т и п . Экземпляр № 12/8 находится в коллекции ТОИ ДВО РАН. DSDP-30-289-74-5; глубина 703 м, олигоцен. абс. дата ~ 26 млн лет; см. таблицу, фиг. 14a, b.

М а т е р и а л . Десятки экземпляров хорошей сохранности.

Описание. Раковина имеет конусовидную форму и состоит из четырёх отделов с резкими границами между ними. Внутри раковины эти границы представлены кольцевыми образованиями, заканчивается раковина узким кольцевым устьем. У некоторых экземпляров имеется вырост стенки, имеющий “паутиновую” структуру. Выделены популяция (см. таблицу, фиг. 15–18) и субпопуляция вида (см. таблицу, фиг. 19–23).

Р а з м е р ы (мкм). Высота отделов: 1 – 17.0; 2 – 23.8; 3 – 34.0; 4 – 37.4; ширина отделов: 1 – 17.0; 2 – 27.2; 3 – 57.8; 4 – 71.4; диаметр кольцевого устья – 23.8.

С р а в н е н и е . От *Obesacapsula morroensis* Pessagno [1977] отличается меньшим числом отделов, формой второго и третьего отделов, а также другой структурой стенки.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Олигоцен; Тихий океан.

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

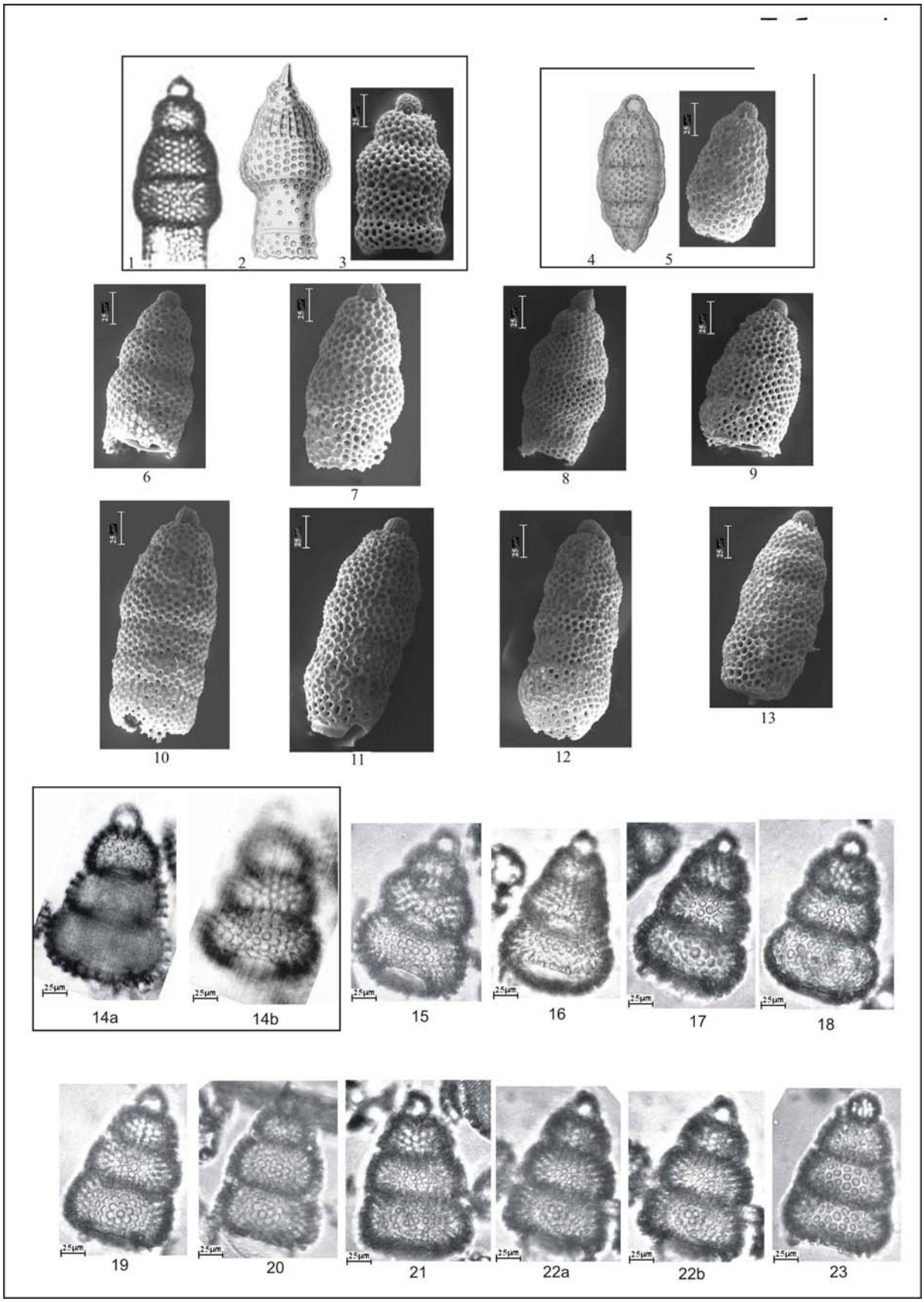
Коллекция радиолярий находится в Тихоокеанском океанологическом институте им. В.В. Ильичёва ДВО РАН под номером 12.

Радиолярии, приведенные на таблицах, происходят из глубоководных разрезов Тихого океана: точные координаты скважин приведены в работе С.В. Точилиной [1985]. Образцы расшифровываются следующим образом: 1 – номер рейса «Glomar Challenger»; 2 – номер скважины; 3– номер образца (керна); 4 – номер секции керна.

Увеличение приведено на фотографиях радиолярий линейкой размерностью 25 мкм.

### Таблица

Фиг. 1. Типовой вид *Stichocorys peregrina* (Riedel).
Фиг. 2. Типовой вид *Stichocorys wolfii* Haeckel.
Фиг. 3. *Stichocorys latus* Tochilina sp. nov. Экз. № 12/7 ТОИ ДВО РАН; обр. 56-436-28-1; глубина 255 м.
Фиг. 4. Типовой вид *Lithocampe radicula* Ehrenberg.
Фиг. 5. *Lithocampe radicula* Ehrenberg. Экз №. 12/9 ТОИ ДВО РАН; обр. 56-436-23-2; глубина 205 м.
Фиг. 6, 7. *Lithocampe radicula* Ehrenberg: 6 – экз. № 12/9a ТОИ ДВО РАН; обр. 56-436-28-1; глубина 255 м; 7 – экз. № 2/9b ТОИ ДВО РАН; там же.
Фиг. 8. *Lithocampe* aff. *peregrina* (Riedel). Экз. № 12/10 ТОИ ДВО РАН; обр. 56-436-28-1; глубина 255 м.
Фиг. 9. *Lithocampe* sp. Экз. № 12/11 ТОИ ДВО РАН; обр. 56-436-28-1; глубина 255 м.
Фиг. 10. Голотип *Ariadnella numerosa* Tochilina sp. nov. Экз. № 12/6 ТОИ ДВО РАН; обр. 56-436-28-1; глубина 255 м.
Фиг. 10–13. *Ariadnella numerosa* Tochilina sp. nov.: 11 – экз. № 12/6a ТОИ ДВО РАН; обр. 56-436-27-3; глубина 227 м; 12 – экз. № 12/6b ТОИ ДВО РАН; обр. 56-436-28-1; глубина 255 м; 13 – экз. № 12/6c ТОИ ДВО РАН; там же.
Фиг. 14. a, b голотип *Cyrtharia septima* Tochilina sp. nov.: Экз. № 12/8 ТОИ ДВО РАН; обр. 30-289-74-5; глубина 703 м, a,b – разные фокусы: a – толщина стенки, b – пережимы.
Фиг. 14–23. *Cyrtharia septima* Tochilina gen. et sp. nov.: 15 – экз. № 12/8a ТОИ ДВО РАН; обр. 30-289-74-5; глубина 703 м; 16 – экз. № 12/8b ТОИ ДВО РАН; там же; 17 – экз. № 12/8c ТОИ ДВО РАН; там же; 18 – экз.№ 12/8d ТОИ ДВО РАН; там же; 19 – экз. № 12/8e ТОИ ДВО РАН; там же; 20 – экз. № 12/8f ТОИ ДВО РАН; там же; 21 – экз. № 12/8g ТОИ ДВО РАН; там же; 22 a, b – экз. № 12/h ТОИ ДВО РАН; там же; 23 – экз. № 12/i ТОИ ДВО РАН; там же.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14a
14b
15
16
17
18
19
20
21
22a
22b
23

## ЛИТЕРАТУРА


*Вавилов Н.И.* Линнеевский вид как система. М.; Л.: Сельхозгиз, 1931. 32 с.

*Воронцов Н.Н.* Развитие эволюционных идей в биологии. М.: Изд. отдел УНЦ ДО МГУ, Пресс-Традиция, АБФ, 1999. 640 с.

*Дулиттл Р.Ф.* Белки // В мире науки. 1985. № 12. С. 40–51.

*Кольцов Н.К.* Организация клетки. М.; Л.: Биомедгиз, 1936. 652 с.

*Майр Э.* Зоологический вид и эволюция. М., 1968. 597 с.

*Раппопорт И.А.* Открытие химического мутагенеза. Избр. тр. М.: Наука, 1993. 268 с.

*Тимофеев-Ресовский Н.В., Тимофеева-Ресовская Е.А., Циммерман Л.М.* Экспериментально-систематический анализ географической изменчивости и формообразования у *Epilachna chrysomelina* // Труды Института биологии УФ АН СССР. 1965. Вып. 44. С. 27–63.

*Точилина С.В.* Биостратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 134 с.

*Точилина С.В., Попов В.А.* Корреляционный анализ минерального состава радиолярий (на примере опорного разреза кайнозоя, Западно-Тихоокеанская плита, скв. 436, 56-й рейс б/с "Гломар Челленджер") // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 2. С. 429–433.

*Точилина С.В., Косенкова С.Т.* Численная таксономия для классификации Lamprocyclidae в систематике Nassellaria (Radiolaria) // Информатика и моделирование в океанологических исследованиях. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 37–47.

*Точилина С.В., Косенкова С.Т.* Об информативности критериев для классификации Nassellaria (Radiolaria) на примере семейства Lamprocyclidae // Палеонтол. журн. 2001. № 6. С. 10–17.

*Эгами Ф.* Химическая эволюция в первобытном океане и роль в ней ионов переходных элементов // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1980. № 4. С. 519–527.

*Cachon J., Cachon M.* Organization de laxoplaste et de axopodes des Radiolares Nassellaries: Transition entre des systems microtubulare, microfibrillaire et micropris matique // Congress International de Microscopie electronique. Grenobl, 1970. P. 1–34.

*Cachon J., Cachon M.* Le systéme axopodial des Radiolaires Nassellaries // Archiv für Protistenkunde. 1971. N 113. S. 80–97.

*Campbell A., Clark B.* Miocene radiolarian faunas from southern California // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 51. 1944. P. 76.

*Ehrenberg C.G.* Ueber die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen // Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. 1838. S. 59–147.

*Ehrenberg C.G.* Microgeologie. Leipzig, 1854. 374 s.

*Haeckel E.* Prodromus Sistematis, Radiolarium. Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger // Radiolarien. Jenaische Zeitschr. Naturwiss. 1881. V. 15. P. 418–472.

*Haeckel E.* Report on the Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873–76: Report Voyage Challenger, Zool. 1887. V. 18. 1803 p.

*Pessagno E.A.* Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California coast Ranges // Micropaleontology. 1977. V. 23, N 1. S. 56–113.

*Riedel W.R.* Mesozoic and late Tertiary Radiolaria of Rotti // J. Paleontographica. 1953. V. 27, N 6. P. 805–813.

*Sanfilippo A., Riedel W.R.* Radiolaria, Leg 4, Deep-See Drilling Project // Initial Report DSDP, 1970. V. 4. P. 503-575.

*Sheldrake R.* Habits of Nature // One Earth. 1988. N 3. P. 30.

*Stöhr E.* Die Radiolarien fauna der Tripoli von Grotte, Provinz Girgenti in Sicilien // Paleontographica. Ser. 3. 1880. V. 26, Bd. 2. S. 69–124.

*Tochilina S.V., Popov V.S.* Correlation of chemical composition of sediment and the number of radiolarian fauna (Leg 139 "Joides Resolution") // 30th International Geological Congress: Abstracts. Beijing, 1996. V. 2/3. P. 186.

# РАЗНООБРАЗИЕ КУЛЬТИВИРУЕМЫХ ОРГАНОТРОФНЫХ БАКТЕРИЙ В ПРОБАХ ИЗ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПАЗЫРЫКСКОЙ КУЛЬТУРЫ (IV–III ВЕКА ДО Н.Э.) СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

**Т.А. Ханаева[1], М.Ю. Суслова[1], В.В. Парфенова[1], Т.И. Земская[1], А.С. Пилипенко[2], В.И. Молодин[3], Г. Парцингер[4]**

*[1]Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3; e-mail: info@lin..irk.ru*
*[2]Институт цитологии и генетики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Лаврентьева,10; e-mail:icg-adm@bionet.nsc.ru*
*[3] Институт археологии и этнографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Лаврентьева, 17*
*[4]Deutsche Archaeologisches Institut, Berlin*

В 2006 г. совместная Российско-Германско-Монгольская экспедиция провела исследования двух курганов пазырыкской культуры в Монгольском Алтае в верхнем течении р. Олон-Курин-Гол на южных склонах Сайлюгемского хребта, на границе с Россией. Экспедиция носила комплексный междисциплинарный характер [Молодин, 2007]. Впервые в археологической практике, благодаря обнаруженной в курганах мерзлоте с линзами льда, были целенаправленно взяты пробы на микробиологический анализ. Отсутствие опыта подобных работ в мировой археологической практике делает данные исследования, по существу, пионерными. Получен уникальный биологический материал, возраст которого исчисляется почти 2.5 тыс. лет.

В настоящей работе в научный оборот вводятся первые результаты, полученные по материалам памятников Олон-Курин-Гол-6 и 10 [Молодин и др., 2006].

Исследовано микробное сообщество из раскопанных погребальных камер. Забор образцов проводился сразу же после вскрытия курганов с минимальной вероятностью загрязнения современным материалом на глубине от 120 до 200 см от поверхности земли. Пробы были взяты из центральной части погребального сруба, у его стен, с поверхности погребального ложа и представляли собой кристаллы льда с вмороженными в него частичками почвы и древесины, а также останки органических тканей лошади.

Определено общее число микробных клеток (ОЧМК), численность органотрофных микроорганизмов и спор бактерий рода *Bacillus*. Выделена ДНК чистых культур органотрофных бактерий для проведения молекулярно-биологического анализа.

Тубы с пробами вскрывали в боксе, из них отбирали стерильным шприцем необходимое для анализа количество пробы. После фиксации [DeLong et al., 1989] образцы были отфильтрованы на поликарбонатные фильтры (диаметр пор 0.2 мкм). ОЧМК подсчитывали под эпифлуоресцентным микроскопом Olympus (Япония), используя ультрафиолетовый фильтр и программу Imagetest [Дроздов и др., 2006]. Для подсчета общей численности микробных клеток фильтры окрашивали раствором CITIFLUOR с DAPI (концентрация 10 мкг/мл) в течение 5-8 мин при комнатной температуре.

Численность органотрофов учитывали методом прямого посева 1 мл суспензии на питательной среде РПА:10. Споровую форму бактерий рода *Bacillus* выделяли после предварительной температурной обработки 10 мин при 80 °С [Родина, 1965] на среде РПА:10 с добавлением $MnSO_4$ [http.//www.dsmz.de]. Кроме того использовали среду *Bacillus-Cereus-Agar* (Sifin code: TN 1245) с добавлением яичной эмульсии (code: TN 1316) и селективного раствора *Bacillus-Cereus* (code: TN 1315). Выделение ДНК из проб и чистых культур проводили по модифицированной методике ферментативного лизиса с последующей фенолхлороформной экстракцией [Sambrook et al., 1989]. Амплификацию проводили в следующем режиме:

94 °С – 4 мин 1 цикл
94 °С – 60 с, 48°С – 70 с, 72 °С – 90 с (5 циклов);
92 °С – 60 с, 50°С – 70 с, 72 °С – 90 с (10 циклов);
92 °С – 60 с, 52°С – 70 с, 72 °С – 90 с (10 циклов);
92 °С – 60 с, 54°С – 70 с, 72 °С – 90 с (10 циклов);
72 °С – 10 мин (1 цикл).

В работе использованы праймеры, комплементарные наиболее консервативным участкам гена 16S рРНК:
27L –AGAGTTTGATCMTGGCTCAG,
500L–CGTGCCAGCAGCCGCGGTAA.
1350R–GACGGGCGGTGTGTACAAG

Размер и чистоту продукта проверяли электрофорезом в 1.5-процентном агарозном геле с добавлением бромистого этидия, с использованием ДНК-маркера. Полученные в результате секвенирования последовательности длиной от 714 до 1350 пар оснований сравнивали с последовательностями из международного банка данных NCBI с помощью поисковой программы BLAST. Филогенетическое древо строили с помощью пакета программ MEGA 3.1.

Полученные результаты показали, что во всех исследуемых пробах обнаружены органотрофные микроорганизмы. В образцах льда их численность колеблется от 7 тыс. до млн кл/мл. В образцах с останками органических тканей лошади, их число составляет от 30 тыс. до 6 млн кл/г. Споры обнаружены в 7 из 11 проб с численностью от 10 до 300 кл/мл, что не превышает 1 % от органотрофного сообщества. При подсчете ОЧМК выявили большую обсемененность микроорганизмами органического материала ($12.4–12.8 \cdot 10^8$ кл/г). При этом в пробах льда, взятых у южной стены сруба и из центральной его части, из-под погребального ложа численность микроорганизмов ниже ($2.09–9.7 \cdot 10^8$ кл/г). В пробе 5 (небольшие кристаллы льда с погребального ложа) обнаружены единичные клетки микроорганизмов.

Из 9 образцов изолировано 17 штаммов культивируемых органотрофных бактерий, 9 из которых отнесены к бактериям рода *Bacillus*. Культивируемые органотрофные микроорганизмы представлены достаточно разнообразно: большая их часть представлена мелкими грамотрицательными палочками и грамположительными кокками и палочками. У всех штаммов изучена потенциальная способность продуцировать следующие экзоферменты: протеиназы, амилазы, липазы, щелочную фосфатазу, фосфолипазу. Установлено, что бактерии, изолированные из проб, отобранных в местах раскопок, обладали множественной ферментативной активностью. Семь штаммов обладали фосфатазной и восемь – амилолитической активностью. Протеазную активность проявили десять штаммов на казеине молока и пять – на желатине, шесть штаммов – липазную и десять штаммов обладали лецитиназой активностью. Два штамма из рода *Bacillus* обладали способностью продуцировать все исследуемые экзоферменты, а 5 штаммов (грамотрицательные палочки) не проявили ферментативной активности.

Для исследования структуры гена 16S pRNA были взяты штаммы, обладающие способностью продуцировать все исследуемые экзоферменты (4c), обладающие множественной ферментативной активностью (3c, 5, 5c), малоактивные штаммы (16, 7cer) и не проявившие ферментативной активности (4, 22, 23). По результатам сравнительного анализа все нуклеотидные последовательности показали высокий процент гомологии (от 96 до 99 %) с ближайшими родственниками из международного банка данных. Среди гомологов штаммов 4 и 5 встречаются последовательности культивируемых бактерий *Pseudomonas* sp.(EU184086, DQ910484, DQ910489), изолированных из почв, использующихся для посевов сельскохозяйственных культур. Штаммы 3c, 4c, 7cer показали максимальную гомологию (99 и 100 % соответственно) с последовательностью культивируемой бактерии *Bacillus* sp.(AB300599), выделенной из коллекции образцов почвы в Японии. Штамм 5c имеет 97 % гомологию с последовательностями *Bacillus sp.*(DQ192055) и *Bacillus simplex* (EF443164), также выделенных из почв. Ближайшими родственниками штаммов 16 и 22 оказались микроорганизмы, относящиеся к филуму Actinobacteria: *Nocardiaceae bacterium* (EF459533), *Rhodococcus* sp. (EU041710 ), *Rhodococcus erythropolis* (DQ858959) с процентом гомологии 98, 96, и 98 % соответственно. Они выделены из мерзлотных и антарктических почв и талой воды. Среди гомологов штамма 23 встречаются бактерии, относящиеся к роду *Rothia* (EF540463, DQ822568), выделенные из почв о. Тайвань (98 %). Исследованные нами штаммы имеют среди ближайших родственников последовательности только культивируемых микроорганизмов, и лишь штамм 22 имеет 96 % гомологию с некультивируемым клоном JFJ-WS-Uni10 (AJ867738), выделенным из талой воды. В настоящее время исследуется суммарная ДНК, полученная в этих же образцах.

*Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН 18.10.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Дроздов В.Н., Сергеева В.Н., Максименко С.Ю., Земская Т.И.* Компьютерная система учета изображений флуоресцентно окрашенных бактерий // Микробиология. 2006. Т.75, № 6. С.861–864.

*Молодин В.И.* Исследования Российско-Германско-Монгольской экспедиции на Северо-Западе Монголии летом 2006 г. // Российская археология. М., 2007. № 4. С. 42–50.

*Молодин В.И., Парцингер Г., Цэвээндорж Д. И. др*. Мультидисциплинарные исследования Российско-Германско-Монгольской экспедиции в Монгольском Алтае // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИаиЭ СО РАН, 2006. Т. XII, ч. I. С. 428–433.

*Родина А.Г.* Методы водной микробиологии. Л.: Наука, 1965. 363 с.

*DeLong E.F. ,Wickham G.S., Pace N.R*. Phylogenetic stains: ribosomal RNA-based probes for the identification of single cells // Sci.1989.V. 243. P.1360–1363.

*Sambrook J., First E.F., Maniatis T.* Molecular cloning. A laboratory manual / N. Y.: Cold Spring Harbor Laboratory Press, 1989. 350 p.

# ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ ПЫЛЬЦЕВЫХ ЗЕРЕН ВИДОВ РОДА *PLANTAGO* L.

**З.Н. Цымбалюк, С.Л. Мосякин**

*Институт ботаники им. Н.Г. Холодного НАН Украины, 01601, Киев, ул. Терещенковская, 2; e-mail: palynology@ukr.net*

Семейство Plantaginaceae Juss. в традиционном понимании включает 3 рода и от 213 [Rahn, 1996] до примерно 265 видов [Цвелев, 1981; Тахтаджян, 1987; Takhtajan, 1997]. Род *Plantago* L. (включая *Psyllium* Mill.) – самый крупный в этом семействе. Он насчитывает около 260 видов, распространенных преимущественно в умеренно-теплых областях обоих полушарий, но отчасти также заходящих в Арктику и в горные районы тропиков [Цвелев, 1981]. Систему рода *Plantago* разрабатывали Н.Н. Цвелев [1981, 2000], K. Rahn [1996], А.Б. Шипунов [1998] и др. Новая система рода *Plantago* с учетом результатов молекулярно-филогенетических исследований приведена в работе N. Rønsted et al. [2002].

Морфологические особенности пыльцевых зерен отдельных видов *Plantago* были ранее исследованы в световом микроскопе [Wodehouse, 1935; Erdtman, 1943, 1952; Заклинская, 1950; Faegri, Iversen, 1964; Basset, Crompton, 1968; Алешина, 1978; Moore, Webb, 1983; и др.]. G.C.S. Clarke и M.R. Jones [1977] изучили морфологию пыльцевых зерен 10 видов рода *Plantago* в световом и сканирующем электронном микроскопах. М.Х. Моносзон [1985] исследовала пыльцевые зерна 15 видов *Plantago*, из них 4 вида – в сканирующем электронном микроскопе. Изучены ультратонкие срезы пыльцы некоторых видов *Plantago* [Roland, 1966; Saad, 1986].

Целью нашей работы было изучение морфологии пыльцевых зерен видов *Plantago* как для выделения морфологических особенностей пыльцы, так и для оценки возможности использования их для выяснения вопросов систематики. Значение палиноморфологических признаков рода *Plantago* для целей спорово-пыльцевого анализа рассмотрены нами ранее [Цимбалюк, 2006; Цимбалюк та ін., 2006; Безусько та ін., 2007].

**Материал и методы исследований.** Для палиноморфологических исследований использованы гербарные материалы. Образцы пыльцы отобраны в гербарии Института ботаники им. Н.Г. Холодного НАН Украины (*KW*). Морфологию пыльцевых зерен изучали в световом (СМ) и сканирующем электронном микроскопах (СЭМ). При подготовке препаратов был использован общепринятый ацетолизный метод [Erdtman, 1952]. Для изучения пыльцы в СЭМ (JSM-6060LA) материал наносили на специальные столики, фиксировали в 96% этаноле и напыляли золотом в вакуумной установке. Исследование проведено в лаборатории электронной микроскопии Института ботаники им. Н.Г. Холодного НАН Украины. Изучены пыльцевые зерна 22 видов рода *Plantago*. При описании пыльцы использована общепринятая терминология [Куприянова, Алешина, 1972; Токарев, 2002]. В настоящей статье мы принимаем систему рода, приведенную в работе N. Rønsted et al. [2002]. Однако при анализе полученных данных мы также учитывали и другие варианты системы [Цвелев, 1981; Шипунов, 1998].

**Результаты исследования и обсуждение.** Пыльцевые зерна изученных видов рода *Plantago* сфероидальные, изредка сплющенно-сфероидальные; в очертании округлые; преимущественно средних, реже мелких размеров, 18.6–41.2 мкм в диаметре. По типу апертур пыльцевые зерна многопоровые. Число пор варьирует от 3 до 13. Поры округлые, изредка вытянутые, с четкими или нечеткими, неровными или ровными краями. Диаметр пор у пыльцы разных видов варьирует от 2.4 до 5.3 мкм. У пыльцевых зерен *P. coronopus* L., *P. crassifolia* Forssk., *P. lanceolata* L., *P. lanceolata* L. subsp. *lanuginosa* (Bast.) Arcang., *P. altissima* L. (фиг. 1, 2) и *P. lagopus* L. поры имеют отчетливый ободок. Пыльцевые зерна *P. salsa* Pall. и *P. neumannii* Opiz характеризуются слабо выраженным ободком. Поры простые, однако, отличаются структурно. У пыльцы *P. lanceolata*, *P. lanceolata* subsp. *lanuginosa* и *P. lagopus* поры имеют крышечку, на поверхности которой расположены шипики. Пыльца *P. tenuifolia* Waldst. et Kit. и *P. altissima* (фиг. 1, 2) характеризуется порами с крышечкой и без нее; в последнем случае мембраны апертур покрыты шипиками. У пыльцы других изученных видов поровые мембраны покрыты фрагментами эктэкзины с шипиками. При изучении пыльцевых зерен в СМ мембрана пор представляется гладкой или зернистой.

Экзина от 1.1 до 2.4 мкм толщиной. Эктэкзина имеет трехслойное строение: покров, столбики и подстилающий слой [Roland, 1966; Saad, 1986]. Покров достаточно толстый, столбики преимущественно толстые и короткие. Подстилающий слой образован расширенными основаниями столбиков, примыкающими друг к другу, по толщине почти равен столбиковому слою. Эндэкзина примерно в 2 раза тоньше подстилающего слоя [Saad, 1986]. Интина по толщине равна экзине, близ апертур заметно утолщается [Saad, 1986].

При исследовании пыльцы в СМ в эктэкзине различается покров, нечеткие, короткие столбики и в виде единого слоя – подстилающий слой и эндэкзина.

Выделены два типа скульптуры поверхности мезопориумов: шипиковато-бугорчатый и шипиковатый. Шипиковато-бугорчатую скульптуру образуют мелкие или крупные бугорки. Диаметр бугорков у пыльцы разных видов варьирует от 0.5 до 2.9 мкм. На поверхности бугорков и между ними расположены мелкие шипики от 0.1 до 0.2 мкм в диаметре. У пыльцы *P. maxima* Juss. et Jacq., *P. media* L. (фиг. 3), *P. urvillei* Opiz (*P. stepposa* Kuprian.), *P. major* L. (фиг. 5, 6), *P. intermedia* DC., *P. asiatica* L. отчетливые бугорки в СМ создают сетчатый рисунок поверхности экзины. У пыльцы *P. tenuiflora*, *P. salsa* (фиг. 7, 8), *P. neumannii* и *P. alpina* L. бугорки сглажены, с размытыми краями, и поверхность выглядит достаточно ровной. Среди шипиковато-бугорчатого типа скульптуры выделены подтипы: шипиковато-мелкобугорчатый (диаметр бугорков составляет 0.5–1.5 мкм) (фиг. 5, 6), шипиковато-крупнобугорчатый (1.5–2.9 мкм) (фиг. *3*), шипиковато-сглаженно-бугорчатый (бугорки очень сглажены) (фиг. 7, 8). Шипиковатая скульптура характеризует пыльцевые зерна *P. cornuti* Gouan (фиг. *4*) и *P. montana* Lam.

Полученные данные позволили сопоставить их с системой рода *Plantago*. Согласно системе N. Rønsted et al. [2002], изученные нами виды относятся к трем подродам и семи секциям. Следует отметить, что на подродовом уровне пыльцевые зерна рода *Plantago* сходны по форме, размерам, числу пор и скульптуре поверхности. Но следует также отметить, что полученные результаты отразили секционное многообразие [Tsymbalyuk, Mosyakin, 2006; Цымбалюк, Мосякин, 2007].

В подроде *Plantago* по особенностям пыльцевых зерен выделяется секция *Micropsyllium* Decne [Цвелев, 1981; Шипунов, 1998; Rønsted et al., 2002]. Пыльцевые зерна *P. tenuifolia*, входящего в состав этой секции, характеризуются сглаженно-бугорчатой скульптурой и наибольшим числом пор (8–12) среди видов данного подрода. Секция *Plantago* [Rønsted et al., 2002] неоднородна по признакам пыльцы. Так, *P. cornuti*

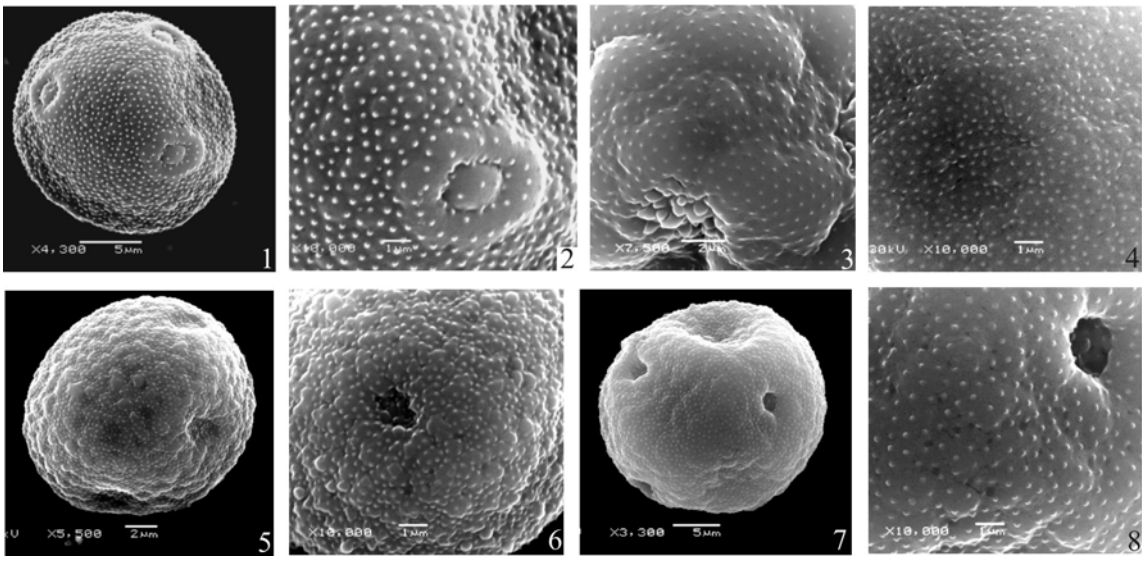
## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Коллекция препаратов изученных видов рода *Plantago* L. хранится в палинотеке гербария Института ботаники им Н.Г. Холодного НАН Украины (г. Киев).

### Таблица

Фиг. 1, 2. *P. altissima* L.: 1 – общий вид пыльцевых зерен; 2 – ободок и крышечка.
Фиг. 3. *P. media* L.: шипиковато-крупнобугорчатая скульптура.
Фиг. 4. *P. cornuti* Gouan: шипиковатая скульптура.
Фиг. 5, 6. *P. major* L.: 5 – общий вид пыльцевых зерен; 6 – шипиковато-мелкобугорчатая скульптура.
Фиг. 7, 8. *P. salsa* Pall.: 7 – общий вид пыльцевых зерен; 8 – шипиковато-сглаженнобугорчатая скульптура.

**Таблица**



характеризуется более или менее ровной шипиковатой поверхностью и наименьшим числом пор (5–8). Пыльцевые зерна видов *P. media*, *P. urvillei* и *P. maxima* имеют крупнобугорчатую скульптуру, а *P. major*, *P. asiatica* и *P. intermedia* – мелкобугорчатую. Пыльцевые зерна видов, включаемых в секцию *Mesembrynia* Decne. [Шипунов, 1998; Rønsted et al., 2002], в частности *P. shwarzenbergiana* Schur. характеризуются крупнобугорчатой скульптурой, а *P. depressa* Schlecht. – мелкобугорчатой, что сближает их с видами секции *Plantago*. Следует заметить, что в системе Н.Н. Цвелева [1981] и А.Б. Шипунова [1998] виды *P. major* и *P. intermedia* отнесены к секции *Plantago*, а виды *P. media*, *P. urvillei* и *P. maxima* – к секции *Lamprosantha* Decne. В системе Н.Н. Цвелева [1981] к секции *Lamprosantha* также отнесены виды *P. cornuti* и *P. shwarzenbergiana*. В системе же А.Б. Шипунова [1998] принимается секция *Palaeopsyllium* Pilger, куда отнесены *P. cornuti* и *P. asiatica*. Таким образом, секция *Plantago* [Rønsted et al., 2002] является гетерогенной по особенностям пыльцевых зерен и, очевидно, требует пересмотра с таксономической точки зрения.

Секции, входящие в состав подрода *Coronopus* (Lam. et DC.) Rahn, отличаются по характеру скульптуры поверхности пыльцевых зерен, а также по наличию или отсутствию ободка и крышечки. Так, пыльца секции *Maritima* Dietrich [Шипунов, 1998; Rønsted et al., 2002], в частности, *P. neumannii*, *P. salsa* и *P. alpina* характеризуется сглаженнобугорчатой скульптурой. У пыльцы *P. neumannii* и *P. salsa* поры имеют слабо выраженный ободок, но в то же время у *P. alpina* – ободок отсутствует. Представители секции *Coronopus* Lam. et DC. [Шипунов, 1998; Rønsted et al., 2002] – *P. coronopus* и *P. crassifolia* – обладают пыльцевыми зернами с мелкобугорчатой скульптурой и порами с отчетливым широким ободком из крышечкой. Таким образом, особенности пыльцы подтверждают правомерность выделения вышеуказанных секций.

Подрод *Albicans* (Barn.) Rahn является гетерогенным по особенностям пыльцевых зерен. Представители секции *Lanceifolia* Barn. [Цвелев, 1981; Шипунов, 1998; Rønsted et al., 2002], *P. altissima*, *P. lanceolata*, *P. lanceolata* subsp. *lanuginosa* и *P. lagopus*, характеризуются мелкобугорчатой скульптурой. Виды *P. lanceolata* (incl. subsp. *lanuginosa*) и *P. lagopus* имеют поры с отчетливым широким ободком и крышечкой. Пыльцевые зерна *P. altissima* обладают более узким ободком и порами с крышечкой и без нее. Для пыльцы секции *Lanceifolia* характерно наибольшее число (8–13) пор среди секций этого подрода. Таким образом, признаки пыльцевых зерен подтверждают правомерность выделения секции *Lanceifolia.* По характеру скульптуры, наличию ободка и крышечки представители этой секции проявляет сходство с видами секции *Coronopus*, но в то же время отличаются числом пор (8–13 у *Lanceifolia* и 6–8 у *Coronopus*). Виды секции *Montana* Barn. [Цвелев, 1981; Шипунов, 1998; Rønsted et al., 2002], *P. atrata* Hoppe subsp. *carpatica* (Soy) Soy и *P. saxatilis* M. Bieb., характеризуются крупнобугорчатой скульптурой; в то же время пыльца *P. montana* имеет шипиковатую скульптуру. Пыльцевые зерна секции *Montana* в отличие от предыдущей секции не имеют ни ободка, ни крышечки, что также не противоречит выделению этой секции.

Таким образом, полученные данные показали, что на подродовом уровне четких различий по особенностям пыльцы не выявлено. Однако признаки пыльцевых зерен в целом не противоречат распределению видов рода *Plantago* по секциям в соответствии с новой системой, уточненной на основании молекулярно-филогенетических данных [Rønsted et al., 2002], а также системами Н.Н. Цвелева [1981] и А.Б. Шипунова [1998]. Диагностическими признаками при распределении видов по секциям являются: характер скульптуры, наличие или отсутствие ободка и крышечки, а также число пор. Следует также заметить, что секция *Plantago* в понимании N. Rønsted et al. [2002] неоднородна по признакам строения пыльцы, и, очевидно, требует критического пересмотра с таксономической точки зрения.

## ЛИТЕРАТУРА


*Алешина Л.А.* Сем. *Plantaginaceae* Juss. – Подорожниковые // Пыльца двудольных растений флоры Европейской части СССР. Lamiaceae-Zygophyllaceae. Л., 1978. Т. 2. С. 62–65.

*Безусько Л.Г.*, *Безусько А.Г.*, *Цимбалюк З.М.*, *Мосякін С.Л.* Перспективи використання пилку роду *Plantago* L. (*Plantaginaceae* Juss.) при визначенні антропогенних змін рослинного покриву України в голоцені // Український ботан. журн. 2007. Т. 64, № 1. С. 3–12.

*Заклинская Е. Д.* Морфологическое описание пыльцы травянистых и некоторых кустарниковых растений по семействам // Пыльцевой анализ. М., 1950. С. 286–355.

*Куприянова Л.А.*, *Алешина Л.А.* Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Л., 1972. Т. 1. 170 с.

*Моносзон М. Х.* Морфология пыльцы видов рода *Plantago* L. (пособие для спорово-пыльцевого анализа) // Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, 1985. С. 65–72.

*Тахтаджян А.Л.* Система магнолиофитов. Л., 1987. 439 с.

*Токарев П.И.* Морфология и ультраструктура пыльцевых зерен. М., 2002. 51 с.

*Цвелев Н.Н. Plantaginaceae* Juss. – Подорожниковые // Флора европейской части СССР. Л., 1981. Т. 5. С. 342–356.
*Цвелев Н.Н.* Сем. *Scrophulariaceae* Juss. – Норичниковые // Определитель сосудистых растений Северо-Западной России. СПб.: Изд-во СПХФА, 2000. С. 550–558.
*Цимбалюк З.М.* Морфологічні особливості пилкових зерен представників роду *Plantago* L. s. l. (*Plantaginaceae* Juss. s. str.) флори України // Український ботан. журн. 2006. Т. 63, № 6. С. 794–804.
*Цимбалюк З.М., Мосякін С.Л., Безусько Л.Г.* Морфологія пилку роду *Plantago* L. s.l. (*Plantaginaceae* Juss. s. str.) флори України для цілей спорово-пилкового аналізу // Наукові зап. наУКМА. Біологія та екологія. 2006. Т. 54. С. 24–30.
*Цымбалюк З.Н., Мосякин С.Л.* Сравнительная палиноморфологическая характеристика *Plantago* и *Veronica* // Материалы конф. по морф. и сист. растений, посвящ. 300-летию со дня рождения Карла Линнея. (Москва, 16–19 мая 2007 г.). М., 2007. С. 244–246.
*Шипунов А.Б.* Подорожники (роды *Plantago* L. и *Psyllium* Mill., *Plantaginaceae*) Европейской России и сопредельных территорий: Дисс. … канд. биол. наук. 1998. 289 с.
*Basset I.J., Crompton C.W.* Pollen morphology and chromosome numbers of the family *Plantaginaceae* in North America // Can. J.Bot. 1968. V. 46. P. 349–361.
*Clarke G.C. S., Jones M.R. Plantaginaceae* // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1977. V. 24. P. 129–154.
*Erdtman G.* An introduction in to pollen analysis. Waltham, Mass.: The Chronica Botanica Co. 1943. 239 p.
*Erdtman G.* Pollen morphology and plant taxonomy. Angiosperms. Stockholm: Almqvist & Wiksell, 1952. 539 p.
*Faegri K., Iversen J.* Textbook of pollen analysis. Oxford: Blackwell, 1964. 237 p.
*Moore P.D., Webb J. A.* An illustrated guide to pollen analysis. London, Sydney; Auckland; Toronto, 1983. 133 p.
*Rahn K.* A phylogenetic study of the *Plantaginaceae* // Bot. J. Linn. Soc. 1996. V. 120, N 2. P. 145–198.
*Roland F.* Ütude de l'ultrastructure des apertures: pollens a pores // Poll. et Spores. 1966. V. 8, N 3. P. 409–419.
*Rønsted N., Chase M. W., Albach D.C., Bello M. A.* Phylogenetic relationships within *Plantago* (*Plantaginaceae*): evidence from nuclear ribosomal ITS and plastid trnL-F sequence data // Bot. J. Linn. Soc. 2002. V. 139. P. 323–338.
*Saad S.I.* Palynological studies in the genus *Plantago* L. (*Plantaginaceae*) // Pollen et Spores. 1986. V. 28. P. 43–60.
*Takhtajan A.L.* Diversity and classification of flowering plants. N. Y.: Columbia Univ. Press, 1997. 663 p.
*Tsymbalyuk Z.M., Mosyakin S.L.* Palynomorphological peculiarities of representatives of *Plantaginaceae* s. str.: a phylogenetic perspective // 7th European Palaeobotany-Palynology Conference, Prague, Czech Republic (6–11 September 2006): Abstracts. Prague, 2006. P. 144–145.
*Wodehouse R.P.* Pollen grains. N. Y.: McGraw-Hill, 1935. 574 p.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ДИАТОМОВЫХ И БАКТЕРИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ ИЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА БАЙКАЛ

**С.М. Черницына, Т.И. Земская, С.С. Воробьева**

*Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3;*
*e-mail: sveta@lin.irk.ru*

Байкал – древнейшее пресное озеро, характеризующееся уникальными экологическими условиями. Большая масса воды и большие глубины озера позволяют формирующимся в нем осадкам наиболее четко реагировать на глобальные изменения климата, отмечая его изменения на огромных территориях Центральной Азии – от зоны развития северных и высокогорных ледников до пустынных территорий Центральной Азии. Практически только здесь, в единственном месте Северного полушария можно получить долговременный непрерывный континентальный разрез. Необходимо отметить, что в отличие от океанов и ряда хорошо исследованных озер в Байкале нет карбонатных осадков, которые широко используются при расшифровке палеоклиматов. Наиболее чутким индикатором региональных климатических колебаний, связанных с изменениями режима солнечной инсоляции, являются диатомовые водоросли, кремнистые скелеты которых присутствуют в донных осадках Байкала [Грачев и др., 1997], и, соответственно, содержание биогенного кремнезема [Williams, 1997]. В качестве палеоклиматических индикаторов также используются пыльца наземных растений [Безрукова и др., 1991], глинистые минералы [Кузьмин и др., 2001], геохимические [Пампура и др., 1996; Гавшин и др., 1998] и другие параметры, отражающие периодические изменения окружающей среды [Williams, 1997].

Нами проведены исследования таксономического состава микроорганизмов в глубинных слоях донных осадков озера, сформированных в различные временные периоды. Для этого отобран керн на станции Посоль-

ская Банка. Выровненный рельеф, наличие хорошо выраженного слоя голоценовых отложений на склоне Посольской банки и отсутствие несогласий на сейсмических записях на северо-западном склоне указывают на нормальное осадконакопление в течение длительного времени и предполагают получение непрерывного осадочного разреза [Высокоразрешающая... запись, 2004]. С учетом этих данных точка отбора проб была выбрана на пологом северо-западном склоне Посольской Банки на глубине 200 м, на удалении от вершины.

Вопрос о доказательстве древности микроорганизмов достаточно широко обсуждается в литературе: необходимы убедительные и воспроизводимые доказательства. Например, уникальные микроорганизмы были найдены в ходе изучения почв в условиях вечной мерзлоты на северо-западе Канады, в северо-восточной Сибири и Антарктике [Johnson et al., 2007]. Эти бактерии содержат действующую, относительно неповрежденную ДНК и демонстрируют некоторое подобие обмена веществ. Сравнив фрагменты их ДНК с данными о ДНК современных организмов, исследователи пришли к выводу, что эти бактерии могли регулярно восстанавливать повреждения в носителях генетической информации на протяжении почти 500 тыс. лет [Johnson et al., 2007]. На данный момент это наиболее доказанная информация о наличии древней бактерии в осадке.

Для определения возраста байкальского осадка использован метод диатомовой стратиграфии. Донные отложения, отобранные на ст. Посольская Банка состояли из голоценовых осадков, богатых створками диатомей и бедных ими плейстоценовых глин. В голоценовых отложениях исследуемого района видовой состав диатомовых водорослей в основном аналогичен таковому современной диатомовой флоры. Распределение створок доминирующих видов в толще осадков близко к типичному для спокойного осадконакопления. Это подтверждается определенной закономерностью в соотношении доминирующих видов: в верхних слоях осадков выделяются слои с доминированием видов родов *Aulacoseira* и *Cyclotella*, ниже – *Cyclotella,* а еще глубже – слои с преобладанием *Cyclotella, Aulacoseira, Stephanodiscus, Synedra.* Плейстоценовые осадки содержали небольшое количество створок диатомей, заметный пик в развитии диатомовых водорослей отмечался в конце плейстоцена на глубине осадка 120 см, по времени совпадающий с кратковременным потеплением Беллинг. Ископаемый вид *Stephanodiscus flabellatus* Churs. et Log маркирует границу голоцен-плейстоцен [Bradbury et al., 1994]. Скорость осадконакопления – 16.16 см в тысячу лет [Высокоразрешающая... запись, 2004].

Для исследования микробных сообществ использовались методы молекулярной биологии, поскольку классические методы культивирования позволяют выявить не более 1 % от присутствующих микроорганизмов. Применение же метода полимеразной цепной реакции [ПЦР] дает возможность обнаружить бактерии, представленные в минимальном количестве.

Для наиболее полной характеристики микроорганизмов использованы специфичные для различных групп бактерий праймеры, что позволило выявить большее количество филогенетических групп бактерий.

В результате проведенных исследований выявлено, что видовой состав микроорганизмов в осадках, сформированных в плейстоцене, значительно менее разнообразен, чем в вышележащих слоях. Кроме того, состав бактериального сообщества в поверхностных и глубоководных осадках существенно различается.

Последовательности, обнаруженные в поверхностном слое осадка, отнесены к следующим филогенетическим группам: зеленые несерные бактерии (*Chloroflexi*), дельта-протеобактерии, бета-протеобактерии (*Nitrospirae*), альфа-протеобактерии *Planctomycetes*, *Acidobacteria*, *Verrucomicrobia*, *Cyanobacteria*, гамма-протеобактерии (род *Pseudomonas*), *Firmicutes* (род *Clostridia*), некультивируемые бактерии группы OP8 и OP10, JS1, *Actinobacteria* (род *Streptomyces*). Например, ближайшим гомологом байкальской последовательности 28 является последовательность некультивируемой ацидобактерии (DQ787713) из осадков озера США, отнесенных к позднему плейстоцену [Nelson et al., 2007]. Последовательность 27 показала высокий процент сходства с последовательностью ацидобактерии (AY689603) из осадков древнего горного источника [Baeseman et al., 2008].

Анализ клонов, полученных из голоценовых осадков с помощью архейных праймеров, показал невысокую степень сходства с известными последовательностями. Эти клоны показывают наиболее высокий процент сходства с клонами, полученными для глубоководных осадков и горячих источников. Семь последовательностей отнесено к царству Crenarchaeota, входящих в кластер некультивируемых Crenarchaeota. Шесть последовательностей отнесены к царству Euryarcaeota. Пять из них образуют отдельно лежащий кластер на филогенетическом дереве. Данный кластер занимает промежуточное положение между кластерами ANME-1 и ANME-2, представители которых участвуют в анаэробном окислении метана [Hinrichs et al., 1999]. При более подробном анализе таксономического положения клон 54 был отнесен к кластеру некультивируемых *Methanosaeta*, участвующих в синтезе метана [Purdy et al., 2003]. Процент гомологии составил 98 % .

Таким образом, проведенные исследования показали, что использование нескольких типов праймеров, специфичных для различных групп бактерий, позволяет выявить более широкое микробное разнообразие по сравнению с использованием только универсальных эубактериальных праймеров. В современных поверхностных осадках отмечено разнообразное микробное сообщество.

Для глубинного слоя, датированного плейстоценом, выявлены последовательности микроорганизмов следующих филогенетических групп: *Desulfuromonales*, *Sphingomonadales*, *Planctomycetes*, *Burkholderiales*. Последовательность 14 отнесена к группе *Desulfuromonales* (дельта-протеобактерии), ближайшими гомологами являются последовательности бактерий рода *Geobacter* (AY013644, AY013609, DQ378240). Необходимо заметить, что две последовательности поверхностного горизонта среди ближайших гомологов также имеют последовательность из озера Kauhako – бактерию рода *Rhodobacteraceae* (AY345425).

Две последовательности отнесены к филогенетической группе *Sphingomonadales* (альфа-протеобактерии). Их ближайшими гомологами являются последовательности бактерий *Sphingomonas* sp. (AB265153, AB265150, подповерхностные почвы пустыни Атакама, Чили) [Lester et al., 2007], *Sphingomonas echinoids* (AJ012461), *Caulobacter leidyia* (AJ007806).

Последовательность 23 кластеризуется с последовательностями бактерий родов *Rhodoferax* и семейства Comamonadaceae, которые выявлены в природных минеральных водах Германии (AF523029, AF523003) [Loy et al., 2005], арктическом льде (DQ628928, AF468446) [Cheng Foght, 2007].

Последовательности, полученные из ДНК глубоководного осадка, наиболее часто имели сходство с последовательностями рода *Pseudomonas*. Процент гомологии варьировал от высокого (99 %) до низкого (88%). Последовательности, имеющие низкий процент гомологии, образуют отдельный кластер на филогенетическом дереве внутри кластера культивируемых *Pseudomonas*. Нами уже отмечалось наличие последовательностей, близких роду *Pseudomonas*, в глубоководных осадках озера Байкал, содержащих газовые гидраты [Шубенкова и др., 2005], но их структуры не были идентичными.

Таким образом, глубинный слой 357–359 см, имеющий возраст более 20 тыс. лет (плейстоцен) и характеризующийся как строго анаэробный, содержит меньшее разнообразие по составу микробное сообщество. Однако остается неясным, являются ли обнаруженные последовательности древними или современными.

*Работа проведена при поддержке РФФИ, грант № 08-05-00709-а, Интеграционного проекта СО РАН № 58, Программы Президиума РАН 18.10.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф., Гранина Л.З., Грачев М.А., Игнатова Н В., Карабанов Е.Б., Купцов В.М., Курылев А.В., Летунова П.П., Лихошвай Е.В., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Якушин А.О.* Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 5. С. 1032–1036.

*Высокоразрешающая* осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской Банке в озере Байкал (BDP-99) / Коллектив авторов // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 2. С. 163–193.

*Гавшин В.М., Архипов С.А., Бобров В.А.* Распределение естественных радиоактивных элементов в голоцен-плейстоценовых глубоководных отложениях озера Байкал и хронология построения // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 8. С. 1045–1058.

*Грачев М.А., Лихошвай Е.В., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., Безрукова Е.В., Вейнберг Е.В., Гольдберг Е.Л., Гранина Л.З., Корнакова Е.Г., Лазо Ф.И., Левина О.В., Летунова П.П., Отинов П.В., Пирог В.В., Федотов А.П., Яскевич С.А., Бобров В.А., Сухоруков Ф.В., Резчиков, В.И. Федорин М.А., Золотарев К.В., Кравчинский В.А.* Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 957–980.

*Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Безрукова Е.В., Хурсевич Г.К., Гелетий В.Ф., Хомутова М.Ю., Кербер Е.В., Бычинский В.А., Кравчинский В.А.* Ритмы позднего кайнозоя и климатические вариации Азии по данным глубоководного бурения дна озера Байкал // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2001. С. 146–156.

*Пампура В.Д., Сандимиров И.В., Медведева С.А., Улыбушева Е.И., Черная Л.И., Сандимирова Г.П., Арсентьева А.Г., Поповская Г.И.* Изотопный состав урана и тория органической фракции донных осадков озера Байкал // Геохимия. 1996. Т.14. С. 357–369.

*Шубенкова О.В., Земская Т.И., Черницына С.М., Хлыстов О.М., Трибой Т.И.* Первые результаты исследования филогенетического разнообразия микроорганизмов осадков Южного Байкала в районе приповерхностного залегания гидратов метана // Микробиология. 2005. Т. 74, № 3. С. 370–377.

*Baeseman J., Walker J.J., Pace N.R., Silverstein J., Smith R.L.* Microbial Community Structure in Acid-Impacted and Pristine Subalpine Stream Sediments, 2008. (In press).

*Bradbury J.P., Bezrukova Y.V., Chernyaeva G.P.* A synthtesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal // Paleolimnology. 1994. V.10. P. 213–252.

*Cheng S.M., Foght J.M.* Cultivation-independent and -dependent characterization of Bacteria resident beneath John Evans Glacier // FEMS Microbiol. Ecol. 2007. V. 59. P. 318–330.

*Hinrichs K.U., Hayes J.M., Sylva S.P., Brewer P.G., DeLong E.F.* Methane-consuming archaebacteria in marine sediments // Nature. 1999. V. 398. P. 802–805.

*Johnson S.S., Hebsgaard M.B., Christensen T.R., Mastepanov M., Nielsen R., Munch K., Brand T., Gilbert M.T.P., Zuber M.T., Bunce M., Ronn R., Gilinsky D., Froese D., Willerslev E.* Ancient bacteria show evidence of DNA repair // PNAS. 2007. V. 104, N 36. P. 14401–14405.

*Lester E.D., Satomi M., Ponce A.* Microflora of extreme arid Atacama Desert soils // Soil Biol. Biochem. 2007. V. 39. P. 704–708.

*Loy A., Beisker W., Meier H.* Diversity of bacteria growing in natural mineral water after bottling // Appl. Environm. Microbiol. 2005. V. 71. P. 3624–3632.

*Nelson D.M., Ohene-Adjei S., HuF.S., Cann I.K., Mackie R.I.* Bacterial diversity and distribution in the holocene sediments of a northern temperate lake // Microbial. Ecol. 2007. V. 54. P. 252–263.

*Purdy K.J., Nedwell D.B., Embley T.M.* Analysis of the sulfate-reducing bacterial and methanogenic archaeal populations in contrasting Antarctic sediments // Appl. Environm. Microbiol. 2003. V. 69. P. 3181–3191.

*Williams D.F.* Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years // Sci.1997. V. 278. P. 1114–1117.

# МИКРОФОССИЛИИ ПАЛЕОЗОЯ И ПРОТЕРОЗОЯ: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ, БИОГЕОГРАФИИ И ЭВОЛЮЦИИ БИОТИЧЕСКИХ СООБЩЕСТВ

## МЕТОДИКА ИЗВЛЕЧЕНИЯ МИКРОФОССИЛИЙ ИЗ ПЛОТНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ НА ПРИМЕРЕ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОСТРАКОД

**С. А. Анастасиева**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,*
*630090 Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: AnastasievaSA@ipgg.nsc.ru*

До конца прошлого столетия выделение микрофоссилий проводилось по методикам, известным еще с XIX в. Основные модификации методик кислотной обработки касались выбора процентной концентрации растворов, времени, объема растворения и его температурного режима [Lethiers, Crasquin-Soleau, 1988]. Недостатком всех известных способов, наряду с различными повреждениями раковин остракод, является достаточно длительное время обработки образца – в среднем около одного года.

Изученные автором раннекаменноугольные остракоды Кузбасса, а также экземпляры, приводимые в качестве сравнительного материала по сопредельным территориям, выделены в зависимости от типа породы следующими способами: 1) механическая дезинтеграция породы в керамической ступке (как правило, проводится первично в полевых условиях при наличии с собой микроскопа, окремненные породы); 2) сплавлением с гипосульфитом натрия (алевролиты, аргиллиты, глинистые известняки); 3) прокаливание с дальнейшим сплавлением с гипосульфитом натрия (крепкие известняки); 4) растворение в 10 % растворе уксусной кислоты (окремненные известняки с окремненными раковинами); 5) растворение в уксусной кислоте с последующей обработкой нашатырем (крепкие известняки с известковистыми раковинами); 6) растворение в растворе уксусной кислоты с падающей концентрацией (7–3 %) (известняки с хрупкими, тонкоскульптированными известковыми раковинами).

Первые четыре методики препарировки ископаемого материала хорошо известны в научном мире. Методика растворения крепких известняков в растворах уксусной кислоты различной концентрации детально описана в работах французских авторов [Lethiers, Crasquin-Soleau, 1988]. Ими же отмечено, что основное разрушение обработанной в кислоте фоссилии происходит именно на стадии первого контакта с водой при промывке образца, за счет проходящей какое-то время бурной реакции на поверхности створок. Поэтому предложено первоначально (до промывки водой) обрабатывать нерастворимый осадок нашатырем, для удаления кислоты с особо хрупких поверхностей и из порового пространства. Практика показала, что наилучшие результаты при таком способе промывки получаются при работе с очень крепкими, плотными, мелко- и скрытозернистыми известняками, содержащими мелкие известковые раковины остракод и фораминифер. Применение неразбавленной уксусной кислоты существенно сокращает время обработки каменного материала при отмывке один раз в неделю. Недостатком же является сравнительная дороговизна этого метода и повышенная опасность при работе с концентрированной кислотой.

Наиболее эффективным из химических способов препарировки для нижнекаменноугольных пород Кузбасса оказался способ растворения пород в растворе уксусной кислоты с падающей концентрацией. Опытным путем установлено, что при обработке окремненных, а также и сравнительно мягких пород выделяется достаточно большое количество мелких раковин с тонкой скульптурой. При концентрации раствора в 10 % даже при частой отмывке осадка – через один день, сохранность ископаемых раковин оставляла желать лучшего. В результате выработана следующая схема.

| № п/п | Дни (для примера) | Процесс обработки (на навеску 1.5 кг) |
|---|---|---|
| 1 | Пн | Залить 7 %-м раствором до уровня 1.5 л в пластиковом ведре |
| 2 | Вт | Просмотр высушенного осадка (при проведении цикла работ) |
| 3 | Ср | Слить раствор (1.3 л) в свободную емкость, отмыть осадок, залить прежним раствором и добавить 7%-го раствора до уровня 1.5 л<br>Итоговая концентрация раствора около 5 %<br>Высушить осадок в чашке Петри |
| 4 | Чт | Просмотр высушенного осадка |
| 5 | Пт | Слить раствор (1.3 л) в свободную емкость, отмыть осадок, залить прежним раствором и добавить 7 %-го раствора до уровня 1.5 л<br>Итоговая концентрация раствора около 3 %<br>Высушить осадок в чашке Петри |
| 6 | Пн | Слить раствор, промыть осадок, высушить осадок в чашке Петри<br>далее см. п.1 |

При отмывке частично растворенного осадка через один день и при падающей концентрации раствора от 7 до 3 % удалось выделить большое количество экземпляров остракод из толщ, считавшихся ранее немыми или слабо охарактеризованными фауной. Щадящий режим растворения хорошо зарекомендовал себя также и при работе с малым по объему материалом керна скважин. Используя в данном случае навески породы даже от 50–0 г (в пластиковые 500 г емкости), удается выделить микрофоссилии удовлетворительной сохранности за более короткое время, чем при применении других способов препарировки.

На заключительном этапе обработки размельченные различными способами породы, тщательным образом промытые и разделенные на фракции с помощью набора сит с диаметром ячейки от 2 до 0.25 мм, просматривались под бинокулярным микроскопом МБС-10 с различной степенью увеличения. Обнаруженные раковинки остракод переносились смоченной в воде тонкой кисточкой в камерки Франке на черную подложку из фотобумаги. Применение данного типа подложки обосновано не столько качеством фона, сколько удобством фиксации экземпляров на глянцевую поверхность без применения клеящих веществ. При необходимости перемещения раковины достаточно просто нанести на нее капельку воды и подождать 3–4 с.

Тонкая дополнительная препарировка в случае необходимости проводилась вручную после отбора раковин в камерки Франке. Для того чтобы исключить утерю раковинки в случае отскока и уменьшить риск ее повреждения, препарировка производилась в чашке Петри наполненной водой на 1 см. Нужный образец помещался кисточкой на дно, препарировался тонкими иголочками и той же кисточкой (между ворсинками) возвращался назад в камерку. Особенно удобным оказалось использование обычных медицинских игл для шприцев, благодаря их полости и скосу на кончике.

Применение различных методик обработки по отношению к одному и тому же каменному материалу (образцу), как правило, давало разные результаты в общем процентном и качественном составе выделенных комплексов фауны. Применение методик, основанных на физической дезинтеграции породы, выявляло высокий процент крупноразмерных экземпляров с относительно гладкой раковиной. Содержание мелких, скульптированных форм здесь обычно не превышало 10–15 %. При разных химических способах препарировки процентное содержание последних в комплексе могло достигать от 40 до 90 % (при разрушении крупных форм). Именно поэтому, образцы (со средней навеской 1.5 кг) первоначально обрабатывались методом сплавления с гипосульфитом натрия, а лишь затем подвергались соответствующим способам растворения с применением уксусной кислоты.

## ЛИТЕРАТУРА

*Lethiers F., Crasquin-Soleau S.* Comment extraire les microfossiles á tests calcitiques des roches calcaires dures // Rev. Micropaléontologie. 1988. V. 31, № 1. P. 56 – 61.

## БИОГЕОГРАФИЯ ДЕВОНСКИХ ФОРАМИНИФЕР УРАЛА

**А.Л. Анфимов**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7;*
*e-mail: anfimov@igg.uran.ru*

Девонские разрезы Урала характеризуются крайне неравномерной степенью изученности фораминифер: наиболее полно они изучены в разрезах фаменского яруса, крайне слабо эта группа микрофауны изучена в нижне- и среднедевонских разрезах западного склона. Подробная характеристика таксономического состава девонских фораминифер Урала приведена в немногочисленных публикациях [Чувашов, 1965; Смирнов и др., 1974; Петрова, Пронина 1980; Петрова, 1981;Чувашов, Юферев, 1981; Наседкина и др., 1990; Унифицированные…, 1993; Наседкина, Зенкова, 1999; Анфимов, Чувашов, 2005; Анфимов, 2007].

В карбонатных разрезах лохковского и пражского ярусов на восточном склоне Приполярного, Северного и Среднего Урала определены *Serginella* sp., *Vicicnisphaera squalida* Antrop., *Rauserina communicate* Pronina, *Cribrosphaeroides irregularis* Pronina, *C. semicircularis* L. Petr., *Earlandia pseudoelegans* Pronina. В разрезах эмсского горизонта восточного склона Урала фактически в тех же районах состав фораминифер несколько разнообразнее: *Parathurammina graciosa* Pronina, *P. totaensis* L. Petr., *P. cordata* Pronina, *P. oblisa* L. Petr., *P. elegans* Pojark., *P. kakvensis* L. Petr., *P. aperturata* Pronina, *P. lozvica* L. Petr., *Uralinella antiqua* L. Petr., *Atjusella rarispinata* L. Petr., *A. densispinata* L. Petr., *Cribrosphaeroides semicircularis* L. Petr., *C. simplex* (Reitl.), *C. grandiporis* Pojark., *Auroria singularis* Pojark., *A. ferganensis* Pojark., *A. delineata* L. Petr., *Kaljanella karpinensis* L. Petr., *K. incomposita* L. Petr., *Tuberitina insueta* L. Petr., *T. crassa* L. Petr., *Tubeporina gloriosa* Pronina, *Tubeporella biolucata* Pronina, *Ivdelina elongata* Malakh., *Caligella primitive* L. Petr. В разрезах эмсского яруса присутствуют 27 видов, лохковского и пражского ярусов – 6 видов. Наиболее полные сведения о нижнедевонских фораминиферах получены при изучении разрезов в Северо-Уральском, Ивдельском и Карпинском районах.

Дополнительные исследования образцов из кровли бокситов на разных месторождениях СУБРа (Северо-Уральский бокситовый рудник), отобранные из глинистых известняков и мергелей карпинского горизонта эмсского яруса, показали определенные различия в таксономическом составе фораминифер: на севере (Черемуховское месторождение) присутствуют *Tubeporina gloriosa* Pronina, *Tubeporella biolocata* Pronina, отсутствующие в одновозрастных карбонатах более южных районов (Кальинское месторождение). Общие для упомянутых месторождений фораминиферы представлены *P. kakvensis* L. Petr., *P. elegans* Pojark., *Auroria* sp., *Kaljanella* sp., *Cribrosphaeroides* sp., а также новыми видами паратурамминид, обнаруженными на всех упомянутых месторождениях СУБРа, но все-таки редко встречающимися на Черемуховском месторождении. Различия в составе фораминифер могут быть объяснены тем, что формирование пород кровли бокситов Черемуховского месторождения шло в более глубоководных условиях [Шнейдер, Ширшова, 1979].

Среднедевонский комплекс фораминифер представлен в основном видами, описанными из разрезов живетского яруса восточного склона Северного, Среднего и Южного Урала. В этих районах определены *Parathurammina paulis* Byk., *P. horrida* Tchuv., *P. elegans* Pojark., *P. graciosa* Pronina, *P. obnata* Tchuv., *P. stellata* Lipina, *P. crassitheca* Antr., *P. spinosa* Lipina, *P. tamarae* L. Petr., *P. bykova* Pojark., *P. elipsoidales* Pojark., *P. marginata* Pronina, *Parathuramminites cushmani* Sul., *Irregularina lobata* Reitl., *Tamarina corpulenta* L. Petr., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Parastegnamina pseudocamerata* Pojark., *Petchorina schezhimovensis* Reitl., *Cribrosphaeroides simplex* (Reitl.), *C. drandiporis* Pojark., *C. permirus* (Antr.), *Auroria singularis* Pojark., *A. ferganensis* Pojark., *A. delineata* L. Petr., *Kaljanella incomposita* L. Petr., *Eotubeitina reitlingerae* (A. Miklukho-Maclay), *Tubeporina gloriosa* Pronina, *Ivdelina elongata* Malakh.

Франские фораминиферы верхнего девона изучены в семи разрезах на восточном склоне Северного, Среднего и Южного Урала и в двух разрезах на западном склоне Среднего Урала. Наиболее полные и близкие по видовому составу комплексы фораминифер определены на восточном склоне Среднего (разрезы "Сохарево" на р. Реж, "Кодинка" на р. Исеть) и Южного Урала на берегах оз. Колтубан: *Parathurammina subvasta* Byk., *P. paulis* Byk., *P. pojarkovi* Zador. et Juf., *P. paracushmani* Reitl., *P. horrida* Tchuv., *P. tuberculata* Lip., *P. irregulariformis* Zador. et Juf., *P. suleimanovi* Lip., *P. gekkeri* Antr., *P. elegans* Pojark., *P. irregularis* Reitl., *P. radiata* Antr., *P. oldae* Sul., *P. radiosphaerica* Bog. et Juf., *P. magna* (Antr.), *P. obnata* Tchuv., *P. paratuberculata* Zador. et Juf., *Parathuramminites devonica* Viss., *P. cushmani* Sul., *Irregularina karlensis* Reitl., *Archaelagena* aff. *borealia* Pronina, *Uralinella bicamerata* Byk., *Archaesphaera minima* Sul., *A. magna* Sul., *Vicinisphaera squalida* Antr., *V. angulata* Antr., *Atjusella rarispinata* L. Petr., *B. malevkensis* Bir., *B. compressa* Reitl., *Diplosphaerina magna* (Pojark.), *Rauserina communicate* Pronina, *Cribrosphaeroides simplex* Reitl., *C. permirus* Antr., *C. robustus*

## Таксономический состав наиболее распространенных фораминифер в девонских разрезах Урала

| Система | Отдел | Ярус | Наиболее распространенные виды фораминифер | |
|---|---|---|---|---|
| | | | Западный склон | Восточный склон |
| ДЕВОНСКАЯ | ВЕРХНИЙ | Фаменский | *Parathurammina suleimanovi* Lip., *P. irregularis* Reitl., *P. dagmarae* Reitl., *P. magna* (Antr.), *Parathuramminites cushmani* Sul., *P. devonica* Viss., *Archaesphaera minima* Antr., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Septatournaella rauserae* Lip., *S. potensa* Durk., *S. lebedevae* Pojark., *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. konensis* (Leb.), *Q. dentata* Durk., *Q. bella* (Tschern), *Q. regulariformis* Reitl., *Q. obsoleta* Durk. | *P. dagmarae* Reitl., *Septaglomospiranella primaeva* Raus., *S.* aff. *grosdilovae* Pojark., *S. compressa* Lip., *Septabrunsiina kingirica* Reitl., *S. lebedevae* Pojark , *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. obsoleta* Durk. |
| | | Франский | *Parathurammina paulis* Byk., *P. paracushmani* Reitl., *P. suleimanovi* Lip., *P. elegans* Pojark., *P. radiata* Antr., *P. tuberculata* Lip., *Parathuramminites devonica* Viss., *P. cushmani* Sul., *P. obnata* Tchuv., *Archaesphaera minima* Sul.,, *A. magna* Sul., *Irregularina karlensis* Reitl., *Bisphaera. malevkensis* Bir., *B. compressa* Reitl., *Cribrosphaeroides simplex* Reitl., *C. permirus* Antr., *Paratikhinella cannula* (Byk.), *Tikhinella measpis* Byk., *T. fringa* Byk., *T. multiformis* (Lip.), *Frondilina sororis* Byk., *Nanicella porrecta* Byk., *N. ovata* Reitl., *N. uralica* Tchuv., *N. bella* Byk., *Eonodosaria rauserae* Byk., *E. micra* Byk., *Eogeinitzina devonica* Lip., *Multiseptida corallina* Byk., *Uralinella bicamerata* Byk., *Ivdelina elongata* Malakh. | *Parathurammina subvasta* Byk., *P. pojarkovi* Zador. et Juf., *P. paracushmani* Reitl., *P. irregulariformis* Zador. et Juf., *P. suleimanovi* Lip., *P. elegans* Pojark., *P. radiata* Antr., *P. obnata* Tchuv., *Parathuramminites devonica* Viss., *P. cushmani* Sul., *Archaesphaera minima* Sul.,, *Irregularina karlensis* Reitl., *Bisphaera. malevkensis* Bir., *B. compressa* Reitl., *Cribrosphaeroides simplex* Reitl., *C. permirus* Antr., *C. robustus* M.-Macl., *Paratikhinella cannula* (Byk.), *Tikhinella measpis* Byk., *T. fringa* Byk., *T. multiformis* (Lip.), *Frondilina sororis* Byk., *Nanicella porrecta* Byk., *Eonodosaria rauserae* Byk., *E. micra* Byk., *Eogeinitzina devonica* Lip., *Multiseptida corallina* Byk. |
| | СРЕДНИЙ | Живетский | | *Parathurammina elegans* Pojark., *P. tamarae* L. Petr., *P. bykova* Pojark., *Tamarina corpulenta* L. Petr., *Cribrosphaeroides simplex* (Reitl.), *C. drandiporis* Pojark., *Auroria ferganensis* Pojark. |
| | НИЖНИЙ | Эмсский | | *Parathurammina graciosa* Pronina, *P. totaensis* L. Petr., *P. cordata* Pronina, *P. oblisa* L. Petr., *P. kakvensis* L. Petr., *Uralinella antiqua* L. Petr., *Atjusella rarispinata* L. Petr., *A. densispinata* L. Petr., *Auroria singularis* Pojarkov, *A. ferganensis* Pojark., *A. delineata* L. Petr., *Kaljanella karpinensis* L. Petr.. *K. incomposita* L. Petr., *Tuberitina insueta* L. Petr., *T. crassa* Petr., *Tubeporina gloriosa* Pron., *Tubeporella biolucata* Pron., *Ivdelina elongata* Malakh. |
| | | Лохковский, пражский | | *Rauserina communicata* Pronina, *Cribrosphaeroides irregularis* Pronina, *C. semicircularis* L. Petr., *Earlandia pseudoelegans* Pronina. |

A. Miklukho-Maclay, *Eotuberitina reitlingerae* A. Miklukho-Maclay, *E. teplovkensis* Byk., *Ivdelina multicamerata* (A. Miklukho-Maclay), *Eovolutina elementa* Antr., *Paracaligelloides antropovi* Lip., *Paratikhinella cannula* Byk., *Tikhinella measpis* Byk., *T. fringa* Byk., *T. multiformis* (Lip.), *Frondilina sororis* Byk., *Nanicella porrecta* Byk., *N. ovata* Reitl., *Eonodosaria rauserae* Byk., *E. micra* Byk., *Eogeinitzina devonica* Lip., *Multiseptida corallina* Byk. Видовой состав фораминифер в разрезах на западном склоне Среднего Урала в бассейнах р. Чусовая и р. Ай (Южно-Уральский бокситовый рудник) незначительно отличается от вышеприведенного комплекса фораминифер восточного склона за счет появления большего количества видов наницелл, а также новых видов уралинелл и ивделин (см. таблицу).

На западном склоне Полярного, Приполярного, Северного, Среднего и Южного Урала фораминиферы фаменского яруса изучены в 19 разрезах, на восточном склоне – в 14. На западном склоне Урала описаны ранее *Parathurammina suleimanovi* Lip., *P. gekkeri* Antr., *P. irregularis* Reitl., *P. spinosa* Lip., *P. dagmarae* Reitl., *P. breviradiosa* Reitl., *P. turgida* Tchuv., *P. crassitheca* (Antr.), *P. scitula* Tchuv., *P. monstrata* Tchuv., *P. radiata* Antr., *P. pachisphaerica* Bog. et Juf., *P. regularis* Tchuv., *Parathuramminites cushmani* Sul., *P. devonica* Viss., *P. obnata* Tchuv., *Saltovskajina lipinae* Antr., *Archaesphaera minima* Antr., *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. angulata* Lip., *B. minima* Lip., *Cribrosphaeroides ovalis* Pojark., *Eovolutina elementa* Antr., *Rauserina notata* Antr., *Paracaligelloides antropovi* Lip., *Paratikhinella cannula* Byk., *P. insolita* Tchuv., *Septatournaella rauserae* Lip., *S. potensa* Durk., *S. lebedevae* Pojark., *Chernyshinella* ex. gr. *glomiformis* Lip., *Septaglomospiranella primaeva* Raus., *S.* aff. *grosdilovae* Pojark., *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. konensis* (Leb.), *Q. dentata* Durk., *Q. bella* (Tschern.), *Q. regulariformis* Reitl., *Q. obsoleta* Durk. В разрезах восточного склона помимо уже описанных фораминифер отмечены *Parathurammina subvasta* Byk., *P. paulis* Byk., *P. horrida* Tchuv., *P. tuberculata* Lip., *P. crassitheca* (Antr.), *P. radiata* Antr., *P. regularis* Tchuv., *Irregularina karlensis* Viss., *I. lobata* Reitl., *Archaesphaera magna* Lip., *Baituganella* aff. *sargaensis* Tchuv., *Eotuberitina praecipia* Tchuv., *Caligella* sp., *Earlandia* sp., *Brunsiina uralica* Durk., *Septabrunsiina kingirica* Reitl., *Septaglomospiranella primaeva* Raus., *S. nana* Reitl.

Несмотря на близкий в целом видовой состав фораминифер на обоих склонах Урала, можно отметить, что для фаменских разрезов восточного склона Урала типичны представители семейства *Lituotubellidae* A. Miklukho-Maclay, а именно *Septaglomospiranella* Lipina и *Septabrunsiina* Lipina, встреченные в девяти разрезах из четырнадцати. В то же время на западном склоне значительно чаще встречаются представители рода *Septatournaella* Lipina семейства Tournayellidae Dain, отмеченные в шести разрезах из девятнадцати. Для сравнения нужно сказать, что на западном склоне вид *Septaglomospiranella primaeva* Raus. определен всего в одном разрезе, а фораминиферы рода *Septatournaella* Lipina обнаружены в двух разрезах восточного склона Урала (см. таблицу).

В свете имеющихся данных наиболее представительные сведения по составу девонских фораминифер известны только для разрезов фаменского яруса и частично – для разрезов франского яруса. Однако имеющиеся незначительные отличия комплексов фораминифер свидетельствуют о необходимости дальнейшего их изучения. Фораминиферы же из средне- и нижнедевонских разрезов исследованы пока только на восточном склоне Урала. Тем не менее, можно утверждать, что эта группа микрофауны может быть использована при определении возраста известняков эмсского и живетского ярусов Урала и последующего выявления особенностей биогеографического и стратиграфического распределения фораминифер девона.

*Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 06-05-65022.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Анфимов А.Л.* Стратиграфия и литология франско-фаменских карбонатов на правом берегу р. Реж у с. Сохарево // Ежегодник-2006. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 6–10

*Анфимов А.Л., Чувашов Б.И.* Биостратиграфическая и литолого-фациальная характеристика верхнедевонских отложений р. Исеть // Ежегодник-2004г. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2005. С. 3–9.

*Наседкина В.А., Зенкова Г.Г.* Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УГСЭ, 1999. С. 68–73.

*Наседкина В.А., Постоялко М.В., Плюснина А.А., Зенкова Г.Г., Петрова Л.Г., Степанова Т.И., Черепанова Н.А., Ширшова Д.И.* К стратиграфии верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Девонская система. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 22–33.

*Петрова Л.Г.* Фораминиферы среднего девона восточного склона Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 81–101. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 482).

*Петрова Л.Г., Пронина Т.В.* Фораминиферы силура и нижнего девона восточного склона Северного и Среднего Урала // Девон и карбон азиатской части СССР: Новосибирск: Наука, 1980. С. 43–62. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 433).

*Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Клюжина М.Л., Анфимов Л.В.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М.: Наука, 1974. 218 с.

*Унифицированные* корреляционные схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. Девон. Западный склон Урала: Лист 1–14. Восточный склон Урала: Лист 1–16.

*Чувашов Б.И.* Фораминиферы и водоросли из верхнедевонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Фораминиферы девона и перми Урала. Свердловск: Уральский рабочий, 1965. С. 3–153. (Тр. Ин-та геологии; Вып. 74).

*Чувашов Б.И., Юферев О.В.* Известняки колтубанской свиты Южного Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 102–110. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 482).

*Шнейдер Б.А., Ширшова Д.И.* Литологические особенности девонской бокситовмещающей толщи Черемуховского месторождения и их палеореконструктивное значение // Геосинклинальные бокситоносные отложения Урала: Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 3–17.

## О ПОЛОЖЕНИИ ГРАНИЦЫ ФРАНСКОГО И ФАМЕНСКОГО ЯРУСОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

**О.В. Артюшкова, В.А. Маслов**

*Институт геологии УНЦ РАН, 450000, Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2,*
*e-mail: stpal@anrb.ru*

Общий каркас современной схемы стратиграфии девонских отложений Южного Урала, в основе которой лежит палеонтологическое обоснование региональных стратонов по брахиоподам или гониатитам, сформирован в начале 30-х гг. XX в. Д.В. Наливкиным [1926]. Была впервые предложена схема стратиграфии для девонских отложений, представленных разнообразными фациями. В фаменском ярусе им выделены два типа известняковых фаций: гониатитовая и брахиоподовые известняки с богатой и разнообразной фауной, в которой руководящими являются *Spirifer* cf. *archiaci* Murch., *Rhynchonella* (*Pugnax*) *triaequalis* Goss. и др. [Наливкин, 1926, с. 85]. Эти отложения залегают на франских известняках, содержащих гониатиты рода *Manticoceras* и брахиоподы *Hypothyridina cuboides* Sow. или *Theodossia katavensis* Nal. Таким образом, первоначально фаменский возраст отложений с *Pugnoides triaequalis* (по Наливкину – *Rhynchonella* (*Pugnax*) *triaequalis* Goss.) не вызывал сомнений. Позднее Б.П. Марковский [1948] пришел к выводу, что границу между франским и фаменским ярусами следует проводить в кровле известняков с *Pugnoides triaequalis*.

Аргументом в пользу проведения границы в кровле барминских слоев послужило присутствие на фоне специфичного барминского комплекса брахиопод значительного числа видов из нижележащих аскынских отложений. Эта точка зрения Б.П. Марковского о франском возрасте барминских известняков принята в схемах стратиграфии девона Урала [Решения…,1961; Западный Урал, 1968; Девонские образования, 1980]. И до настоящего времени многие исследователи считают, что барминские известняки принадлежат аскынскому горизонту. Х.С. Розман [1962] указывала, что вид *Pugnoides triaequalis* Goss., описанный Б.П.Марковским из барминских слоев на западном склоне Южного Урала, не соответствует описанному J. Gosselet. Ю.А. Юдиной [1997]пересмотрена коллекция брахиопод из южно-уральских разрезов (из сборов А.Н. Абрамовой) и данная форма описана как новый вид *Pugnoides* (?) *markovskii* Yud.. В последней схеме стратиграфии девона Урала [Западный Урал, 1993] барминские слои помещены в кровле аскынского горизонта, но скоррелированы с основанием фаменского яруса.

В разрезах, где барминские слои не выделялись, границу между франом и фаменом проводили по исчезновению аскынских брахиопод или гониатитов *Crickites*, а также по появлению фаменских брахиопод *Cyrtospirifer archiaci* Murch. или гониатитов рода *Cheiloceras*. Представители этой макрофауны встречаются крайне редко, поэтому установление межъярусной границы носило условный характер. Ее проведение осложнялось частыми стратиграфическими перерывами, приходящимися на пограничный интервал, не фиксируемый макрофауной. Привлечение конодонтов для анализа характера границы сыграло неоценимую роль в решении этой проблемы.

На Южном Урале разрезы с установленной границей франа–фамена, в которых можно наблюдать конодонтовую последовательность, можно разделить на четыре типа.

**Аскынский тип** выделен С.М. Домрачевым [1952]. Представлен фациями мелкого шельфа с распространением брахиоподовых биофаций (разрезы бассейнов р. Аскын, Зилим, Зиган, широтного течения р. Белая). Характерной особенностью разрезов этого типа является развитие в пограничном фран-фаменском интервале брахиоподовых ракушняков, образующих разной мощности пачки и линзы. Барминские слои выявляются только с появлением руководящих форм брахиопод – *Pugnoides* (?) *markovskii* Yud.[=*Pugnoides triaequalis* Mark. (non Goss.)], *Tabarhynchus uralicus* Yud. (=*Camarotoechia neapolitana* Whidb.), *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *Athyris globosa* Roem.

В типовом разрезе барминских слоев (р. Большая Барма) пограничный интервал сложен брахиоподовым ракушняком мощностью 0.72 м. В нем отчетливо выделяются два комплекса брахиопод и конодонтов. В нижней части (0.25 м) разреза содержатся таксоны, распространение которых ограничено аскынским горизонтом, конодонты представлены комплексом зоны linguiformis. В вышележащих слоях (0.47 м) брахиоподового ракушняка отмечено первое появление характерных таксонов для барминских слоев и некоторых фаменских видов, сопровождающееся одновременными находками первых *Palmatolepis triangularis* Sann. Особенностью барминских ракушняков в разрезе Большая Барма является присутствие наряду с характерными барминскими таксонами аскынских форм, которые составляют до 30 % комплекса. Аналогичная ситуация наблюдается и в конодонтовых комплексах: вместе с *Palmatolepis triangularis* Sann. сохраняются единичные представители франских (аскынских) видов.

Барминский комплекс конодонтов, помимо вида-индекса зоны *triangularis* содержит *P. delicatula delicatula* Br. et Mehl, *P. praetriangularis* Ziegl. et Sand., *P. triangularis* San. → *P. clarki* Ziegl., *P. triangularis* Sann. → *P. spathula* Schulke, *P. triangularis* Sann. → *P. perlobata* Ul. et Bass. Содержание дискретных элементов незначительное, платформенные элементы представлены единичными экземплярами. Конодонтовая ассоциация характерна для подзон Early – Middle triangularis [Abramova, Artyushkova, 2004].

Вышележащие отложения макаровского горизонта сложены в основании тонкоплитчатыми светло-серыми, плотными, не содержащими макрофауны известняками, с комплексом конодонтов, характерным для подзоны Late triangularis.

Индивидуальной особенностью разреза Аккыр, (правый берег р. Зилим, в устье руч. Бол. Киндерля) является развитие брахиоподовых ракушняков, образующих линзовидные скопления различной мощности на разных стратиграфических уровнях. Барминские слои выделяются только по комплексу брахиопод в литологически однородной ракушняковой пачке. Максимальная мощность барминских слоев составляет 1.4 м, нижележащей зоны linguiformis – 0.43 м. В верхах зоны число видов конодонтов сокращается, но количественно дискретные элементы исчисляются сотнями экземпляров. В барминских слоях не встречены аскынские виды брахиопод, а присутствуют только руководящие барминские формы [Абрамова, 1999; Abramova, Artyushkova, 2004]. С основания барминских слоев появляются единичные *Palmatolepis triangularis* Sann. и *P. delicatula clarki* Ziegl., характерные для подзон Early–Middle triangularis, а также различные *Icriodus* и *Polygnathus*. Вышележащие ракушняки мощностью 0.8 м, охарактеризованы комплексом, включающим *Palmatolepis subperlobata* Br. et Mehl, *P. triangularis* Sann. → *P. spathula* Schül., *A. triangularis* → *P. clarki* Ziegl., появление которых также связано с подзонами Early-Middle triangularis.

По мнению Ю.А. Юдиной [1997] наиболее существенные изменения в комплексах брахиопод происходят в подошве барминских слоев. На этом рубеже исчезают представители аскынских родов: *Gypidula, Hypothyridina, Theodossia, Pseudoatrypa, Spinatrypa, Warrenella, Thomasaaria*. Проходящими в барминские слои являются роды *Schizophoria, Cyrtospirifer, Athyris*, но они представлены другими видами. Наиболее характерными для барминских слоев являются *Pugnoides* (?) *markovskii* Yud., *Tabarhynchus uralicus* Yud., *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *Athyris globosa* Roem. С точки зрения А.Г. Мизенс [2007], брахиоподовые комплексы из разрезов аскынского типа не дают однозначного решения проблемы стратиграфического положения барминских слоев.

Одновременное появление *P. triangularis* Sann. и характерного комплекса барминских брахиопод отмечено во всех разрезах, где есть барминские слои. Нередко "барминская" ассоциация включает и аскынские формы, однако большинство родов, составляющих основу аскынского комплекса, вымирают на этом рубеже. К началу барминского времени богатый и разнообразный комплекс конодонтов зоны linguiformis почти полностью вымирает. Появляются характерные барминские виды брахиопод, единичные *P. triangularis* San., *P. delicatula delicatula* Br. et Mehl., *P. delicatula clarki* Ziegl., однозначно указывающие на фаменский возраст [Abramova, Artyushkova, 2004].

В надбарминских отложениях комплекс фауны меняется. В нем вместе с видами конодонтов из подзоны Late triangularis, встречены *Palmatolepis quadrantinodosalobata sandbergi* Schül. и *P. perlobata schindewolfi* Mül., распространенные в зоне crepida. Возможно, имеется перерыв в объеме подзоны Late triangularis.

**Ряузякский тип.** Занимает промежуточное положение между брахиоподовыми и гониатитовыми биофациями. Представлен маломощными, относительно глубоководными отложениями [Abramova, Artyushkova, 2004]. Классический разрез верхнего девона этого типа (правый берег р. Ряузяк в 5 км выше д. Саргаево) характеризуется сокращенными мощностями франских отложений. Брахиоподовые ракушняки общей мощностью 0.6 м развиты только в пограничном фран-фаменском интервале.

Зона linguiformis, кроме незначительной мощности 0.15 м, характеризуется мало представительным комплексом конодонтов и обедненной аскынской ассоциацией брахиопод из шести видов. Вид-индекс зоны встречен только в подошве ракушняка.

Барминские слои имеют мощность 0.45 м. Комплекс брахиопод содержит руководящие барминские формы, присутствие аскынских видов не отмечено. Конодонты в самом основании слоев представлены дискретными рамиформными элементами, а также обломками *Icriodus* и *Polygnathus*. В вышележащих 0.16 м совместно с *Palmatolepis triangularis* Sann. появляются все виды, распространенные в подзоне Early triangularis. В южно-уральских разрезах такое конодонтовое разнообразие на этом уровне встречается только в этом разрезе. Отмечено массовое количество конодонтов родов *Icriodus* и *Polygnathus*. В перекрывающих известняках брахиоподы не обнаружены, а многочисленные конодонты характеризуют зону crepida. Подзона Late triangularis в этом разрезе не установлена [Абрамова, 1999; Abramova, Artyushkova, 2004].

**Инзерский тип.** Выделен С.М. Домрачевым [1952]. Разрезы этого типа представлены относительно глубоководными шельфовыми фациями с развитием гониатитовых биофаций. Аналогом аскынского горизонта в этих фациях являются крикитовые слои. Одновозрастность их доказана С.М. Домрачевым на типовом разрезе аскынского горизонта (р. Каранъюрт) находками *Crickites* совместно с аскынским комплексом брахиопод. По конодонтам объем крикитовых слоев соответствуют зонам Late rhenana – linguiformis [Абрамова,1999; Abramova, Artyushkova, 2004]. Отложения представлены преимущественно глубоководными разнослоистыми известняками различной окраски, пелитоморфными, часто битуминозными доманикоидного облика.

В классическом разрезе этого типа (левый склон долины р. Инзер, напротив бывшего пос. Лемезинский) зоне linguiformis соответствует карбонатная пачка (0.47 м). Многочисленные конодонты обнаружены в каждом прослое. Состав зонального комплекса аналогичен комплексу из подстилающей подзоны Late rhenana и отличается от него только присутствием вида-индекса. Верхние 0.14 м зоны linguiformis сложены тонкослоистым черным известняком битуминозным, содержащим обильную и разнообразную фауну [Абрамова, 1999]. Вместе с конодонтами найдены позднефранские гониатиты рода *Manticoceras*.

Перекрывающие фаменские отложения неоднородны по составу. В основании они представлены пачкой тонкопереслаивающихся буровато-серых, серых, темно-серых, тонкоплитчатых, плотных, иногда доломитизированных, часто окремненных пелитоморфных известняков и мелкозернистых, рыхлых песчаников, алевролитов и зеленовато-серых глин. Нижние 0.31 м этой пачки содержат конодонты, характерные для подзон Early и Middle triangularis. Наряду с представителями рода *Palmatolepis* в комплексе присутствуют *Polygnathus, Icriodus* и рамиформные элементы. Вышележащие слои (1.02 м) содержат комплекс с гониатитами *Cheiloceras*, характерный для зоны crepida. Подзона Late triangularis не распознается.

На примере разреза Лемезинский можно видеть, что и в гониатитовых фациях характер изменений конодонтовой фауны на границе франского и фаменского ярусов тот же: резкое сокращение разнообразия богатого франского комплекса к концу зоны linguiformis. Разнообразные мантикоцерасы, составляющие основу франских гониатитовых ассоциаций, вымирают, и только в зоне crepida начинается расцвет рода *Cheiloceras*.

**Западно-Зилаирский тип.** Объединяет разрезы Западно-Зилаирской зоны, которые представлены переходными фациями (от шельфа к батиали); карбонатно-терригенные породы сменяются флишоидами зилаирской свиты (разрезы Илюхина поляна и Устье Черной речки на р. Белая). Последовательный переход от франских отложений к фаменским зафиксирован по конодонтам [Якупов и др., 2002; Abramova, Artyushkova, 2004]. Пограничный интервал сложен тонкоплитчатыми кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистыми алевролитами, смятыми в сложные складки, общей мощностью не более 20 м. Подстилающие отложения представлены серыми среднеслоистыми гониатитовыми известняками мощностью 2–3 м с конодонтами, характерными для зоны linguiformis. Особенностью комплекса является присутствие (до 20 %) представителей рода *Ancyrodella*. На контакте известняков и кремнисто-терригенной пачки отмечен прослой зеленовато-серых ожелезненных кремнисто-карбонатных сланцев мощностью 0.1 м, перекрытый разноплитчатыми кремнями с единичными прослоями окремненных известняков и карбонатными стяжениями в основании мощностью не более 10 м. В последних выделены конодонты, характерные для зоны linguiformis. Верхняя половина пачки охарактеризована единичными *P. triangularis* Sann., а в кровле содержится комплекс конодонтов подзоны Late triangularis [Абрамова, Артюшкова, 2002]. Эту пачку мы рассматриваем в качестве

переходной между карбонатным разрезом бельской свиты и флишоидной зилаирской свитой. Граница между франским и фаменским ярусами в этом типе разреза проходит внутри этой литологически однородной пачки пород.

К этому типу близки разрезы Западно-Магнитогорской зоны, где пограничный интервал представлен вулканогенно-осадочными породами биягодинской или вулканитами бугодакской толщ с варьирующими мощностями (от 15–20 до 300 1000 м ) [Артюшкова, Маслов, 2005].

**Выводы**. Во всех непрерывных разрезах верхнего девона граница франского и фаменского ярусов проходит в литологически однородной толще и определяется только по смене комплексов фауны. Для аскынского и ряузякского типов разреза она установлена в основании барминских слоев. В гониатитовых фациях – в кровле крикитовых [Абрамова, 1999].

На этом рубеже происходит резкая смена в комплексах фауны брахиопод и конодонтов. Объем барминских слоев отвечает нерасчлененным конодонтовым подзонам Early и Middle triangularis. Вышележащая подзона Late triangularis соответствует макаровскому горизонту. Несмотря на небольшую мощность (0.43 – 1.4 м), отсутствие литологических отличий и ограниченную территорию распространения, барминские слои занимают строго определенный стратиграфический интервал под макаровским горизонтом, и могут быть выделены в ранге самостоятельного биостратиграфического горизонта в составе фаменского яруса [Abramova, 1992; Барышев, Абрамова, 1996; Abramova, Artyushkova, 2004].

Кельвассерское биотическое событие, выразившееся в массовом вымирании многих таксонов разных групп фауны [Walliser, 1996], отчетливо фиксируется в южно-уральских разрезах. Оно отмечено коренной перестройкой биоты на рубеже конодонтовых зон linguiformis-triangularis.

Это событие выражено также в резком и кратковременном изменении литологического состава пород. Седиментологическими свидетельствами данного события в интервале зон linguiformis – Early-Middle triangularis, являются: а) образование брахиоподовых ракушняков (аскынский и ряузякский типы); б) черный битуминозный известняк, переполненный раковинами гониатитов (инзерский тип); в) стратиграфические перерывы разной продолжительности (установлены во всех типах в большинстве разрезов, кроме описанных ); г) появление турбидитов (зилаирский тип).

Вероятной причиной события стало эвстатическое понижение уровня Мирового океана, начавшееся в фазе linguiformis и достигшее максимума в фазе triangularis. Именно в это время в палеоокеаническом секторе южно-уральского океана после продолжительного "затишья" возобновляется активный островодужный вулканизм (бугодакская толща) с синхронным формированием конседиментационных олистостром и турбидитов (биягодинская толща) [Веймарн и др., 2002; Маслов, Артюшкова, 2002; Артюшкова, Маслов, 2005].

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 08-05-00575.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Абрамова А.Н.* Франский ярус западного склона Южного Урала : Препринт. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. 55 с.

*Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Стратиграфия "надмукасовских" отложений на Южном Урале или к вопросу о нижней границе зилаирской свиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 2. С. 60–77.

*Барышев В.Н., Абрамова А.Н.* Зональное расчленение верхнедевонских отложений западного склона Южного Урала по конодонтам // Ежегодник – 1995: Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. С. 26–30.

*Веймарн А.Б., Абрамова А.Н., Артюшкова О.В., Барышев В.Н., Дегтярев К.Е., Кононова Л.И., Маслов В.А., Мосейчук В.М., Пазухин В.Н., Пучков В.Н., Тевелев А.В., Шмелев И.В., Яркова А.В.* Корреляция разрезов фаменского яруса Южного Урала // Бюллетень МОИП. Отдел геол. 2002. Т. 77, вып. 1. С. 32–42.

*Домрачев С.М.* Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала. // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 61. 1952. С. 5–21.

*Марковский Б.П.* Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Материалы ВСЕГЕИ. № 8. 1948. С. 22–38.

*Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Екатеринбург. 2002. 198 с.

*Мизенс А.Г.* Стратиграфическое распространение брахиопод в пограничных франско-фаменских отложениях западного склона Южного Урала // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография / Материалы Всерос. конф. Казань: Казан. гос. ун-т, 2007. С. 210–213.

*Наливкин Д.В.* О геологическом строении Южного Урала // Записки Горного института. Т. 7. 1926. С. 71–95.

*Розман Х. С.* Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса Мугоджар и смежных районов // Труды ГИН. °1962. Вып. 50. 196 с.

*Решения* Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 26–27.

*Западный* Урал // Стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург, 1993. D. Лист 3.
*Девонские* образования // Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Ленинград, 1968. Лист 10.
*Западный* Урал // Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980. D. Лист 2.
*Юдина Ю.А.* Ринхонеллиды из барминских отложений западного склона Южного Урала // Палеонол. журн. 1997. № 5. С. 63–67.
*Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н.* Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. Уфа: ИГиГ УрО РАН, 2002. 160 с.
*Abramova A.N.* Frasnian/Famennian boundary in the South Urals // International Symposium on Devonian System and its Economic Oil and Mineral Resources: Abstracts. Yulin, 1992. P. 1–2.
*Abramova A.N., Artyushkova O.V.* The Frasnian/Famennian boundary in the Southern Urals // Geological Quarterly. 2004. V. 48, N 3. P. 217–232.
*Walliser, O.H.* Global events in the Devonian and Carboniferous // O.H. Walliser (Ed.). Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin: Springer Verlag, 1996. P. 225–250.

## ОСТРАКОДЫ ДЕВОНА САЛАИРА И КУЗБАССА

**Н.К. Бахарев**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; BakharevNK@ipgg.nsc.ru*

Все ярусы Международной стратиграфической шкалы девона на Салаире и в Кузнецком бассейне охарактеризованы богатыми и разнообразными комплексами остракод. В развитии остракод лохковского яруса выделяются два этапа, ранний – томьчумышско-петцевский и поздний – крековско-малобачатский. При этом малобачатский горизонт сопоставляется с пражским ярусом.

Томьчумышско-петцевский комплекс остракод по всему интервалу своего стратиграфического распространения имеет один и тот же видовой состав. Из 13 видов, установленных в сухой свите [Бахарев, 1984], 11 видов прослеживаются и в вышележащих отложениях томь-чумышского и петцевского горизонтов [Поленова, 1968]. Всего в томьчумышско-петцевском комплексе выявлено более 30 видов, наиболее характерными из которых являются представители родов: *Rozhdestvenskajites, Coelonellina, Aparchitellina, Uchtovia, Bashkirina, Scaphina, Bairdiocypris, Bairdiohealdites, Microcheilinella, Miraculum, Bairdia*.

Комплекс остракод крековского горизонта в значительной мере унаследованный от предшествующего комплекса [Поленова, 1970]. В нем представлен в основном тот же родовой состав, но появляются новые виды: *Aparchitellina propria* (Pol.), *Geisina*? *rara* Pol., *Microcheilinella ventrosa* Pol., *Bairdiocypris prodiga* Pol., которые доминируют в этом комплексе и прослеживаются в вышележащем малобачатском горизонте. Для малобачатского горизонта наиболее характерны представители родов Entomozoe и Cypridina, которые не встречены ни в более древних, ни в более молодых девонских отложениях Салаира и Кузнецкого бассейна.

Комплекс остракод эмсского яруса в значительной мере новый [Бахарев, 1987,1988; Бахарев, Базарова, 2004]. Он состоит из их разнофациальных ассоциаций и наиболее богат как по видовому составу (84 вида), так и по общей численности экземпляров. Стратиграфически снизу вверх в нем выделяются подкомплексы, характеризующие салаиркинский, беловский и шандинский горизонты, объединенне в теленгитский надгоризонт.

Салаиркинский подкомплекс остракод по латерали достаточно устойчивый, имеет один и тот же видовой состав. Его основу составляют 30 видов, которые впервые появились в этом горизонте. Из них 18 видов не выходят за его пределы, остальные 12 видов проходят в шандинский горизонт. К наиболее характерным видам относятся: *Coeloenellina costulata* Pol., *C. testata curta* Pol., *Bairdia proba* Pol., *B. subsingularis* Pol., *Bairdiocypris operosus* Pol., *B. acra* Rozhd., *Miraculum omraensis* Pol. in Rozhd., *M. tuberculatum simplex* Pol., *Haeldia parva* Pol, *Geisina vyasovskiana* Rozhd. Из них: *Coeloenellina costulata* Pol. приурочена только к нижней части, а *Coeloenellina testata curta* Pol. – к верхней части разреза рассматриваемого горизонта.

Беловский подкомплекс остракод менее богат и разнообразен по сравнению с салаиркинским. Он состоит из 23 видов. Его основу составляют 14 видов, впервые появившихся с основания горизонта и проходящих в шандинский горизонт. Наиболее характерные формы: *Furcilla furcata* Bakh., *Hollina* sp.1,

*Miraculum biclivosum* Bakh., *Tricornina robustirata* Blum., *Ctenoloculina* sp.1, *Parabolbinella* sp.1, *Acantoscapha brevicristata* Reynolds.

Шандинский подкомплекс остракод состоит из 64 видов и представлен тремя фациальными ассоциациями. В фации органогенно-обломочных и биогермных известняков установлено 29 видов, в фации аргиллито-известняковой – 32 вида, в фации плитчатых известняков – 36 видов. Ассоциации остракод конкретной фации достаточно устойчивы по латерали. В каждой из этих ассоциаций, наряду с видами, характеризующими только данную ассоциацию, присутствует значительное количество общих форм с одной из смежных ассоциаций и имеется группа видов, которая встречается во всех фациях шандинского горизонта. Наиболее характерные виды фации органогенно-обломочных и биогермных известняков – *Amphissites torguatus* Bakh., *A. concentricus* Bakh., *Hanaites hexagonalis* Bakh., *Miraculum sellidorsatum* Bakh.; фации аргиллито-известняковой – *Ctenoloculina longivellum* K. Zagora, *Furcilla distincta* Bakh., *Telengitia telengitica* Bakh.; фации плитчатых известняков –Ventricristina cristata Bakh., Rectella costata Pol., Hollinella unica Rozhd., *Bashkirina suavis* Rozhd., *Miraculum sellidorsatum* Bakh. Общие виды для всех трех фаций – *Miraculum bisulcatum* Bakh., *Bairdia crebra* Rozhd., *Saumella sokolovi* (Rozhd.), *Sulcicuneus salairicus* Bakh.

Комплекс остракод эйфельского яруса (мамонтовского горизонта) значительно беднее по видовому составу по сравнению с эмсским. Он состоит из 24 видов, которые установлены в песчано - аргиллитовой фации малосалаиркинских слоев и в органогенно-обломочных известняках как малосалаиркинских, так и пестеревских слоев [Ключевые разрезы.., 2004]. В карбонатных фациях из шандинского горизонта в мамонтовский переходят 4 формы: Sulcicuneus salairicus Bakh., Bashkirina aff. suavis Rozhd., Evlanella ex gr. mitis Adam., Thlipsura subfurca Pol. Все они здесь и заканчивают свое развитие. В мамонтовском горизонте появляется более 20 видов, большинство из которых первоначально установлены в более высоких (живетских) керлегешском и сафоновском горизонтах Салаира [Поленова, 1960; Бахарев, 1985]. К ним относятся: *Libumella circulata* Rozhd., *Sulcocavellina altshedatensis* Pol., *Bairdiocypris accuratus* Pol. Наиболее характерными видами мамонтовского комплекса, помимо отмеченных, являются: Aparchitellina monocornis (l. Egorova), *Akadellina* sp. A, *Bairdiocypris bisenbachi* Kromm., *Samarella reversa* Pol.

Комплекс остракод живетского яруса (керлегешский, сафоновский и мозаловско-китатский горизонты) в значительной степени унаследованный от мамонтовского горизонта. В нем установлено более 25 видов, среди них: *Bairdiocypris accuratus* Pol., *Hanaites mirabilis* (Pol.), *Microcheilinella mandelstami* Pol., *Sulcocavellina altchedatensis* Pol., *Saumella salairica* Bakh., *Bairdia safonovskiensis* Pol. являются общими для всех выше названных горизонтов. Виды: *Coeloenellina parva* Pol., *Microcheilinella mandelstami* Pol., *Bairdia aperta* Pol., *Bairdia tikhyi* Pol., *Ampuloides verrucosa* Pol. впервые описаны Е.Н. Поленовой [1952] из верхней части живетских отложений Русской платформы [Поленова, 1952]. Виды: *Phlyctiscapha* (?) *alta* Mosk., *Fellerites petchoricus* Mosk. установлены М.Н. Москаленко в верхнеэйфельских и живетских отложениях Тимано-Печорской провинции [Москаленко, 2001].

Комплекс остракод франского яруса составляют таксоны вассинского и соломинского горизонтов. Нижнефранский подкомплекс установлен в типовом разрезе вассинского горизонта по р. Изылы и в яйских и яя-петропавловских слоях Кузнецкого Алатау. Он представлен 14 видами, наиболее характерные из них: *Paraschmidtella* ? *isiliensis* Pol., *Knoxiella* ? *kochaiskiensis* Pol., *Moorites legibilis* Pol., *Uchtovia cyrlinae* Pol., *Indivisia semilukiana* Egor., *Bairdia vassinoensis* Pol., *B. carinata* Pol., *B. lacunosa* Rozhd., *B kynovensis* Rozhd., *Bairdiocypris accuratus* Pol. Верхнефранский подкомплекс остракод выявлен в мелководных коралловых известняках шубкинской свиты и в соломинском горизонте по правому борту р. Томь. В шубкинской свите продолжает существовать большинство видов раннефранского подкомплекса и лишь Pribylites domanicus Pokorny впервые появляется с этого уровня. В соломинском горизонте на этом уровне появляются три новых вида рода *Amphissites*, *Bairdia obligua* Rozhd., *Microcheilinella peculiaris* Rozhd. et Netch., *Buregia* sp.1, *Hollinella valentinae* Egor., *Bicornellina bolchovitinovae* Zasp.

Комплекс остракод фаменского яруса установлен в средней части пешеркинского горизонта. Он представлен многочисленными экземлярами, но всего шестью видами. Из них один вид рода Amphissites проходит из нижележащих отложений, остальные виды (*Knoxiella* aff. *domanica* Rozhd., *Acratia* sp., *Sulcatiella* sp., *Kozlovskiella* sp.) впервые появляются на этом уровне.

## ЛИТЕРАТУРА

*Бахарев Н.К.* Остракоды сухой свиты (нижний девон, Салаир) // Палеонтология и биостратиграфия палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 71–79.

*Бахарев Н.К.* Живетские остракоды Салаира // Микрофауна фанерозоя Сибири и смежных регионов. Новосибирск: Наука, 1985. С. 35–48.
*Бахарев Н.К.* Новые виды остракод из теленгитского надгоризонта (девон Салаира) // Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя Сибири и смежных регионов. Новосибирск: Наука, 1987. С. 105–110. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 651).
*Бахарев Н.К.* Новые роды и виды палеокопидных остракод теленгитского надгоризонта (девон, Салаир) // Фауна и стратиграфия палеозоя Средней Сибири и Урала. Новосибирск: Наука, 1988. С. 36–44. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 718).
*Бахарев Н.К., Базарова Л.С.* Силурийские и девонские остракоды рода *Miraculum*: новые виды, филозоны // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2004. № 6–7. С. 75–87. (Прил. к журн. Геология и геофизика. Т. 45).
*Ключевые* разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 104 с.
*Москаленко М.Н.* Среднедевонские остракоды Тимано-Печерской провинции.: СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2001. 230 с.
*Поленова Е.Н.* Остракоды верхней части живетского яруса Русской платформы // Микрофауна СССР. Сборник V. М. : Гостоптехиздат, 1952. С. 65–156.
*Поленова Е.Н.* Девонские остракоды Кузнецкого бассейна и Минусинской котловины. М.: Гостоптехиздат, 1960. 139 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 152).
*Поленова Е.Н.* Остракоды нижнего девона Салаира. Томьчумышский горизонт. М.: Наука, 1968. 154 с.
*Поленова Е.Н.* Остракоды позднего силура и раннего девона Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1970. 104 с.

## ГРАНИЦА КАРБОНА И ПЕРМИ В ТЯНЬ-ШАНЕ (В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ ФОРАМИНИФЕР)

**Ф.Р. Бенш[1], О.Б. Орлова[2]**

*[1]Институт Геологии и геофизики АН РУз, Ташкент, Узбекистан*
*[2]Тель-Авивский Университет, Зоологический Музей, 69978Израиль;*
*e-mail: olgaorl@post.tau.ac.il*

В Тянь-Шане пограничные отложения карбона и перми представлены шельфовыми, преимущественно терригенными образованиями (песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко конгломератами), с прослоями и пачками разнообразных известняков (песчанистых, глинистых, пелитоморфных). Органогенные известняки (биостромы, биогермы) приурочены к более высоким частям разреза – к средней и верхней зонам ассельского яруса. Полностью карбонатные разрезы верхнего карбона и нижней перми находятся в Юго-Западном Дарвазе.

В 1992 г. в Ообщей стратиграфической шкале (ОСШ) изменено положение границы карбона и перми [Постановление…, 1992]. В фузулиноидной шкале эта граница официально принята между зонами Daixina bosbytauensis – Daixina robusta и Schwagerina vulgaris – Schwagerina fusiformis (s. str.), которые до 1984 г. рассматривались как подзоны в составе зоны Schwagerina vulgaris – Schwagerina fusiformis (s. lato). В пределах Средней Азии новая граница карбона и перми устанавливается только в карбонатных разрезах Юго-Западного Дарваза [Давыдов,1984], где в составе зоны Schwagerina vulgaris – Schwagerina fusiformis (s. lato) выделены обе зоны. В карбонатно-терригенных разрезах Тянь-Шаня комплекс зоны Occidentoschwagerina alpina – Licharevites paranitidus, с которой начинаются отложения перми, является единым, и по положению в разрезе сопоставим с комплексом зоны Schwagerina vulgaris – Schwagerina fusiformis (s. lato) в ее прежнем объеме.

В опорном для Тянь-Шаня разрезе Карачатыра подстилающие отложения верхнего карбона относятся к зоне Ruzhenzevites (?) ferganensis (старое название зоны Pseudofusulina ferganensis или Eoparafusulina ferganensis) [Orlov-Labkovsky et al., 2007], коррелируемой с зоной Daixina sokensis ОСШ [Постановление…, 1992]. Отложения, содержащие этот комплекс, представлены в нижней части (600–700 м) флишоидным переслаиванием песчаников и алевролитов (при преобладании алевролитов), содержащих редкие прослои известняков (слой 12, исключая первые 60 м, и слой 13 разреза Сайбулак – Булаксай). К нижней части флишоидной толщи приурочен биогерм горы Дастар. Верхняя часть разреза (150–175 м) образована песчаниками и известняками с редкими алевропелитами (сл. 14, мощность 78 м), которые выше по разрезу сменяются алевропелитами с линзочками и прослоями песчаников и известняков (сл. 15, мощность 69–95 м) [Бенш, 1972, Бенш и др., 1975]. Наиболее полный зональный комплекс приурочен к известнякам г. Дастар, где установлены *Triticites vulgaris*

M.-Macl., *T. pseudorhodesi* Bensh, *Dutkevitchia dastarensis* (Bensh), *D. complicata* (Schellw.), *D. lancetiformiss* (M.-Macl.), *Rugosofusulina stabilis* Raus., *Kahlerella* ex gr. *alpina* (Schellw.), *Ruzhenzevites* (?) *ferganensis* (Dutk.), *R.* (?) *olgae* (M.-Macl.), *R.* (?) *subcylindrica* (Bensh) и др. Тот же комплекс, но более бедный по систематическому составу находится в песчанистых и глинистых известняках флишоидной толщи. В известковистых песчаниках и известняках верхней толщи (слой 14) доминируют те же виды рода *Ruzhenzevites*, но чаще встречаются *Triticites pseudorhodesi*, появляются формы очень близкие к *Triticites ventricosus* Meek et Hayden, спорадически встречаются *Jigulites* sp., *Daixina* (*D.*) *vasilkovskyi* Bensh, *D.* (*Bosbytauella*) *bosbytauensis* Bensh.

В комплексе зоны Occidentoschwagerina alpina – Licharevites paranitidus появляются первые представители родов *Occidentoschwagerina*, *Licharevites*, *Pseudofusulinoides*. Кроме видов – индексов присутствуют *O. chatcalica* Bensh, *O.* cf. *kokpectensis* Scherb., *Licharevites* aff. *nitidus* Kahl.et Kahl., *Pseudofusulinoides subobscurus* Bensh и *P. parasecalicus* (Chang), появляются *Rugosofusulinoides paravalida* (Bensh), *Daixina bipartite plicatissima* Bensh, *D. diafana* Bensh, *Dutkevitchia bimorpha* (Bensh) и первые *Dunbarinella*, представленные видами *D. paragregaria* (Raus.) и *D. elegans* (Bensh). Из нижележащей зоны сюда проходят редкие *Triticites vulgaris* M.-Macl., *T. pseudorhodesi* Bensh, *Rugosofusulina stabilis* Raus., *Dutkevitchia* ex gr. *complicata* (Schellw.), *D. dastarensis* (Bensh), *Kahlerella* ex gr. *alpina* (Schellw.), *Daixina* (*Bosbytauella*) *bosbytauensis* Bensh, многочисленные *Ruzhenzevites* и близкие к ней виды. Швагерины в этом комплексе отсутствуют. Однако по материалам Тянь-Шаня устанавливается, что виды группы Licharevites paranitidus являются фациально-викарирующими по отношению к группе Schwagerina vulgaris. Род *Schwagerina* приурочен к чистым, часто водорослевым известнякам и связан с зонами устойчивого карбонатного осадконакопления, а род *Licharevites* (Davydov, sensu Bensh), отличающийся от швагерин сильно и беспорядочно складчатыми перегородками по всей длине раковины – к песчанистым и глинистым известнякам, образование которых происходило при преимущественно терригенной седиментации. Отложения, содержащие комплекс зоны Occidentoschwagerina alpina – Licharevites paranitidus, представлены алевропелитами, песчаниками и известняками. Преобладают пачки, в которых алевропелиты содержат прослои мелкозернистых, часто известковистых песчаников и песчано-глинистых известняков с разнообразными остатками макро- и микрофауны. В нижней части разреза обособляется пачка частого переслаивания алевропелитов, известковистых песчаников и глинистых и песчанистых известняков, а в верхней части – пачка разно- и мелкозернистых песчаников, в подошве с прослоем глинистого известняка, содержащего раковинный детрит.

Стратиграфически выше комплекс зоны Occidentoschwagerina alpina – Licharevites paranitidus сменяется зоной Schwagerina moelleri – Pseudofusulina fecunda. Граница между зонами совпадает с появлением в разрезе выдержанных по простиранию слоев (пачек) биоморфно-слоистых водорослевых и детритовых известняков, к которым приурочен наиболее характерный зональный комплекс – *Alpinoschwagerina saibulakensis* Bensh, *A. turkestanica* Bensh, *Schwagerina shamovi* Scherb., *Pseudoschwagerina uddeni* Beede et Knikper. Присутствуют *Triticites convexus* Bensh, *Rugosofusulinoides directa* (Bensh), *Kahlerella alpina gigantea* (Bensh), *Dunbarinella elegans* (Bensh), *Pseudochusenella pseudopointeli* (Raus.) и др.

Пачки карбонатных пород (мощностью от 5.6 до 22 м) хорошо прослеживаются по простиранию на северном крыле и восточном замыкании синклинали. Разделяющие их пачки алевропелитов в прослоях глинисто-песчанистых известняков содержат разнообразные дуткевичии, руженцевитесы, эопарафузулины и псевдофузулиноидесы, среди которых появляются *Dutkevitchia splendida* (Bensh), *Ruzhenzevites parasolida* (Bensh), *R. karatchatyrica* (Bensh), *Pseudofusulinoides subobscurus* Bensh.

В Северной Фергане (южный склон Босбутау, юго-восточный склон Чаткальского хр. в междуречье Падшаата – Чанач и восточная часть Кассанского грабена) наиболее полный комплекс зоны Occidentoschwagerina alpina – Licharevites paranitidus приурочен к слоистым известнякам, среди которых преобладают пелитоморфные, мелкокомковатые, реже разнодетритовые и водорослево- фораминиферовые разности (чаначские слои мамайской свиты мощностью до 100 м). В известняках постоянно присутствуют *Daixina bosbytauensis*, *D. vasilkovskyi*, но наиболее характерные формы, определяющие зону, представлены *Occidentoschwagerina chatcalica*, *Pseudofusulinoides regularis*, *P. postpusilla*. В составе комплекса определены: *Triticites paraplummeri* Bensh, разнообразные *Rugosofusulina* (*R. postprisca* Bensh, *R. aktjubensis mutabilis* Bensh), *Rugosofusulinoides paravalida* (Bensh), *Dutkevitchia tachygrada* (Bensh), *D. distincta* (Bensh), *Dunbarinella paraervinensis* (Bensh) и др. На южном склоне Босбутау, этот комплекс появляется вместе с первыми прослоями известняков, залегающими над базальными конгломератами мамайской свиты (здесь свита лежит с размывом на известняках нижнего карбона и терригенных породах верхнемосковского яруса карбона). В районе р. Падшаата по тектоническому контакту в нижнюю часть разреза мамайской свиты вклиниваются терригенные породы с прослоями глинистых известняков, содержащих гжельские виды *Rugosofusulina* (s. lato) *praevia orientale* Bensh, *R.* (s. lato) *procera* Bensh. Ранее [Бенш, 1962] этот тектонический блок ошибочно включался в

состав мамайской свиты и рассматривался как свидетельство возрастного скольжения основания свиты в интервале гжельского – ассельского ярусов. В разрезе р. Чанач, между базальными конгломератами и известняками чаначских слоев, находится плохо обнаженный интервал разреза (264 м), где встречаются изолированные выходы алевролитов и песчаников, содержащих редкие прослои известняков с *Dutkevitchia* ex gr.*complicata* (Schellw.) и *Ruzhenzevites ferganensis* (Dutk.), которые не противоречат отнесению данной части разреза к зоне Occidentoschwagerina alpina – Licharevites paranitidus. Это подтверждается находкой *Licharevites* cf. *paranitidus* ниже чаначских известняков в пачке песчаников по р. Чанач, а западнее по Бурасаю (Кассанский грабен), где известняки чаначских слоев расслаиваются песчаниками с появлением единичных *Schwagerina* ex gr. *vulgaris* и примитивных *Eozellia* sp. Как и в Карачатыре, во всех разрезах Северной Ферганы комплекс зоны Occidentoschwagerina alpina – Licharevites paranitidus сменяется зоной Schwagerina moelleri – Pseudofusulina fecunda, установленной в унгартауских слоях (толстослоистые и массивные известняки).

Аналогичный разрез с такой же зональной последовательностью установлен в хр. Нарынтау по р. Ичкесу и р. Боронды-Восточная). В этом непрерывном разрезе зона Ruzhenzevites (?) ferganensis не доказана. Эквивалентные ей отложения предполагаются в средней части нарынтауской свиты, где в толще (400 –450 м) переслаивания алевролитов и песчаников часто встречаются скопления раковин двустворок, гастропод и остатки растений (стефанская флора по М.Д.Залесскому). Зона Occidentoschwagerina alpina – Licharevites paranitidus выделяется в верхней части нарынтауской свиты (~ 350 м). Отличается от нижележащих слоев свиты присутствием среди переслаивающихся алевролитов и песчаников, прослоев песчанистых и водорослевых известняков, к которым приурочены фузулиноидеи. Принадлежность к указанной зоне определяют *Occidentoschwagerina* ex gr. *kokpectensis* Scherb., *O*. cf. *tianshanensis* (Chang), *Pseudofusulinoides subobscurus* Bensh, *Ps*. *parasecalicus* (Chang), *Licharevites* (?) sp. В сопутствующем комплексе находятся *Triticites vulgaris* M.-Macl., *T*. ex gr. *convexus* Bensh, *Ruzhenzevites ferganensis* (Dutk.), *R. olgae* (M.-Macl.). Зона Schwagerina moelleri – Pseudofusulina fecunda в Джамантау, Байбичетау и Нарынтау известна в байбичетауской свите, для которой характерны слоистые и массивные органогенные известняки, расслаиваемые песчаниками, алевролитами и известняковыми конгломератами [Бенш, 1983, Бенш и др., 1989].

Однако в разрезе Ичкесу первые слои с фауной зоны Schwagerina moelleri – Pseudofusulina fecunda появляются примерно на 415 м ниже подошвы байбичетауской свиты, где еще преобладают терригенные породы и, судя по частому присутствию слюдистых и известковистых песчаников, можно предполагать аналог арпинской свиты (подстилает байбичетаускую свиту в одноименных горах). В пачке песчанистых и глинистых известняков (мощностью около 28.5 м), с которой начинается зона Schwagerina moelleri – Pseudofusulina fecunda установлены: *Triticites* sp., *Daixina ulukensis* Bensh, *Schwagerina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Occidentoschwagerina* ex gr. *kokpectensis* Scherb., *Pseudofusulina* (s.lato) *fecunda asiatica* Bensh, *Ps*. (s. lato) *primitiva* Scherb., *Dunbarinella inconstans* (Scherb.), *D*. cf. *paragregaria* (Raus.), *Pseudochusenella pseudopointeli* (Raus.). В вышележащих прослоях песчанистых и водорослевых известняков из этой толщи почти всегда присутствует *Occidentoschwagerina kokpectensis* Scherb. Реже встречаются: *Schwagerina* sp., *Pseudofusulinoides subobscurus* Bensh, *Ruzhenzevites* aff. *olgae* (M.-Macl.), *R*. cf. *karachathyrica* (Bensh), единичные *Triticites convexus* Bensh, *Daixina* cf. *vasilkovskyi* Bensh, *Pseudofusulina* (s. lato) *primitive* Scherb. Наиболее полный зональный комплекс содержится в нижней части (около 103 м) байбичетауской свиты, где в органогенных известняках определены *Alpinoschwagerina aequalis* (Kahl. et Kahl.), *A*. cf. *popovi* Bensh, *A*. aff. *rotundata* Bensh, *Pseudoschwagerina muongthensis* Depr., *Ps*. cf. *uddeni* Beede et Knik., *P*. aff. *beedei* Dunb. et Skin и др. Верхняя часть этой свиты относится к зоне Schwagerina glomerosa.

Таким образом, в пограничных отложениях карбона и перми Средней Азии выделяются два типа разрезов – Тянь-шаньский (карбонатно-терригенный) и Дарвазский (карбонатный).

В пределах Средней Азии новое положение границы карбона и перми устанавливается только в карбонатных разрезах Юго-Западного Дарваза. В Дарвазе, следуя принятым решениям МСК, граница карбона и перми проведена в основании зоны Schwagerina vulgaris – Schwagerina. fusiformis (s. str.) или между зонами Daixina bosbytauensis – Daixina robusta и Schwagerina vulgaris – Schwagerina fusiformis (s. str.), т. е. внутри бывшей одноименной зоны в ее широком понимании.

В разрезах Тянь-Шаня новое положение границы карбона и перми должно проходить внутри единого комплекса зоны Occidentoschwagerina alpina – Licharevites paranitidus, которая не подразделяется более дробно. Поэтому мы оставляем положение границы карбон–пермь на прежнем уровне: в основании зоны Occidentoschwagerina alpina – Licharevites paranitidus, эквивалентной зонам Daixina bosbytauensis – Daixina robusta и Schwagerina vulgaris – Schwagerina fusiformis (s. str.).

В карбонатно-терригенных отложениях Тянь-Шаня граница устанавливается по появлению родов *Occidentoschwagerina*, *Licharevites* (sensu Bensh) и единичных *Schwagerina* и *Eozellia*.

## ЛИТЕРАТУРА

*Бенш Ф.Р.* Позднекаменноугольные и раннепермские фузулиниды Северной Ферганы. // Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов. Кн.1. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962. С. 186–252.

*Бенш Ф.Р.* Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы // Ташкент: Изд-во ФАН АН УзССР, 1972. С. 1–146.

*Бенш Ф.Р.* Фузулинидовые зоны и ярусное расчленение верхнего карбона и нижней перми Средней Азии. Ташкент: Изд-во ФАН, 1983. 273 с.

*Бенш Ф.Р., Дженчураева А.В., Михно Н.М., Румянцева З.С., Соловьева М.Н., Орлова О.Б.* Зональная схема карбона Средней Азии по данным изучения фораминифер // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1989. С. 48–57.

*Бенш Ф.Р., Захаров Е.Ф., Цапенко М.Н., Гончар А.Д.* Низкие предгорья Алайского хребта. Горы Карачатыр. Верхний карбон и нижняя пермь в прибрежно-морской фации // Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Средней Азии (рус., англ.). М.: Наука, 1975. С. 65–86.

*Давыдов В.И.* Зональные подразделения верхнего карбона Юго-Западного Дарваза // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т.59, вып. 3. С. 41–56.

*Постановление* Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб.: МСК. 1992. Вып. 26. С. 52–56.

*Orlov-Labkovsky O., Bensh F.R., Mikhno N.M.* Revision of Carboniferous Foraminiferal zonation of Middle and South Tien-Shan // Th.E. Wong (Ed.). Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, the Netherlands, 10–16 August 2003. Amsterdam: Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, 2007. P. 305–316.


# ОТПЕЧАТКИ ЭУКОНОДОНТОВЫХ ЖИВОТНЫХ В НИЖНЕКАРБОНОВЫХ СЛАНЦАХ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА


**Г.И. Бурий[1], А.П. Касаткина[2], А.В. Журавлев[3]**

*[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,*
*690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159; e-mail: buryi@mail.ru*
*[2]Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,*
*690041, ул. Балтийская, 43; e-mail: apkas@mail.ru*
*[3]Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геолого-разведочный институт*
*191014, Санкт-Петербург, Литейный просп.,39; e-mail: stratigr@mail.wplus.net*


Более 150 лет назад в морских отложениях Прибалтики, относимых к ордовику, Хр. Пандером были обнаружены микроскопические зубовидные элементы неизвестного животного, названные конодонтами. Установлено, что конодонты встречаются в породах морского происхождения, в возрастном интервале от кембрия до триаса (включительно) и имеют такой же фосфатный состав, как у зубов рыб и других позвоночных. С. Бенгтсон [Bengtson, 1976] первый обнаружил отличие внутреннего строения и способа образования трех морфологических разновидностей конодонтовых зубных элементов и отнес их к разным гистологическим типам: протоконодонтам, параконодонтам и эуконодонтам. Х. Шанявский [Szaniawski, 2002, 2005] показал, что самые древние кембрийские конодонтовые элементы, протоконодонты, являются щетинками хетогната (Chaetognatha). По нашим предположениям, к параконодонтам, возможно, относятся ископаемые зубчики тех же хетогната. По-видимому, только зубные элементы эуконодонтового типа могут принадлежать ротовому аппарату до сих пор проблематичного животного – эуконодонтоносителя. Первый отпечаток эуконодонтового животного, содержащего в головной части зубной аппарат с *Clydagnathus*? cf. *cavusformis* Rhodes, Austin et Druce был обнаружен в 1983 г. Е. Кларксоном в нижнекарбоновых отложениях Грантона, Шотландия [Briggs et al., 1983]. Позже еще шесть экземпляров эуконодонтовых животных были найдены в том же прослое ленточного известняка с отпечатками креветок среди нижнекарбоновых песчаников Грантона вблизи г. Эдинбурга, Шотландия [Aldridge et al., 1986, 1993]. Пять отпечатков эуконодонтовых животных плохой сохранности известны из нижнеордовикских сланцев Сум (Soom) Южной Африки [Aldridge, Theron, 1993], а также один из силурийских доломитов Waukesha в Северной Америке [Mikulic et al., 1985]. Судя по первому отпечатку из Грантона, это животное имело длинное (около 40 мм), узкое (около 2 мм) червеобразное тело с отчетливой головой, на которой наблюдаются парные округлые структуры.

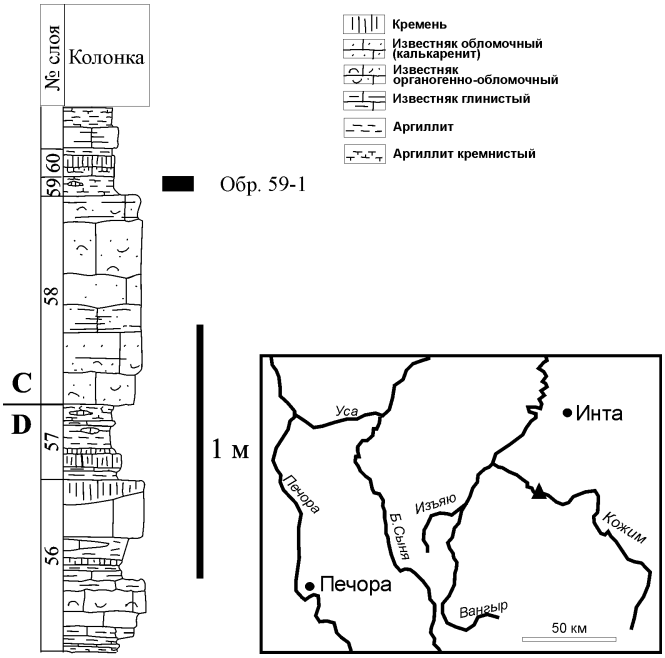



**Рис. 1.** Геологическая колонка и схема расположения разреза (отмечено треугольником) нижнекарбоновых отложений бассейна р. Кожим (Приполярный Урал) [Sobolev et al., 2000].

Внутреннее строение туловища эуконодонтовых животных, видимое у большинства отпечатков, характеризуется сериально повторяющимися мускульными поперечными структурами, иногда пересекающими две продольные срединные линии. Отпечаток из силурийских доломитов Waukesha оказался вскрытым по внешней стороне тела, на которой видны сегментовидные структуры.

В России полный отпечаток эуконодонтового животного впервые был открыт в отложениях нижнего карбона северного Урала [Zhuravlev, 1997]. Находка обнаружена в разрезе на р. Кожим (Приполярный Урал, нижнетурнейский ярус, зона sulcata, глубоководные фации шельфового склона) (рис. 1). Разрез характеризуется присутствием тонкослоистых кремней и карбонатных сланцев, содержащих разрозненные эуконодонтовые зубные элементы, а также естественные spathognathid эуконодонтовые комплексы различных тафономических типов. В тонком прослое черного углистого аргиллита (обр. Tz-59-1/95) А.В. Журавлевым был обнаружен отпечаток эуконодонтового животного. По его данным, тело этого животного состоит из червеобразного, сжатого с боков туловища, которое имеет нерегулярные поперечные морщины и удлиненные узлы, образующие похожие на сегментацию структуры. В верхней части образца рядом с туловищем, но за его пределами находится комплекс зубных *S*-элементов. Наблюдаются части трех S-элементов с hindeodellian зазубренностью и сильно наклонными зубчиками.

Нами исследован образец углистого аргиллита из нижнекарбоновых отложений Приполярного Урала, в котором А.В. Журавлевым найден отпечаток эуконодонтового животного. Обнаружено еще несколько отпечатков молодых экземпляров эуконодонтовых животных, отличающихся размерами, ориентировкой и сохранностью. Наиболее крупный и хорошо сохранившийся экземпляр (обнаруженный А.В. Журавлевым) имеет длину около 4.8 мм, ширину на уровне головы – 0.4 мм, ближе к хвостовому отделу – 0.25 мм (рис. 2). Судя по размерам, это неполовозрелое животное; его тело в результате захоронения оказалось слегка изогнутым в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Рассматриваемый отпечаток эуконодонтового животного состоит из головы, туловища и хвоста. Голова слабо дифференцирована от туловища. На расстоянии 0.2 мм от верхнего края головы находятся парные H-элементы, или округлые скелетные прикрепительные пластины [Бурий, Касаткина, 2005]. Туловищный отдел характеризуется присутствием 37 поперечных мускульных сегментов, ориентированных в большинстве случаев перпендикулярно оси тела эуконодонтового животного [Kasatkina, Buryi, 2007]. Далее следует кончик хвоста, на котором по бокам ануса видны характерные для всех эуконодонтовых животных длинные лучи. Позади терминального конца тела этого животного наблюдается голова другого, более молодого экземпляра, туловище которого изгибается и переходит в другую плоскость.

Особенностью эуконодонтовых животных из Приполярного Урала являются их очень маленькие размеры. Самый крупный из них почти в десять раз мельче животного из Грантона. В то же время полный, сравнительно хорошей сохранности уральский отпечаток позволит составить представление о поверхностном строении эуконодонтовых животных что, несомненно, будет иметь большое значение для определения их положения в системе животного царства. Наличие на туловище поверхностных поперечных сегментовидных структур (аннеляции) впервые дает возможность полного их изучения. Также впервые на этом отпечатке наблюдаются несколько экземпляров взаимодействующих эуконодонтовых животных, что, несомненно, является ценным материалом для формирования в дальнейшем наших представлений об их экологии и образе жизни.

Находка первых в России эуконодонтовых животных в нижнекарбоновых отложениях р. Кожим Приполярного Урала пополнила мировую коллекцию уникальных отпечатков мягких тканей этого вымершего

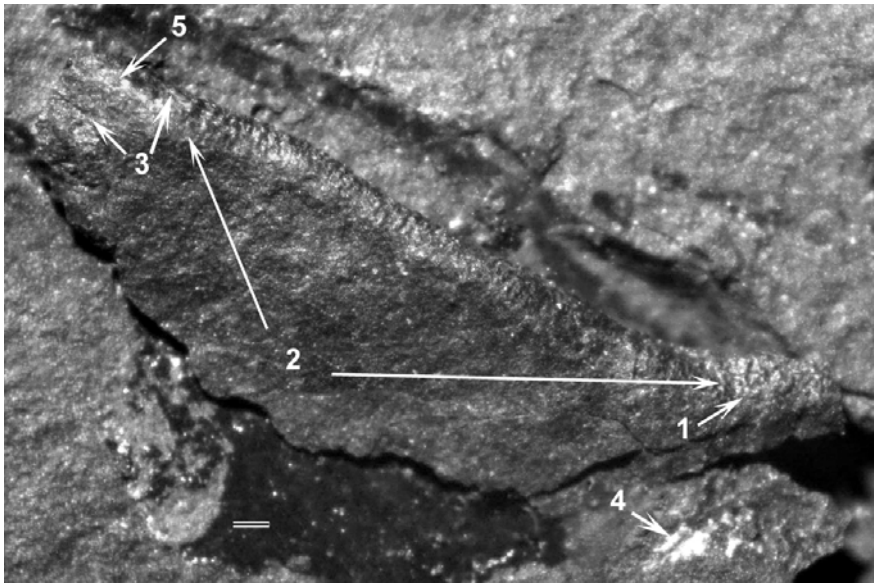



**Рис. 2.** Первый отпечаток эуконодонтового животного (экз. DVGI 2007. Tz-59-1/1):
1 – голова с рельефным выступом округлой структуры (прикрепительный H элемент), 2 – туловище с поперечными сегментами, 3 – хвостовые лучи, 4 – комплекс зубных S элементов, 5 – голова другого более мелкого отпечатка. Масштаб 0.2 мм.

и до сих пор еще загадочного организма, которое относили ко многим группам животного мира. На основании детальных сравнительно-морфологических исследований экземпляров, имеющихся в нашей коллекции, и всех, ранее обнаруженных отпечатков из Шотландии, Южной Африки, Северной Америки, можно заключить, что эуконодонтовые животные не принадлежат ни к хетогната, ни к хордовым животным [Бурий, Касаткина, 2007]. Наиболее вероятно, что это самостоятельный тип – Euconodontophylea Kassatkina et Buryi 1997 [Касаткина, Бурий, 1997].

*Настоящая работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 06-04-96051.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Бурий Г.И., Касаткина А.П.* Сравнительно-морфологический анализ округлых фосфатных структур эуконодонтов и их функциональное значение // Палеонтол. журн. 2005. № 1. С. 54–58.

*Бурий Г.И., Касаткина А.П.* Морфологические особенности эуконодонтовых животных – доказательство их особого положения в системе органического мира // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: Материалы Всероссийской конференции, 25–27 сентября 2007 г. Казань: Казан. гос. ун-т, 2007. С. 35–39.

*Касаткина А.П., Бурий Г.И.* Chaetognata – новый надтип животных и его положение в системе животного царства // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 6. С. 843–845.

*Aldridge R.J., Theron J.N.* Conodonts with preserved soft tissue from a new Ordovician Konservat-Lagerstatte // J. Micropaleontol. 1993. V. 12. P. 113-117.

*Aldridge R.J., Briggs D.E.G., Clarkson E.N.K.., Smith M.P.* The affinities of conodonts – new evidence from the Carboniferous of Edinburgh, Scotland // Lethaia. 1986. V. 19, N 4. P. 279–291.

*Aldridge R.J., Briggs D.E.G., Smith M.P., Clarkson E.N.K., Clark N.D.L.* The anatomy of conodonts // Philos. Trans. Roy. Soc. London. Ser. 5. 1993. V. 340. P. 405–-421.

*Bengtson S.* The structure of some Middle Cambrian conodonts and the early evolution of conodont structure and function // Lethaia. 1976. V. 7. P. 185–206.

*Briggs D.E.G., Clarkson E.N.K., Aldridge R.J.* The conodont animal // Lethaia. 1983. V. 26, N 1. P. 1–14.

*Kasatkina A.P., Buryi G.I.,* Muscular system of euconodont animals and their systematic position (Euconodontophylea) // Zoosystematica Rossica. 2007. V. 15, N 2. P. 229–235.

*Mikulic D.G., Briggs D.E.G., Kluessendorf J.* A Silurian soft-bodied biota // Science. 1985. V. 228, N 4700. P. 715–717

*Sobolev D.B., Zhuravlev A.V., Tsyganko V.S.* Stop 8. Upper Devonian – Lower Carboniferous succession on the Kozhym River // Subpolar Urals Field Trip: Guidebook. Supplement to Special Publ. 6 of Ichthyolith Issues. 2000. P. 101–111.

*Szaniawski H.* New evidence for the protoconodont origin of chaetognaths // Acta Palaeontol. Polon. 2002. V. 47, N 3. P. 405–419.

*Szaniawski H.* Cambrian chaetognatha recognized in Burgewss Shale fossils // Acta Paleontol. Polon. 2005. V. 50, N 1. P. 1–8.
*Zhuravlev A.V.* Tournaisian (Lower Carboniferous) conodont natural assemblages (Northern Urals) // Palaeozoic strata and fossils of the Eurasian Arctic / Ed. by A. Ivanov, M.Wilson, A.Zhuravlev. Ichthyolith issues, Special Publ. 1997. P. 52–53.

# ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ СТЕПЕНИ КАТАГЕНЕЗА РАССЕЯНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

**А.Н. Вертюх, В.И. Филиппов**

*Черниговское отделение Украинского государственного геологоразведывательного института (ЧО УкрГГРИ), 14000, Чернигов, ул. Щорса, 8; e-mail: vertjukh@golsi.net*

Катагенез рассеянного органического вещества (РОВ) является одним из важных показателей при прогнозировании залежей нефти и газа. Впервые связь между нефтегазоносностью и катагенезом органического вещества была установлена по углям и изложена в известной теории коэффициента углерода. Согласно этой теории основные залежи нефти и газа находятся там, где коэффициент углерода (С %) имеет сравнительно небольшие значения и стадию "метаморфизма" углей не выше "жирных" (Ж). Однако нефть и газ обычно образуются в разных фациальных зонах, где использование углей для этой цели практически исключено. В последние годы широко распространились методы петрографического изучения степени катагенеза РОВ по отражающей способности витринита. Внедрению метода отражающей способности в изучении степени катагенеза РОВ способствовали работы И.И. Аммосова, Н.Б. Вассоевича, С.Г. Неручева и других [Аммосов, 1961; Неручев и др., 1976]. Большое внимание в этих работах уделено изучению степени катагенеза РОВ в связи с прогнозом нефтегазоносности.

Однако на площадях, где отсутствуют породы для оптического определения катагенеза (уголь, углистые сланцы, аргиллиты, с углефицированными растительными остатками) этот метод имеет ограниченное применение. Поэтому нами, учитывая высокую насыщенность микроспорами разных типов фаменских, а кое-где и франских пород девона, применялся палинологический метод определения катагенеза РОВ [Вертюх, Филиппов, 2002]. При этом особое внимание уделялось составу, сохранности, количеству, цвету миоспор и другим свойствам РОВ. Сопоставление стадий катагенеза вмещающих пород, которые получены методом оптического определения отражающей способности витринита на площадях Днепровско-Донецкой впадины, со стадиями, полученными палинологическим методом, дало очень хорошие результаты: 98 % (полное совпадение – 79 %, близко (в одной стадии) – 19 %), не совпадает – 2 %.

Уровень катагенеза органического вещества и оценка изменения физических изменений оболочек микроспор определялись по известной методике Л.В. Ровниной [1980]. Микроспоры, как составная часть РОВ в процессе литогенеза под влиянием палеотемператур и давления поддаются последовательным изменениям, что отражается, в первую очередь, на изменении цвета их оболочек. Следовательно, степень катагенетических изменений ОВ и цвет оболочек миоспор являются показателем максимальных палеотемператур, влиянию которых подвергалась та или иная осадочная толща. Согласно упомянутой выше методике, индексы изменения цвета микрофитофоссилий (ИЦМ) увязаны со стадиями литогенеза осадочных пород, палеотемпературами и нефтегазоносностью [Аммосов, 1961], а также со шкалой градаций катагенеза осадочных образований [Неручев и др., 1976]. Семибалльная шкала изменения цвета миоспор на основании сопоставления цвета микрофитофоссилий с данными определения отражающей способности ($R_1^0$, %) витринита из тех же отложений, позволяет определить другие постоянные величины – выход летучих ($V_1^в$, %) и количество углерода в ОВ (С, %), которые характеризуют в целом состояние изменения органического вещества в осадочной породе (табл. 1).

На основе обобщения материалов исследований была построена карта катагенетических изменений девонских отложений северной и южной прибортовых зон ДДВ.

В целом, в южной прибортовой зоне ДДВ в девонских отложениях зональность РОВ изменяется от $МК_1$(Д) до $МК_5$(ОС) (табл. 2). Наблюдается следующее соответственное увеличение: $МК_1$(Д) – 10 %, $МК_2$(Г) – 19 %, $МК_3$(Ж) – 28 %, $МК_4$(К)–$МК_5$(ОС) – 43 % на глубинах до 4 км, $МК_2$ и $МК_3$ до 5 км, $МК_4$–$МК_5$ до 6 км (максимум попадает на глубины в интервале 4–5 км) по надсолевым отложениям; по межсолевым отложени-

Таблица 1

**Определение степени катагенеза рассеянного органического вещества (РОВ)**

| По И.И. Аммосову и др. [Ровнина, 1983] | | По Н.Б. Вассоевичу и др. [Ровнина, 1983] | | Шкала градаций цвета микрофитофоссилий по Л.В. Ровнинаой [1980] | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Стадия литогенеза | Стадия, градация | Группа | Фаза нефте-газоносности | Индекс цвета | | Цвет микро-фитофоссилий |
| Диагенез | ДГ | Торфяная | | 1 | | Бесцветный с зеленоватым оттенком |
| Протокатагенез (ПК) | $ПК_1$ | Буроугольная | | a b c | 2 | |
| | $ПК_2$ | | | a b c | 3 | Желтый и желтовато-оранжевый с красноватым оттенком |
| | $ПК_3$ | | | | | |
| Мезокатагенез (МК) | $МК_1$ | Длиннопламенная | Главная фаза нефтеобразования | a b c | 4 | Темно-желтый с коричневатым оттенком |
| | $МК_2$ | Газовая | | a b c | 5 | Светло-коричневый |
| | $МК_3$ | Жирная | | | | Коричневый |
| | $МК_4$ | Коксовая | Главная фаза газообразования | a b c | 6 | Темно-коричневый |
| | $МК_5$ | Тощие слабоспекающиеся | | 7 | | Черно-коричневый |
| Апокатагенез (АК) | $АК_1$ | Тощие спекающиеся | | | | До черного |
| | $АК_2$ | Ярко выраженная анизотропия | | | | |
| | $АК_3$ | | | | | |

ям максимум попадает на степень катагенеза $МК_3$ в интервале глубин 3–4 км $МК_4$–$МК_5$ на глубинах 4–5 км; по подсолевым – $МК_3$ на глубинах до 3 км и $МК_4$–$МК_5$ на глубинах 4–5 км.

Обратная зональность катагенеза наблюдается для северной прибортовой зоны ДДВ. Если на юге степень катагенеза в целом увеличивается с глубиной, то на севере сравнительно низкие значения степени катагенеза. Для надсолевых отложений максимальные фиксируются на глубинах 4–5 км ($МК_1$) и 4–6 км ($МК_2$), одиночные определения степени катагенеза $МК_3$ (5–6 км), $МК_4$ (4–5 км), $МК_5$ (5–6 км). По межсолевым и подсолевым отложениям определения степени катагенеза прерывисты. Максимально часто встречается стадия $МК_1$ на глубинах 4–5 км, эпизодично $МК_2$ (4–5км) для межсолевых отложений и одиночные $МК_1$ (до 4 км) и $МК_2$ (4–5 км) для подсолевых. Для межсолевых и подсолевых отложений девона определений катагенеза стадий $МК_3$-$МК_5$ по раскрытым разрезам не зафиксировано.

По исходному типу РОВ керогеновые фации колеблются от гумусового (группа углистая) до значительно реже встречаемой кутиновой, что характерно для франских отложений; и от гумусового до сапропелево-лейптинитового и сапропелевого (группа от углисто-кутиновой до альгинитовой) для фаменских пород.

Содержание ОВ, его генетический тип и степень катагенетической трансформации дают основание отнести девонские отложения к нефтегазообразующим.

Таким образом, анализируя катагенетические изменения органического вещества по прибортовым зонам ДДВ можно сделать следующие выводы:

1. Зональность катагенеза РОВ северной и южной прибортовых зон ДДВ неодинакова. В северной максимум сравнительно низких значений катагенеза $МК_1$ и $МК_2$ по надсолевым отложениям попадает на глубины 4–5 км, а в южной на глубинах 4–5 км фиксируются значения $МК_4$–$МК_5$, т. е. высокая степень катагенеза. По межсолевым и подсолевым отложениям зональность имеет прерывистый характер для обеих зон. Для северной – максимум значений $МК_1$ и $МК_2$ попадает на глубины 4–5 км, стадий катагенеза $МК_3$–$МК_5$ на глубинах до 5 км не зафиксировано. В южной зоне на этих же глубинах стадии катагенеза выше: $МК_3$, $МК_4$ и $МК_5$.

2. ОВ пород под влиянием температур и давления прошло определенный диапазон катагенетических изменений от стадии $МК_1$ (кое-где ПК) до $МК_5$, что подтверждается физическими показателями. При этом геологический возраст имеет незначительное влияние.

Катагенетические изменения имеют последовательный характер при относительно равномерном увеличении показателей с глубиной, хотя и наблюдается рост степени катагенеза при относительно небольшой

Таблица 2

**Распределение степени катагенеза РОВ по глубинам**

| Степень катагенеза РОВ | Распределение по глубинам, % | | | |
|---|---|---|---|---|
| | до 3 км | 3–4 км | 4–5 км | 5–6 км |
| ПК–$МК_1$ | 51 | 31 | 26 | 5 |
| $МК_2$ | 44 | 52 | 37 | 31 |
| $МК_2$–$МК_3$ | 2 | 8 | 11 | 5 |
| $МК_3$–$МК_4$ | – | 9 | 24 | 54 |
| $МК_5$–$АК_1$ | 3 | – | 2 | 5 |

глубине и уменьшение на относительно большой (5–6 км). Также наблюдаются значительная разница на уровнях близко расположенных площадях при одинаковой глубине залегания и даже в пределах одной площади. Это можно объяснить тем, что катагенетические изменения органического вещества зависят от влияния физико-химических процессов, связанных с периодическими колебаниями поверхности осадков по отношению к уровню воды при осадконакоплении, а также разными типами растительных ассоциаций, их гелификацией или биохимической углификацией при диагенезе.

Все это требует объяснения. Одно из них может базироваться на том факте, что площади расположены над глубинными разломами в докембрийском фундаменте. Возможно, движение по ним происходило и позже, и они могли быть подводящими каналами тепла и глубинных эманаций. Одно из наиболее вероятных объяснений повышения катагенеза пород на разных уровнях глубин связывается с коллизионными процессами, которые происходили на границах геоблоков Украинского кристаллического щита и Воронежской антеклизы и более-менее совпадали с указанными выше зонами [Кононенко и др., 1999]. При притирании этих блоков в любом варианте (поддвига или надвига на ДДВ) активно проходил процесс динамометаморфизма, происходило повышение сжатия блоков и поступление значительного количества тепла. Естественно, что при этих условиях породы в описанных зонах подвергались большему метаморфизму, чем на соседних территориях. Кроме того, на осадочный материал девонского времени, смывавшийся с приподнятых участков и переотлагавшийся на их склонах в более позднее время, также действовал жесткий метаморфизм. Эти процессы усиливали степень катагенеза пород, расположенных в пределах данных коллизионных швов. Недостаточный же уровень катагенеза с глубиной объясняется отсутствием глубинного тепла.

На основании обобщения материалов сделана попытка выявления закономерностей распределения нефти и газа по степеням катагенеза РОВ, глубинам и стратиграфическим комплексам ДДВ [Вертюх, Филиппов, 2005].

Так, максимум (83 %) запасов нефти приходится на стадию протомезокатагенеза ПК(Б)-$МК_1$(Д) и резко уменьшается к стадии $МК_2$(Г). На более высоких стадиях залежи нефти не встречены.

Максимум нефтегазоконденсатных залежей приурочен к отложениям, которые находятся на стадиях катагенеза $МК_2$(Г) – 51 %, $МК_1$(Д) – 35 % и уменьшается до 14 % на стадии $МК_3$(Ж).

Распределение газовых залежей почти аналогично распределению нефтегазоконденсатных. Оно характеризуется постепенным повышением залежей от 24 % на стадии ПК(Б)–$МК_1$(Д) до 34 % на стадии $МК_2$(Г), далее плавно уменьшается до 28 % на стадии $МК_3$(Ж) и до 14 % на стадии $МК_4$(К).

В отложениях с более высокой стадией катагенеза $МК_5$(ОС)–$АК_1$ залежей углеводородов по всем комплексам не встречено.

Все эти данны, в какой-то мере схематические, несомненно, показывают правильный порядок распределения залежей УВ в зависимости от степени катагенеза, который определяет стадийность нефтегазообразования и миграции углеводородов.

Установление связи между нефтегазоносностью и катагенезом вмещающих пород представляет несомненный интерес и, как один из факторов, может способствовать оценке нефтегазоносности региона.

## ЛИТЕРАТУРА

*Аммосов И.И.* Стадии изменения осадочных пород и парагенетические отношения горючих ископаемых // Сов. геология. 1961. № 4. С. 7–21.

*Вертюх А.Н., Филиппов В.И.* О катагенезе палеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Материалы X Всерос. палинол. конф. “Методические аспекты палинологии”. М., 2002. С. 42–43.

*Вертюх А.Н., Филиппов В.И.* Закономерности распределения залежей нефти и газа в Палеозойских отложениях ДДВ и их зависимость от степени катагенеза органического вещества // Материалы XI Всерос. палинол. конф. “Палинология: теория и практика”. М.: ПИН, 2005. С. 42–43.

*Ровнина Л.В.* Методика определения исходного типа и уровня катагенеза органического вещества палинологическим методом // Современные аспекты применения палинологии. Тюмень, 1983. С. 34-38. (Труды ЗапСиб НИГНИИ; вып. 178).

*Кононенко Л.П., Савченко В.И., Филиппов В.И., Вертюх А.Н.* Условия осадконакопления и катагенез верхневизейских отложений ДДВ // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 149–159.

*Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В.* О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием // Труды XXV сессии Международного геологического конгресса. Докл. сов. геологов. Горючие ископаемые. Москва: Наука, 1976. С. 47–62.

*Ровнина Л.В.* Палинологический метод определения уровня катагенеза органического вещества // Палинология в СССР. М.: Наука, 1980. С. 20–22.

## НАХОДКИ ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ ХИЩНЫХ ГРИБОВ ИЗ ЛАХАНДИНСКОЙ МИКРОБИОТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ СИБИРИ

**Т.Н. Герман, В.Н. Подковыров**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2; e-mail: vpodk@mail.ru*

В последние годы появилось большое количество публикаций о времени первого появления и времени дивергенции разных ветвей органического мира Земли. Данные молекулярной филогении расходятся с данными палеонтологии. Молекулярные часы предполагают раннюю колонизацию суши около 600 млн лет и указывают, что зеленые водоросли и основные линии грибов уже существовали 1 млрд лет тому назад [Heckman et al., 2001], а расхождение линий животных и грибов вероятно имело место около 965 млн лет тому назад [Hedges, Kumar, 2003; Padovan et al., 2005]. Однако использование метода молекулярных часов имеет существенные ограничения [Simonetta, 2007] и реальные представления о ранних стадиях эволюции органического мира докембрия могут быть получены лишь на основе достоверных палеонтологических находок.

В палеонтологической летописи известны достоверные споры, конидии, склероции, плодовые тела и гифы, обнаруженные в отложениях от четвертичного до позднепалеозойского возраста. Следует отметить незначительное количество палеомикологических публикаций о находках ископаемых грибов из более древних отложений, что возможно связано как с отсутствием остатков хорошей сохранности, так и с трудностями идентификации этих полиморфных организмов.

Грибам свойственно колоссальная репродуктивность, наличие самых разных способов размножения и приспособляемость к самым разным условиям среды обитания. Принимая во внимание, что оболочка грибов имеет хорошую устойчивость к разрушению, это дает исследователю объекты иного качества, а именно микрофоссилии.

Из лахандинской микробиоты отмечались ископаемые находки с характерными признаками грибов зигомицетов [Герман, 1979]. Это зигоспора, проросшая длинной неветвящейся нитью, с зародышевым спорангием на конце, зигоспоры, связанные с утолщенными, ветвящимися суспензорами, и споры в обертке из суспензоров. Многочисленные скопления ископаемых темных сфер с характерными сорусами интерпретируются как репродуктивные структуры грибов миксомицетов, вегетативное тело которых целиком преобразуется в органы спороношения. Обнаруженные колонии почкующихся клеток сравнили с типом почкования, наблюдаемого у современных дрожжевидных грибов [Герман, 1979; Герман, Подковыров, 2006]. Из этой же микробиоты происходят ниже представляемые, новые находки грибных остатков, обнаруженные в отложениях игниканской свиты лахандинской серии р. Маи Учуро-Майского региона Юго-Восточной Сибири (возраст отложений 1015–1025 млн лет). Обнажение № 34а расположено на левом берегу р. Мая в 5 км ниже устья ручья Ытырында.

Микрофоссилии представлены в виде сетчатого мицелия, образованного анастомазирующими гифами шириной 50 мкм. Гифы обладали способностью роста по направлению вперед и обратно к гифам. Так был сформирован мицелий из четырех замкнутых колец, неодинаковых по размерам и не идеально правильной формы, поскольку на гифах, к тому же, наблюдаются полукруглые выступы (см. таблицу, фиг. 3). Интенсивно

разветвленные гифы без перегородок, обладали способностью формировать дополнительные боковые ветви разной длины, с характерным вздутием в вершине (см. таблицу, фиг. 2). Минимальная наблюдаемая длина латеральных ветвей колеблется от 250 до 500 мкм, наибольшая длина – 1000 мкм. С возрастанием длины, по всей видимости, происходило изгибание ветвей по направлению к несущей их родительской гифе. При их контакте происходило слияние гиф с образованием замкнутого пространства в виде кольца. Образование нескольких слитых между собой колец придавало мицелию сетчатую морфологию.

Специфичностью мицелия ископаемых грибов является налипание с двух сторон каждой гифы и вокруг колец рассеянного органического детрита с захватом узких, видимо бактериальных нитей, фрагмента небольшой колонии одноклеточных, с истонченной их оболочкой и множества мелких сфер диаметром 10 – 12.5 мкм. Предполагается, что налипание связано со способностью этих организмов к выделению липкой слизистости. Морфология и вышеприведенные особенности ископаемых организмов отражают признаки, наблюдаемые среди современных хищных грибов, живущих в почве или в воде. Они охотятся на нематод, амеб, личинок мелких насекомых.

Отмеченный выше процесс развития мицелия у лахандинских грибов в большой мере сопоставим с развитием анастомазирующих разветвлений у докембрийских акантоморфных акритарх рода *Tappania* из ранненеопротерозойской формации Wynniat, о-в Виктория, северо-запад Канады [Butterfield, 2005]. Анализ большой популяции этих акритарх показал, что эти многоклеточные организмы способны к дифференциации. Выросты акритарх несут на себе сеть разветвленных нитей. Эти нити имеют перегородки и боковые шишковидные (knob-like) отростки. Ответвления так же сливаются с образованием замкнутого пространства [Butterfield, 2005, с. 170] (см. таблицу, фиг. 4). Автором высказано предположение о возможной близости акритарх современным нематофаговым грибам, среди которых существует группа хищных грибов, так называемых “nematode – trapping fungi”. Схема развития таких грибов, по Н. Баттерфилду [Butterfield, 2005], приведена в таблице, фиг. 4.

Свыше 200 видов современных зигомицетов, аскомицетов и базидиомицетов используют специальные структуры для захвата почвенных нематод. Наиболее широко распространены хищные грибы среди семейства Orbiliaceae, Ascomycota [Schmidt et al., 2007]. Известно несколько типов приспособлений для захвата пищи [Yang et al., 2007]. Наиболее распространенный способ, когда в течение нескольких часов близкого контакта с нематодами, рассеянный мицелий этих грибов спонтанно дифференцируется в функциональные структуры (трапы – traps). Кроме того, гифы формируют клейкие сидячие полушаровидные клетки (knobs), которые развиты на прямом стволике и обычно близко расположены друг к другу вдоль гифы. При контакте с нематодой гифы выделяют клейкую жидкость и таким образом прикрепляются к жертве, затем образуются идущие внутрь тела гаустории. Другой способ заключается в образовании ловчих колец для захвата нематоды и другой разной живности. Такое кольцо у современных грибов состоит из трех клеток, кольцо быстро утолщается, внедряется в нематоду, убивает и переваривает ее.

Ископаемые хищные грибы недавно обнаружены в янтаре возрастом 100 млн лет [Schmidt et al., 2007]. Как и современные, ископаемые грибы имеют ловчие кольца, но есть отличие в структуре этих колец. У современных грибов ловчее кольцо состоит из трех клеток, а у ископаемых – из одной. Одна из стадий развития раннемеловых грибов представлена колониями почкующихся клеток, указывая на свойственный грибам диморфизм, что исключительно важно для выживания организмов в разной среде обитания [Schmidt et al., 2007]. Часть жизни гриба проходит в жидкой среде в виде дрожжевидного почкования. В случае изменения водного баланса гриб развивает нитевидный мицелий [Schmidt et al., 2007].

Изученные рифейские микрофоссилии характеризуются тем, что гифы не имеют перегородок и у них не обнаружено признаков диморфизма. Колонии почкующихся клеток, морфологически близкие дрожжевидным клеткам, ранее были установлены в лахандинской микробиоте. Они выделены в род *Eosaccoromyces* [Герман, 1979; Герман, Подковыров, 2006]. Микрофоссилии этого рода возможно родственны рассматриваемым мицелиальным грибам, но обнаружены в другом образце из нерюенской свиты.

Новые находки рифейских грибов важны и интересны, поскольку представляют собой проявление новой формы органической жизни в докембрии. Видообразование проходит через формообразование, как основной путь эволюции грибов [Мацкевич, 1981]. Образование сетчатого мицелия, наличие гиф с дополнительными структурами, предназначенными для активного образа жизни, четко выражены в их морфологии. Многие грибы с сетчатым мицелием не образуют сеть спонтанно; они являются более сапрофитными видами, чем нематофаговыми. Образование сетчатых приспособлений возникает лишь в присутствии нематод или субстанции животного происхождения, известной как “nemin” [Yang Y. et al., 2007]. Каковыми были ископаемые грибы из лахандинской биоты определить невозможно.

Современные хищные грибы по данным молекулярных часов, как предполагается, произошли от их (нехищного) аскомицетного предка примерно 900 млн лет (Padovan et al., 2005). Грибы, спонтанно образующие специальные ловчие структуры, представляют собой эволюционно более приспособленную и эффективную ветвь грибов, с большим потенциалом питания и выживания в условиях низко продуктивной среды. Хищные грибы рассматриваются как пример конвергентной эволюции [Yang Y. et al., 2007].

## ЛИТЕРАТУРА


*Бурзин М.Б.* Древнейший хитридиомицет (Mycota, Chytridiomecetes Isertae sedis) из верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1993. С. 21–33.

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

*Герман Т.Н., Подковыров В.Н.* О грибах в позднем рифее // Палеонтол. журн. 2006. Т. 40, № 2. С. 89–95.

*Мацкевич Н.В.* Спонтанная изменчивость и кариология несовершенных грибов. М.: Наука,1981.183 с.

*Butterfield N.J.* Probable Proterozoic Fungi // Paleobiology. 2005. V. 32, N 1. P. 165–182.

*Heckman D.S., Geiser D.M., Eidel B.R., Stauffe R. L., Kardos N. L., Hedges S.B.* Molecular Evidence for the Early Colonization of Land by Fungi and Plants // Sci. 2001. V. 293. P. 1129–1133.

*Hedges S.B., Kumar S.* Genomic clocks and evolutionary timescales // Trends Genet. 2003. V. 19, N 4. P. 200–206.

*Padovan A.C.B., Sanson G.F.O., Bronstein A., Briones M.R.S.* Fungi evolution revised: Application of the penalized likelihood method to a Bayesian Fungal filogeny provides a new perspective on phylogenetic relationships and divergence dates of ascomycota groups // Jour. Molecular Evolution. 2005. V. 60, N 6. P. 726–735.

*Schmidt A.R., Dorfelt H., Perrichot V.* Carnivorous Fungi from Cretaceous Amber // Science. 2007. V. 318, N 5857. P. 1743.

*Simonetta A.M.* A reliable absolute molecular clock, is it possible? // The Rise and Fall of the Vendian (Ediacaran) Biota. Origin of the Modern Biosphere. M.: GEOS, 2007. P. 64–66.

*Yang Y., Yang E., An Z., Liu X.* Evolution of nematode-trapping cells of predatory fungi of the Orbiliaceae based on evidence from rRNA-encoding DNA and multiprotein sequences // PNAS. 2007. V. 104. P. 8379–8384.


## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Изученная коллекция микофоссилий из отложений игниканской свиты лахандинской серии верхнего рифея Учуро-Майского региона Восточной Сибири хранится в лаборатории палеонтологии и хемостратиграфии при Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) под номером 7-III.08.

Приведенные в таблице микрофоссилии, происходят из пробы (7-34а-76) разреза лахандинской серии, игниканской свиты, расположенной на левом берегу р. Мая. Номер образца расшифровывается: 7 – порядковый номер образца, 34а – номер обнажения, 76 – год сбора проб.

**Таблица**

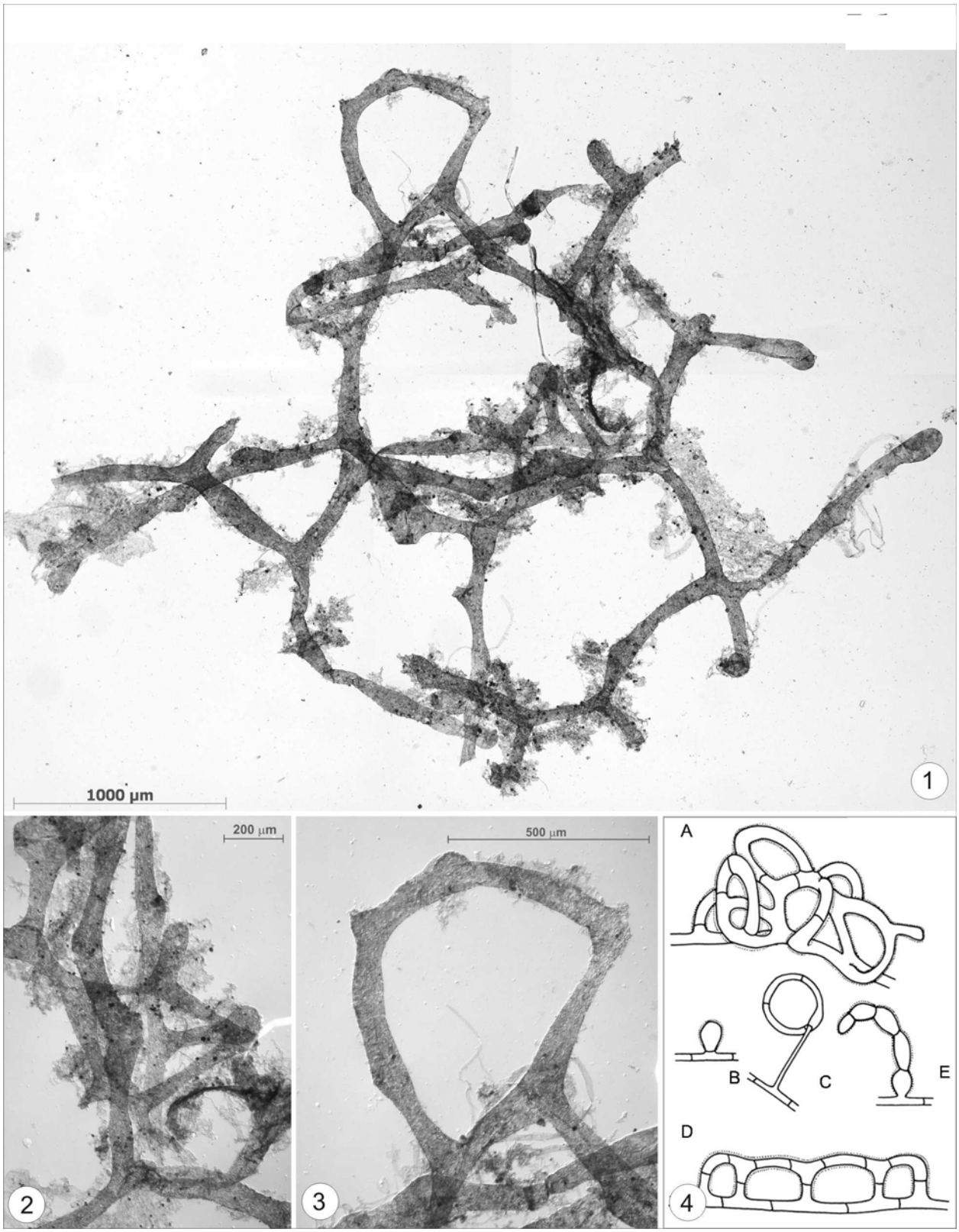
Фиг. 1. Интенсивно разветвленные и направленные в разные стороны гифы, образующие сетчатый мицелий с налипанием тонкодисперсного детрита. Гифы имеют нерегулярные полукруглые вздутия (? knobs); экз. № 7-III.08.

Фиг. 2. Увеличенный фрагмент центральной части мицелия с тонкодисперсным детритом вокруг гиф и с налипанием множества мелких сферических клеток. Гифы несут трапповые структуры. Видно характерно вздутие в вершине одного выроста; экз. № 7-III.08.

Фиг. 3. Часть мицелия вокруг замкнутого кольца с полукруглыми “knobs-like” структурами; экз. № 7/1-Ш.08

Фиг. 4. Трапповые гифы современных нематофаговых грибов, включающие: липкие клетки (B – knobs), ветви (E), линейная сеть (D), и ячеистая сеть (A), кольцо из трех клеток (C). A, *Arthrobotrys*; B-E, Dactylella (Butterfield, 2005).

**Таблица**



# КОМПЛЕКСЫ ОСТРАКОД ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

**Т.В. Гонта**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; GontaTV@ipgg.nsc.ru*

Ордовикские отложения северо-запада Сибирской платформы детально изучались в двух областях– в разрезе на р. Кулюмбе и в Норильском районе, где они вскрыты многочисленными скважинами. Из этих районов были собраны богатые коллекции остракод, впервые изученные А.В. Каныгиным [Каныгин и др., 1977; Ордовик …, 1982; Ядренкина и др., 2006]. Автором в 2005–2006 гг. были проведены детальные сборы остракод на р. Кулюмбе, которые дополнили и уточнили данные о составе комплексов остракод и в частности впервые были найдены остракоды долборского горизонта [Гонта, Каныгин, 2006]. Боле детально были изучены также коллекции остракод из скважин Норильского района, переданные автору А.В. Каныгиным.

Наиболее древние остракоды этой территории известны из верхней части **кимайского** горизонта (ильтыкская свита). Таксономический состав этих комплексов не богат и представлен немногочисленными видами родов *Aparchitella* и *Leperditella*, однако плотность популяций очень высокая.

Следующий комплекс обнаружен в самой верхней части гурагирской свиты. На р. Кулюмбе в 1.5 метровой пачке известковистых алевролитов и аргиллитов, сопоставляемой с **муктейским** горизонтом, совместно с лингулидами и беззамковыми брахиоподами найдены многочисленные остракоды, относящиеся к новому роду. Это также однообразные моновидовые сообщества с очень высокой плотностью популяций. Аналоги этого комплекса известны из разрезов стратотипической местности на р. Лене (район пос. Кривая Лука).

На территории Норильского района муктейский комплекс остракод значительнее разнообразней. Однако их находки крайне редки и плохой сохранности. Здесь обнаружены единичные, зачастую неопределимые *Dogoriella* sp., *Cherskiella* sp., *Aparchitella* sp., *Conchoprimitia* sp., *Planusella* sp., *Tsitrites* sp., *Kinnekulea* sp., *Maraphonia* sp.

**Волгинский** горизонт (ангирская свита), ознаменовался взрывным ростом биоразнообразия и появлением многочисленных новых таксонов, главным образом бентосных групп фауны, в том числе остракод. Для нижней части горизонта наиболее типична ассоциация остракод – *Soanella maslovi* V. Ivanova., *Egorovella defecta* V. Ivanova и *Egorovella cuenata* V. Ivanova, представители которой относятся к наиболее часто встречающимся не только на территории Сибирской платформы, но также и в смежных регионах (Верхояно-Чукотская складчатая область и Таймыр), и не выходят за пределы волгинского горизонта. На р. Кулюмбе совместно с этими формами встречены редкие *Primitiella parvula* V. Ivanova, и *Eochilina* sp. Несколько выше (пачка 8) в массовом количестве появляются первые *Sibiritella rara* V. Ivanova, и *S. costata* V. Ivanova. Выше по разрезу (пачка 9-12) отмечаются многочисленные *Schmidtella spinosa* Kanygin, и единичные находки *Djuktellina concava* Melnikova, *Sibiriobolbina moieroensis* V. Ivanova et Melnikova и *Soanella* sp. Все эти виды с разной степенью сохранности и в различных количественных соотношениях продолжают встречаться и в верхней части горизонта. Обновление комплексов в верхней половине горизонта не значительные, здесь отмечаются единичные находки *Euprimites plenus* V. Ivanova, *Eochilina convexa* Kanygin, *Mjagkovaella diversa* Melnikova, *Egorovella lamellata* Kanygin, *Sibiriobolbina ivari* V. Ivanova et Melnikova, *Egloniella longissima* V. Ivanova, *Bodenia longiscula* Kanygin, *Primitiella* sp. и др. Появление всех перечисленных видов происходит хаотично и более или менее равномерно по всей толще. Кроме того, большинство из них в данном разрезе не получают широкого распространения.

На территории Норильского района (скв. СП-3 Огонерской площади) остракоды получены из четырех уровней. 1. Инт. 192.6–188.1 м: здесь в массовом количестве обнаружены формы среди которых резко преобладают *Egorovella defecta* V. Ivanova и *E. cuenata* V. Ivanova; вид *Soanella maslovi* V. Ivanova в данном разрезе также занимает доминирующую позицию, но по сравнению с предыдущими видами представлен относительно меньшим количеством раковин, кроме перечисленных видов здесь также обнаружены *Hallatina dentata* V. Ivanova, *Tallinella* sp., *Heslandites* sp., *Tvaerenella* sp., *Oepicella* sp., *Sigmobolbina* sp., но они в разрезе занимают резко подчиненное положение. 2. Инт. 184.2–179.6 м: с этим уровнем связано первое появление вида *Sibiritella rara*; среди остракод нижележащего комплекса встречаются *Egorovella defecta*, *E. cuenata* и *Soanella maslovi*. 3. В инт. 179.6–175.4 м определены немногочисленные *Scutumella caliginosa* Kanygin. 4. Инт. 175.4–175.0 м: на этом уровне существенных

изменений комплексов остракод не происходит; кроме форм, известных из нижележащих отложений, здесь обнаружены лишь единичные раковины *Coelochilina* sp.

**Киренско-кудринский** горизонт также содержит обильные комплексы остракод, образующих устойчивые ассоциации, обнаруживающиеся во всех районах распространения отложений этого возраста. Среди остракод, характеризующих отложения киренско-кудринский возраста на р. Кулюмбе, следует отметить виды *Quadrilobella recta* V. Ivanova, *Q. aprilobata* V. Ivanova., *Schmidtella dorsicostata* V. Ivanova, *Fidelitella unica* V. Ivanova, *Primitia annae* V. Ivanova, *P. abundans* V. Ivanova, *Pribylina sulcifera* V. Ivanova, *Parenthatia sellata* V. Ivanova, *Mjagkoviella diversa*, *Egloniella longissima*. Далее по разрезу следуют пестроцветные аргиллиты и алевролиты амарканской свиты. В этой части разреза в основании пачки 10 появляются *Ginella prmitiformis* V. Ivanova, часто образующие массовые гнездообразные скопления. Во второй половине горизонта видовой состав комплексов остракод остается неизменным, и только в верхней части разреза их количественный и качественный состав резко сокращается. В этих слоях известны лишь гладкие формы: *Leperditella* sp., *Aparchites* sp.

Комплексы остракод Норильского района отличаются несколько более обедненным видовым составом. В нижней части горизонта (инт. 150.3–152.0 м) остракоды редки и представлены единичными раковинами *Fidelitella unica*, *Quadrilobella* aff. *recta*, *Martinssonospis* sp. и *Aparchites* sp. плохой сохранности. Далее следует интервал (около 20 м), не охарактеризованный органическими остатками. В инт. 129.5–128.0 м появляются типично киренско-кудренские формы, среди которых преобладают *Ginella primitiformis* V. Ivanova, *Quadrilobella recta*, *Fidelitella unica* и *Pribylina levis* V. Ivanova. Представители родов *Planusella*, *Leperditella*, *Aparchites* и *Primitia* здесь представлены единичными, зачастую неопределимыми экземплярами. В инт. 124.8–124.5 м определены *Schmidtella dorsilobata*, *Quadrilobella recta*, *Fidelitella unica* и *Pribylina levis*. В инт. 123.4–123.7 м отмечается появление редких *Fidelitella simplex* V. Ivanova.

Отложения **чертовского** горизонта (загорниская свита) на р. Кулюмбе вскрываются серией расчисток. Основание горизонта сложено кварцевыми песчаниками и алевролитами зеленовато-серыми, тонкослостыми иногда листоватыми. В этой части разреза остракоды крайне редки и представлены, как и в нижележащих слоях, только гладкими формами. Верхняя часть представлена преимущественно известняками темно-серыми до черных, комковатыми и песчаниками серыми и темно-серыми, известковистыми тонкозернистыми. В известняках содержатся многочисленные остатки трилобитов, брахиопод, остракод, конодонтов, гастропод, криноидей и др. Среди остракод наиболее многочисленны *Bodenia aspera* V. Ivanova, *Egorovella captiosa* V. Ivanova, *Coelochilina laccochilinoides* V. Ivanova в меньшем количестве встречаются *Parenthatia* sp., *Glandites* sp. и *Leperditella* sp. В прослоях песчаника обнаружены остракоды того же состава, но в гораздо более меньшем количестве, чем в известняках. Верхние уровни горизонта характеризуются появлением большого количества раковин *Egorovella admirabilis* Kanygin. хорошей сохранности.

На территории Норильского района к чертовскому горизонту относится пачка алевролитов, песчаников, часто известковистых и известняков, содержащих богатые комплексы брахиопод, трилобитов, остракод и конодонтов. Граница с нижележащими отложениями киренско-кудринского горизонта отчетливая и установлена в подошве тонкого (0.04–0.1 м) прослоя лимонитизированных ржаво-коричневых алевролитов. Выше, в пачке алевролитов (инт. 544.4–543.4 м), обнаружены многочисленные остракоды *Bodenia aspera* V. Ivanova, *Egorovella captiosa*, *Coelochilina laccochilinoides*. Стратиграфически выше, в инт. 542.8–542.0 м, появляются редкие *Tsitrites gloriosus*, *Euprimitia* sp. и *Aparchitella* sp. Появление вида *Egorovella admirabilis* Kanygin.установлено в средней части горизонта (инт. 540.2–539.3 м), кроме того, с этим интервалом связаны также единичные находки раковин *Martinssonospis multifaria* V. Ivanova.

Остракоды **баксанского** горизонта отличаются своеобразными морфологическими особенностями и представляют особый экотип. Наиболее характерным представителем остракод этого времени является вид *Parajonesites notabilis* V. Ivanova, встречающийся практически во всех областях развития отложений баксанского возраста. Вместе с ним на р. Кулюмбе встречаются *Euprimites helenae* V. Ivanova, *Planusella intricata* Kanygin, *P. bicornis* V. Ivanova, *Laccochilina obtusa* Kanygin, *Aparchitella procera* V. Ivanova, *Jonesites mirus* V. Ivanova, *Costoprimites textilis* V. Ivanova, *Aparchitella major* V. Ivanova, несколько видов родов Sigmobolbina, Coelochilina, Laccochillina и др. Они в больших количествах встречаются во всех прослоях органогенно-оболомочных известняков и в виде ядер и отпечатков наблюдаются в аргиллитах и алевролитах.

Комплексы остракод баксанского горизонта из Норильского района более разнообразны. В основании горизонта, в прослое известняка (инт. 535.5–535.2 м) обнаружены *Coelochilina laccochilinoides*, *C. formosa* Kanygin, *Euprimitia helenae* и *Aparchitella* sp. В аргиллитах, залегающих непосредственно на известняках

(инт. 535.2–534.0 м), кроме остракод нижележащего комплекса встречаются *Jonesites mirus* V. Ivanova и *Costoprimites indiligens* и *Aparchitella major* V. Ivanova. На уровне 533.0 м установлены редкие *Jonesites* sp. и *Coelochilina* sp плохой сохранности. Стратиграфически выше, в интервале 532.0–530.8 м, происходит значительная смена комплексов. Здесь обнаружены многочисленные *Parajoenesites notabilis*, *Aparchitella procera*, *Planusella bicornis* и редкие *Glandites* sp., *Petalina* sp. Остракоды, характеризующие нижнюю половину горизонта, в этом интервале не представлены ни одним видом. В кровле пачки (инт. 522.4–514.4 м.) появляются не многочисленные *Glandites bulbosus* V. Ivanova, среди ранее известных видов здесь определены лишь *Parajoenesites notabilis* и *Planusella bicornis*.

**Долборский** горизонт на р. Кулюмбе представлен серией обнажений, отделенных друг от друга небольшими тектоническими нарушениями. В основании обн. ВК-726 отмечаются первые представители – *Bichilina sibirica* Melnikova и *Dolborella composita* V. Ivanova. Из нижележащих отложений здесь определены *Parajonesites notabilis*, *Jonesites mirus*, *Planusella intricata*, *Euprimites helenae* и *Laccochilina obtusa* Kanygin, которые также встречаются и в нижележащих отложениях. Несколько выше, в пачке 2, отмечается появление видов *Reticulochilina dedalea* V. Ivanova, *Laccochilina tumefacta* Kanygin и *Dogoriella culumbensis* Melnikova. Дальнейшие изменения комплекса остракод наблюдаются в обн. ВК-727 и ВК-728. В первом обнажении совместно с видами остракод из нижележащих слоев встречаются *Primitiella spinosa* Kanygin, во втором – отмечается появление многочиленных *Dolborella plana* V. Ivanova и *Sigmobolbina bucera* Kanygin.

В Норильском районе долборский горизонт сложен темно-серыми аргиллитами с прослоями органогено-обломочного известняка. В основании пачки (инт. 512.9–515.1 м) остракоды редки и зачастую не определимы. Здесь обнаружены единичные *Laccochilina tumefacta*, *Coelochilina* sp. и *Tetradella* sp. Выше по разрезу, в интервале 509.9–508.7 появляются многочисленные *Dolborella plana*, *Dolborella composita* и *Sigmobolbina* sp. В дальнейшем видовой состав комплексов остракод остается неизменным, исключения составляют лишь редкие находки *Jonesites mirus* V. Ivanova в интервале 504.5–505.0 и *Glandites laticornis* V. Ivanova. В верхней части пачки органические остатки исчезают, в аргиллитах наблюдаются многочисленные включения зерен и конкреций пирита и марказита.

Таким образом, в разрезах на р. Кулюмбе и в Норильском районе муктейский, волгинский, киренско-кудринский, чертовской, баксанский и долборский горизонты достаточно отчетливо охарактеризованы комплексами остракод, что позволяет использовать их для корреляции с ордовикскими отложениями других структурно-фациальных зон Сибирской платформы [Каныгин и др., 1977].

*Исследования поддерживаются грантом РФФИ № 08-05-00695 и грантом НШ - 3822.2008.5 (ведущие научные школы)*

## ЛИТЕРАТУРА

*Гонта Т.В., Каныгин А.В.* Стратиграфическое распространение ордовикских остракод в опорном разрезе на р. Кулюмбе (северо-запад Сибирской платформы) // Палеогеография и глобальная корреляция ордовикских событий (Проект 503 МПГК "Ордовикская палеогеография и палеоклимат"): Материалы междунар. симпоз. Новосибирск, 5–7 авг., 2006 г. – Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. С. 14–16.

*Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г., Семенова В.С.* Остратиграфическом расчленении и корреляции среднего ордовика Сибирской платформы // Проблемы стратиграфии ордовика и силура Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 3–42.

*Никифорова О. И., Андреева О. Н.* Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 412 с.

*Ордовик* Сибирской платформы. Опорный разрез на р. Кулюмбэ / Высоцкий А.А., Каныгин А. В., Москаленко Т. А., Ядренкина А. Г. и др. М.: Наука, 1982. 224 с.

*Ядренкина А.Г., Каныгин А.В., Сычев О.В., Тимохин А.В.* Стратиграфия ордовика Норильского района по материалам бурения // Проблемы стратиграфии и региональной геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 2006. С. 75–83.

# ИНФРАЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО КОМПЛЕКСАМ ОСТРАКОД

**Т.В. Гонта, А.В. Каныгин**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; GontaTV@ipgg.nsc.ru*

Биота ордовикского эпиконтинентального бассейна Сибирской платформы в настоящее время изучена с детальностью, сопоставимой с уровнем изученности такого образцово изученного несколькими поколениями специалистов палеобассейна, как Балтоскандинавский. Наибольший вклад в изучении палеонтологии, стратиграфии и палеобиогеографии был внесен в результате реализации двух крупных комплексных программ изучения этой территории в послевоенный период, начиная с 1950 года. Первая из этих программ была связана с проведением крупномасштабных работ по геологической съемке всей территории Сибири в масштабе 1:200 000. Для обеспечения этих работ кондиционной стратиграфической основой было проведено под руководством О.И. Никифоровой (ВСЕГЕИ) изучение важнейших разрезов и основных групп фауны (брахиопод, трилобитов, мшанок, кораллов, наутилоидей, гастропод, криноидей, остракод), что позволило уже в 1954 г. обосновать первую региональную стратиграфическую схему ордовикских отложений Сибирской платформы. Ее подробное палеонтологическое обоснование с некоторыми уточнениями было дано в обобщающей монографии О.И. Никифоровой и О.Н. Андреевой [1961], где были описаны брахиоподы и дана характеристика других важнейших групп фауны. Большинство из них были также описаны в эти и последующие годы в большой серии монографий и статей (монографии З.Г. Балашова по наутилоидеям, А.Б. Ивановского по ругозам, З.А. Максимовой по трилобитам, В.П. Нехорошева по мшанкам, Б.С. Соколова и Ю.И. Тесакова по табулятам, статьи по другим группам фауны).

Остракоды в рамках этой комплексной программы изучались В.А. Ивановой, которая выявила очень широкое распространение остракод повсеместно в разрезах среднего и верхнего ордовика. Монографическое описание большого количества новых родов и видов остракод было дано ей в нескольких крупных статьях. Все они вошли затем в опубликованную позднее обобщающую монографию по ордовиксим остракодам Сибири [Иванова, 1979]. Уже на начальном этапе изучения ордовикских остракод Сибирской платформы было установлено очень важное корреляционное значение комплексов остракод, что позволило выделить по ним биостратиграфические зоны [Иванова, 1956]. Ей были установлены следующие остракодовые зоны: Tetradella maslovi, Quadrilobella recta, Ginella primitiformis, Bodenia aspera, Costoprimites textiles и Glandites bulbosus. Первые три отвечали криволуцкому (в современном понимании волгинскому и киренско-кудринскому горизонтам), остальные мангазейскому (чертовской, баксанский) горизонтам (табл. 1). Все виды-индексы, как и роды из этой зональной последовательности, впервые были выделены на Сибирской платформе, т.е. оказались автохтонными элементами ордовикской биоты этого палеобассейна. Лишь один род из этого списка ранее был выделен в Прибалтике, но А.В. Каныгиным [1967] было доказано, что описанные под таким родовым названием виды существенно отличаются от типовых экземпляров и поэтому были выделены в новый род *Soanella* в составе новых таксонов крупного ранга – подсемейства Soanellinae Kan.1967 и семейства Cherskiellidae Kan.1967. Хотя В.А. Иванова опубликовала свою зональную схему в тезисной форме как предварительный результат изучения остракод этой территории и в дальнейшем не возвращалась к ней, последующие исследования показали, что намеченная ей зональная последовательность с небольшими уточнениями достаточно точно отражает стратиграфическое и латеральное распространение видов-индексов и сопутствующих комплексов в большинстве структурно-фациальных зон Сибирской платформы.

Новый этап в изучении остракод этой территории связан с реализацией еще одной крупной программы экостратиграфического изучения ордовика Сибирской платформы, проводившейся в течении многих лет с 1972 года межведомственной научно-исследовательской группой под руководством А.В. Каныгина с участием специалистов по седиментологии и разным группам фауны из Института геологии и геофизики СО АН СССР, СНИИГиМСа и ВСЕГЕИ Мингео. В рамках этой программы брахиоподы изучались А.Г. Ядренкиной, конодонты – Т.А. Москаленко, остракоды – А.В. Каныгиным, строматопораты – А.Г. Хромых, табуляты – Ю.И. Тесаковым, мшанки – К.Н. Волковой, трилобиты первоначально – А.В. Розовой и В.С. Семеновой, а затем А.В. Тимохиным, седиментология – А.А. Высоцким и О.В. Сычевым. По результатам этих исследований опубликована серия монографий и статей с детальным описанием важнейших опорных разре-

зов Сибирской платформы, многочисленных буровых скважин и послойным распределением в них основных групп фауны. Несколько статей с описанием новых видов остракод было опубликовано в эти годы Л.М. Мельниковой (Завертан) и Г.Р. Колосницииной.

С учетом новых материалов А.В. Каныгин [1975, 1985] уточнил и детализировал предложенную ранее схему зонального расчленения ордовикских отложений Сибирской платформы. В нижнем ордовике им была выделена зона Cherskiella notabilis, охватывающая верхнюю половину вихоревского горизонта. Была доказана одновозрастность зоны Ginella primitiformis, выделенной ранее А.В. Ивановой, с зоной Quadrilobella recta. В результате в новой схеме им было выделено 6 остракодовых зон: Cherskiella notabilis, Soanella maslovi, Quadrilobella recta, Bodenia aspera, Parajonesites notabilis, Dolborella bipunctata (см. таблицу).

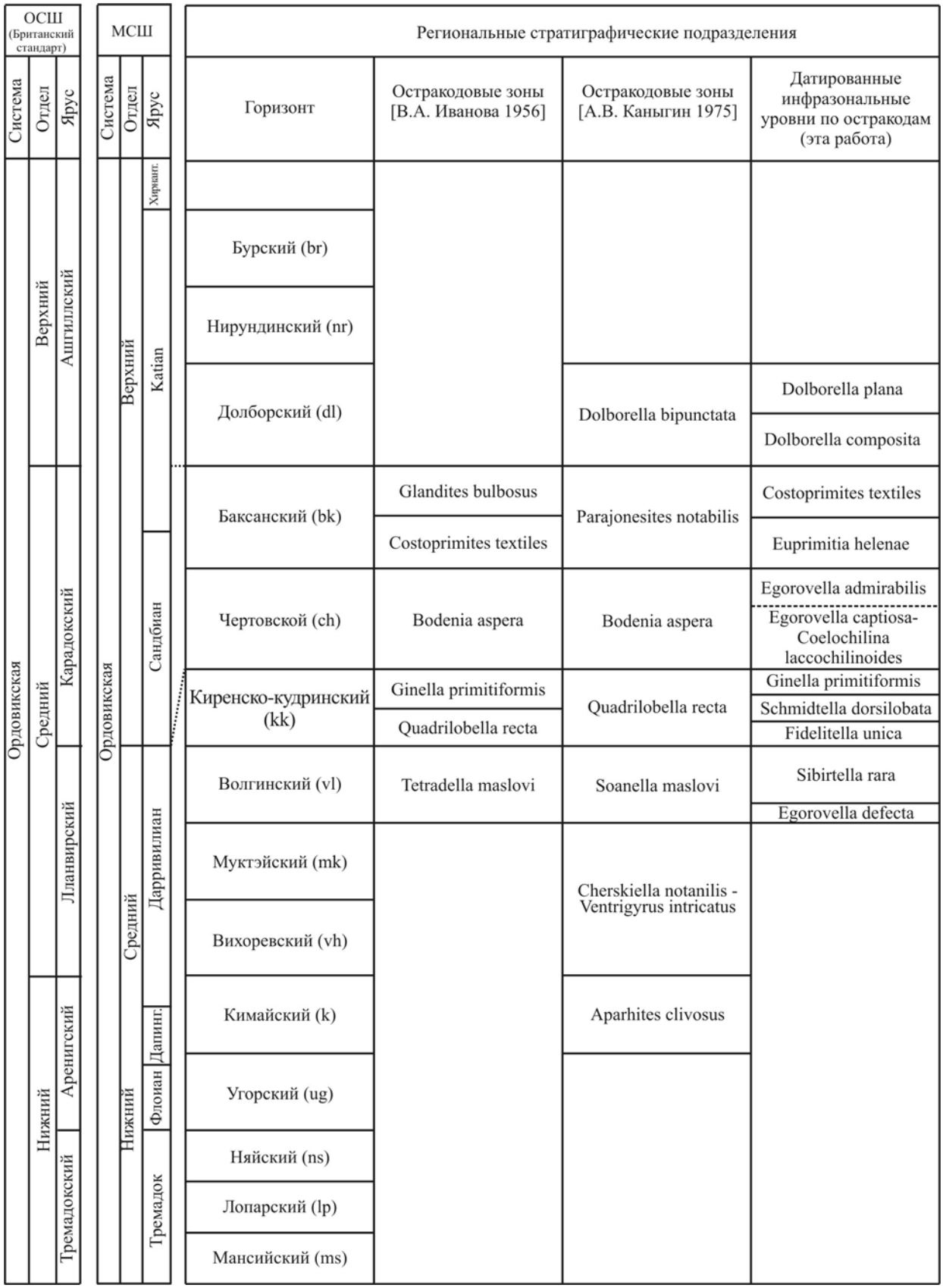
В опорном разрезе на р. Кулюмбе ниже немой гурагирской свиты, условно сопоставляемой с остракодовой зоной Cherskiella notabiliы-Ventrigyrus intricatus, была выделена самая древняя зона Aparchites clivosus, отвечающая кимайскому горизонту [Ордовик, 1982; Каныгин и др., 2008]. Остракодовые зоны оказались очень эффективным инструментом корреляции ордовикских отложений не только в пределах Сибирской платформы, но и сопоставления их с разрезами Верхояно-Чукотской складчатой области (Селеняхский кряж, Омулевские горы, хр. Сетте-Дабан, п-ов Чукотка), Таймыра и о-ва Котельный, где А.В. Каныгиным [1967, 1971; и др.] было также выявлено очень широкое распространение аналогичных комплексов остракод, свидетельствующих о принадлежности всех этих районов в ордовике к единой биогеографической провинции. Эти зоны вошли в официально принятую в 1979 г. Региональную стратиграфическую схему ордовика Сибирской платформы, а также в разработанную в настоящее время уточненную и дополненную версию этой схемы [Каныгин и др., 2008].

В последующие годы Т.В. Гонтой было проведено дополнительное изучение комплексов остракод из опорного разреза на р. Кулюмбе и скважин Норильского района, а также инвентаризация и послойный анализ ранее собранных А.В. Каныгиным коллекций по всем основным разрезам (включая керн скважин). Была установлена закономерная последовательность появления на одних и тех же стратиграфических уровнях в разных структурно-фациальных зонах массовых хорошо диагностируемых видов остракод, по которым оказалось возможным выделить внутризональные (инфразональные) корреляционные уровни, соответствующие понятию “датированный уровень”. В «Стратиграфическом кодексе России» [2006, с. 15] этот термин определяется следующим образом: “Датированный уровень (биогоризонт, datum plane) – поверхность слоя (нижняя или верхняя) или узкий и достаточно четкий интервал разреза, отвечающие существенным изменениям палеонтологических признаков: первому или последнему нахождению таксона, резкому изменению частоты его встречаемости и т. д.” В данном случае мы датированным уровнем называем интервал разреза, в котором распространен соответствующий вид-индекс, начиная с первого появления до подошвы следующего датированного уровня.

Всего для среднего ордовика Сибирской платформы было установлено 11 уровней, отвечающих изменениям палеонтологических признаков (по первому появлению таксона) (см. таблицу). Так в пределах волгинского горизонта (зона Soanella maslovi) было установлено два таких уровня – Egorovella defecta и Sibiritella rara. Датированный уровень Egorovella defecta характеризует нижнюю часть горизонта. Он представлен многочисленными видами, встречающимися на Сибирской платформе в большинстве структурно-фациальных зонах: в стратотипе и парастратотипе волгинского горизонта в бассейне р. Лены (у деревень Кривая Лука и Половинка), в бассейнах рек Кулюмбе, Мойеро, Вилюй, Подкаменная Тунгуска, Моркока, Марха. Зональный комплекс прослеживается не только на территории Сибирской платформы, но и за ее пределами. В Верхояно-Чукотской складчатой области комплекс широко распространен в Омулевских горах и на Селеняхском кряже, отдельные его элементы встречены также на хр. Сетте-Дабан. Кроме того, эта зона прослеживается на Таймыре и о-ве Котельный.

Датированный уровень Sibiritella costata охватывает верхнюю часть волгинского горизонта. В большинстве изученных разрезов на Сибирской платформе совместно с видом-индексом встречаются *Schmidtella* spinosa. Отложения, включающие комплексы остракод этого уровня, широко развиты на территории Сибирской платформы в верхнеленской (р. Лена), Игаро-Норильской (р. Кулюмбе, скважины Норильского района), Мархинско-Моркокинской (бассейн р. Моркоки, верхнего течения р. Мархи, Аппаинская и Дьюкунахская поисково-разведочные площади и др.) и Мойеронской (р. Мойеро) структурно-фациальных областях. Этот комплекс широко развит также на территории Веохояно-Чукотской складчатой области, на Таймыре и прилегающих арктических островах.

**Сопоставление горизонтов, биостратиграфических зон и датированных уровней по остракодам в ордовике Сибирской платформы**



В киренско-кудринском горизонте (зона Quadrilobella recta) по особенностям вертикального распространения комплексов остракод намечается три уровня – Fidelitella unica, Smidtella dorsilobata и Ginella primitiformis.

Датированный уровень Fidelitella unica ограничен в своем распространении Сибирской платформой и характеризует нижнюю часть киренско-кудринского горизонта. Наряду с видом-индексом практически повсеместно распространены *Quadrilobella recta* V. Ivanova, *Fidelitella simplex* V. Ivanova, *Primitia annae* V. Ivanova и *P. abundas* V. Ivanova. Большинство видов этого комплекса легко диагностируются непосредственно в полевых условиях. Комплекс остракод этого уровня установлен во всех разрезах киренско-кудринского горизонта в бассейнах рек Лена, Подкаменной и Нижней Тунгусок (в верховьях), Нюя, Джерба, Бол. Патом, Кулюмбе, Мойеро, Мархa, Моркока.

Датированный уровень Schmidtella dorsilobata установлен в средней трети киренско-кудринского горизонта по появлению многочисленных представителей вида-индекса. Зона хорошо прослеживается в стратотипе и парастратотипе киренско-кудринского горизонта на р. Лене, а также в ряде местонахождений Игаро-Норильской, Мархинско-Моркокинской, Южно-Тунгуской и Мойеронской структурно-фациальных областей.

Датированный уровень Ginella primitiformis в интерпретации В.А. Ивановой [1956] выделялся в качестве зоны и характеризовал киренский подгоризонт криволуцкого горизонта (в современной номенклатуре этому интервалу соответствует кудринская часть киренско-кудринского горизонта). В результате анализа последовательностей комплексов остракод в серии обнажений этого возраста нижняя граница данного подразделения была значительно уточнена. Она установлена (в стратотипе) примерно в средней части горизонта и включает в себя верхние слои киренской и кудринскую части. Кроме вида-индекса типичными для этого интервала являются виды *Pribylina sulcifera* V. Ivanova и *P. levis* V. Ivanova, которые нередко образуют массовые скопления. На Сибирской платформе этот комплекс в почти неизменном виде (некоторые элементы, за исключением вида- индекса, могут выпадать из состава комплекса) установлен в большинстве структурно-фациальных зон. Кроме стратотипических разрезов на р. Лене они также определены из естественных обнажений на реках Кулюмбе, Столбовая, Подкаменная Тунгуска, Нюя, Джерба, Бол. Патом, Мойеро, Мархa, Моркока и других и многочисленных скважинах Норильского района, Дьюкунахской и Аппаинской поисковых площадей.

Следующий уровень – Egorovella captiosa-Coelochilina laccochilinoides – отвечает нижней половине чертовского горизонта. На Сибирской платформе уровень прослежен в бассейнах рек Подкаменная Тунгуска, Кулюмбе, Мойеро, Нюя, Джерба, Бол. Патом, Мархa, Моркока и др. В Верхояно-Чукотской области комплекс остракод этого уровня широко представлен в нижней части харкинджинского горизонта: в лабыстахской свите хр. Сетте-Дабан, калычанской свите Селенняхского кряжа, сонской свите бассейна р. Инанья (Омулевские горы), в чегетуньской свите Чукотского полуострова. В настоящее время эта зона установлена также на Таймыре и о-ве Котельном.

В верхней части чертовского горизонта выделяется датированный уровень Egorovella admirabilis. Вид индекс этого уровня широко представлен на севере Сибирской платформы: Игаро-Норильской (р. Кулюмбе и скважины Норильского района), Мархинско-Моркокинской (бассейн р. Моркоки, верхнего течения р. Мархи, Аппаинская и Дьюкунахская поисково-разведочные площади и др.) и Мойеронской (р. Мойеро) структурно-фациальных зонах. В Верхояно-Чукотской складчатой области вид *Egorovella admirabilis* Kanygin встречен на Селеняхском кряже, хр. Сетте-Дабан и в Омулевских горах.

В баксанском горизонте (зона Parajonesites notabilis) намечается граница, разделяющая горизонт на два уровня – Euprimitia helenae и Aparhitella major.

Датированный уровень Parajoenesites notabilis установлен в нижней части баксанского горизонта. Типичный комплекс остракод данного уровня хорошо опознается во всех известных местонахождениях, где развиты отложения этого возраста. Наиболее многочисленны *Glandites laticornis* V. Ivanova, *Euprimites helenae* V. Ivanova, *Jonesites mirus* V. Ivanova, *Laccochilina obtusa* Kanygin и др. Указанный вид-индекс, как и многие сопутствующие, образуют обычно массовые скопления. Этот комплекс установлен в бассейнах рек Подкаменная Тунгуска, Кулюмбе, Мойеро, Моркока, Вилюй, а также в многочисленных скважинах Норильского района, Дьюкунахской и Аппаинской поисково-разведочных площадях.

Следующий уровень Costoprimites textiles соответствует верхней части баксанского горизонта и хорошо прослеживается в естественных обнажениях в долинах рек Кулюмбе, Подкаменная Тунгуска, Мойеро, Моркока, Вилюй и в разрезах, вскрытых скважинами по всему северу Сибирской платформы (Норильский р-н,

Дьюкунахская и Аппаинская). Кроме вида-индекса с этим уровнем связано появление многочисленных раковин вида *Aparchitella major* V. Ivanova.

В долборском горизонте также выделяется два датированных уровня, отличающиеся от более древних несколько обедненным видовым составом.

Датированный уровень Dolborella plana установлен во всех изученных разрезах по появлению зонального вида, вместе с которым часто встречаются редкие представители *Bichilina sibirica*. Вышележащий уровень Dolborella composita в большинстве своем представлен комплексами остракод, известными из нижележащих отложений баксанского и нижней части долборского горизонтов. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса. Элементы этих уровней установлены в бассейнах рек Подкаменная Тунгуска, Чуня, Чунку, Бол. Нирунда, Мойеро, а также в кулонской свите хр. Сетте-Дабан (падунский горизонт).

Выделенные инфразональные биостратиграфические подразделения позволяют существенно повысить надежность и точность стратиграфических корреляций разрезов в пределах Сибирской платформы, а отдельные уровни могут служить хорошими реперами для корреляции со смежными складчатыми областями.

*Исследования поддерживаются грантом РФФИ № 08-05-00695 и грантом НШ - 3822.2008.5 (ведущие научные школы).*

## ЛИТЕРАТУРА

*Иванова В.А.* Зональное разделение криволуцкого и мангазейского ярусов среднего ордовика Сибирской платформы по фауне остракод // Тез. докл. на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. II. Секция стратиграфии кембрийских, ордовикских и силурийских отложений. Л., 1956. С.15–16.

*Иванова В.А.* Остракоды раннего и среднего ордовика. М.: Наука, 1979. 215 с.

*Каныгин А.В.* Остракоды ордовика горной системы Черского. М.: Наука, 1967. 174 с.

*Каныгин А.В.* Остракоды ордовика хребта Сетте-Дабан (Верхоянская горная система). - М.: Наука, 1971. 124 с.

*Каныгин А.В.* Зональные комплексы остракод верхнего ордовика Сибирской платформы // Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск, 1975.

*Каныгин А.В.* Зональное расчленение ордовика Сибири по остракодам // Микрофауна фанерозоя Сибири и смежных регионов. Стратиграфические и биогеографические комплексы. Новосибирск, 1985. С. 4–10

*Каныгин А.В., Тимохин А.В., Ядренкина А.Г., Сычев О.В., Москаленко Т.А.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2008

*Стратиграфический кодекс* России. Издание третье. Спб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с. (Межведомственный стратиграфический комитет России, ВСЕГЕИ).

*Ордовик* Сибирской платформы. Опорный разрез на р. Кулюмбэ / Каныгин А. В., Москаленко Т. А., Ядренкина А.Г. (ред.) и др. М.: Наука,1982. 224 с.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ГЖЕЛЬСКОГО ЯРУСА ПО КОНОДОНТАМ

**Н.В. Горева[1], А.С. Алексеев[2]**

*[1]Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер.,7;*
*e-mail: goreva@ginras.ru*
*[2]Московский государственный университет им М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1;*
*e-mail:aaleks@geol.msu.ru*

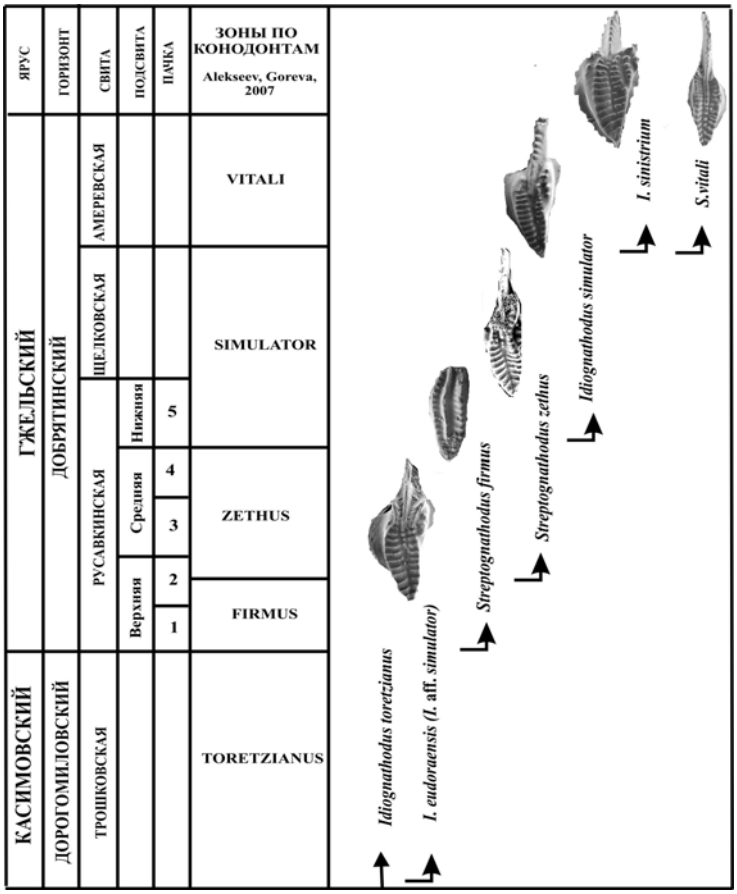
Одна из фундаментальных проблем в области наук о Земле связана с созданием международной хроностратиграфической шкалы. Каменноугольная система является одним из наиболее сложных интервалов для ее разработки. Российские ярусные подразделения среднего и верхнего карбона (или пенсильванской подсистемы) в настоящее время закреплены в глобальной шкале каменноугольной системы [Gradstein et al., 2004; Heckel, 2004], хотя стратотипы их границ до сих пор еще не зафиксированы. В последние годы Международной подкомиссией по стратиграфии карбона были активизированы работы по выбору стратотипов ярусных границ карбона. В декабре 2007 г. Международная подкомиссия по каменноугольной системе приняла решение о закреплении нижней границы гжельского яруса на уровне первого появления конодонтов *Idiognathodus simulator* (Ellison) [Villa et al., 2007; Heckel et al., 2008]. Короткое время существования и широкое географическое распространение делают первое появление этого вида хорошим маркером при корреляции данной границы. Он хорошо изучен и установлен практически во всех морских разрезах пенсильвания как в Северной Америке, так и Евразии. Уточнена диагностика вида, его стратиграфическое и географическое распространение [Barrick et al., in press]. Уровень появления этого вида традиционно использовался для определения основания гжельского яруса в разрезах Московской синеклизы [Барсков и др., 1980] и Урала [Черных, Решеткова, 1988]. В Подмосковье это событие установлено в верхней части русавкинской свиты добрятинского горизонта, в 5–6 м выше традиционной границы касимовского и гжельского ярусов [Alekseev, Goreva, 2007].

В настоящее время не предложено ни одного разреза, полностью удовлетворяющего требованиям, предъявляемым к стратотипам границ. В качестве кандидата на роль стратотипа этой границы был предложен разрез Усолка на Южном Урале близ г. Красноусольск (Башкирия) [Chernykh et al., 2006], где установлен морфологический тренд от предполагаемого предка *I. praenuntius* Chernykh к *I. simulator*, и затем к потомку *I. auritus* Chernykh. К сожалению,диагнозы *I. praenuntius* и *I. auritus* основаны только на правых элементах асимметричного конодонтового аппарата, тогда как *I. simulator* – на левых. Этот разрез, представленный морскими склоновыми отложениями, имеет ряд преимуществ и хорошо изучен, однако признаки переотложения конодонтов в пограничном интервале осложняют выбор этого разреза в качестве стратотипа.

Морские относительно глубоководные отложения известны также в Южном Китае, где установлена конодонтовая последовательность в интервале от позднего мисиссипия до нижней перми в разрезе Нашуй, близ г. Луодиан, в провинции Гуйчжоу [Wang, Qi, 2002; Wang et al., 2007]. Этот разрез может быть перспективен для стратотипа границы, но пока эти работы находятся в начальной стадии.

В стратотипическом регионе (Московская синеклиза) нижней части гжельского яруса отвечает русавкинская свита, представленная чередованием микрозернистых и органогенных известняков в различной степени доломитизированных на отдельных уровнях с разнообразной макрофауной. Эта часть разреза (около 7 м) вскрывается в карьере, находящемся близ железнодорожной станции Гжель. Фауна отсюда впервые описана в 1890 г. С.Н. Никитиным, и послужила ему основанием выделения гжельского яруса. В настоящее время основание яруса [Махлина и др., 1979] в карьере не обнажено, и его характеристику можно получить только по материалам скважин.

Для более точного выявления первого появления *I. simulator,* предполагаемого вида-маркера нижней границы гжельского яруса, в типовой местности нами опробован разрез Гжель. Переизучены конодонты из нижней части гжельского яруса в разрезах у д. Русавкино (стратотип русавкинской свиты) и в скв. 6к, пробуренной к северу от ст. Гжель, у дер. Коняшино. Пять пачек русавкинской свиты сгруппированы в три подсвиты. Нижняя и средняя подсвиты русавкинской свиты представлены мелководными известняками и глинами, перекрывающимися аргиллитами с эрозионной поверхностью в кровле. Верхняя подсвита (пачка 5) залегает с четким перерывом и содержит обильную и разнообразную макрофауну. Наши исследования показали, что *Idiognathod*us aff. *simulator* (= *I. eudoraensis* [Barrick et al., 2008]), который рассматривается в качестве возможного предка *I. simulator,* встречен в подмосковных разрезах, начиная с трошковской свиты




Зоны по конодонтам для пограничного касимовско-гжельского интервала и уровни появления видов-индексов.

дорогомиловского горизонта касимовского яруса и распространен в нижней и средней подсвитах вышележащей русавкинской свиты. Вид-маркер *I. simulator* впервые появляется в в середине пачки 5 русавкинской свиты. В нижней части амеревской свиты (верхняя часть добрятинского горизонта), отделяющейся от русавкинской дельтово-лагунными отложениями щелковской свиты и не содержащей конодонтов, установлены более продвинутые формы из группы *I. simulator* с сильно выдвинутой вбок дополнительной лопастью, близкие к *S. sinistrium* Chernykh (см. рисунок). Таким образом, в подмосковных разрезах прослеживается эволюционная последовательность от предполагаемого предка *Idiognathodus* aff. *simulator* к потомку – *I. simulator* и затем – к *I. sinistrium.* Первое появление *I. simulator* определяет нижнюю границу одноименной зоны и маркирует основание гжельского яруса в его новом определении. Ниже данной зоны выделена зона Streptognathodus firmus, которая соответствует пачкам 2–4 русавкинской свиты и в самой своей верхней части содержит *Streptognathodus zethus* Chernykh et Reshetkova. Таким образом, нижняя граница гжельского яруса должна проходить внутри русавкинской свиты (в основании верхней подсвиты). Хотя предлагаемая граница находится несколько выше подошвы русавкинской свиты, это не отразится на региональной и межрегиональной корреляции. Данный уровень также близок к первому появлению в Подмосковье фузулинид *Rauserites rossicus* (Schellw.). Аммониты, найденные в Подмосковье в нижней части амеревской свиты, представлены относительно долгоживущими формами. На Южном Урале *I. simulator* установлен в разрезах Усолка, Дальний Тюлькас 2, Никольское и появляется всюду выше *Streptognathodus zethus*. Как в разрезах Московской синеклизы, так и на Южном Урале *I. simulator* появляется выше *Streptognathodus zethus*, но ниже *Streptognathodus ruzhencevi,* что совпадает с распространением этих видов в разрезах Северной Америки. Комплекс зоны *I. simulator* очень характерен и хорошо распознается, помимо индекса-вида в него входят *Streptognathodus pawhuskaensis* Harriss et Hollingsworth, *Idiognathodus tersus* Ellison, *Gondolella bella* Stauffer et Plummer, *Idiognathodus* aff. *toretzianus* Kozitskaya.

Подразделения зональной шкалы по конодонтам [Alekseev, Goreva, 2007] использованы как инструмент корреляции пограничного касимовско-гжельского интервала в регионах, для которых существует

опубликованная конодонтовая характеристика: Донбасс, Мидконтинент США, Китай и др. На основе установленной цикличности, при биостратиграфическом контроле, в первую очередь по конодонтам, с привлечением данных по фузулинидам, уточнена субглобальная корреляция гляциоэвстатических циклотем пограничного касимовско-гжельского интервала через Мидконтинент Сев. Америки, Московскую синеклизу и Донецкий бассейн Восточной Европы, где эти циклотемы хорошо распознаются. Обоснована корреляция верхней подсвиты русавкинской свиты добрятинского горизонта гжельского яруса России с известняком $O_6$ Донбасса и циклотемами Ореад Мидконтинента и Финис Техаса, основанная на одновременным появлении *Idiognathodus simulator* во всех этих регионах [Heckel et al., 2007].

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-64783.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Барсков И.С., Алексеев А.С., Горева Н.В.* Конодонты и стратиграфическая шкала карбона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 3. С. 43–45.

*Махлина М.Х., Куликова А.М., Никитина Т.А.* Строение, биостратиграфия и палеогеография верхнего карбона Московской синеклизы // Стратиграфия, палеонтология и палеогеография карбона Московской синеклизы. М.: Геол. фонд РСФСР, 1979. С. 25–69.

*Черных В.В., Решеткова Н.П.* Биостратиграфия и конодонты пограничных отложений карбона и перми западного склона Южного и Среднего Урала. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1988. 54 с.

*Alekseev A.S., Goreva N.V.* Conodont zonation for the type Kasimovian and Gzhelian Stages in Moscow Basin // Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy, Utrecht, the Netherlands, 10–16 August 2003. Utrecht: Royal Netherlands Academy Arts and Sciences, 2007. P. 229–242.

*Barrick J.E., Heckel P.H., Boardman D.R. Idiognathodus simulator* (Ellison, 1941) and *I. eudoraensis* n. sp., members of a chronostratigraphicaly significant group of Late Pennsylvanian (late Kasimovian-early Gzhelian) conodonts with asymmetrically paired and eccentrically grooved P-elements // Micropaleontology. 2008. (In press).

*Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Snyder W.S.* Potential candidate for GSSP to define base of Gzhelian Stage in global chronostratigraphic scale: Usolka section, southern Urals, Russia // Newsletts Carboniferous Stratigr. 2006. V. 24. P. 23–29.

*Gradstein F.M., Ogg O., Smith A.G.* A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 589 p.

*Heckel P.H.* Chairmanў s column // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2004. V. 22. P. 1–3.

*Heckel P.H. Alekseev A.S., Barrick J.E. et al.* Cyclotem ["digital"] correlation and biostratigraphy across global Moscovian/Kasimovian and Kasimovian/Gzhelian Stage boundary interval (Middle-Upper Pennsylvanian Series) in North America and Eurasia // Geology. 2007. V. 35, N 7. P. 607–610.

*Heckel P.H. Alekseev A.S., Barrick J.E.* et al. Choice of Conodont *Idiognathodus simulator* (sensu stricto) as the Event Marker for the Base of the Global Gzhelian Stage (Upper Pennsylvanian Series, Carboniferous System) // Episodes. 2008 (In press)

*Villa E. and Task Group*. Progress Report of the Task Group to establish GSSPs at the Moscovian-Kasimovian and Kasimovian-Gzhelian boundaries // Newsletts Carboniferous Stratigr. 2007. V. 25. P. 7–8.

*Wang Zhi-hao, Qi Yu-ping*. Report on the Pennsylvanian conodont zonation from the Nashui section of Luodian, Guizhou, China // Newsletts Carboniferous Stratigr. 2002. V. 20. P. 29–33.

*Wang Yue, Ueno Katsumi, Qi Yu-ping*. Pennsylvanian and Lower Permian carbonate succession from shallow marine slope in southern Guizhou // Guide book for Field Excursion to XVI International congress on the Carboniferous and Permian June 2007, Nanjing: Nanjing University, 2007. P. 1–70

## СТРАТИГРАФИЯ ОРДОВИКА ЮЖНОГО УРАЛА ПО КОНОДОНТАМ

**С.В. Дубинина**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: sdubinina@rambler.ru*

Находки ордовикских конодонтов в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах разных тектонических зон Южного Урала позволили существенно усовершенствовать стратиграфию региона. Для этого были изучены три типа разреза ордовика: кремнисто-базальтовый, туфогенно-кремнистый и вулканогенный, различающиеся стратиграфической полнотой разреза и относящиеся к различным элементам активной окраины Уральского палеоокеана. Среди них выделяются: 1) океанический бассейн, 2) окраинный

бассейн и 3) энсиматическая вулканическая островная Губерлинская дуга [Рязанцев и др., 2005]. Океанический бассейн располагался к востоку (в современных координатах) от ордовикской Губерлинской дуги, тогда как окраинный бассейн – между дугой и пассивной континентальной окраиной, т. е. краем Восточно-Европейского кратона.

Кремнисто-базальтовый тип разреза (поляковская свита) Западно-Магнитогорской зоны изучен на крыльях нарушенной сдвигами и взбросами антиформы в пакете из четырех тектонических покровов [Рязанцев и др., 1999]. Изученные разрезы, отличаются полнотой стратиграфических интервалов и на отдельных стратиграфических уровнях – составом. Поляковский кремнисто-базальтовый комплекс представляет собой верхний член разреза офиолитовой ассоциации [Руженцев, 1976; Рязанцев и др., 1999]. Фрагмент разреза офиолитовой ассоциации описан в первом покрове [Рязанцев и др., 1999]. Формирование комплекса (поляковская свита) происходило на разных стадиях развития океанического бассейна [Рязанцев и др., 2005]. Стратиграфический интервал поляковской свиты расширен (верхний тремадок – ашгилл) (см. рисунок), так как здесь обнаружен переотложенный позднетремадокский *Loxodus* cf. *latibasis* Ji et Barnes. Сохранность и индекс цветовой окраски, одинаковые для всех конодонтовых элементов комплекса, свидетельствуют о его переотложении именно из поляковской свиты [Dubinina, Ryazantsev, 2008].

Другие типы разрезов связаны между собой постепенными фациальными и, отчасти, стратиграфическими переходами и выделяются в структуре Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон.

Туфогенно-кремнистый тип (кураганская свита) охватывает стратиграфический интервал от аренига по ашгилл включительно (см. рисунок). На уровне аренига-лланвирна (низы кураганской свиты) преобладают туфогенные песчаники и алевролиты, которые в карадоке–ашгилле замещаются кремнистыми тефроидами новокурской толщи (верхи кураганской свиты) [Рязанцев и др., 2005]. Первые формировались в дистальной части окраинного бассейна, вторые были связаны с обстановками подножия ордовикской островной энсиматической Губерлинской дуги.

Островодужный комплекс, отвечающий вулканогенному типу разреза, представлен губерлинской и баулусской свитами, сменяющими друг друга по разрезу (см. рисунок).

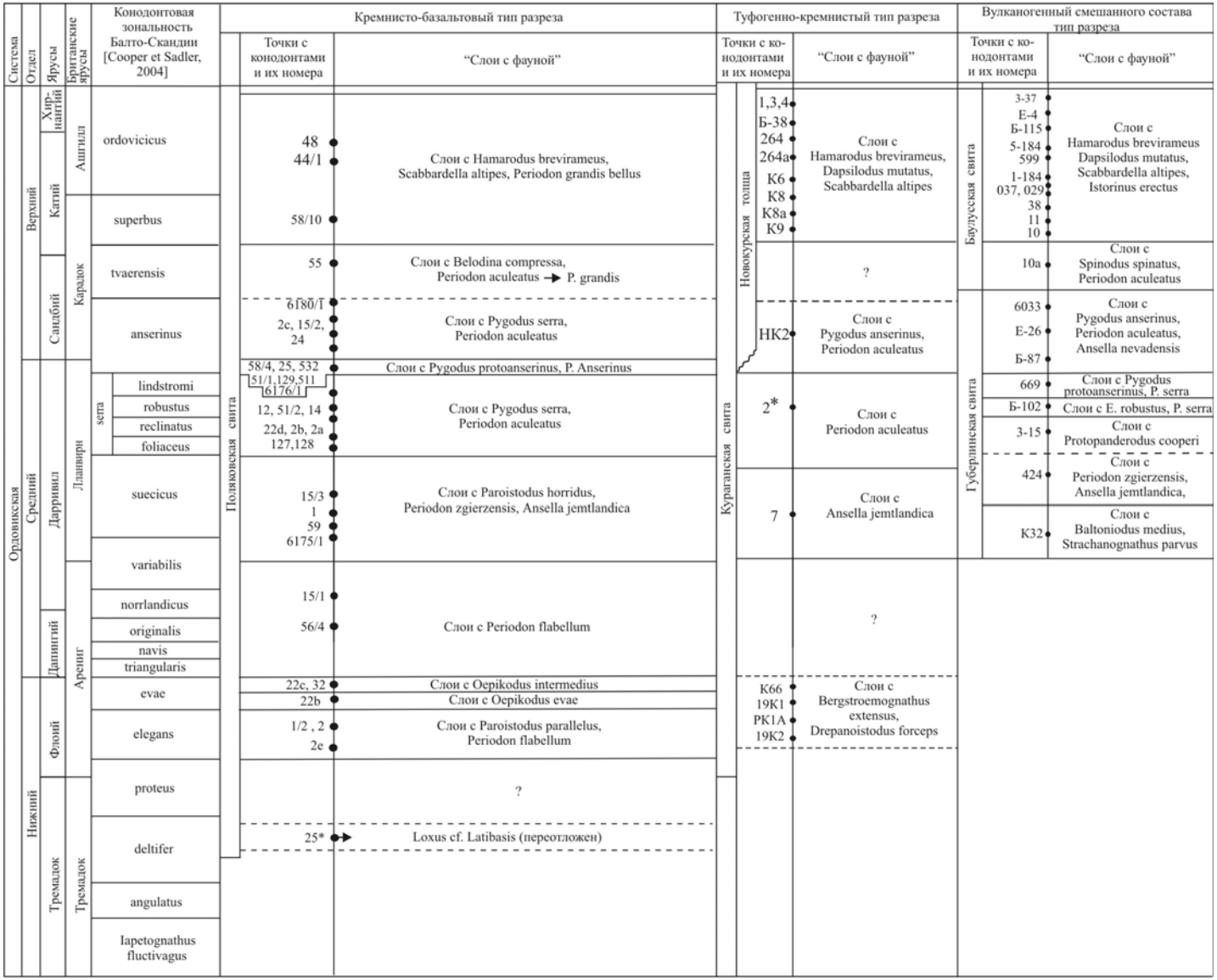
В губерлинской свите преобладают туффиты, туфы кислого и смешанного состава, потоки базальтов и риолитов [Рязанцев и др., 2005]. Возраст установлен по конодонтам как лланвирн–низы карадока; восстановлен ее статус как свиты ордовика; выявлен ее согласный контакт с баулусской свитой верхов карадока–ашгилла [Dubinina, Ryazantsev, 2008].

Баулусская свита представлена эффузивами кислого, основного, в подчиненном количестве – среднего состава [Рязанцев и др., 2005]. К разрезу баулусской свиты приурочена серия медно-колчеданных месторождений, связанных с деятельностью “черных курильщиков”. В месторождениях Блявинское и Комсомольское, непосредственно в надрудных кремнях, и во многих местонахождениях, расположенных на простирании надрудных кремней, обнаружены сходные по составу комплексы конодонтов, характерные для слоев с Hamarodus brevirameus, Dapsilodus mutatus, Scabbardella altipes, Istorinus erectus верхнего карадока–ашгилла (см. рисунок).

Отложения губерлинской свиты (лланвирн–нижний карадок) фиксируют зарождение и формирование энсиматической Губерлинской дуги. Затем в позднем карадоке–ашгилле (время накопления отложений баулусской свиты) Губерлинская дуга испытала расщепление (рифтогенез). В целом вулканогенный комплекс отражает эволюцию энсиматической островной дуги, которая испытала рифтогенез и исчезла к началу силура.

На основе изучения состава и последовательной смены конодонтовых комплексов в конкретных разрезах, а также корреляции частных разрезов для получения сводного разреза свиты, обосновано выделение вспомогательных биостратиграфических подразделений в ранге слоев с фауной в разрезах перечисленных свит (см. рисунок). Последовательность 11 слоев с фауной характеризует разрез ордовика поляковской свиты. Для ордовика кураганской свиты установлено пять слоев с фауной. Разрез губерлинской свиты характеризуется последовательностью из шести слоев с фауной, охватывающей интервал от верхов среднего до низов верхнего ордовика. В разрезе баулусской свиты верхнего ордовика установлены два слоя с фауной.

Особое внимание уделялось выявлению наиболее важных морфофилогенетических линий конодонтов и корреляции биостратиграфических последовательностей трех типов разрезов Южного Урала с зональной конодонтовой шкалой Балто-Скандии и традиционными ярусами Британии (см. рисунок). Однако учитывались не только данные по Балто-Скандии, зональная конодонтовая шкала которой разработана наиболее детально [Cooper, Sadler, 2004], но и данные по кремнистым толщам Центрального Казахстана [Dubinina, 1991, 1998; Дубинина, 2000; Tolmacheva et al., 2001, 2004]. Последние особенно важны для сравнения с




Корреляция последовательностей "слоев с фауной" ордовика в разрезах поляковской, кураганской, губерлинской и баулусской свит Южного Урала с конодонтовой зональностью Балто-Скандии, британскими ярусами ордовика и ярусами Общей шкалы

конодонтовой шкалой Южного Урала, предлагаемой в настоящей статье. В отличие от палеообстановок Балто-Скандии, глубоководные обстановки Центрального Казахстана и Южного Урала относятся к той части Северо-Атлантической области, которая недавно рассмотрена [Zhen, Percival, 2003] в качестве самостоятельной палеобиогеографической области открытого океана тропической зоны. Стратиграфическое распространение некоторых видов здесь шире, чем в разрезах ордовика Балто-Скандии. Кроме того, учтены данные по Западному Ньюфаундленду [Johnston, 1987; Pohler, 1994] и Северо-Западному Китаю (Куруктаг) [Wang, Qi, 2001], поскольку эти районы также относятся к этой палеобиогеографической области.

Конодонтовая шкала ордовика Южного Урала, включающая одиннадцать подразделений, выделенных в океаническом типе разреза (см. рисунок) [Dubinina, Ryazantsev, 2008], основана на последовательной смене конодонтовых комплексов. При выделении подразделений учитывалась также стратиграфическая последовательность видов родов *Periodon, Pygodus*, *Protopanderodus, Ansella*, которая не противоречит существующим представлениям о морфофилогении этих родов.

Особое значение имеет стратиграфическая последовательность видов рода *Pygodus,* среднее звено которой – *P. protoanserinus* – позволило выделить подразделения узкого стратиграфического диапазона [Dubinina, 2007]. В аналогах самых верхов лланвирна слои с P. protoanserinus, P. anserinus сменяют слои с P. protoanserinus, P. serra. Первые выделены в разрезе поляковской свиты, вторые – в разрезе губерлинской свиты (см. рисунок). Есть все основания полагать, что оба подразделения будут установлены в одном кремнисто-базальтовом (океаническом) типе разреза. Тогда стратиграфическая схема ордовика Южного Урала будет включать 12 подразделений по конодонтам.

Конодонтовая шкала ордовика Южного Урала представляет собой один из пока немногочисленных вариантов шкал, относящихся [Zhen, Percival, 2003] к биогеографической области открытого океана (=открытого моря) тропической зоны. Здесь, в глубоководных отложениях Южного Урала, доминируют космополиты, таксоны широкого географического распространения, тогда как эндемики составляют малый компонент фаунистического комплекса [Dubinina, 2008]. Этот факт не позволяет в пределах данной области выделить более низкое по рангу биогеографическое подразделение – провинцию. Напомним, что к числу шкал этой же области относятся “Сарыкумская” шкала верхнего кембрия–нижнего ордовика [Dubinina, 1991, 1998; Дубинина, 2000] и “Бурубайтальская” шкала верхнего кембрия – среднего ордовика [Tolmacheva et al., 2001, 2004] Центрального Казахстана.

Установлены восемь глубоководных и/или относительно глубоководных биофаций: 1) Oepikodus evae “среднего” аренига; 2) Periodon flabellum верхнего аренига; 3) Periodon zgierzensis нижнего лланвирна; 4) Periodon aculeatus – Pygodus serra верхнего лланвирна; 5) Periodon aculeatus – Pygodus protoanserinus самых верхов лланвирна; 6) Periodon aculeatus – Pygodus anserinus нижнего карадока; 7) Periodon aculeatus – Periodon grandis “среднего” карадока; 8) Hamarodus brevirameus–Dapsilodus mutatus–Scabbardella altipes или HDS биофация верхнего карадока – ашгилла. Перечисленные конодонтовые биофации ордовика Южного Урала относятся к биофациям пока недостаточно изученной части Северо-Атлантической области, которая, как уже отмечалось, рассмотрена [Zhen, Percival, 2003] в качестве самостоятельной биогеографической области открытого океана тропической зоны.

Сравнительный анализ конодонтовых биофаций Южного Урала проведен в пределах региона в той мере, в какой позволил материал. В основном, конодонтовые биофации Южного Урала сравнивались по литературным данным с биофациями Северо-Атлантической области или области открытого океана тропической зоны.

*Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 и РФФИ, проекты № 06-05-64717 и 07-05-01158.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Дубинина С.В.* Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика. М.: Наука, 2000. 240 с.

*Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 170 с.

*Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А.* Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23.

*Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А.* Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84–134.

*Cooper R.A., Sadler P.M.* The Ordovician Period // A Geologic Time Scale / F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith (Eds.). Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P. 165-187.

*Dubinina S.V.* Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont associations from open-ocean paleoenvironments, illustrated by Batyrbay and Sarykum sections in Kazakhstan // Geol. Surv. Can. 1991. Paper 90-9. P. 107–124.
*Dubinina S.V.* Conodonts from the Early Ordovician (mid Arenig) deep water deposits of Central Asian paleobasins // Palaeontol. Polon. 1998. N 58. P. 79–86.
*Dubinina S.V.* The *Pygodus* evolutionary lineage and its significance for detailing the Ordovician conodont scale of the Southern Urals // WOGOGOB-2007. Field Guide and Abstracts. Sveriges geologiska undersökning. Rapporter och meddelanden. 2007. V. 128. P. 85.
*Dubinina S.V.* The Ordovician conodont scale of the Southern Urals – one of the few scales related to the Tropical Domain of the Open-Sea Realm (OSR) // Geophysical Res. Abstracts. EGU General Assembly. 2008. V. 10. P. A-03517-4.
*Dubinina S.V., Ryazantsev A.V.* Conodont stratigraphy and correlation of the Ordovician Volcanogenic and volcanogenic sedimentary sequences in the South Urals // Rus. J. Earth Sci. 2008. V. 10, N 5. P. 1–31. ES5001, doi: 10.2205/2008ES000302.
*Johnston D.I.* Early Ordovician (Arenig) conodonts from St. Pauls Inlet and Martin Point, Cow Head Group, western Newfaundland // M. Sc. Thesis, Memorial. University of Newfaundland, St. John's, Newfaundland, 1987. 226 p.
*Pohler S.M.L.* Conodont biofacies of Lower to Lower Middle Ordovician megaconglomerates, Cow Head Group, Western Newfoundland // Geol. Surv. Can. Bul. 1994. V. 459. 70 p.
*Tolmacheva T., Danelian T., Popov L.* Evidence for 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // Geology. 2001. N 29. P. 755–758.
*Tolmacheva T., Holmer L., Popov L., Gogin I.* Conodont biostratigraphy and faunal assemblages in radiolarian ribbon-banded cherts of the Burubaital Formation, West Balkhash Region, Kazakhstan // Geol. Mag. 2004. V. 141, N 6. P. 699–715.
*Wang Zhi-hao, Qi Yu-ping.* Ordovician conodonts from drillings in the Taklimakan Desert, Xinjiang, NW China // Acta Micropalaeontologica Sinica. 2001. V. 18, N 2. P. 133–148.
*Zhen Yong-Yi, Percival I.G.* Ordovician conodont biogeography – reconsidered // Lethaia. 2003. V. 36. P. 357–370.

## ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ И ВОДОРОСЛЕВЫЕ АССОЦИАЦИИ СРЕДНЕГО КАРБОНА УРАЛА: СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

**Р.М. Иванова**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7;*
*e-mail: ivanovarm@igg.uran.ru*

С наступлением среднекаменноугольной эпохи на территории Урала началась стадия орогенеза, поэтому произошли существенные изменения в палеогеографии, условиях осадкона-копления и перестройке органического мира. По сравнению с ранним карбоном, сократились площади акваторий и увеличилось количество поступающего в них терригенного материала [Чувашов и др., 1984; Иванова, 2002а, б]. Образовались отмели, небольшие поднятия, рифогенные и биогермные постройки, что подтверждается широким распространением карбонатных осадочных пород, изобилием водорослей, прикрепленных фораминифер. Произошло некоторое разобщение бассейнов Восточного и Западного Урала, ослабление связей с акваториями Волго-Уральской области, Прибалхашья и Средней Азии, что наложило своеобразные черты на фузулинидовые сообщества башкирского и московского ярусов Урала [Иванова, Чувашов, 1990].

Среднекаменноугольные отложения отличаются резкой фациальной изменчивостью, неравномерной насыщенностью органическими остатками. Они тянутся узкой полосой с севера на юг более чем на 1000 км, включая Мугоджары, имея в своем составе несколько литолого-биономических типов разрезов [Чувашов, 1996; Иванова, 2006].

Средний карбон на Урале выделяется в объеме двух ярусов: башкирского и московского. В настоящее время состояние изученности башкирского яруса таково, что он являет редкий пример совпадения горизонтов и зон [Иванова, 1995, 1999, 2007; Иванова, Чувашов, 1990, Кулагина и др., 2001], кроме ташастинского, объединяющего две зоны.

Башкирский ярус охватывает 6 горизонтов, 7 фузулинидовых и 2 водорослевые зоны; 5 и 6 зоны отвечают ташастинскому горизонту (см. таблицу). Все выделенные зоны без особого труда прослеживаются на огромной территории Евразийской области.

В настоящее время почти все специалисты по карбону проводят границу между отделами в основании фораминиферовой зоны Plectostaffella bogdanovkensis, генозоны Homoceras и конодонтовой зоны Late

Declinognathodus noduliferus, что примерно соответствует уровню границы миссисипия и пенсильвания по американской шкале. В то же время по данным Е.И.Кулагиной и В.Н. Пазухина [Кулагина и др., 2001] на Южном Урале и в Донбассе первые *D. noduliferus* (Ell. et Grav.) появляются в самых верхах серпуховского яруса, поэтому наши уральские коллеги разделили эту конодонтовую зону на две подзоны: Late D. noduliferus, относящуюся к среднему карбону, и Early D. noduliferus – к нижнему. Казалось бы, все встало на свои места, но Е.И. Кулагина [Кулагина и др., 2001] предложила понизить уровень нижней границы башкирского яруса, чтобы она полностью совпала с основанием всей конодонтовой зоны D. noduliferus и фораминиферовой зоной Plectostaffella varvariensis, являющейся до сих пор верхней зоной серпуховского яруса нижнего карбона. Таким образом, получилось несколько несообразностей. Во-первых, нарушился принятый ею же принцип определения границ зон по первому появлению вида-индекса (*P. varvariensis* (Brazh. et Pot.) встречается уже в протвинских известняках серпуховского яруса); во-вторых, в общей зональной шкале России она нижнекаменноугольная; в-третьих, на Южном Урале эта зона установлена только в двух разрезах (Мурадымово и Большой Кизил); в-четвертых, более известная зона P. bogdanovkensis совмещается с основанием конодонтовой зоны Late noduliferus. Если проводить границу в основании конодонтовой зоны Early noduliferus и фораминиферовой P. varvariensis, то в башкирский ярус попадает часть серпуховских известняков с нижнекаменноугольными брахиоподами *Striatifera striata* (Fisch.), поздневизейскими фораминиферами *Endothyranopsis*, *Janischewskina*, *Omphalotis* и водорослями *Calcifolium*, *Koninckopora*, *Kulikia*, *Frustulata*, *Kulikaella*, *Praedonezella* и др., которые никогда не отмечались ранее в среднем карбоне [Иванова, 1996, 2001]. Здесь им на смену приходят массовые *Donezella*, и только с сюранского времени появляются хориститы [Иванова, 1996, 2001]. Следует учитывать и то обстоятельство, что конодонтовые таксоны не есть настоящие роды и виды, а быстрое изменение их морфологии позволяет найти "зацепки" для их сопоставления с зонами по другим организмам и с седиментологическими границами.

На всей территории Урала граница нижнего и среднего карбона четко выражена и литологически. Массивные светлые известняки и доломиты серпуховского яруса сменяются темными глинистыми известняками, песчаниками, алевролитами, карбонатными брекчиями, оолитовыми разностями, гравелитами башкирского яруса с неровной поверхностью напластования. С приграничными башкирскими карбонатами часто связаны онколиты, крупные строматолитовые пластины, желваки. Отложения богдановского горизонта не содержат ни стриатифер, ни хориститов [Чувашов и др., 1984; Иванова, 1995].

Число разрезов с верхнебашкирскими отложениями на Урале невелико. Лучше сохранился ташастинский горизонт. Верхи башкирского яруса чаще размыты, а на западном склоне нередко входят в состав терригенных толщ. Исключением является разрез "Сокол" на р. Чусовая. Здесь верхнебашкирский подъярус охватывает три фузулинидовые зоны: 1) Ozawainella pararhomboidalis – Profusulinella primitiva – Pr. tashliensis, 2) Tikhonovichiella rhombiformis, 3) Verella spicata – T. tikhonovichi [Иванова, 1999]. Первые две зоны (5 и 6, см. таблицу) отвечают ташастинскому горизонту, третья (7-ая в таблице) – асатаускому. В этом разрезе асатауский горизонт содержит самый богатый комплекс профузулинелл, тихоновичел (первые альютовеллы) и верелл, которые отсутствуют и в стратотипе, и во всех других разрезах Урала.

Е.И. Кулагиной [2006] предложена обновленная стратиграфическая схема башкирского яруса, отличная от общепринятой, хотя для московского яруса это уже ранее сделал А.С. Алексеев [Алексеев, Горева, 2000]. Горизонты обоих ярусов переведены ими в подъярусы, но это противоречит стратиграфическому кодексу и устоявшейся практике соподчинения внутри ярусных подразделений. По кодексу следует, что "названия подъярусам даются по их относительному положению в ярусе: нижний и верхний – при двухчленном делении яруса" или "нижний, средний, верхний – при трехчленном делении". Внимательный анализ соотношения фораминиферовых и конодонтовых зон внутри яруса позволяет прийти к заключению, что реконструкция его структуры могла быть проведена в полном согласии со стратиграфическим кодексом. Предлагаемые Е.И. Кулагиной подъярусы башкирского яруса отвечают нескольким подъярусам Западной Европы. Например, выделенный ею сюранский подъярус соответствует шокьерскому, элпортскому и киндерскаутскому подъярусам, но в понимании стратиграфов-западников они равняются зонам.

Положение верхней границы башкирского яруса довольно стабильное. Большинство микропалеонтологов проводят ее в кровле асатауского (мелекесского) горизонта и его возрастных аналогов (см. таблицу) Она отвечает границе фузулинидовых зон Verella spicata-Tikhonovichella tikhonovichi и Aljutovella aljutovica-Schubertella pauciseptata действующей ОСШ (на Урале – Al. aljutovica-Depratina prisca). Поиному решена граница среднекаменноугольных ярусов Е.И. Кулагиной [2006], предложившей выделять с основания верейского горизонта зону Depratina prisca, а выше – Al. aljutovica (разрезы "Аскын", "Серять", "Уклыкая"), но хорошо известно, что первые *D. prisca* (Deprat) начинают встречаться на Урале еще с

середины верхнебашкирского подъяруса [Иванова, 1999]. Получается, что весь асатауский горизонт следует считать московским. Эта точка зрения не новая, но мало кем из палеонтологов поддерживается.

Отложения московского яруса, как и башкирского, вытянуты вдоль Урала более чем на 1000 км и имеют очень пестрый фациальный состав с четким преобладанием на севере красноцветов, а на юге – карбонатов с системой субмеридиональных фациальных зон [Чувашов и др., 1984; Иванова, 2006]. Самым распространенным литолого-биономическим типом является двучленный мартьяновский (внизу в основном терригенные породы, вверху – органогенные известняки). Он известен от широты р. Колвы (Вишерской) на севере до широты г. Красноуфимска.

Московский ярус расчленяется нами на пять горизонтов (цнинский выделяется впервые), восемь фузулинидовых и две водорослевые зоны. Самая верхняя (9-я – Praeobsoletes) выделяется с некоторой долей условности (см. таблицу). Наиболее выдержанная на Урале зона Priscoidella priscoidea соответствует цнинскому горизонту, но на Урале она без хемифузулин, столь характерных для Восточно-Европейской платформы.

Хемифузулины характерны для нижнемячковской зоны, но отсутствуют в это время на платформе, что свидетельствует о запаздывании миграции некоторых таксонов на Урал. Основными формами здесь являются пульхреллы, подтверждающие влияние северных морей.

Одновозрастные сообщества фузулинид западного склона развивались несколько обособленно от восточно-уральских, поскольку доминантами здесь являются ведекинделлины, фузиеллы и пульхреллы [Иванова, Чувашов, 1994]. На северном Урале им часто сопутствуют *Neostaffella* (*Hanostaffella*) *paradoxa* (Dutkev.).

В целом зональный состав фузулинидовых комплексов среднего карбона Урала сформировался под влиянием фаун нескольких биогеографических зон, но основу всех их составляют фузулиниды Восточно-Европейского бассейна, а на юге – среднеазиатско-донецкие. Численность популяций фузулинид на севере Уральской провинции мала, по сравнению с ее южными районами.

С наступлением среднекаменноугольной эпохи произошло некоторое разобщение бассейнов Западного и Восточного Урала. На западе он получил название Приуральского моря-пролива, а на востоке – Восточно-Уральского залива [Иванова, Чувашов, 1990; Чувашов, Анфимов, 2001]. Однако, несмотря на довольно сложные тектонические условия осадконакопления, ослабление связей с соседними акваториями почти не сказалось на составе зональных комплексов фораминифер, водорослей и других групп организмов на всей территории Евразийской области в раннебашкирское время. Они не только близки, но даже идентичны. Особенно четко это проявляется при сравнении микрофаун Восточного Урала и Волго-Уральской области.

В позднебашкирское время расширилась островная суша и самыми многочисленными в сохранившихся морях были водоросли *Donezella*, которые являлись породообразующими и формировали небольшие биогермы. Обособление отдельных частей некогда единого морского бассейна и ослабление устойчивых связей с акваториями Волго-Уральской области, Прибалхашья, Западного Урала, Средней Азии и Донбасса сказалось на качественном и количественном сокращении численности популяций одних таксонов и расцвете других с сохранением общего фона, созданного псевдоштаффеллами, озаваинеллами, профузулинеллами, единичными тихоновичеллами (первыми альютовеллами).

Палеогеографическая обстановка в начале московского века изменилась незначительно, наследуя в какой-то мере структуры башкирского века, поэтому сохранилась почти вся ассоциация башкирских водорослей, но доминантами стали березеллиды. На восточном склоне Урала московский залив, слепо заканчиваясь на севере, на юге соединялся с европейской частью бассейна и через Приаралье – с морями Тянь-Шаня, Памира, Центрального и Восточного Казахстана [Чувашов и др., 1984; Иванова, Чувашов, 1990]. Разобщение бассейнов восточного и западного склонов Урала и их соединение на периклинальном замыкании подтверждается сравнением нескольких групп фауны (например, кораллов, брахиопод, фузулинид и микрофлоры).

Своеобразие палеогеографических обстановок Востока и Запада Урала сформировало два типа фузулинидовых сообществ московских морей – южный и северный. Южная ассоциация фузулинид характеризуется обилием фузулин и путрелл, северная – ведекинделлинами, фузулинеллами и пульхреллами с участием *Neostaffella* (*Hanostaffella*) *paradoxa*. Ареал распространения ведекинделлин и пульхрелл отчетливо демонстрирует пути и направления миграции фауны. Некоторая разобщенность бассейнов западного и восточного склонов Урала, юга и севера привела к определенному своеобразию биот: повышенному содержанию альютовелл и прискоиделл в разрезах Среднего Урала в раннемосковское время, полному исчезновению фузулин на севере в каширское время [Иванова, 2002б], отсутствию в это же время хемифузулин на Восточном Урале, что можно объяснить только его палеогеографическими особенностями (приостровной характер осадконакопления с поступлением большого количества терригенного материала, препятствующего миграции фауны) и т. д.

**Фузулинидовые и водорослевые зоны среднего карбона Урала**

| Ярус | Подъярус | Горизонт | Южный Урал | Северный и Средний Урал | Урал |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Фузулинидовые зоны [Иванова, 1995, 1999, 2001, 2002а,б, 2007] | | Водорослевые зоны [Иванова, 2005] |
| Касимовский-$C_3$ | | Орловский | *Protriticites pseudomontiparus-Obsoletes obsoletus* | *Kanmeraia ozawai-Usvaella usvae* | *Eugonophyllum jonsoni-Epimastopora kansasensis* |
| Московский | Верхний | Мячковский | *Hemifusulina Praeobsoletes* | *Pulchrella pulchra-Fusulinella bocki* | *Uraloporella variabilis-Makroporella ginkeli* |
| | | | *Fusulina cylindrica* | | |
| | | | *Fusulinella bocki* | | |
| | | Подольский | *Kamaena kamensis-Putrella brazhnikovae* | *Wedekindellina uralica* | |
| | | | *Fusulinella vozhgalensis* | | |
| | | | *Fusulinella colaniae* | *Fusulinella colaniae* | |
| | Нижний | Каширский | *Pulchrella subpulchra-Beedeina schellwieni-Fusulinella schubertellinoides* | *F. schubertellinoides-Taitzehoella librovichi* | *Dvinella comata-Beresella polyramosa* |
| | | Цнинский | *Priscoidella priscoidea* | | |
| | | Верейский | *Depratina prisca-Aljutovella aljutovica* | | |
| Башкирский | Верхний | Асатауский | *Verella spicata-Tikhonovichella tikhonovichi* | | *Donezella lunaensis-Dvinella distorta* |
| | | Ташастинский | *Pseudostaffella gorskyi Ozawainella pararhomboidalis* | *Tikhonovichiella rhombiformis-Profusulinella primitiva* | |
| | | | | *Oz. pararhomboidalis* | |
| | Нижний | Аскынбашский | *Staffellaeformes staffellaeformis-Pseudostaffella praegorskyi* | | *Donezella lutugini* |
| | | Акавасский | *Pseudostaffella antiqua grandis-Pseudostaffella antiqua* | | |
| | | Сюранский | *Semistaffella variabilis-S. minuscularia* | *Eostaffella postmosquensis-Plectostaffella jakhensis* | |
| | | Богдановский | *Plectostaffella bogdanovkensis* | | |

Обширная позднемосковская трансгрессия способствовала расселению одинаковых сообществ филлоидных зеленых водорослей от Испании до Юго-Восточной Азии, Японии и Арктических районов. К северу от 60° господствовали красные водоросли [Иванова, 2002а].

## ЛИТЕРАТУРА


*Алексеев А.С., Горева Н.В.* Конодонтовая шкала московского, касимовского и гжельского ярусов // Зональные подразделения карбона Общей стратиграфической шкалы России: Материалы Всерос. совещ. 2000 г. Уфа: Гилем, 2000. С.7–8.

*Иванова Р.М.* Башкирский ярус Урала // Биостратиграфия среднего-верхнего палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. М.: ВНИГРИ, 1995. С.20–29.

*Иванова Р.М.* Граница нижнего и среднего карбона на Урале по фораминиферам // Ежегодник–1995. Информ. сб. науч. тр. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 6–9.

*Иванова Р.М.* Разрез "Сокол" – гипостратотип башкирского яруса среднего карбона на Урале // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 21-37. (Сб. науч. тр. ИГГ УрО РАН; Вып. 2.).

*Иванова Р.М.* Биостратиграфические границы серпуховского, башкирского и московского ярусов карбона Урала по фораминиферам // Evolution of life on the Earth. Сб. науч. тр. 2-го Международного симпозиума: Томск: ТГУ, 2001. С. 172–174.

*Иванова Р.М.* Биогеография и палеоэкология альгофлоры карбона // Новости палеонтологии и стратиграфии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2002а. С.127–138. (Прил. к журн. Геология и геофизика).

*Иванова Р.М.* Фузулинидовые зоны московского яруса Урала // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии: Сб. науч. статей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002б.С. 127–138.

*Иванова Р.М.* Биостратиграфическая зональность карбона по известковым водорослям // Эволюция жизни на Земле.: Материалы 3-го Междунар. симпоз. Томск: ТГУ, 2005. С. 122–124.

*Иванова Р.М.* Литолого-биономические типы разрезов и элементы палеогеографии среднего карбона Урала // Литологические аспекты геологии слоистых сред: Материалы 7-го Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 96–99.

*Иванова Р.М.* Зональная стратиграфия и элементы палеогеографии среднего карбона Урала по фузулинидам и водорослям // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: Материалы Всерос. конф. Казань: Казан. гос. ун-т, 2007. С.123–127.

*Иванова Р.М., Чувашов Б.И.* Биогеографические и фациальные особенности зональных комплексов фузулинид среднего карбона Урала и смежных областей // Границы биостратиграфических подразделений карбона Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 130–142.

*Иванова Р.М., Чувашов Б.И.* Московский ярус южной части Уфимского амфитеатра, западный склон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя-нижнего кайнозоя Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 28–40.

*Кулагина Е.И.* Биостратиграфия нижнего и среднего карбона Южного Урала и юго-востока Русской платформы по фоаминиферам: Автореф. ... дис. д-ра геол.-мин. наук. М., 2006. 46 с.

*Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Синицына З.А., Кочетова Н.Н.* Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала. Уфа: Гилем. 2001. 139 с.

*Чувашов Б.И.* ИГГ. Основные научные достижения за 1992–1996 гг.: Информ. сб. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 11–15.

*Чувашов Б.И., Анфимов А.Л.* Среднекаменноугольный Восточно-Уральский залив и особенности формирования карбонатной платфомы // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 3. С. 245–258.

*Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н.* Верхний палеозой восточного склона Урала. Стратиграфия и геологическая история. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.

# СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИКРОФОССИЛИЙ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛЫНИ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

**Е.В. Иванченко**

*Институт геологических наук НАН Украины, 01601, Украина, Киев, ул. Олеся Гончара, 55-б; e-mail: gusin@rambler.ru*

Вендские отложения Волыни содержат большое количество органических остатков, среди которых ведущую роль играют микрофоссилии и макроводоросли. Изучению микрофоссилий венда Волыни посвящены следующие работы: [Тимофеев, 1956, 1966, 1973; Хижняков, Шепелева, 1964; Кирьянов, 1968; Богомягкова, 1973; Асеева, 1976, 1988; Власов, Асеева, 1978; Великанов и др., 1983; ]. Макроводоросли изучались М.Б. Гниловской.

Микрофоссилии извлечены из вендских пород Волыни (северо-западная часть Украины). Для исследования отбирались аргиллиты, алевролиты, изредка тонкозернистые песчаники. Всего изучено 156 проб. В работе использована классификация, предложенная на Пятом всесоюзном коллоквиуме по микрофоссилиям докембрия СССР в 1987 г. [Янкаускас и др., 1989], в которую были внесены некоторые изменения [Fensome et al., 1990; Hofmann, Jackson, 1994; Burzin, 1995a-b]. Определено 36 видов, относящихся к 21 роду.

По результатам изучения вертикального распространения микрофоссилий в разрезе венда Волыни выделены пять комплексов микрофоссилий, характерных для его отдельных подразделений (см. рисунок). Микрофоссилии встречаются в отложениях разного геологического возраста от архея до кайнозоя и издавна используются для расчленения докембрийских отложений.

Сфероморфиты с гладкой поверхностью (*Leiosphaeridia minutissima* (Naum.), *L. jacutica* (Tim.), *L. tenuissima* Eis., *Symplassosphaeridium* Tim., *Synsphaeridium* Eis.)) не имеют стратиграфического значения из-за широкого диапазона стратиграфического распространения. Лейосферидии с шагреневой поверхностью (*Leiosphaeridia atava* (Naum.), *L. laminarita* (Tim.), *L. obsuleta* (Naum.)) характерны для верхнего венда и нижнего кембрия. В целом эти виды составляют до 60 % спектра. Род *Chuaria* характерен для докембрия и встречается в вендских отложениях (1–3 %), *Spumosina* – для докембрия и нижнего кембрия. *Pterospermopsimorpha insolita*, *P. pileiformis* – характерны для отложений рифея и верхнего венда. Вид *Navifusa majensis* встречается в рифее и верхнем венде Волыни.

Виды нитчатых водорослей с клеточными перегородками *Botuobia wernadskii* (Schep.) и *B. media* (Ivanchenko) являются характерными для верхнего венда.

Вид шагреневых нитчатых водорослей *Taenitrichoides jaryshevicus* Ass. – руководящий для верхнего венда.

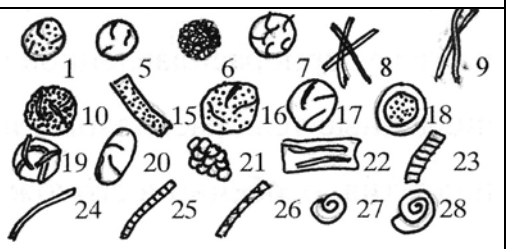
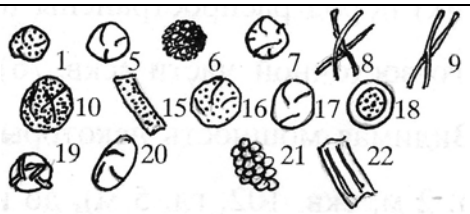
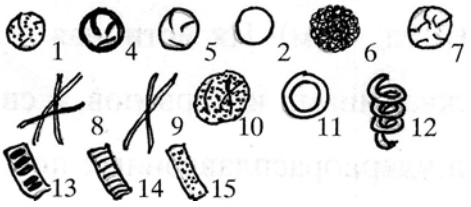
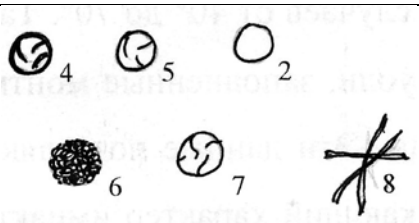
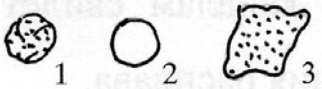
Гладкие нитчатые водоросли (*Leiothrichoides*, *Polythrichoides*) не имеют стратиграфического значения.

Виды нитчатых водорослей спиральной и кольцевидной формы *Obruchevella valdaica* (Schep.) и *Circumiella mogilevica* Ass.) являются руководящими для редкинского горизонта. Вид *Palaeolyngbya lata* Tyn. et Don. – характерен для редкинского горизонта. Вид *Pomoria rhomboidalis* (Siv.), представители которого обладают характерной диагональной штриховкой на поверхности – руководящий для котлинского горизонта венда. Кроме него руководящими являются виды *Podoliella irregulare* Tim., *Cochleatina canilovica* (Ass.), *C. rara* (Pask.).

Комплекс микрофоссилий из бродовской свиты не имеет аналогов, хотя подобные шагреневые пленки встречаются в рифейских отложениях Волыни.

Комплекс микрофоссилий волынской серии Волыни подобен комплексу микрофоссилий из лапландского биостратиграфического горизонта Восточно-Европейской платформы [Волкова, 1985; Стратиграфическая схема…, 1996; Янкаускас и др., 1989]: из древлянской серии Московской синеклизы, по акритархам – волынской серии Белоруссии [Махнач и др., 2005].

Комплекс микрофоссилий чарторыйской и розничской свит могилев-подольской серии верхнего венда Волыни по близости видового состава и руководящим видам *Obruchevella valdaica* (Schep.), *Circumiella mogilevica* Ass. и др. сопоставляется с комплексом редкинского горизонта Восточно-Европейской платформы [Волкова, 1985; Стратиграфическая…, 1996; Янкаускас и др., 1989]: редкинской серией Московской синеклизы, нижней частью валдайской серии Белоруссии [Махнач и др., 2005] (кроме общих микрофоссилий, этот комплекс также содержит много местных форм).

| Система | Отдел | Горизонт | Серия | Свита | Микрофоссилии и макроводоросли |
|---|---|---|---|---|---|
| Вендская | верхний | котлинский | каниловская | верхне-каниловская толща |  |
| | | | | нижне-каниловская толща | |
| | | | могилев-подольская | колковская |  |
| | | редкинский | | розничская |  |
| | | | | чарторыйская | |
| | нижний | лапландский | волынская | ратненская |  |
| | | | | бабинская | |
| | | | | заболотьевская | |
| | | | | горбашевская | |
| | | | | бродовская |  |

Комплексы микрофоссилий из вендских отложений Волыни:

1 – *Leiosphaeridia obsuleta*, 2 – *Leiosphaeridia* sp., 3 – шагреневая пленка, 4 – *Leiosphaeridia crassa*, 5 – *L. minutissima*, 6 – *Spumosina rubiginosa*, 7 – *Stictosphaeridium sinapticuliferum*, 8 – *Leiotrichoides* sp., 9 – *L. typicus*, 10 – *Leiosphaeridia laminarita*, 11 – *Circumiella mogilevica*, 12 – *Obruchevella valdaica*, 13 – *Palaeolyngbya lata*, 14 – *Botuobia media*, 15 – *Taenitrichoides jaryschevicus*, 16 – *Leiosphaeridia atava*, 17 – *L. tenuissima*, 18 – *Pterospermopsimorpha insolita*, 19 – *Podoliella irregulare*, 20 – *Navifusa majensis*, 21 – *Synsphaeridium*, 22 – *Vendotaenia antiqua*, 23 – *Botuobia* wernadskii, 24 – *Eomycetopsis* sp., 25 – *Oscillatoriopsis* sp., 26 – *Pomoria rhomboidalis*, 27 – *Cochleatina canilovica*, 28 – *C. rara*.

Комплекс микрофоссилий колковской свиты по руководящим видам (*Pomoria rhomboidalis* (Siv.), *Podoliella irregulare* Tim.) и по подобию видового состава отвечает комплексу микрофоссилий из котлинского горизонта Восточно-Европейской платформы [Волкова, 1985; Янкаускас и др., 1989; Стратиграфическая схема…, 1996]: поваровской серии Московской синеклизы, верхней части валдайской серии Белоруссии [Махнач и др., 2005].

Каниловская ассоциация микрофоссилий по видовому составу, а также по руководящим видам (*Pomoria rhomboidalis* (Siv.), *Podoliella irregulare* Tim., *Cochleatina canilovica* (Ass.), *C. rara* (Pask.)) сопоставляется с комплексом котлинского горизонта Восточно-Европейской платформы [Волкова, 1985; Янкаускас и др., 1989; Стратиграфическая схема…,1996]: поваровской серией Московской синеклизы, верхней частью валдайской серии Белоруссии [Махнач и др., 2005].

Результаты проведенных исследований позволили выяснить стратиграфическое значение встреченных в вендских отложениях Волыни микрофоссилий. Для нижнего венда данного района характерны мелкие формы простого строения. Руководящими видами верхнего венда Волыни являются: *Botuobia wernadskii* (Schep.), *Taenitrichoides jaryshevicus* Ass. Руководящие виды редкинского горизонта: *Obruchevella valdaica* (Schep.), *Circumiella mogilevica* Ass. Руководящие виды котлинского горизонта: *Pomoria rhomboidalis* (Siv.), *Podoliella irregulare* Tim., *Cochleatina canilovica* (Ass.), *C. rara* (Pask.).

## ЛИТЕРАТУРА


*Асеева Е.А.* Микрофитофоссилии и водоросли из отложений верхнего докембрия Волыно-Подолии // Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада ВЕП. Киев: Наук. думка, 1976. С. 40– 63.

*Асеева Е.*А. Микрофоссилии в верхнем докембрии // Биостратиграфия и палеогеографические реконструкции докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1988. С. 93–102.

*Богомягкова В.Б.* Акритархи нижнего палеозоя и их значение для стратиграфии отложений Львовского палеозойского прогиба // Микрофоссилии древнейших отложений: Труды III Междунар. палинол. конф. М.: Наука, 1973. С. 36–39.

*Великанов В.А.*, *Асеева Е.А.*, *Федонкин М.А*. Венд Украины. Киев: Наук. думка, 1983. 162 с.

*Власов Б.И., Асеева Е.А*. Аналоги валдайской серии на Волыни // Тектоника и стратиграфия. 1978. Вып. 14. С. 41–54.

*Волкова Н.А*. Акритархи и другие растительные микрофоссилии Восточно-Европейской платформы // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 130–139.

*Кирьянов В.В.* Палеонтология и стратиграфия нижнего палеозоя Волыно-Подолии // Палеонтологические остатки и стратиграфия отложений балтийской серии Волыно-Подолии. Киев: Наукова думка, 1968. С. 5 – 25.

*Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Лапцевич А.Г., Пискун Л.В.* Стратиграфическая схема вендских отложений Беларуси // Літасфера. 2005. Т. 22, № 1 С. 36–43.

*Стратиграфическая* схема вендских отложений Московской синеклизы. М., 1996.

*Тимофеев Б.В.* О возрасте острожских слоев на Волыни и их положении в разрезе палеозойских отложений // Докл. АН СССР. 1956. Т. 107, № 6. С. 871–874.

*Тимофеев Б.В.* Микропалеофитологическое исследование древних свит. М.;Л.: Наука, 1966. 147 с.

*Тимофеев Б.В*. Микрофитофоссилии докембрия Украины. Л.: Наука, 1973. 58 с.

*Хижняков А.В., Шепелева Е.Д*. Сопоставление древних немых толщ Волыни по споровым комплексам // Геология и нефтегазоносность Волыно-Подольской окраины Русской платформы. Л.: Недра, 1964. С. 151–155. (Тр. УкрНИГРИ; Вып. 9).

*Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н. и др*. Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 192 с.

*Burzin M.B*. Late Vendian helicoid filamentous microfossils // Paleontol. J. 1995a. V. 29, N 1A. P. 1–34.

*Burzin M.B*. Redescription of the enigmatic microfossil *Cochleatina* from the Upper Vendian of the East European Platform // Ibid. 1995b. N 2A. P. 50–80.

*Fensome R.A., Williams G.L., Barss M.S., Freeman J.M., Hill J.M*. Acritarchs and fossil prasinophytes: an index to genera, species and infraspecific taxa. 1990. AASP Contribution Ser. N 25. 771 p.

*Hofmann H.J., Jackson G.D*. Shale-facies microfossils from the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada // J. Paleontol. 1994. V. 68. (Suppl. to N 4. Mem. 37). P. 1–35.

# ФРАНСКИЕ БИОФАЦИИ И ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ КОНОДОНТОВ РУДНОГО АЛТАЯ (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

**Н.Г. Изох[1], Е.А. Ёлкин[1], Е.В. Буколова[2]**

*[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,*
*630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Росси; e-mail: IzokhNG@ipgg.nsc.ru, YolkinEA@ipgg.nsc.ru*
*[2]Новосибирский государственный университет,*
*630090, Новосибирск, Университетский просп., 2*

Франские вулканогенно-осадочные породы Рудного Алтая богато охарактеризованы разнообразной фауной – кораллами, брахиоподами, трилобитами, аммонитами, мшанками, остракодами, конодонтами, радиоляриями и ихтиофауной [Богословский, 1958; Максимова, 1960; Спасский, 1960; Дубатолов, 1962; Наливкин и др., 1973; Бубличенко, 1974; Аристов, Белый, 1976; Родыгин, 2000, 2005; Умеда и др., 2001; Бахарев и др., 2005; Obut et al., 2005; и др.]. Наиболее полная последовательность франских отложений вскрыта в районе Неверовского карьера в междуречье рч. Грязнуха и Золотуха. В последние годы она была детально переизучена, и получен новый материал по конодонтам из разных типов карбонатных и кремнистых пород [Изох и др., 2004, 2008; Ключевые разрезы..., 2004; Yolkin et al., 2005; Obut et al., 2007 ].

Анализ распространения конодонтов по разрезу показал, что таксономическое разнообразие и количественная их характеристика меняются как по латерали, так и по вертикали. Наиболее богатыми в количественном и качественном отношении являются карбонатные породы и в меньшей степени кремнисто-терригенные. Конодонты представлены *Pa* элементами родов *Ancyrodella, Ancyrognathus, Ancyrolepis, Klapperina, Mesotaxis, Palmatolepis, Polygnathus,* а также элементами родов *Icriodus* и *Belodella.*

В составе отложений франа по конодонтам можно выделить шесть биофаций, пять из которых установлены в карбонатных и терригенно-карбонатных породах, а одна – в кремнисто-терригенных.

Полигнато-анциродедловая (polygnathid-ancyrodellid) биофация выделена по количественному преобладанию *Pa*-элементов родов *Polygnathus* и *Ancyrodella* и сопутствующими *Belodella, Icriodus*, *Mesotaxis*, *Polygnathus.* Ей соответствуют рифогенные красновато-серые известняки, найденные в олистолитах в правобережье рч. Золотуха (точка И0320). Из таксонов установлены – *Ancyrodella pristina* Khalymbadzha et Chernysheva, *An. rotundiloba* (Bryant), *An. soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynck, *Belodella resima* (Philip), *B. devonica* (Stauffer), *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, *I. brevis* Stauffer, *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynck, *Polygnathus dubius* Hinde, *Po. dengleri* Bischoff et Ziegler, *Po. pennatus* Hinde, *Po. angustidiscus* Youngquist, которые характерны для зоны Upper falsiovalis (или 2 Zone MN). Следует также отметить, что это местонахождение конодонтов отличается от всех известных ранее в Рудном Алтае обилием экземпляров в количественном отношении (более 500 экземпляров элементов на 1 кг породы).

Анциродедло-мезотаксисовая (ancyrodellid-mesotaxid) биофация определена по количественному преобладанию *Pa* элементов родов *Ancyrodella* и *Mesotaxis* в сообществе с количественно подчиненными элементами родов *Icriodus*, *Klapperina* и *Polygnathus.* Среди них встречены формы – *Ancyrodella alata* Glenister et Klapper, *An. rotundiloba* (Bryant), *An. gigas* Youngquist, *Ancyrognathus* sp., *Klapperina ovalis* (Ziegler et Klapper), *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynck, *Polygnathus decorosus* Stauffer, характеризующие интервал зон Upper falsiovalis, transitans, punctata (нижняя часть). Эта биофация охватывает нижнюю часть карбонатной пачки разреза БЯ-9011 (слои 2–5) и разреза БЯ-9012 (слои 1–2) вдоль правого берега рч. Грязнуха.

Полигнато-мезотаксисовая (polygnathid-mesotaxid) биофация установлена по преобладанию *Pa*-элементов родов *Polygnathus* и *Mesotaxis.* Вместе с ними присутствуют в меньшем количестве *Klapperina*, *Palmatolepis, Icriodus* и *Belodella.* Из таксонов определены – *Ancyrodella alata* Glenister et Klapper, *An. rugosa* Branson et Mehl, *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, *Klapperina ovalis* (Ziegler et Klapper), *K. unilabius* (Huddle), *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynck, *M. asymmetrica* Bischoff et Ziegler, *M. costaliformis* (Ji), *Polygnathus decorosus* Stauffer, *Po. webbi* Stauffer, *Palmatolepis transitans* Muller, *Pa. punctata* (Hinde), встречающиеся в интервале зон transitans и punctata. Этой биофации отвечает толща рифогенных известняков в Неверовском карьере (разрез Б-041).

Полигнато-белоделловая (polygnathid-belodellid) биофация охватывает верхнюю часть карбонатной пачки (зона punctata, слои 6–7 разреза БЯ-9011 и слой 3 разреза БЯ-9012 вдоль правого берега рч. Грязнуха). В конодонтовой ассоциации этой биофации количественно преобладают элементы родов *Polygnathus* и *Belodella,* особенно в кровле рифогенных известняков увеличивается количество элементов рода *Belodella*. В них представлены также рода *Ancyrodella*, *Klapperina* и *Ancyroides.* В составе комплекса конодонтов

определены *Belodella resima* (Philip), *B. devonica* (Stauffer), *B. triangularis* (Stauffer), *Polygnathus decorosus* Stauffer, *Polygnathus* ssp., *Ancyrodella alata* Glenister et Klapper, *An. rotundiloba* (Bryant), *Klapperina ovalis* (Ziegler et Klapper), *K. unilabius* (Huddle), *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynck.

Полигнато-пальматолеписовой (polygnathid-palmatolepid) биофации соответствует интервал глинисто-карбонатной пачки (слои 8–15 разреза БЯ-9011, слои 6–7 разреза БЯ-9012, слои 1-6 разреза Е-951А, слои 1–3 разреза Е-951Б) и интервал кремнисто-аргиллитовой толщи с линзами известняков (разрезы С-033 и С-034 вдоль правого берега рч. Грязнуха). Количественно доминирующими в ней являются *Pa*-элементы родов *Polygnathus* и *Palmatolepis*. Вместе с ними представлены также роды *Ancyrodella*, *Icriodus* и *Ancyrognathus*. Из таксонов установлены – *Palmatolepis hassi* Muller et Muller, *Pa. jamieae* Ziegler et Sandberg, *Pa. rhenana* Bischoff, *Polygnathus decorosus* Stauffer, *Po. dubius* Hinde, *Po. uchtensis* Ovnatanova et Kononova, *Po.* aff. *serafimovae* Ovnatanova et Kononova, *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, *Ancyrodella gigas* Youngquist, *An. nodosa* Ulrich et Bassler, *Ancyrognathus triangularis* Youngquist. Этот комплекс конодонтов характерен для зон hassi и jamieae и Lower rhenana.

Пальматолеписо-полигнатовая (palmatolepid-polygnathid) биофация отвечает кремнисто-терригенной верхней части разреза франа вдоль правого берега рч. Грязнуха (разрез С-0011). Она определена по присутствию *Pa* элементов родов *Palmatolepis* и *Polygnathus* и характеризует более глубоководные отложения в отличие от предыдущих биофаций. Среди таксонов выяввлены *Palmatolepis* gr. *Pa. delicatula* Branson et Mehl, *Pa.* cf. *Pa. rotunda* Ziegler et Sandberg, *Palmatolepis* ssp. и *Polygnathus* ssp., совместно встречающиеся в интервале зон Upper rhenana и linguiformis верхнего франа.

Франский Неверовский рифогенный комплекс Рудного Алтая богато охарактеризован конодонтами, которые позволили выделить шесть биофаций: полигнато-анциродельловую (polygnathid-ancyrodellid), анциродело-мезотаксисовую (ancyrodellid-mesotaxid), полигнато-мезотаксисовую (polygnathid-mesotaxid), полигнато-белоделловую (polygnathid-belodellid), полигнато-пальматолеписовую (polygnathid-palmatolepid) и пальматолеписо-полигнатовую (palmatolepid-polygnathid). Самой распространенной группой являются полигнатиды. Вместе с *Polygnathus* в большом количестве представлены *Ancyrodella, Mesotaxis,* и *Belodella.* В меньшей степени присутствуют виды родов *Klapperina* и *Icriodus.* Количество конодонтов рода *Palmatolepis,* характерных для глубоководных обстановок, увеличивается в верхней части разреза, начиная с зоны jamieae.

Наибольшее разнообразие конодонтов выявлено в нижней части разреза в интервале зон falsiovalis, transitans и punctata. В этом интервале определены четыре конодонтовые биофации отвечающие рифогенным известнякам: полигнато-анциродельловая (polygnathid-ancyrodellid), анциродело-мезотаксисовая (ancyrodellid-mesotaxid), полигнато-мезотаксисовая (polygnathid-mesotaxid), полигнато-белоделловая (polygnathid-belodellid).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №. 08-05-00575 и НШ-3822.2008.5. Исследования проведены также в соответствии с программой работ по проекту 499 IGCP.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Аристов В.А., Белый В.Ф.* Первые находки франских конодонтов на Рудном Алтае // Известия вузов. Геология и разведка. 1976. № 7. С. 171–175.

*Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Алексеенко А.А., Елкин Е.А.* Литофациальная и палеонтологическая характеристики франского рифа по рч. Грязнуха, Рудный Алтай // Геология рифов: Материалы Междунар. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 18–20.

*Богословский Б.И.* Девонские аммоноидеи Рудного Алтая. Тр. ПИН. 1958. Т. XIV. 155 с.

*Бубличенко Н.Л.* Брахиоподы среднего и верхнего девона Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1974. 170 с.

*Дубатолов В.Н.* Табуляты и гелиолитиды силурийских и девонских отложений Рудного Алтая. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 110 с.

*Ключевые* разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Н.К. Бахарев, Н.В. Сенников, Е.А. Елкин, Н.Г. Изох и др.; Отв. ред. Е.А. Елкин. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 104 с.

*Изох Н.Г., Елкин Е.А., Бахарев Н.К.* Раннефранские конодонты Рудного Алтая (Западная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 6–7. 2004 . С. 89–101.(Прил. к журн. Геология и геофизика. Т. 45).

*Изох Н.Г., Обут О.Т., Сенников Н.В., Елкин Е.А.* Позднефранские конодонты и радиолярии Рудного Алтая (юг Западной Сибири) // Геобиосферные события и история органического мира: Тез. докл. LIV сессии Палеонтол о-ва при РАН (7–11 апр. 2008 г., Санкт-Петербург). СПб., 2008. С. 77–78.

*Максимова З.А.* Девонские и каменноугольные трилобиты Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 123 с.

*Наливкин Д.В., Ржонсницкая М.А., Марковский Б.П.* (Ред.). Стратиграфия СССР. Девонская система. М.: Недра, 1973. Кн. 2. 374 с.

*Родыгин С.А.* О находках девонских конодонтов на Рудном Алтае // Среда и жизнь в геологическом прошлом: Тез. докл. Всерос. симпоз. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 2000. С. 68–69.

*Спасский Н.Я.* Девонские четырехлучевые кораллы Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 143 с.

*Умеда М., Сенников Н.В., Обут О.Т., Ивата К., Изох Н.Г.* Пограничные фран-фаменские комплексы радиолярий из кремнистых образований Рудного Алтая // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф. (31 окт. – 2 нояб. 2001 г., пос. Елань Новокузнецкого р-на Кемеровской области). Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 178–183.

*Obut O.T., Izokh N.G., Yolkin E.A.* First occurrences of radiolarians and conodonts in Frasnian siliciclastic sequences of the Rudny Altai (south of West Siberia, Russia) // Subcommission on Devonian Stratigraphy and IGCP 499 Devonian Land Sea Interaction, Eureka, Nevada, 9–17 Sept. 2007. N. Y.: Minuteman Press, 2007. P. 69–70.

*Obut O.T., Sennikov N.V., Iwata K.* Upper Devonian radiolarians from the Rudny Altai (south of West Siberia) // Devonian terrestrial and marine environments: from continent to shelf (IGCP Project 499 / SDS Joint Field Meeting): Contributions to International Conference. Novosibirsk, July 25 – August 9, 2005. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, "Geo" Branch, 2005. P. 113–114.

*Rodygin S. A.* Middle and Upper Devonian conodonts from some sections of the Rudny Altai (Russia) // Ibid. P. 122–123.

*Yolkin E.A., Bakharev N.K., Izokh N.G., Gratsianova R.T., Kipriyanova T.P., Obut O.T.* Devonian sequences of Salair, Rudny & Gorny Altai: Field Excursion Guidebook. Int. Conf. "Devonian Terrestrial and Marine Environments: from Continent to Shelf" (IGCP 499 Project / SDS joint field meeting). Novosibirsk, Russia. July 25 – August 9, 2005. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2005. 80 p.

## ФУЗУЛИНИДЫ ТИПОВЫХ РАЗРЕЗОВ КАСИМОВСКОГО ЯРУСА В МОСКОВСКОМ РЕГИОНЕ

**Т.Н. Исакова**

*Геологический институт РАН, 1190117, Москва, Пыжевский пер. 7;*
*e-mail: isakova@ginras.ru*

**Введение.** Касимовский ярус как нижний ярус верхнего карбона, вошедший в российские стратиграфические схемы Восточно-Европейской платформы и Урала, а сейчас принятый в качестве глобального яруса Международной шкалы каменноугольной системы [Gradstein et al., 2004] был выделен на основе разрезов карбона Подмосковного региона [Даньшин, 1947; Теодорович, 1949]. В российской стратиграфической схеме касимовский ярус подразделяется на три горизонта – кревякинский, хамовнический и дорогомиловский [Решения…, 1990]. Типовой местностью для его дробного расчленения являются Москва и Воскресенск, а также их окрестности. Стратотип кревякинского горизонта находился у д. Суворово, вблизи г. Воскресенска (разрез ныне не существует), а Москва является типовой местностью верхних горизонтов касимовского яруса – хамовнического и дорогомиловского. Литостратиграфические стратоны (свиты) были выделены в основном по разрезам отложений касимовского яруса в окрестностях Воскресенска (Московская область). Следует заметить, что первоначально региональное расчленение касимовского яруса проводилось по составу пород. Фузулинидовая характеристика каждой отдельной толщи отсутствовала. Детальное биостратиграфическое расчленение касимовского яруса на основе изучения фузулинид из стратотипических разрезов базируется на классических исследованиях Д.М. Раузер-Черноусовой [Раузер-Черноусова, 1941; Раузер-Черноусова, Щербович, 1974] и С.Е. Розовской [1950]. Впервые самостоятельная характеристика каждого из горизонтов касимовского яруса – кревякинского, хамовнического и дорогомиловского – выявлена путем обобщения обширного фактического материала в фундаментальной монографии Е.А. Ивановой и И.В. Хворовой [1955]. Причем сведения о распространение фузулинид в отложениях касимовского яруса получены в основном по разрезам Окско-Цнинского вала и Воскресенского района Подмосковья, тогда как стратотипические (или наиболее близко расположенные к ним) разрезы горизонтов касимовского яруса в Москве фузулинидами охарактеризованы практически не были. В последние годы в Москве проводились значительные буровые инженерные изыскания. Рядом скважин, а также котлованом, вырытым при строительстве делового центра "Москва-Сити", вскрыты отложения касимовского и нижней части гжельского яруса. Из этих разрезов получен новый фактический материал, дополняющий и уточняющий фузулинидовую характеристику горизонтов касимовского яруса в Москве. В последние годы были переизучены также фузулиниды касимовского яруса разреза Афанасьево, расположенного вблизи г. Воск-

ресенска. Именно этот разрез рассматривается ныне в качестве неостратотипа касимовского яруса [Махлина и др., 2001], включая кревякинский горизонт и две его составляющие свиты, суворовскую и воскресенскую, а также ратмировскую и неверовскую свиты хамовнического горизонта. Сравнение фузулинидовой последовательности в неостратотипе касимовского яруса и в разрезе этого яруса в окрестностях Москвы представляет значительный интерес, поскольку позволяет определить моменты появления главных фузулинидовых реперов касимовского времени – родов *Protriticites*, *Obsoletes*, *Montiparus*, *Triticites*, по отношению к литостратиграфическому стандарту касимовского яруса.

**Биостратиграфическое расчленение по фузулинидам отложений касимовского яруса Москвы.** Анализ фактического материала по распространению фузулинид в отложениях касимовского яруса Москвы, проведенный автором ранее [Исакова, 2004], свидетельствует о том, что последовательность появления сообществ фузулинид однотипна во всех изученных разрезах. Закономерный характер появления определенных родов и видов фузулинид позволяет выделить в пределах официально принятых стратиграфических горизонтов касимовского яруса, кревякинского, хамовнического и дорогомиловского ряд местных зон, характеризующихся появлением новых элементов, последовательно дополняющих зональные комплексы вверх по разрезу. В касимовском ярусе Москвы выделяются шесть зон. Зона Fusiella lancetiformis, Obsoletes sp., соответствующая нижней части кревякинского горизонта, характеризуется преимущественно присутствием родов *Schubertella*, *Ozawainella*, *Fusiella*, представленных незначительном числом видов. Зона Fusulina intermedia, Protriticites subschwagerinoides соответствует верхней части кревякинского горизонта. Нижняя граница зоны фиксируется по появлению крупных фузулин *Fusulina intermedia* Rauser et Gryzlova, *F. conspecta* Rauser и представителей рода *Protriticites*. Фоном для этого комплекса остаются фузиеллы (*Fusiella lancetiformis* Putrja, *F. typical* Lee et Chen) и озаваинеллы. Следует указать, что типичные протритициты (*Protriticites subschwagerinoides* Rosovskaya, *P. globules* Putrja), а также предполагаемые обсолеты (?*Obsoletes* sp.) фиксируются в верхней части зоны. В нижней части более обычны *Fusulina* ex gr. *intermedia* Rauser et Gryzlova и *Protriticites* sp. Зона Protriticites globules, Montiparus sp., соответствующая нижней части хамовнического горизонта, определяется по появлению первых монтипарусов (*Montiparus* sp.), при этом основной состав комплекса продолжают формировать протритициты. Зона Montiparus montiparus (верхняя часть хамовнического горизонта) устанавливается по появлению типичных монтипарусов группы *Montiparus montiparus* (Moeller). Зональный комплекс включает *Montiparus montiparus*(Moeller) , *M. paramontiparus* Rosovskaya , *M. subcrassulus* Rosovskaya, *M. umbonoplicatus* (Rauser et Beljaev), а также *Quasifusulina longissima* Moeller . В этом интервале развит богатый комплекс фузулинидовых родов касимовского времени, представленных характерными формами. Это типичные (по строению стенки) *Protriticites subschwagerinoides* Rosovskaya, *Obsoletes obsoletus* (Schellwien), *Montiparus montiparus* (Moeller), *Quasifusulina longissima* Moeller. В нижней части дорогомиловского горизонта выделяется зона Schwageriniformis mosquensis. Ее нижняя граница определяется по появлению первых примитивных тритицитообразных представителей рода *Schwageriniformis*, для которых характерна очень тонкая однородная стенка, непостоянные относительно массивные хоматы и спираль, скачкообразно расширяющаяся после тесно свернутых 3–3.5 внутренних оборотов. Строение стенки сближает эти формы с тритицитами, тогда как форма раковины и массивные хоматы указывают на вероятную филогенетическую связь с монтипарусами. К этому уровню приурочено также появление *Triticites* sp. с типичной кериотекальной структурой стенки, характерной для родов позднего карбона и ранней перми. В целом сообщество фузулинид этой зоны включает *Schwageriniformis mosquensis* (Rosovskaya), *Schwageriniformis* sp., *Triticites* sp., *Montiparus* ex gr. *montiparus* (Moeller), *M. rhombiformis* Rosovskaya, *M. reticulates* Rosovskaya. Нижняя граница следующей зоны –Triticites irregularis – проводится по появлению *Triticites* ex gr. *secalicus* Say. Зональный комплекс включает *Triticites irregularis rugosus* Rosovskaya, *T. secalicus samarica* Rauser, *T. noinskyi plicatus* Rosovskaya, *Quasifusulina longissima* Moeller, *Q. eleganta* Shlykova. Продолжают существовать *Montiparus montiparus* (Moeller), *M. paramontiparus* Rosovskaya, *Schwageriniformis schwageriniformis* Rauser, *S. karlensis* Rosovskaya.

**Фузулиниды неостратотипа касимовского яруса (разрез Афанасьево, близ Воскресенска).** Суворовская свита кревякинского горизонта в неостратотипическом разрезе содержит комплекс фузулинид, включающий *Protriticites subschwagerinoides* Rosovskaya и *Fusulina* ex gr. *intermedia* Rauser et Gryzlova, *Obsoletes* ex gr. *obsoletus*, *Fusiella typica ventricosa* Rauser, *Schubertella gracilis* Rauser, многочисленные *Ozawainella mosquensis* Rauser. Воскресенская свита кревякинского горизонта неостратотипа содержит обновленный богатый комплекс фузулинид: разнообразны типичные протритициты (*Protriticites subschwagerinoides* Rosovskaya, *P. pseudomontiparus* Putrja, *P. formosus* Volozhanina, *P. longus* Volozhanina, *P. plicatus* Kireeva), появляются *O. magnus* Kireeva и *Obsoletes* ex gr. *Obsoletus*, присутствуют *Fusulina pulchella* Gryzlova, *F.*

*intermedia* Rauser et Gryzlova, частые *Fusiella lancetiformis* и *F. typica ventricosa*. В отложениях ратмировской свиты хамовнического горизонта фузулиниды не были найдены. Неверовская свита хамовнического горизонта содержит разнообразный комплекс фузулинид. Однако в ее базальной части (возможно, это еще самая верхняя часть ратмировской свиты?) присутствуют фузулиниды плохой сохранности, определимые в основном до родовой принадлежности. Это представители родов *Protriticites* и *Montiparus.* В основании средней части неверовской свиты обнаружены массовые находки *Quasifusulina*, а в верхней части – доминируют типичные *Montiparus montiparus* (Moeller) и *M. subcrassulus* Rosovskaya. По разрезу устанавливается следующая последовательность зон по фузулинидам: зона Protriticites subschwagerinoides, Obsoletes obsoletus – суворовская, воскресенская и, вероятно, нижняя часть ратмировской свит, не охарактеризованная фузулинидами; зона Montiparus paramontiparus – базальная (или самая верхняя часть ратмировской) и нижняя части неверовской свит; зона Montiparus montiparus – нижняя и средняя части неверовской свиты.

**Выводы.** Сравнивая уровни появления *Protriticites*, *Obsoletes*, *Montiparus* в касимовском ярусе двух основных разрезов типовой местности, можно сделать следующие выводы.

1. Первые *Protriticites* в разрезе Москвы появляются в зоне Fusulina intermedia – Protriticites subschwagerinoides, соответствующей верхней части кревякинского горизонта, причем типичные *Protriticites* (*Protriticites subschwagerinoides* Rosovskaya) приурочены только к верхней части этой зоны. В разрезе неостратотипа фиксируется более раннее появление единичных *Protriticites subschwagerinoides* Rosovskaya в суворовской свите, соответствующей нижней части кревякинского горизонта, однако массовые находки типичных протритицит также приурочены к его верхней части (воскресенская свита). На этом же уровне отмечается присутствие *Obsoletes*. Следовательно, типичные протритициты могут служить коррелянтами верхней части кревякинского горизонта или воскресенской свиты.

2. Первые *Montiparus* в разрезе Москвы фиксируются в нижней части хамовнического горизонта, выделяемой в зону Protriticites globulus, Montiparus sp. В разрезе неостратотипа касимовского яруса этот уровень приходится на самую верхнюю часть ратмировской(?) свиты и базальную часть неверовской свиты хамовнического горизонта. Именно этот интервал разреза Афанасьево содержит *Protriticites*, *Montiparus* и выделяется в зону Montiparus paramontiparus.

3. Наиболее четко и однозначно коррелируемым интервалом обоих разрезов остается интервал развития типичных массовых *Montiparus*, приуроченный в разрезе Москвы к верхней части хамовнического горизонта или зоне Montiparus montiparus. В разрезе неостратотипа касимовского яруса этот интервал приходится на нижнюю и среднюю части неверовской свиты хамовнического горизонта, соответствующие также зоне Montiparus montiparus.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64783.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Даньшин Б.М*. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: Изд-во МОИП, 1947. 308 с.

*Иванова Е.А*., *Хворова И.В*. Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы // Труды Палеонтол. ин-та АН СССР. 1955. Т. 53. 279 с.

*Исакова Т.Н*. Фузулиниды и биостратиграфия касимовского яруса Москвы // Палеострат-2004. М., 2004. С. 17–18.

*Махлина М.Х*., *Алексеев А.С*., *Горева Н.В*., *Исакова Т.Н*., *Друцкой С.Н*. Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т 1. Стратиграфия. М.: Научный мир, 2001. 244 с.

*Раузер-Черноусова Д.М*. Новые данные по стратиграфии верхнего карбона Окско-Цнинского вала //Докл. АН СССР. 1941. Т. XXX, № 5. С. 434–443.

*Раузер-Черноусова Д.М*., *Щербович С.Ф*. Некоторые вопросы касимовского яруса в сете изучения фораминифер // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 6. С. 91–103.

*Решения* Межведомственного регионального совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Каменноугольная система, Ленинград, 1988 г. Л.: ВСЕГЕИ. 1990. 41 с.

*Розовская С.Е.* Род *Triticites*, его развитие и стратиграфическое значение // Труды Палеонтол. ин-та АН СССР. 1950. Т. XXVI. 77 с.

*Теодорович Г.И*. О подразделении верхнего карбона на ярусы // Докл. АН СССР. 1949. Т. 67, № 3. С. 537–540.

*Gradstein F.M., Ogg O., Smith A.G*. (Eds.) A Geologic Time Scale 004. Cambrige: Cambrige University Press, 2004. 589 p.

## ФОРАМИНИФЕРЫ КАЗАНСКОГО ЯРУСА НИЖЕГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ

**О.Н. Клевцов**

*Казанский государственный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18;*
*e-mail: ol-kle@yandex.ru*

Из трех скважин, вскрывших отложения казанского яруса Нижегородской области, было отобрано 11 проб на микрофауну. Изучены представительные комплексы фораминифер и остракод, приуроченные к различным фациям – известнякам и глинам. В задачи исследования входило изучение систематического состава фораминифер, расчленение разреза по фораминиферам и определение относительного возраста вмещающих отложений.

В отложениях казанского яруса Нижегородской области обнаружено 30 видов фораминифер, относящихся к 13 родам из 7 семейств. Основной фон составляют представители семейства Nodosariidae.

По фораминиферам в разрезе казанского яруса выделено два комплекса:

**Первый комплекс** установлен в скв. 2055 (инт. 70.7–76.0 м), скв. 2057 (инт. 44.0 м) и скв. 3003 (инт. 17.2–26.2 м) (см. рисунок). В глинах серых, известковистых со спикулами губок, остракодами, брахиоподами, мшанками, криноидеями, зубами рыб обнаружены фораминиферы: *Hyperammina* cf. *borealis* Gerke, *Earlandia*? sp., *Tolypammina* sp., *Tetrataxis lata* Spand., *T. corona* Cushm. et Wat., *Pseudoammodiscus kamae* (Tscherd.), *Ps.* cf. *megasphaericus* (Gerke), *Nodosaria hexagona* (Tscherd.), *N.* ex gr. *hexagona* (Tscherd.), *N.* cf. *hexagona* (Tscherd.), *N. urmarensis* K. M.-Macl., *N.* cf. *farcimeniformis* K. M.-Macl., *N.* ex gr. *farcimeniformis* K. M.-Macl., *N.* ex gr. *krotowi* Tscherd., *N.* ex gr. *suchonensis* K. M.-Macl., *Pseudonodosaria* sp., *Lingulonodosaria fallax* (Tscherd.), *L.* ex gr. *fallax* (Tscherd.), *L. kamaensis* K. M.-Macl., *L.* sp., *Lingulina* ex gr. *semivelata* Tscherd., *Ichthyolaria longissima* (K. M.-Macl.), *I.* ex gr. *longissima* (K. M.-Macl.), *I. planilata* (Gerke), *I. tsaregradskii* (M.-Macl.), *I. inflata* (Gerke), *I.* cf. *longissima* (K. M.-Macl.), *I.* sp. и др. Комплекс фораминифер включает характерные виды байтуганско-камышлинских слоев нижнеказанского подъяруса стратотипической местности центральной части Среднего Поволжья [Клевцов, 2007], а именно – *Tetrataxis lata* Spand., *T. corona* Cushm. et Wat., *Nodosaria hexagona* (Tscherd.), *N. urmarensis* K. M.-Macl., *Ichthyolaria planilata* (Gerke), *I. tsaregradskii* (M.-Macl.), *I. inflata* (Gerke).

**Второй комплекс** выделен в скв. 2057 (инт. 39.1–42.9 м) и скв. 3003 (инт. 7.8–125 м) (см. рисунок). Известняки серые, хемогенные со спикулами губок, остракодами, мшанками, брахиоподами, включают фораминиферы: *Earlandia* sp., *Globivalvulina* sp., *Pseudoammodiscus megasphaericus* (Gerke), *Ps. kamae* (Tscherd.), *Nodosaria elabugae* Tscherd., *N. hexagona* (Tscherd.), *N. farcimeniformis* K. M.-Macl., *N.* cf. *farcimeniformis* K. M.-Macl., *Pseudonodosaria*? sp., *Rectoglandulina* sp., *Lingulonodosaria* ex gr. *kamaensis* K. M.-Macl., *Geinitzina* sp., *Ichthyolaria* sp. Комплекс фораминифер содержит формы, распространенные в нижнеказанском и в основании верхнеказанского (пачка ядреный камень) подъярусов стратотипической местности – *Pseudoammodiscus kamae* (Tscherd.), *Nodosaria farcimeniformis* K. M.-Macl., *N. elabugae* Tscherd., *Rectoglandulina sp.* [Клевцов, 2007].

Таким образом, комплексы фораминифер казанского яруса стратотипической местности, прослеживаются и в одновозрастных отложениях Нижегородской области.

### ЛИТЕРАТУРА

*Клевцов О.Н.* Значение фораминифер для стратиграфии казанского яруса центральной части Среднего Поволжья // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: Материалы Всерос. конф., 25–27 сент. 2007 г.Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 2007. С. 138–139.

Распространение фораминифер в отложениях казанского яруса Нижегородской области.

- *Lingulonodosaria* ex gr. *fallax* (Tschrd.)
- *Nodosaria hexagona* (Tschrd.)
- *Lingulonodosaria fallax* (Tschrd.)
- *L. kamaensis* K. M.-Macl.
- *Ichtyolaria* ex gr. *longissima* (K. M.-Macl.)
- *Tatrataxis lata* Spand.
- *Pseudoammodiscus kamae* (Tschrd.)
- *Pseudonodosaria* cf. *megasphaericus* (Gerke)
- *Pseudonodosaria* sp.
- *Geinitzina kazanica* K. M.-Macl.
- *Ichtyolaria longissima* (K. M.-Macl.)
- *Pseudoammodiscus megasphaericus* (Gerke)
- *Nodosaria fuciminiformis* K. M.-Macl.
- *Rectoglandulina* sp.
- *Lingulonodosaria kamaensis* K. M.-Macl.
- *Ichtyolaria sp.*
- *Earlandia* sp.
- *Globivalvulina* sp.
- *Nodosaria elabuga* Tschrd.
- *Nodosaria* cf. *fuciminiformis* K. M.-Macl.
- *Geinitzina* sp.
- *Tolypammina* sp.
- *Tetrataxis lata* Spand.
- *T. corona* Cushm. et Wat.
- *Nodosaria* ex. gr. *fuciminiformis* K. M.-Macl.
- *N.* ex gr. *hexagona* (Tschrd.)
- *N.* ex gr. *krotowi* Tschrd.
- *Ichtyolaria infiata* (Gerke)
- *I. tsaregradskii* (K. M.-Macl.)
- *Hyperammina* cf. *borealis* Gerke
- *Nodosaria urmarensis* K. M.-Macl.
- *Lingulonodosaria* sp.
- *Ichtyolaria* cf. *longissima* (K. M.-Macl.)
- *I.* sp. 1
- *I.* sp. 2
- *Nodosaria* cf. *fuciminiformis* K. M.-Macl.
- *N.* ex gr. *suchonensis* K. M.-Macl.
- *Lingulina* ex gr. *semivelata* Tschrd.
- *Ichtyolaria longissima* (K. M.-Macl.)
- *I. tsaregradskii* (K. M.-Macl.)
- *I. plamilata* (Gerke)
- *Nodosaria elabuge* Tschrd.
- *Globivalvulina* sp.
- *Pseudoammodiscus megasphaericus* (Gerke)
- *Rectoglandulina* sp.
- *Geinitzina* sp.

# ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ИЗВЕСТКОВИСТЫЕ *DZHELINDIA* И *CHAPTCHAICA* KOLOSOV – ВОДОРОСЛИ

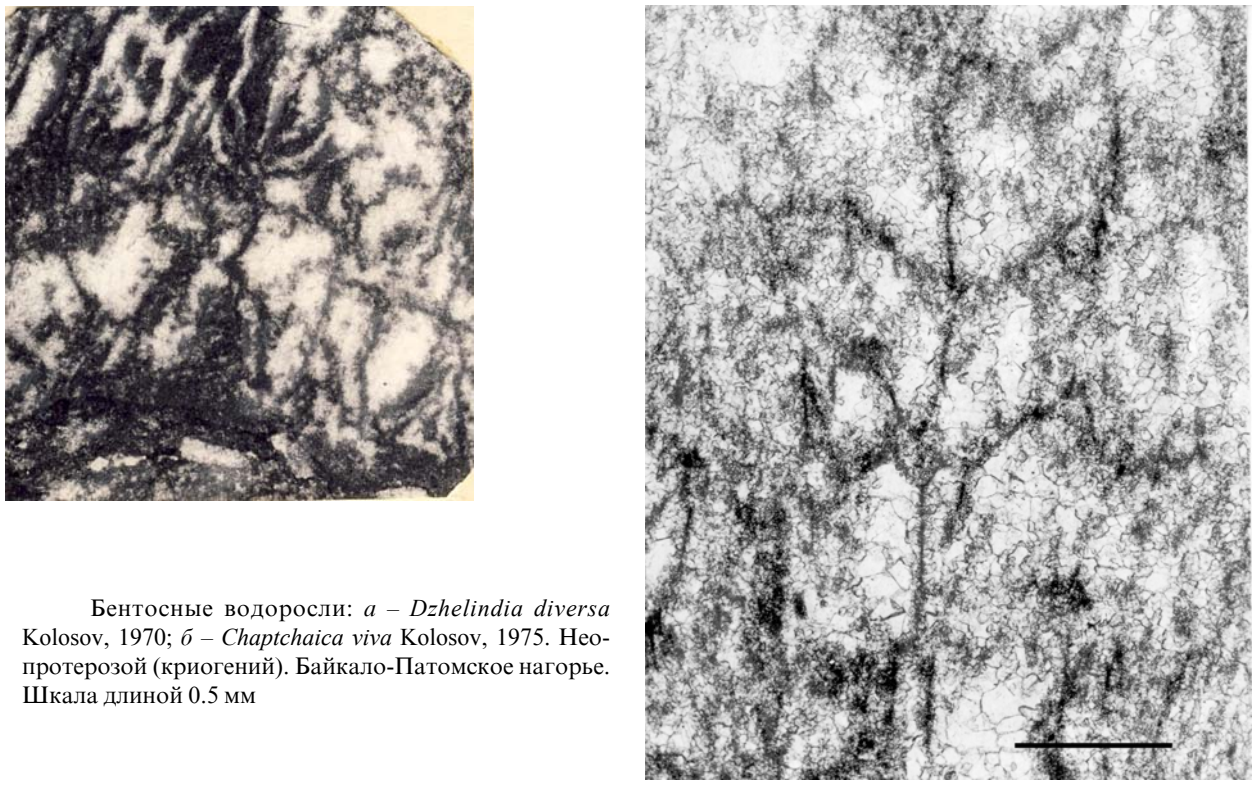
**П.Н. Колосов**

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39;*
*e-mail: p_kolosov@diamond.ysn.ru*

Раннедокембрийские микроорганизмы по морфологии, размерам и экологии более всего сравнимы с цианобактериями. Тогда как по этим же особенностям среди позднедокембрийских микрофоссилий имеются формы, которые можно считать водорослями. Факты достижения водорослями большого разнообразия близ мезопротерозойско-неопротерозойского рубежа (1000 млн лет) наиболее полно приведены Э.Х. Ноуллом [Knoll, 1994]. "В криптозойском эоне мы имеем дело прежде всего с известковыми водорослями, микроскопическими в своих индивидах и образующими целые известняки" [Вернадский, 1965, с. 155]. Несмотря на большую породообразующую роль и очевидную средоформирующую функцию в экосистемах, неопротерозойские известковистые цианобактерии и водоросли исследованы очень слабо. Причина в их сохранности, недостаточной для однозначной интерпретации. Например, такие известковистые мелкие (нередко микроскопические) морские нитчатые бентосные макрофиты, как роды *Dzhelindia* Kolosov 1970 и *Chaptchaica* Kolosov 1975 [Колосов, 1970, 1975] из неопротерозоя (верхнего рифея) Байкало-Патомского нагорья, по морфологии удается лишь с трудом обосновать их принадлежность к водорослям (см. рисунок).

Начнем с того, что биологическая природа рассматриваемых родов доказывается: приуроченностью исключительно к органогенным породам, в которых они играют породообразующую роль; присутствием на одном и том же стратиграфическом уровне (неопротерозой); морфологической определенностью и выделением во вмещающих карбонатных породах (преимущественно в известняках); морфологическим сходством с палеозойскими водорослями (например, *Filaria sporifera* Korde 1973; *Nicholsonia involutum* Korde 1973; *Kordephyton crinitum* (Korde) 1955); колломорфной микроструктурой, характерной для ископаемых органических остатков [Колосов, 1988, 2003]. Первоначально роды *Dzhelindia* и *Chaptchaica* автор описал как известковистые цианобактерии, хотя не исключалась их принадлежность к родофитам [Колосов, 1975].

*а* *б*



Бентосные водоросли: *а – Dzhelindia diversa* Kolosov, 1970; *б – Chaptchaica viva* Kolosov, 1975. Неопротерозой (криогений). Байкало-Патомское нагорье. Шкала длиной 0.5 мм

Дальнейшее изучение показало, что они, с одной стороны, сохраняются очень редко, а с другой – относятся не к цианобактериям, а водорослям. Можно отметить, что за пределами Байкало-Патомского нагорья лишь в шлифах серых доломитов забитской свиты верхнего рифея–венда в районе Боксонского месторождения в Саянах М.В. Степанова (письменное сообщение от 18 января 1985 г.) обнаружила, но не описала *Dzhelindia.* Она отметила, что их следовало описать.

Перечисляемые ниже признаки, позволяют обосновать принадлежность *Dzhelindia* и *Chaptchaica* к водорослям:

1. Карбонат очень тонкозернистый, темный, является сингенетической первичной структурой карбоната водоросли. На электронно-микроскопическом снимке *Dzhelindia* Kolosov четко видно [Колосов, 2003, с. 21, фиг. 2.1.4], что обтекаемой формы частицы (2–4 мкм) карбоната кальция откладывались непосредственно в слоевище *Dzhelindia* и *Chaptchaica* – четкие нити, которые сохранились в результате органического выделения $CaCO_3$. Следовательно, эти роды не относятся (по В.П. Маслову [1961]) к цианобактериям.

2. Не только микроскопические, но и макроскопические (длина нитей до 1.2–1.6 мм) слоевища. У относящихся к родофитам кембрийских *Epiphyton* Bornemann [Терлеев, Лучинина, 2000, 2006] имеются виды, кустики которых высотой 1.0–1.6 мм [Кордэ, 1961]. Среди современных родофитов *Erythrotrichia carnea* (Dillw.) J.Ag (семейство Erithrotrichiacea, порядок Bangiales, класс Bangiophyceae) представляет собой неразветвленные нити длиной до 1 мм, толщиной 11.0–14.5 мкм из одного ряда клеток [Зинова, 1967, с.186].

3. Известно, что усложнение однорядных нитчатых родофитов начинается с возникновения большого числа коротких и обильно разветвленных боковых веточек ограниченного роста [Водоросли, 1989]. То же самое мы наблюдаем у неопротерозойских *Dzhelindia*.

4. К.Б. Кордэ [1973] в отделе Rhodophyta выделила новый класс Protofloridomorphophyceae Korde (с. 121). Согласно диагнозу, к нему относятся морфотипы с многоклеточным слоевищем, которое может быть нитевидным однорядным, многорядным, вертикальным кустистым или состоять из войлока нитей, стелившихся по субстрату, сложного строения (цилиндрическое, иногда членистое, дифференцированное или не дифференцированное на осевую и коровую части). Прикрепление слоевища ризоидо-столоно- или подошвоподобными разрастаниями базальной части, дисками. Протоспорангии одного или разного строения на одном и том же экземпляре. Вегетативное размножение участками слоевища, образование дискоидальных скоплений клеток на концах нитей вне слоевища. Характеризуемые роды *Dzhelindia* и *Chaptchaica* по нитевидной, однорядной, прикрепленной, вертикально растущей, кустистой, не дифференцированной на осевую и коровую части слоевище сравнимы с таксонами указанного класса.

*Dzhelindia* Kolosov более всего похожи на *Filaria* Korde 1973, на *Kordephyton* Radugin et Stepanova 1965, и особенно на *Kordephyton crinitum* (Korde) [Кордэ, 1973, табл. XIII, фиг. 2]. Первоначально этот вид был описан в 1955 г. в составе рода *Epiphyton* из низов толщи известняков устьботомской свиты среднего кембрия на р. Лена в 0.5 км выше с. Еланка [Кордэ, 1973]. По округлой форме клеток, характеру ветвления нитей, размерам слоевищ виды *Dzhelindia* вполне сравнимы с таковыми родов *Sajania* Vologdin 1962 и *Cambrina* Korde 1973 [Кордэ, 1973, табл. XV, фиг. 1, 2, 4; рис. 18].

5. Род *Dzhelindia* можно сравнить с рядом современных красных водорослей. Так, по однорядному, нитевидному, беспорядочно разветвленному, прикрепленному слоевищу он близок к роду *Goniotrichum* Kьtzing (порядок Goniotrichales Skuja, класс Bangiophyceae De Toni). От него отличается отсутствием общей толстой оболочки, окружающей все клетки. У видов современного рода эта оболочка студенистая. Зато по этой особенности с *Goniotrichum* можно сравнить докембрийский род *Chaptchaica*. Последний, по-видимому, имел толстую студенистую оболочку. Такое предположение логично вытекает из наличия светлого высокомагнезиального кальцита, в котором находится однорядная нить клеточного строения [Колосов, 2003, с.20, фиг. 2.1.1]. Возникновение такого состава толстой оболочки могло быть обусловлено физиологическим процессом [Маслов, 1961], выделением родофитами высокомагнезиального кальцита [Вильямс и др., 1985]. У *Chaptchaica* вместо толстой студенистой оболочки в шлифах мы видим результат обызвествления, представленный вокруг нити высокомагнезиальным кальцитом.

По нитевидному разветвленному однорядному строению слоевища род *Dzhelindia* сближается с современными представителями порядка Bangiales Schmitz, класса Bangiophyceae De Toni (бангиевые). В составе этого порядка имеется семейство Erythrotrichiaceae (Rosenvinge) Smith. Наряду с другими характеристиками оно включает водоросли, у которых "слоевище маленькое, часто микроскопическое, в виде… поднимающихся вертикально, или в виде простых неразветвленных одно- или многорядных нитей, прикрепляется к грунту базальной клеткой с выростами в основании или диском, состоящим из серии клеток или клеточных нитей" [Зинова, 1967, с.185]. *Dzhelindia* представляет собой слоевища в виде простых однорядных нитей, прикрепляющихся к грунту предположительно базальной клеткой, т. е. имеет близкую к современным бангиевым характеристику.

Кроме того, *Dzhelindia* Kolosov похож на род *Audouinella* Bory семейства Acrochaetiaceae (Hamel) Fritsch (порядок Nemalionales Schmitz). Это современные бентосные микроскопические красные водоросли, состоящие из однорядных, разветвленных, стелющихся или поднимающихся вверх клеточных нитей. Некоторые представители (например, *Audouinella* Bory) указанного семейства полностью или частично погружаются в ткани других водорослей или поселяются на хитиновых оболочках гидроидов и мшанок [Зинова, 1967, с. 204–205]. Эти нитчатые красные водоросли являются почти такими же породообразующими микроорганизмами, как и строящие строматолиты цианобактерии [Саут, Уиттик, 1990, с. 362]. По микроскопическим размерам, строению из однорядных клеток (до 80 мкм), создающих ветвящиеся бентосные нити, и породообразующей роли *Dzhelindia* Kolosov почти не отличаются от *Audouinella* Bory.

Род *Chaptchaica* Kolosov, как и *Dzhelindia* Kolosov, по строению поднимающихся вверх слоевищ из различной степени разветвленных нитей, состоящих из одного ряда клеток, расположению предположительно принимаемого органа размножения (сперматангия) пучками на концах боковых веточек и породообразующей функции предположительно можно считать представителем Cambrinales Korde, 1973 (родофиты). По разветвленной нити из округлых клеток, составляющей слоевище, окруженный светлым карбонатом (арагонитом?) *Chaptchaica* похож на род *Kadvoya* Korde, выделенный в кембрии [Кордэ, 1973, табл. XVII, фиг. 3–5; XVIII, фиг. 1; рис. 25]. Указанное карбонатное окружение, очевидно, не случайное. Оно, по-видимому, свидетельствует, что при жизни водоросль имела студенистую или слизистую оболочку. В диагнозе *Kadvoya* К.Б. Кордэ отмечена эта особенность слоевища.

В ископаемом неопротерозойском материале, обработанном Т.А. Дольник [2000], *Chaptchaica* участвует в формировании микрослоев желваково-столбчатого строматолита *Tinnia tchaja* Dolnik, 1971 [Там же, табл. XXVII, фиг. 5, 6], а в столбчатых ветвящихся строматолитах Lenia jakutica Dolnik, 1971 – данная водоросль расположена сбоку столбиков, в оболочке, окружающей их [Там же, табл. XVIII, фиг. 7].

Стенки клеток современных родофитов покрываются слизью. У некоторых форм последняя может составлять до 70 % сухой массы клеточной стенки. Она обызвествляется у многих представителей [Саут, Уиттик, 1990]. Почти то же самое мы наблюдаем у неопротерозойских водорослей, рассматриваемых в статье.

Изучение под электронным сканирующим микроскопом светлого клиновидного карбоната, тесно связанного с *Chaptchaica viva* Kolosov [Колосов, 1975, обр. 206-68, табл. XIV, фиг. 1, 4], показало, что он весь пронизан очень четкими ветвящимися нитями с органами размножения, которые имеют бокаловидную форму [Колосов, 2003, фиг. 2.1.2]. Судя по всему здесь мы имеем симбиоз по крайней мере двух видов водорослей: *Chaptchaica viva* Kolosov 1975 и еще не описанного, представленного светлым карбонатом. Вторичные процессы по органическим остаткам – явления обычные. Видимо, Т.А. Дольник [2000] наблюдала результат такого процесса и написала, что светлые, бесцветные каналы из карбоната могли образоваться в результате перекристаллизации. *Chaptchaica*, по-видимому, интенсивно выделяла в окружающую среду органическое вещество, которое минерализировалось и в результате диагенетических изменений приняло форму сугубо минеральных образований. Такая форма сохранности характерна для некоторых красных водорослей. Это говорит в пользу принадлежности *Chaptchaica* Kolosov к водорослям.

Современные Rhodophyta в основном многоклеточные, сложного морфологического и анатомического строения макроскопические организмы длиной от нескольких сантиметров до метра. В меньшей мере они представлены одноклеточными и колониальными формами. Кроме рассмотренных выше нитчатых водорослей среди неопротерозойских (позднерифейских и вендских) форм имеются одноклеточные и колониальные, т.е. похожие на наиболее примитивные родофиты, но по размерам чаще микроскопические. Как и современные родофиты, неопротерозойские нитчатые *Dzhelindia* и *Chaptchaica* являются морскими, преимущественно бентосными организмами.

Огромная информация по современным цианобактериям и водорослям показывает, что в морских бассейнах они развиваются в разных условиях, создают определенную среду. Следовательно, для выяснения в экосистемах морей докембрия средоформирующей роли известковистых цианобактерий и водорослей необходимо провести в карбонатных отложениях их тщательный планомерный поиск и изучение, а по подпрограмме 2 программы 25 Президиума РАН "Происхождение и эволюция биосферы" развивать это очень трудное, весьма актуальное направление палеонтологии.

## ЛИТЕРАТУРА

*Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
*Вильямс Х., Тернер Ф.Дж., Гильберт Ч.М.* Петрография: в 2-х т. Т. 2. / Пер. с англ. М: Мир, 1985. 320 с.
*Водоросли: Справочник*. С.П. Вассер, Н.В. Кондратьева, Н.П. Масюк и др. Киев: Наук. думка, 1989. 608 с.

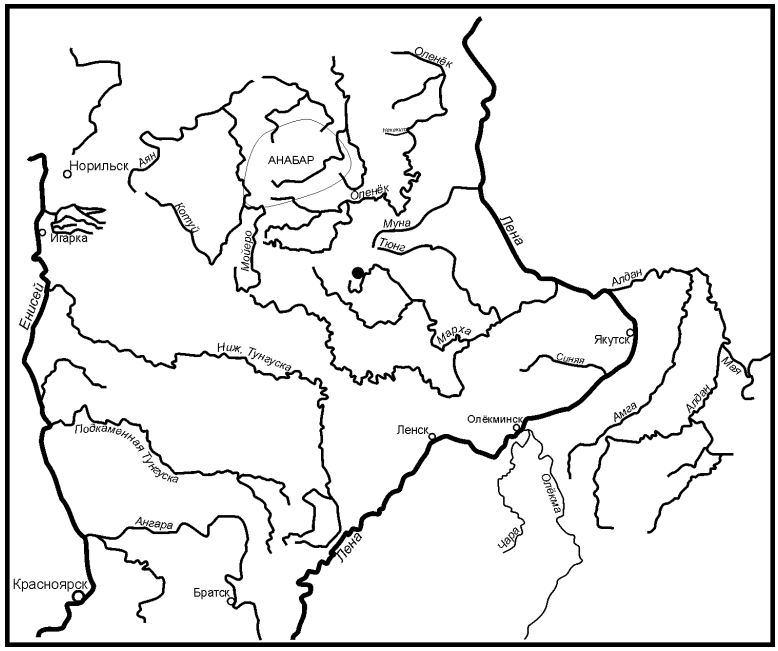
*Дольник Т.А.* Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 320 с.
*Еленкин А.А.* Синезеленые водоросли СССР. Вып.1. Общая часть. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 679 с.
*Зинова А.Д.* Определитель зеленых, бурых и красных водорослей южных морей СССР. М.-Л.: Наука, 1967. 399 с.
*Колосов П.Н.* Органические остатки верхнего докембрия юга Якутии // Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: Кн. изд-во, 1970. С. 57–70.
*Колосов П.Н.* Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 155 с.
*Колосов П.Н.* К вопросу о систематике древних Cyanophyta // Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск : Наука, 1988. С. 19 –22.
*Колосов П.Н.* Позднедокембрийские микрофоссилии и стратиграфия нефтегазоносных отложений востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003. 164 с.
*Кордэ К.Б.* Водоросли кембрия юго-востока Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 148 с.
*Кордэ К.Б.* Водоросли кембрия. М.: Наука, 1973. 349 с.
*Маслов В.П.* Водоросли и карбонатоосаждение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 12. С. 81–86.
*Саут Р., Уиттик А.* Основы альгологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1990. 597 с.
*Терлеев А.А., Лучинина В.А.* Новые факты по установлению природы рода *Epiphyton* Bornemann, 1886 // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 2–3. 2000. С. 173–177. (Прил. к журн. "Геология и геофизика").
*Терлеев А. А., Лучинина В. А.* Новые морфологические элементы у рода *Epiphyton* Bornemann, 1886 // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2006. С. 147–151.
*Knoll A. H.* Proterozoic and Early Cambrian protista: Evidence for accelerating evolutionary tempo (Proterozoic / Cambrian) eukaryotes // Proc. Nat. Acad. USA. 1994. V. 91, N 15. P 6743–6750.

## ЛИНГУЛЯТЫ (БРАХИОПОДЫ) СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИАНАБАРЬЯ (СКВАЖИНЫ КСС-2, 519)

**И.В. Коровников[1], Ю.Я. Шабанов[2]**

*[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,*
*630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: KorovnikovIV@ipgg.nsc.ru*
*[2]Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья*
*63630091, Новосибирск, ул. Красный просп., 67; e-mail:cambrian@sniiggims.ru*

Брахиоподы класса Lingulata, минеральная часть раковины которых состоит из фосфата кальция, имеют маленькие размеры, хрупкие раковины. В связи с этим долгое время кембрийские представители данного класса не привлекали внимания исследователей, так как считались малоперспективной группой для биостратиграфии, хотя в кембрийских отложениях лингуляты часто превосходят по количеству экземпляров трилобитов, которые считаются основной группой для биостратиграфического расчленения. До 70-х гг. прошлого века представители этого класса лишь кратко упоминались при описании остатков фауны в кембрийских разрезах Сибирской платформы. В 70–80-х гг. Л. Пельманом были описаны несколько десятков новых видов брахипод класса Lingulata из кембрийских отложений Сибирской платформы; им же были предложены первые биостратиграфические схемы, построенные на основе изменения комплексов брахиопод [Пельман, 1973, 1977, 1983; Пельман, Ермак, 1986; и др.]. В 80-х гг. прошлого века для изучения строения раковин брахиопод класса Lingulata начали использовать сканирующий электронный микроскоп. Это позволило установить несколько типов микроструктур и микроскульптур раковин лингулят и расширило количество таксономических признаков для распознавания таксонов разного ранга, что привело к пересмотру систематики всего типа Brachiopoda [Горянский, Попов, 1985; Ушатинская, 1995; Williams et al., 1996]. Дальнейшее изучение кембрийских брахиопод Сибирской платформы с учетом микроструктур и микроскульптур раковин и детального стратиграфического положения отдельных таксонов позволило описать новые виды и разработать более детальную схему биостратиграфического расчленения нижнего и среднего кембрия севера платформы по брахиоподам, которая по степени детальности приближается к трилобитовой схеме [Коровников, 1996, 1998]. В настоящее время изучение кембрийских брахиопод Сибирской платформы практически не ведется. Данным вопросом занимается лишь коллектив кембрийском группы ИНГГ СО РАН в рамках проводимых исследований по планам НИР.




Сибирская платформа, точкой показано местоположение скважин КСС-2 и № 519.

В настоящей работе приводятся данные, полученные при изучении кернового материала из двух скважин, расположенных в Юго-Восточном Прианабарье (Далдыно-Алакитский район) – скважины КСС-2 и № 519, которые вскрыли отложения кембрия (удачнинская свита) (см. рисунок). Обе скважины расположены в непосредственной близости от карьера Удачный.

Путем растворения в 3–5 %-й уксусной кислоте было выделено сравнительно большое количество разрозненных брюшных и спинных створок брахиопод разной сохранности (~300 экземпляров). В скважине № 519 были определены *Pegmatreta tuberculata* Pelm., *P. lepida* Pelm., *P. bulcurica* Pelm., *P. processa* Imanaliev, *P. bulcurica* Pelm., *Lingulella* sp., *L. lingulata* Pelm., *Lingulella* sp.1, *Acrothele* sp., *A. olenekensis* Pelm., *Homotreta salancaniensis* (Pelm.), *Linnarssonia*? sp.

Из кернового материала скважины КСС-2 определены брахиоподы *Lingulella* sp., *L. linguata*, *Homotreta* sp., *Pegmatreta* sp., *P. lepida*, *P. tuberculata*, *Linnarssonia* sp.

Состав комплексов характерен для амгинского яруса среднего кембрия (зона Kounamkites) [Коровников, 1996].

Помимо видов и родов, уже известных из амгинского яруса среднего кембрия Сибирской платформы, обнаружены формы, которые при дальнейшем детальном изучении могут быть описаны как новые. При исследовании материала с помощью сканирующего электронного микроскопа были выявлены новые микроструктуры и микроскульптуры раковин лингулят.

1. Из материала, полученного из скв. № 519, определены брахиоподы *Lingulella* sp.1 (табл. 1, фиг. 1–10). Отличительными признаками этой формы являются микроскульптура поверхности личиночной раковины, представленная слабо выпуклыми ячейками расположенными плотными концентрическими рядами (табл.1, фиг. 5) и наличие на внутренней поверхности брюшной створки узкого валика покрытого мелкими бугорками, на внешнем краю пропарей (см. табл. 1, фиг. 8).

Микроскульптура поверхности личиночной раковины у типичных кембрийских представителей рода *Lingulella* отсутствует. У близкородственных брахиопод рода *Fossuliella* микроскульптура личиночной раковины имеет вид мелких округлых ячеек диаметром 0.2–03 мкм. Микроструктура раковин у описываемого вида бакулатного типа (скопление вытянутых стерженьков). Она является типичной для данного рода (табл.1, фиг. 3, 9). От известных видов рода *Lingulella,* описанных из кембрийских отложений Сибирской платформы, данная форма также отличается формой пропарей брюшной створки.

2. Из этой же скважины получены экземпляры, определяемые как *Acrothele olenekensis* Pelm. (см. табл. 1, фиг. 11–14). Ранее указывалось, что для представителей рода *Acrothele* характерна бакулатная микроструктура стенок раковины (стерженьки расположенные между ламеллями под углом друг к другу) [Ушатинская, 1995]. На имеющемся материале наблюдаются короткие вертикальные стержни между ламелями

(см. табл.1, фиг. 13), что характерно для колумнарного типа микроструктуры. Также на внутренней поверхности спинной створки поверхность кардинальных мускульных отпечатков покрыта мелкими бугорками. Указанные признаки ранее не описывались у представителей рода *Acrothele*.

3. На том же уровне в скв. № 519 встречены брахиоподы, которые по морфологическим особенностям брюшной и спинной створок раковины соответствуют представителям рода *Linnarssonia* (см. табл. 2, фиг. 1–10). Однако скульптура раковин представлена рядами прерывистых концентрических линий роста (см. табл. 2, фиг. 6). Такая скульптура характерна для среднекембрийского рода *Pegmatreta*. Микроструктура раковины колумнарного типа (вертикальные стержни) (см. табл. 2, фиг. 9, 10). При большем увеличении видно, что стержни, заполняющие полости между ламеллями, сложены округлыми кусочками раковинного вещества (табл. 2, фиг. 10).

4. Из скважины КСС-2 были определены брахиоподы *Pegmatreta*? sp. (см. табл. 2, фиг. 11–13). По морфологическим признакам брюшной створки эти экземпляры соответствуют роду *Pegmatreta*. Однако на внутренней стороне брюшной створки на месте апикального утолщения, которое у рода *Pegmatreta* имеет вид довольно большого выпуклого отростка, присутствует широкое углубление, расширяющееся назад (см. табл. 2, фиг. 11). К этому углублению от форамена протягивается узкий желобок (см. табл. 2, фиг. 13). Вероятно, при дальнейшем изучении этого материала возможно установление нового рода в составе семейства Acrotretidae.

Обнаруженные в скважинах комплексы брахиопод позволили определить возраст вмещающих их отложений – середина амгинского яруса среднего кембрия (зона Kounamkites).

В результате изучения брахиопод класса Lingulata из кернового материала скважин КСС-2 и № 519, установлены формы, которые характеризуются не типичным для представителей данных родов микроскульптурой (*Linnarssonia*? sp.), микроструктурой (*Acrothele olenekensis* Pelm.) и наличием апикального углубления вместо утолщения на внутренней поверхности брюшной створки (*Pegmatreta*? sp.). Также установлен новая форма *Lingulella* sp.1, которая отличается от известных представителей этого рода микроскульптурой личиночной раковины и формой пропарей брюшной створки и в дальнейшем может быть описана как новый вид. Находки новых форм существенно пополняют знания о наиболее древних представителях данной группы фауны.

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Коллекция брахиопод хранится в ИНГГ СО РАН, лаб. № 320. Снимки выполнены в аналитическом центре на сканирующем микроскопе. Масштабные линейки, показывающие увеличения, помещены на снимках при съемке на СКАНе. Все образцы из скважин КСС-2 и № 519, расположенных вблизи карьера Удачный, Далдыно-Алакитский район, Сибирская платформа, возраст – амгинский яруса среднего кембрия, зона Kounamkites.

### Таблица 1

Фиг. 1–10. *Lingulella* sp.1: 1 – экз. 1518а, спинная створка изнутри; скв. № 519; 2 – экз. тот же, макушечная часть створки; 3 – экз. тот же, микроструктура стенки; 4 – экз. 1518б, брюшная створка снаружи; скв. № 519; 5 – экз. тот же, микроскульптура личиночной раковины; 6 – экз. тот же, микроскульптура взрослой раковины; 7 – экз. 1518в, брюшная створка изнутри; скв. № 519; 8 – экз. тот же, макушечная часть брюшной створки, пропарея; 9 – экз. тот же, микроструктура стенки; 10 – экз. тот же, макушечная часть брюшной створки.

Фиг. 11–14. *Acrothele olenekensis* Pelm.: 11 – экз. 1518г, брюшная створка снаружи; скв. № 519; 12 – экз. 1518д, макушечная часть спинной створки изнутри; скв. № 519; 13 – экз. тот же, микроструктура стенки; 14 – экз. 1518е, спинная створка снаружи; скв. № 519.

### Таблица 2

Фиг. 1-10. *Linnarssonia*? sp.: 1 – экз. 1518ж, брюшная створка снаружи; скв. № 519; 2 – экз. 1518з, макушечная часть брюшной створки изнутри; скв. № 519; 3 – экз. 1518ж, микроскульптура личиночной раковины; 4 – экз. 1518з, брюшная створка изнутри; 5 – экз. тот же, микроструктура стенки раковины; 6 – экз. 1518ж, брюшная створка, микроскульптура взрослой раковины; 7 – экз. 1518и, спинная створка изнутри; скв. № 519; 8 – экз. тот же, спинная створка, макушечная часть; 9 – экз. тот же, спинная створка, микроструктура стенки; 10 – экз. тот же, микроструктура стенки.

Фиг. 11–13. *Pegmatreta*? sp.:11 – экз. 1440а, брюшная створка изнутри; скв. КСС-2; 12 – экз. 1440б, брюшная створка изнутри, макушечная часть, микроструктура стенки; скв. КСС-2; 13 – экз. 1440а, брюшная створка, макушечная часть.

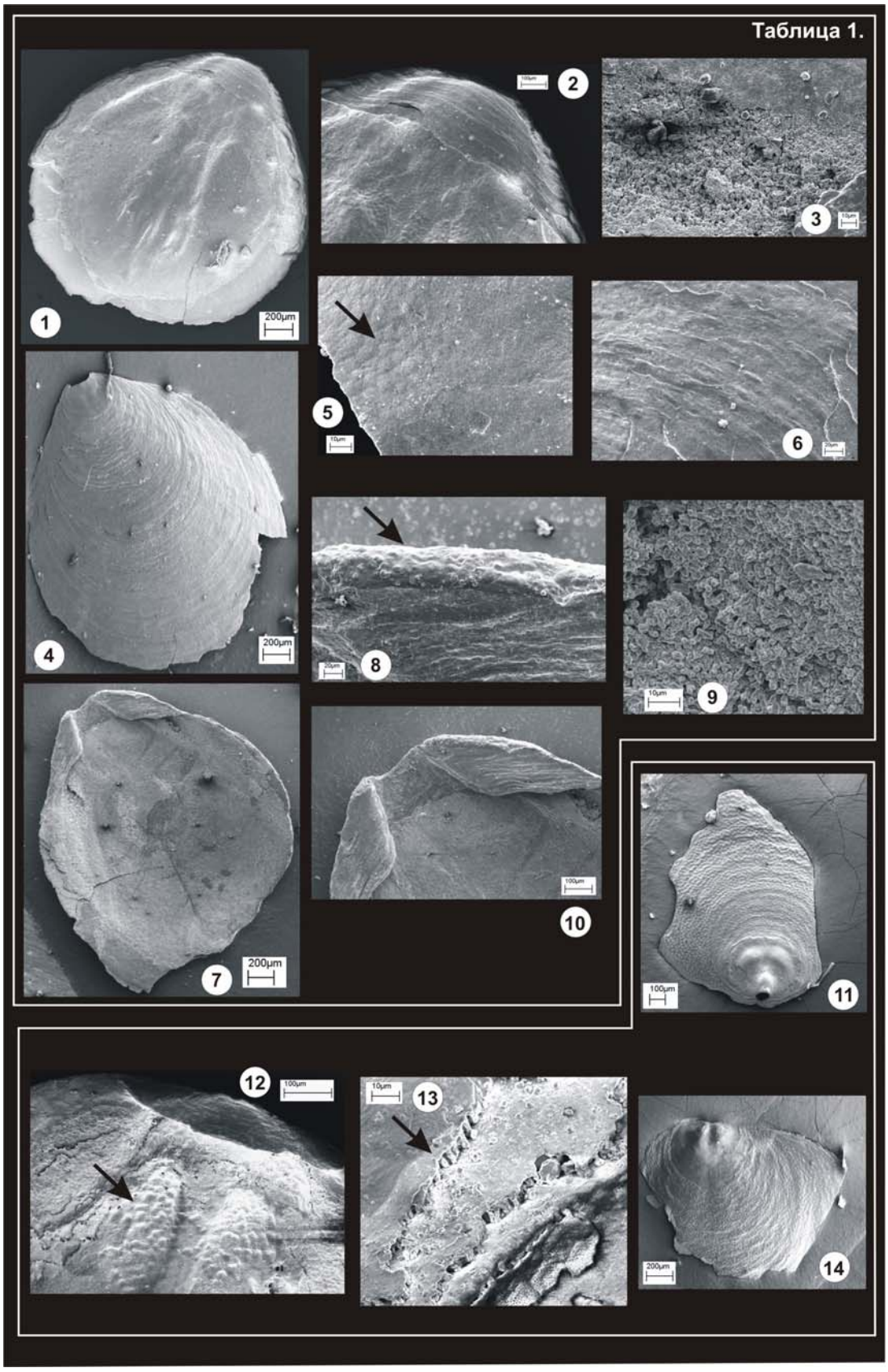


Таблица 1.
1
200μm
2
3
4
200μm
5
6
7
200μm
8
9
10
11
12
13
14
200μm

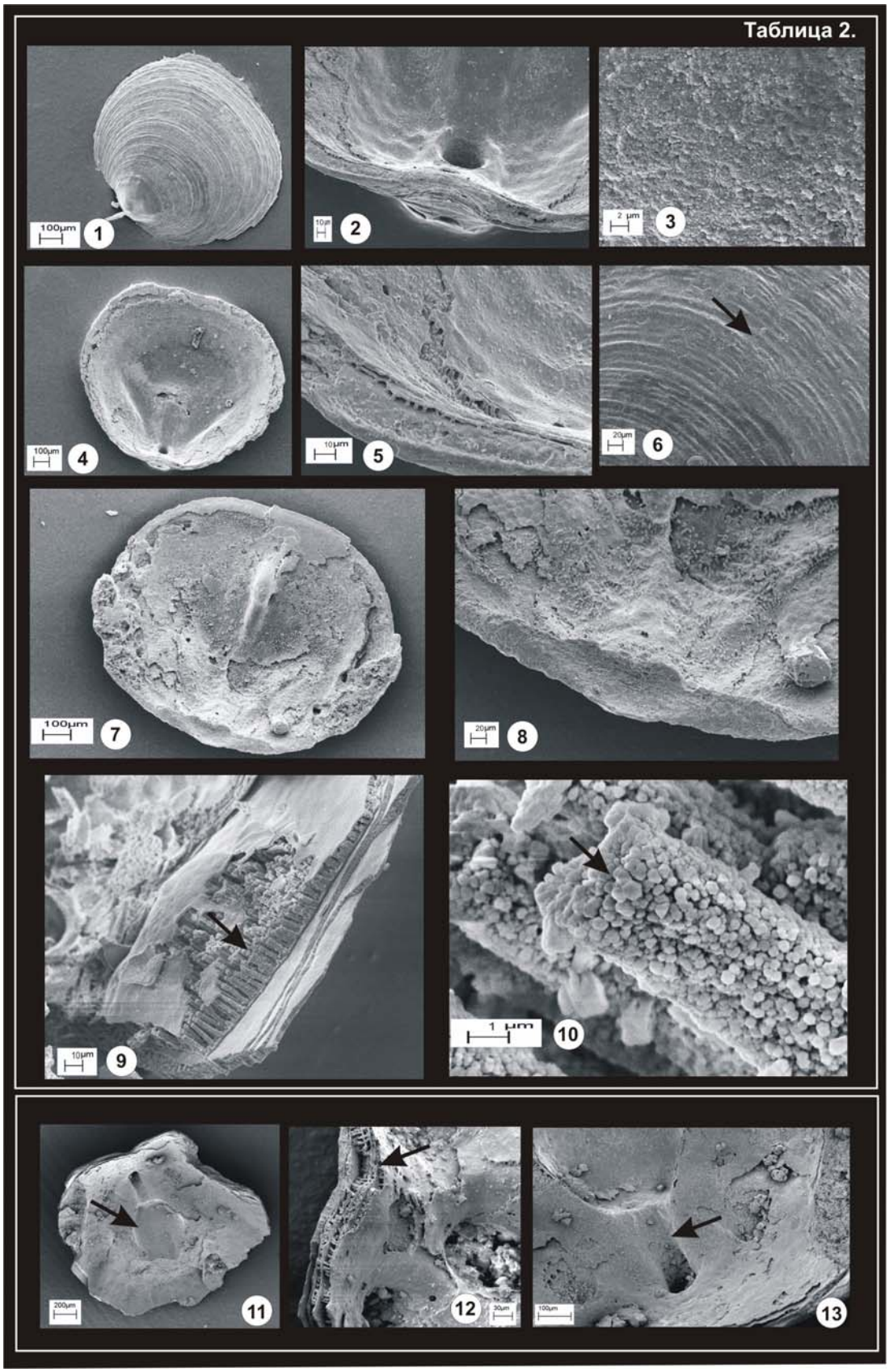


Таблица 2.
100µm
1
10µm
2
2 µm
3
100µm
4
10µm
5
20µm
6
100µm
7
20µm
8
10µm
9
1 µm
10
200µm
11
30µm
12
100µm
13

## ЛИТЕРАТУРА

*Горянский В.Ю. Попов Л.Е.* Морфология, систематическое положение и происхождение беззамковых брахиопод с карбонатнораковиной // Палеонтол. журн. 1985. № 4. С. 3–14.

*Коровников И.В.* Уточненное биостратиграфическое расчленение нижне- и среднекембрийских отложений севера Сибирской платформы по брахиоподам // Геология и геофизика. 1996. № 4. С. 52–59.

*Коровников И.В.* Новые виды лингулат (брахиоподы) из среднего кембрия севера Сибирской платформы // Новости палеонтологии и стратиграфии. 1998. № 1. С. 7–13. (Прил. к журн. Геология и геофизика).

*Пельман Ю.Л.* Некоторые беззамковые брахиоподы нижнего и среднего кембрия бассейна р. Оленек (нижнее течение) // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 69–79.

*Пельман Ю.Л.* Среднекембрийские беззамковые брахиоподы р. Муны (Лена, нижнее течение) // Биостратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия Северной Азии. М.: Наука, 1983. С.115–128.

*Пельман Ю.Л., Ермак В.В.* некоторые моллюски и брахиоподы кембрия Северного Хараулаха // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. М: Наука, 1986. С. 188–200.

*Ушатинская Г.Т.* Древнейшие лингуляты. М.: Наука, 1995. 91 с.

*Williams A., Carlson S.J., Brunton C., Holmer L.E., Popov L.* A supra-ordinal classification of the Brachiopoda // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1996. V. 351. P. 1171–1193.


# ОСТРАКОДЫ В СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮЖНОГО УРАЛА


**Н.Н. Кочетова**

*Институт геологии УНЦ РАН , 450077, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2;*
*e-mail: ig@anrb.ru*

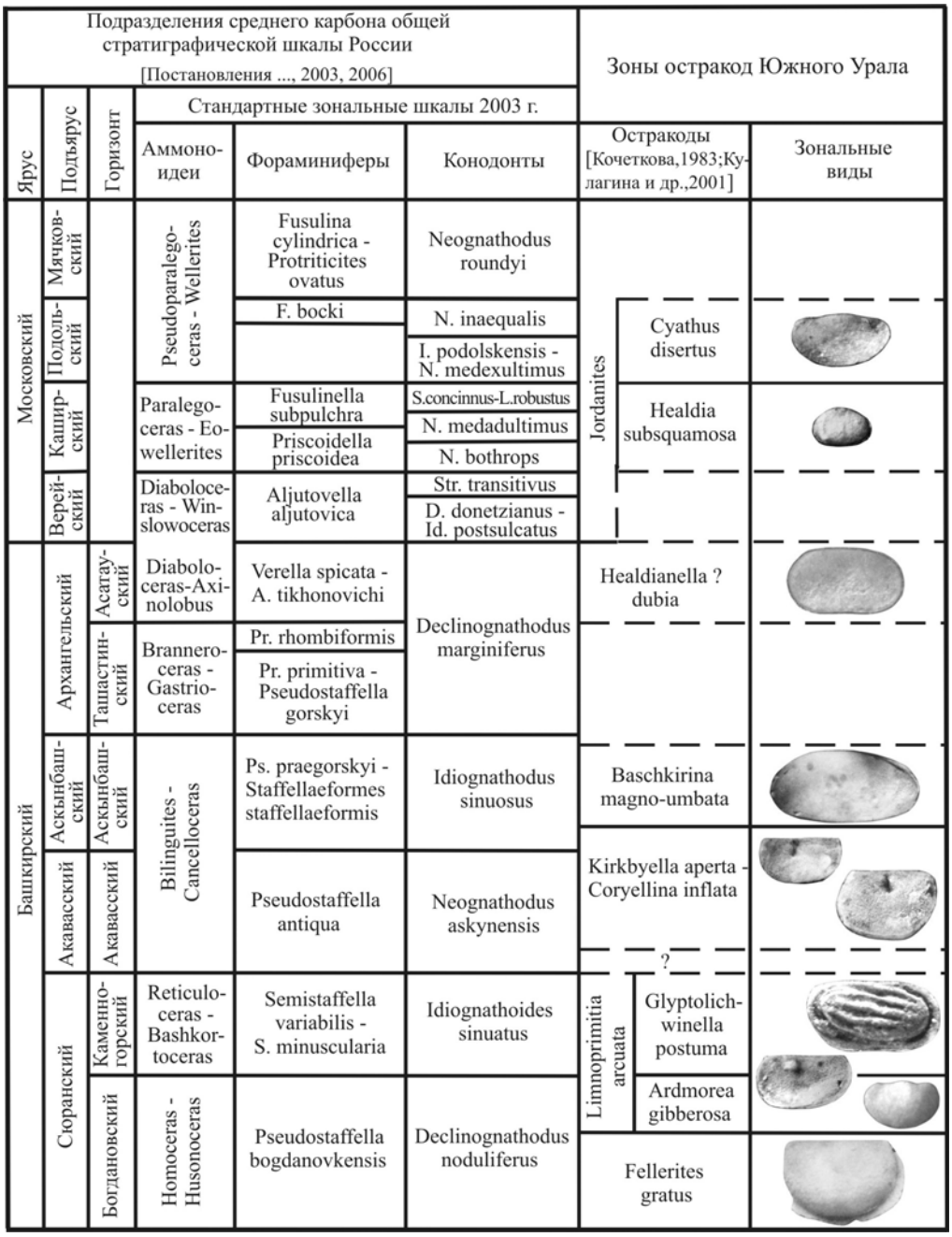

Исследования по изучению остракод среднего карбона на Южном Урале проводятся уже более 30 лет. Сведения о среднекаменноугольных остракодах содержатся в обобщающих работах [Палентологический атлас…, 1975; Атлас…, 1979], в статьях [Кочеткова, 1975; Кочеткова, Лутфуллин, 1981; Кочеткова и др., 1977; и др.], монографиях и путеводителях экскурсий.

Большой вклад в изучение остракод башкирского яруса внесен Н.М. Кочетковой [ 1983]. По материалам более 10 разрезов западного и восточного склонов Южного Урала описаны новые виды и выделены комплексные остракодовые зоны, характеризующие горизонты региональных стратиграфических схем.

Позднее Н.Н. Кочетовой и Н.М. Кочетковой были существенно дополнены сведения о систематическом составе комплексов из нижнебашкирских отложений, уточнено распространение наиболее характерных и зональных видов, выявлено соотношение выделяемых остракодовых подразделений с фораминиферовыми, конодонтовыми и аммоноидными шкалами в различных фациальных обстановках в опорных и стратотипических разрезах Южного Урала [Кулагина и др., 1992, 2000, 2001; Путеводитель…, 1995, 2002; Кочетова, 2003].

В башкирском ярусе богатые и выдержанные комплексы остракод характеризуют сюранский (богдановский, каменногорский горизонты), акавасский, аскынбашский и асатауский подъярусы/горизонты. В этих стратиграфических интервалах по остракодам выделяются местные биостратиграфические зоны комплексного типа: Fellerites gratus – в нижней части богдановского горизонта, Limnoprimitia arcuata – Ardmorea gibberosa – в средней и верхней частях богдановского и каменногорском, Kirkbyella aperta – в акавасском и низах аскынбашского, Baschkirina magno-umbata – в аскынбашском и слои с Healdianella dubia – в асатауском. Соотношение остракодовых зон и слоев с аммоноидными, фораминиферовыми и конодонтовыми подразделениями показано на рисунке

**Зона Fellerites gratus** установлена в нижней части богдановского горизонта. Характерны частые *Fellerites gratus* N. Kotchetova et Vakula в ассоциации с *Carbonita*? *kisilica* Kotsch., *Microcheilinella*? *shiloi* Bless и в верхней части с *Tricornina* sp. A. Комплекс является переходным от серпуховского к башкирскому. В нем еще встречаются *Amphissites centronotus* (Ulr. et Bass.), *Ectodemites planus* Cooper, *Kirkbyina tenella* N. Kotch., *Healdia uralica* N. Kotch., *H. ikensis* N. Kotch., *Bolbozoella nodosa* Robinson, *B. inflata* Grundel, *Acanthoscapha arguta* N. Kotch., разнообразные парапархитацеи и бэрдиацеи, обычно характеризующие на Южном Урале серпуховские отложения. С основания слоев появляются *Coeloenellina serotina* Kotschetkova, *Chamishaella opima* Kotsch., *Bairdia chudolasensis* Kotsch., *B. laklyensis* Kotsch., *Bairdiacypris indiges* Kotsch., *B. obtusus*




Соотношение остракодовых зон среднего карбона Южного Урала с аммоноидными, фораминиферовыми и конодонтовыми биостратиграфическими подразделениями Общей стратиграфической шкалы России.

Kotsch., *Proparaparchites ovatus* Cooper, *Waylandella*? aff. *nastata* (Tk.) и др., типичные уже для башкирских отложений [Кочеткова, 1983]. Редкие *Javatius kisilensis* (Kotsch.), *Shishaella claytonensis* (Knight), *Chamishaella uniformis* Kotsch., *Bairdia rustica* Kotsch., *Baschkirina* aff. *uralica* (Kotsch.), *Discoidella perspicua* Kotsch. и др. встречаются лишь в самых верхах зоны. В разрезе Мурадымово в комплексе встречаются киркбиацеи, представленные разнообразными *Kirkbya* и единичными *Polytylites*, *Amphizona*, *Kellettina*, *Editia*.

**Зона Limnoprimitia arcuata – Ardmorea gibberosa** установлена в средней и верхней частях богдановского и каменногорского горизонтов. Характерными являются виды-индексы в ассоциации с *Javatius kisilensis* (Kotsch.), *J. eximius* Kotsch., *Chamishaella opima* Kotsch. и *Perprimitia digna* N. Kotchetova. Почти не встречаются серпуховские виды, очень редки ректонариды – *Rectonaria accepta* N. Kotch., *Triplacera* (*Necrateria*)

*immemorata* N. Kotch., *T.* (*N.*) *imperspicua* N. Kotch. и др. Впервые появляются *Idiomorphina subsimplex* N. Kotch., *Bairdia bogdanovkensis* N. Kotch., *Roundyella subaculeata* N. Kotch. Общий фон комплекса составляют виды, указанные для зоны Fellerites gratus, разнообразнее становятся бэрдииды, единично встречаются представители родов *Kirkbyella*, *Cavellina*, *Paraberounella.*

**Слои с Glyptolichwinella postuma** выделяются в верхней части зоны Limnoprimitia arcuata (каменногорский горизонт). Нижняя граница устанавливается по появлению вида-индекса, *Cyathus simus* Kotsch., *Pseudobythocypris centralis* (Cor. et Bil.) и *Healdia procerula* Kotsch.; из нижележащих отложений проходят *Limnoprimitia* cf. *arcuata* (Bean), *Glyptopleura* cf. *subvarians* Kotsch., *Chamishaella uniformis* Kotsch., *Shivaella evidens* Kotsch., *Rectonaria accepta* N. Kotch., *Bairdia laklyensis* Kotsch., *B. alula* Kotsch., *B. cestriensis* var. *granulosa* Girty, *Bairdiacypris obtusus* Kotsch., *Basslerella firma* Kellett, *B. proobesa* Kotsch., *Acratia grandis* Kotsch., а также единичные представители родов *Coeloenellina, Coryellina*, *Microcheilinella, Roundyella.*

**Зона Kirkbyella aperta – Coryellina inflata** выделена в акавасском горизонте и самых низах аскынбашского. Нижняя граница зоны устанавливается по появлению видов-индексов. Характерны *Kirkbya clarocarinata* Knight, *Neokloedenella*? *incompta* Kotsch., *Glyptopleura subvarians* Kotsch., *Waylandella*? *nastata* (Tk.), *Bairdia costifera* Kotsch., *Baschkirina*? *uralica* (Kotsch.), для нижней половины зоны – *Cyathus porrectus* Kotsch., для верхней – *Cypridinella cardiformis* Kotsch. Среди видов широкого стратиграфического распространения наиболее часто встречаются *Coeloenellina serotina* Kotsch., *Idiomorphina subsimplex* N. Kotch., *Shishaella harltoni* (Bradf.), *Shivaella asselica* Jag., *Healdia procerula* Kotsch., разнообразные бэрдии, бассперелы, макроциприсы, *Polycope*? *rugosa* Kotsch. и др.

**Зона Bashkirina? magno-umbata** охватывает большую часть аскынбашского горизонта. Характерны *Proparaparchites fabulus* Cooper, *Bairdia seminalis* (Knight), *Baschkirina* ? *magno-umbata* Kotsch., *B. arta* Kotsch., *Microcheilinella rectidorsata* Kotsch. Сопутствуют *Perprimitia brevirostris* (Schneider), *Waylandella*? *nastata* (Tk.), *Bairdia altifrons* (Knight) в ассоциации с видами, переходящими из нижележащих горизонтов, в том числе *Healdia askynensis* Kotsch., *H. procerula* Kotsch., *Pseudobythocypris subpediformis* (Bradf.), *Bairdia gibbus* Kotsch., *B. laklyensis* Kotsch., *Bairdiacypris indiges* Kotsch., *Baschkirina*? *uralica* (Kotsch.), *Macrocypris trapezialis* Kotsch., которые выше данной зоны (и аскынбашского горизонта) на Урале пока не обнаружены.

**Слои с Healdianella? dubia** охарактеризованы индексом-видом в комплексе с *Perprimitia brevirostris* (Schneider), *Chamishaella sparsa* N. Kotch., *Microcoeloenella orbiculata* Kotsch., *Bairdiocypris kossovoji* Eg.

Остракоды из отложений московского яруса Южного Урала изучались в разные годы Н.М. Кочетковой и Н.Н. Кочетовой. Имеющаяся в нашем распоряжении коллекция происходит из уртазымской и кардаиловской свит восточного склона Южного Урала. Остракоды уртазымской свиты изучены из естественных обнажений по правому и левому берегам р. Урал в районе р. Бол. Уртазымка и дер. Покровки соответственно, изучавшихся Я.Л. Лутфуллиным и Н.М. Кочетковой в 1968–1972 гг. Часть коллекции остракод из уртазымской и кардаиловской свит была передана снс Южно-Уральского отделения ВНИГНИ С.Д. Шумовой. Небольшая коллекция остракод из московских отложений разреза по правому берегу р. Аскын на западном склоне Южного Урала собрана Н.М. Кочетковой в 1972 и 1978 гг.

Результатом комплексных биостратиграфических исследований разрезов и фауны московского яруса Южного Урала стало выяснение соотношения биостратиграфических подразделений и зональных схем по различным группам фауны (брахиоподам, фораминиферам, гониатитам и остракодам) [Кочеткова и др., 1977; Кочеткова, Лутфуллин,1981; Кочеткова, 1983], описание некоторых наиболее характерных форм [Кочетова, 1984]. Кроме того, имеющиеся данные частично отражены в материалах по региональным унифицированным схемам среднего карбона Русской платформы [Стратиграфические схемы…, 1993].

В нижнемосковских отложениях Южного Урала известно около 50 видов остракод (в их числе 9, общих с башкирскими), относящиеся к 25 родам и 15 семействам. Это в основном парапархитидо-хельдиидо-бэрдиидовые ассоциации, в которых наряду с подокопидами – представителями родов *Chamishaella, Dorsoobliquella, Healdia, Bairdiocypris, Bairdia, Bairdiacypris, Basslerella, Baschkirina, Macrocypris, Microcheilinella, Roundyella*, значительную роль играют палеокопиды (киркбиокопиды – *Kirkbya, Knightina, Tenebrion, Amphissites* и холлинелиды). Особенно важным является присутствие представителей рода *Jordanites,* наиболее характерных для этого стратиграфического уровня и известных также из верейско-каширских отложений Тимана, Донбасса и Подмосковья.

Общий фон комплексов составляют виды, переходящие из башкирских отложений. Это *Perprimitia brevirostris* Schneider, *Waylandella*? *nastata* Tkatch., *Chamishaella sparsa* N. Kotchetova, *Bairdia chudolasensis* Kotsch., *Bairdia altifrons* Knight, *Basslerella firma* Kellett, *Macrocypris modicus* Kotsch., *Roundyella simplicissima* (Knight) и типично московские, появившиеся впервые в верейском горизонте *Bairdiocypris kossovoji* (G. Egorov), *Bairdia tuberculata* Kotsch. (in litt, 1970, 1982), *Jordanites elegantissimus* (Schneider).

Верейский горизонт на восточном и западном склонах Южного Урала охарактеризован бедным и нехарактерным комплексом остракод: *Perprimitia brevirostris* Schneider, *Waylandella* ? *nastata* (Tk.), *Bairdiocypris kossovoji* (G. Eg.), *Bairdia tuberculata* Kotsch. (in litt, 1970, 1982), *Bairdia* spp.

Каширский и подольский горизонты московского яруса Южного Урала характеризуются богатыми и выдержанными комплексами, что позволило выделить в них 2 биостратиграфических подразделения (слои и зона), характеристика которых приводится ниже (см. рисунок).

**Слои с Healdia subsquamosa** установлены в объме каширского горизонта. Они известны пока только на восточном склоне в разрезах по правому и левому берегам р. Урал в районе устья р. Бол. Уртазымка. Нижняя граница слоев определяется по появлению вида-индекса. Характерны *Youngiella knighti* Wilson, *Bairdiocypris* aff. *sasakwaensis* (Warthin). Сопутствуют *Jordanites elegantissimus* (Schneider), *Perprimitia brevirostris* Schneider, *Glyptopleura defecta* N.Kotchetova, *Chamishaella sparsa* N.Kotchetova, *Healdia platonovae* N.Kotchetova, *Bairdia altifrons* Knight и новые виды родов *Bairdia*, *Basslerella*, *Microcheilinella*.

**Зона Cyathus dissertus** характеризует подольский горизонт в естественных и буровых разрезах восточного склона от широты г. Орска на юге до г. Магнитогорска на севере. Характерные виды: *Cyathus dissertus* N.Kotchetova, *C. biornatus* N.Kotchetova, *Tenebrion* cf. *subgrandis* Bushmina, новые виды киркбиид, амфизитесов, бэрдиид, битоцератин и др. Сопутствуют *Microcheilinella quadrata* Cordell, *Bashkirina* sp., *Bairdiacypris deloi* Bradfield, *Dorsoobliquella* aff. *asymmetrica* Ivanov, *Youngiella*? aff. *convergens* Bradf., *Kirkbya aculeata* G. Egorov (in litt, 1963).

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 07-05-00997.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Атлас* фауны и флоры среднего–позднего карбона Башкирии. М.: Недра, 1979. С. 97–105.

*Кочеткова Н.М.* Развитие остракод на рубеже раннего и среднего карбона // Стратиграфия и биогеография морей и суши каменноугольного периода на территории СССР. Киев: Вища школа, 1975. С. 90–103.

*Кочеткова Н.М.* Остракоды среднего карбона Южного Урала. М.: Наука, 1983. 120 с.

*Кочетова Н.Н.* Об остракодах московского яруса восточного склона Южного Урала // Палеонтологический журнал. 1984. № 2. С. 75–81.

*Кочетова Н.Н.* Остракоды аскынбашского горизонта Зилаирского синклинория // Геологический сб. № 3. Информ. материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 71–75.

*Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л., Архипова В.В.* Башкирские отложения Магнитогорского мегасинклинория // Стратиграфия палеозоя Южного Урала / Уфа: БФАН СССР, 1977. С. 78–100.

*Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л.* Схема стратиграфии и корреляции среднекаменноугольных отложений Южного Урала / БФАН СССР. Уфа, 1981. 30 с.

*Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Николаева С.В., Кочетова Н.Н.* Зональное расчленение сюранского горизонта башкирского яруса на Южном Урале по аммоноидеям, конодонтам, фораминиферам и остракодам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 38–56.

*Кулагина Е.И., Румянцева З.С., Пазухин В.Н., Кочетова Н.Н.* Граница нижнего–среднего карбона на Южном Урале и Среднем Тянь-Шане. М.: Наука, 1992. 112 с.

*Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Синицына З.А., Кочетова Н.Н.* Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2001.139 с.

*Палеонтологический* атлас каменноугольных отложений Урала. Л.: Недра, 1975. 359 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 383).

*Постановления* Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 34. СПб., 2003. 46 с.

*Постановления* Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 36. СПб., 2006. 63 с.

*Путеводитель* геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1995. 177 с.

*Путеводитель* геологических экскурсий по карбону Урала. Часть 1. Южно-Уральская экскурсия. Екатеринбург, 2002. 71 с.

*Стратиграфические* схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993. 151 л.сх.

# НОВЫЕ НАХОДКИ ФУЗУЛИНИД КАРБОНА И ПЕРМИ НА ТЕРРИТОРИИ ИРАНА

**Э.Я. Левен**

*Геологический институт РАН, Москва, 119017, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: erleven@yandex.ru*

Фузулиниды изучены из двух местонахождений, находящихся в пределах блока Сенендей-Сирджан – одного из пяти крупных тектонических блоков, на которые распадается территория Ирана. Одно из местонахождений (разрезы Асад-Абад и Танге-Дарчале) располагается в 35 км к юго-востоку от г. Кумшех (Шахреза), второе (разрез Кавиз) – в 20 км к юго-западу от г. Сирджан.

**Разрез Асад-Абад** содержит многочисленных фузулинид московского яруса, ранее из блока Сенендей-Сирджан не описанных. Выделены пять последовательно сменяющих друг друга комплексов:

1. Комплекс *Peudostaffella* и первых *Putrella* с многочисленными псевдоштафеллами (*P. antiqua, P. donica, P. gorskyi, P. formosa* и др.); появляются первые неоштаффеллы (*N. ozawai, N. volongaensis*). Путреллы примитивны и принадлежат новому виду (*Putrella primaris*). Встречены также редкие *Reitlingerina, Palaeostaffella, Eoschubertella, Taitzehoella, Fusiella* (?), *Profusulinella* sp., *Pulchrella* (?). Возраст комплекса раннекаширский.

2. Комплекс *Neostaffella – Putrella* с высокоразвитыми неоштаффеллами (*N. umbilicata, N. rotundata, N.* cf. *larionovae, N*. cf. *sphaeroidea*), путреллами (*P. persica, P. primaris*), тайцехоеллами (*T. mutabilis, T. pseudolibrovichi*), озавайнеллами (*O. angulata, O.* cf. *pararhomboidalis*), единичными псевдоштаффеллами, профузулинеллами, первыми меллеритесами. Возраст позднекаширский.

3. Комплекс *Beedeina ex gr. samarica* (обр. 28, 30, 34) с первыми бидеинами (*B*. ex gr. *samarica, B. bona anarakensis, B.* aff. *timanica*), а также редкими скельневалеллами цитронитесами, тайцехоеллами, озавайнеллами, профузулинеллами и пульхреллами. Возраст переходный от каширского к подольскому.

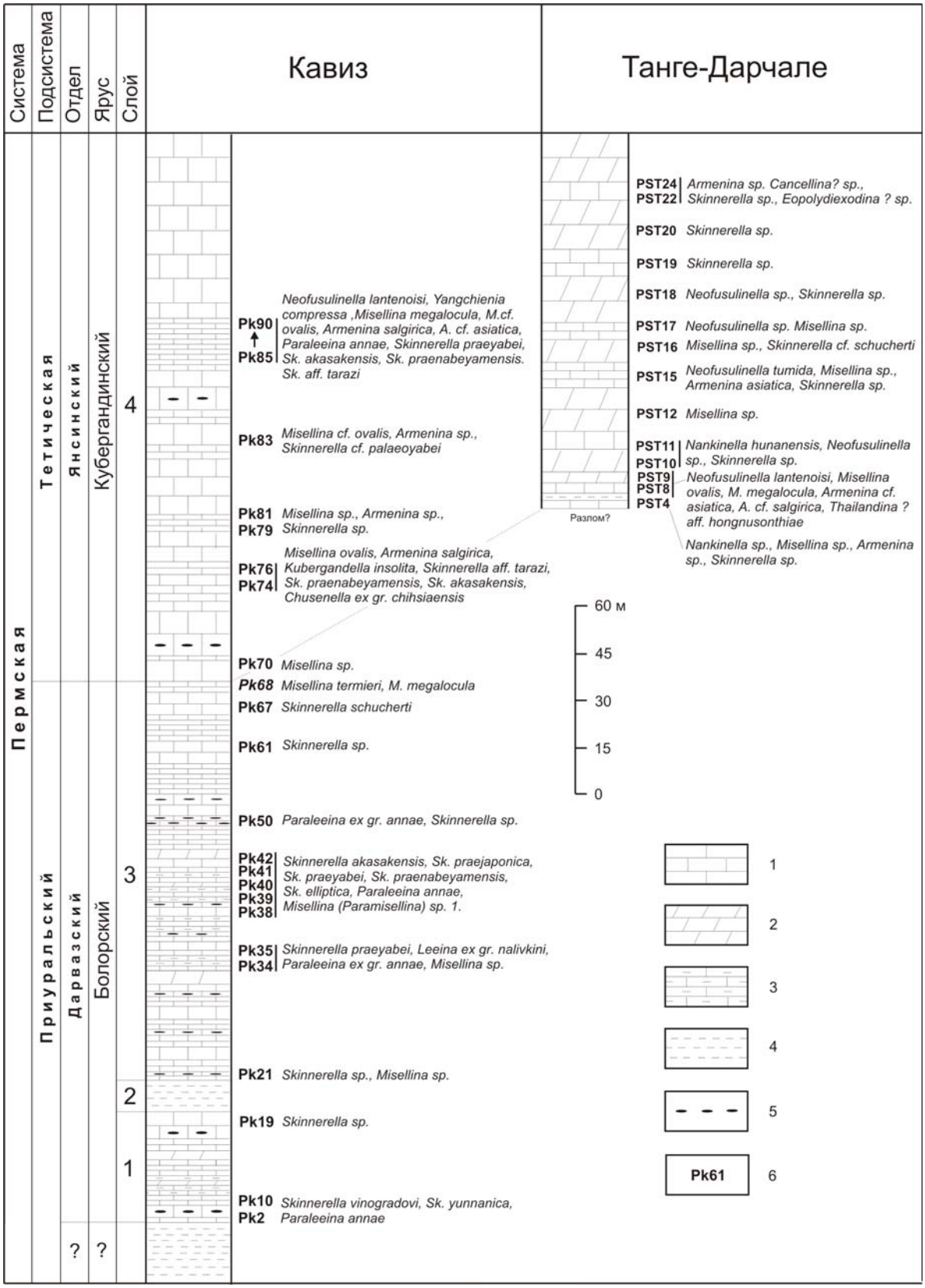
4. Комплекс *Fusulinella* с многочисленными фузулинеллами, среди которых преобладают относительно примитивные представители подрода *Moellerites.* Фузулинеллам сопутствуют немногочисленные озавайнеллы, профузулинеллы, пульхреллы, цитронитесы, видеины и путреллы. Возраст раннеподольский.

5. Комплекс *Beedeina* представлен преимущественно бидеинами (*B. lanceolata, B. tanaica, B. keltmensis, B.* ex gr. *pseudoelegans*), которым сопутствуют редкие камаины (*K.* ex gr. *ozawai, K. eocylindrica*). Возраст подольский.

Таксономический состав и последовательность комплексов в целом отвечают тому, что известно из отложений соответствующего возраста Центрального Ирана, Эльбурса и классических разрезов Подмосковья и Донбасса [Раузер-Черноусова и др., 1951; Путря, 1956; Lys et al., 1978; Leven et al., 2006]. Отличительным является лишь более раннее появление путрелл, которые ранее не были известны в слоях, древнее позднекаширских.

**Разрез Танге-Дарчале** охватывает нижние слои формации Сурмак, принадлежащие кубергандинскому ярусу, начинающему верхнюю (тетическую) подсистему пермской системы [Левен, 2004] (см. рисунок). Отсюда определены *Nankinella* sp., *Neofusulinella tumida, N. lantenoisi, Misellina* (*Misellina*) *ovalis, M.* (*M.*) *megalocula, M.* (*M.*) *claudiae, Armenina asiatica, Thailandina* (?) aff. *hongnusonthiae, Paraleeina* sp., *Skinnerella* aff. *quasigruperaensis*, *Sk*. cf. *elliptica, Sk*. cf. *schucherti, Sk*. ex gr. *grupperaensis*. Комплекс типичен для нижней зоны кубергандинского яруса (зона Armenina–Misellina ovalis). Несколько выше найдены плохо сохранившиеся *Armenina* sp., *Cancellina* (?) sp., *Skinnerella* sp., *Parafusulina* sp., *Eopolydiexodina* (?) sp., что позволяет говорить о присутствии в разрезе и верхней зоны.

**Разрез Кавиз** богат фузулинидами, среди которых выделяются два сменяющих друг друга комплекса – болорский и кубергандинский (см. рисунок). В первом из них, наряду с типично болорскими мизеллинами, встречены многочисленные скиннереллы, близкие к тем, которые характерны для более молодых кубергандинско-мургабских отложений. Однако они представлены чуть более примитивными формами, выделенными нами в новые виды – *S. praejaponica, S. praeyabei, S. praenabeyamensis*. Присутствие их совместно с болорскими мизеллинами позволяет предполагать: 1) позднеболорский возраст вмещающих отложений; 2) в Иране скиннереллы возникают раньше, чем в других районах Тетиса. Это находит подтверждение в другом из известных в Иране разрезе болорского яруса (разрез Баге-Ванг, Восточный Иран) [Leven, Vaziri, 2004]. В рассматриваемом местонахождении Кавиз кубергандинский комплекс, сменяющий болорский, типичен для зоны Armenina–Misellina ovalis и хорошо сопоставляется с комплексом из разреза Танге-Дарчале. Интересно присутствие в нем кубергандинелл, во многих разрезах Тетиса приуроченных к самому основанию кубергандинского яруса [Левен и др., 1992; Чедия и др., 1986; и др.].




Стратиграфические колонки и расположение по разрезам фузулинид:
1 – известняки; 2 – доломиты и доломитизированные известняки; 3 – тонкослоистые глинистые известняки; 4 – аргиллиты, сланцы; 5 – прослои и конкреции кремней; 6 – номера образцов с фузулинидами

В заключение следует отметить, что на территории Ирана сведения о фузулинидах рассматриваемого возраста были весьма ограниченны. Приведенные материалы существенно расширяют наши представления как о самих фузулинидовых сообществах, так и их биогеографии, что, в свою очередь, способствует решению ряда проблем стратиграфии, региональной геологии и палеотектоники.

Автор выражает благодарность доктору М. Н. Горгиджу из Университета Белуджистана и Систана (г. Захедан, Иран), предоставившего для изучения образцы.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-65201.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Левен Э.Я.* Фузулиниды и пермская шкала Тетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 33–47.

*Левен Э.Я., Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю.* Пермь Дарваз-Заалайской зоны Памира: фузулиниды, аммоноидеи, стратиграфия. М.: Наука, 1992. 203 с.

*Путря Ф.С.* Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений Восточного Донбасса // Труды ВНИГРИ. Нов. серия. 1956. Вып. 98. С. 333–532.

*Раузер-Черноусова Д.М., Грызлова Н.Д., Киреева Г.Д., Леонтович Г.Е., Сафонова Т. П., Чернова Е.И.* Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. Справочник-определитель. 1951/ М.: Изд-во АН СССР. 380 с.

*Чедия И.О., Богословская М.Ф., Давыдов В.И.* Фузулиниды и аммоноидеи в стратотипе кубергандинского яруса (Юго-Восточный Памир) // Ежегодник Всесоюз. палеонтол. о-ва. Л., 1986. Т. 29. С. 28–53.

*Leven E.Ja., Vaziri H.M.* Carboniferous–Permian stratigraphy and fusulinids of Eastern Iran: the Permian in the Bag-e-Vang section (Shirgesht Area) // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigraphia. 2004. V. 110, N 2. P. 441–465.

*Leven E.Ja., Davydov. V.I., Gorgij M.N.* Pennsylvanian stratigraphy and fusulinids of Central and Eastern Iran // Palaeontologia Electronica. 2006. 9.1.1A. http://palaeo-electronica.org

*Lys M.G., Stampfli G., Jenny J.* Biostratigraphie du Carboniferé et du Permien de l'Elbourz oriental (Iran du N. E.) // Notes Laboratoire Paléontologique Université Genuve. 1978. N 10. P. 63–78.

## ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРАКОДОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ)

**Е.Д. Михайлова**

*Санкт-Петербургский государственный горный институт*
*199106, Санкт-Петербург, 21 линия, д.2; e-mail: edmich@spmi.ru*

Южный Тянь-Шань является сложно построенным складчато-надвиговым герцинским образованием, сложенным преимущественно палеозойскими породами. Исследования развития остракодовых ассоциаций из огромных пространств палеозойских складчатых областей значительно осложнены из-за отсутствия геодинамических и фациальных моделей, а также из-за невозможности построения фациальных [Биске, 1996] рядов для толщ в разрозненных тектонических блоках, в которых они сохранились. В такой ситуации представляет большой интерес выяснение характера развития остракодовой биоты Южного Тянь-Шаня, на территории которого проведены многообразные палеофациальные исследования и создана геодинамическая модель, Осадочные комплексы Южного Тянь-Шаня сформировались в пределах палеозойской тектонически мобильной структуры Туркестанского морского палеобассейна, возникшей на окраинном сегменте океана Палеотетис. Изученный интервал охватывает первую половину существования туркестанской остракодовой биоты, от конца позднего ордовика до конца раннего девона.

Исследованные остракодовые комплексы (см. рисунок) происходят из толщ, приуроченных к шельфовым областям относительно устойчивых континентальных блоков, существовавших внутри палеоокеанической структуры (Каракумо-Таджикский и Туркестано-Алайский микроконтиненты и Туркестано-Нуратинские отмели). Присутствие остракодовых комплексов связано только с относительно мелководными карбонатными фациальными обстановками пассивных окраин древних континентальных массивов и с карбонатными сериями разобщенных в пространстве внутриморских отмелей.

Самые древние (ашгиллские) остракодовые ассоциации Южного Тянь-Шаня известны из шельфа пассивной окраины Каракумо-Таджикского микроконтинента, располагавшегося на юге Туркестанской палеоокеанической структуры [Михайлова, 2000]. Колонизация остракодами данного участка совпадает с начальным




Схема расположения изученных разрезов:

1 – Шахриомон и Новобак, 2 – Оби-Сафит, 3 – Даурич, 4 – Исфара, 5 – Мык, 6 – Тамды-Тау

этапом карбонатного осадконакопления в этом регионе. В ашгилле эта область представляла собой мелководную часть довольно крутого шельфового склона, заселенную кораллами, строматопоратами, брахиоподами, криноидеями, трилобитами, пелециподами, гастроподами, остракодами и водорослями [Михайлова, 2000]. Осадки этой части морского бассейна известны на западе Зеравшанского хребта как арчалыкские слои (разрезы Шахриомон и Новобак). В арчалыкский остракодовый комплекс [Мельникова, Михайлова, 1999] входят следующие виды: *Hemeaschmidtella tenella* Meln., *Shakhribollia* Meln., *Bollia* ? sp., *Kimitella kimi* Meln., *K. orientalis* Meln., *Euprimitia* (?) *apekinae* Meln., *Septiferina crassa* Meln, *Longiscula toporovae* Meln., *Silenis* ? sp., *Rectella rakhmanovi* Meln., *R. kempfi* (Meln.), *Rectella* ? *venustula* Meln., *Bairdiocypris attenuatus* Meln., *Jatella clara* Meln., *Steusloffina cuneata* (Steusloff). Комплекс выявляет исключительно высокую степень эндемичности видового состава. Все виды, за исключением *Rectella kempfi* (Meln.) и *Steusloffina cuneata* (Steusloff), установлены на территории Южного Тянь-Шаня впервые. Вид *Rectella kempfi* (Meln.) ранее был известен из отложений дуланкаринского и чокпарского горизонтов (ашгиллский ярус) Казахстана. *Steusloffina cuneata* характерен для отложений среднего и верхнего ордовика Сибири, Урала, Балто-Скандии, Гренландии и арктических районов Канады. В комплексе доминируют *Septiferina crassa*, *Longiscula toporovae* и *Rectella rakhmanovi*. На родовом уровне эндемизм почти не выражен. Все роды, за исключением *Shakhribollia* и *Kimitella*, известны в различных регионах Америки и Евразии.

В раннелландоверийское (руддан) минкучарское время остракоды начали заселять дополнительные площади Каракумо-Таджикского микроконтинента (разрезы Шахриомон, Новобак и Даурич). Наиболее процветающей была ассоциация видов *Iatella–Longiscula–Bairdiocypris*, которая в разных условиях могла обогащаться бердиидами, стеуслоффинидами и представителями эндемичного рода *Bilfurakia*. Среди остракодовых ассоциаций для лландовери выделены эколого-фациальные сообщества остракод мелководья узкого крутого шельфа с многочисленными колониями гидроидных и коралловых полипов и водорослей – *Iatella praecox* Mich., *I. parva* Mich., *Bilfurakia moderata* Mich., *Longiscula subacuta* Mich., *L. impar* Mich., *Adamczakia zeravshanensis* Mich., *Bairdiocypris minkucharicus* Mich., *B. sumsarensis* Mich., *B. dzaindyensis* Mich., *B. pylmai* Mich., *B.*(?) *piveni* Mich., *Gutschikia* (?) *karasuensis* Mich., *Bairdia shakriomonica* Mich., *Steusloffina costata* Mich. и окраинно-шельфового поднятия, внутри которого можно отличить ассоциации: а) брахиоподовых банок с *Longiscula acuta*, *Iatella zeravshanensis* Mich., *Bilfurakia insigins* Mich., *Bairdia*(?) *bilfurakensis* Mich.; б) детритовых известняков с *Longiscula grata* Mich., *Iatella zeravshanensis* Mich., *Bairdiacypris singensis* Mich., *Rectalloides dauritsensis* Mich. Лландоверийские сообщества характеризуются полным эндемизмом.

Анализ таксономического состава остракодовых позднеордовикских и раннесилурийских сообществ показывает, что между ними, кроме отсутствия общих видов, существуют различия на уровне отрядов и родов. Такие же крупные изменения в остракодовых сообществах из пограничных отложений ордовика и силура отмечаются в Балтийском и Северо-Американском палеобассейнах, что отражает процесс массового вымирания позднеордовикской остракодовой биоты, вызванный крупным эвстатическим событием [Мельникова, Михайлова, 1999]. В связи с обмелением бассейнов, нарушением трофических связей и массовым вымиранием многих групп организмов, позднеордовикские мелководные палеокопаморфные остракоды потеряли свои биотопы, что привело к вымиранию этой специализированной группы. Во время обмеления органическая жизнь, в том числе и остракоды, вытеснились на более крутой склон, ранее освоенный немногочисленными подокопаморфами. Эта мало специализированная группа получила на мелководье мощный импульс к развитию и составила основную часть тех сравнительно долгоживущих таксонов подокопоморфных остракод, которые широко расселились в большинстве палеобассейнов силура [Михайлова, 2000].

В среднем и позднем лландовери остракодовые комплексы беднеют и в конце соякского времени (телич) прекращают свое существование в связи с образованием лагуны ненормальной солености в этой части шельфа Каракумо-Таджикского микроконтинента.

Венлокские остракодовые комплексы известны из отложений сформировавшихся на Туркестано-Нуратин ских отмелях (меришкорский горизонт), на территории которых существовало несколько областей мелководного осадконакопления (разрезы Меришкор и Исфара). Существование остракод было тесно связано с биоморфными телами. Для этого этапа выделены [Михайлова, 1971] эколого-фациальные сообщества остракод: 1) верхней части органогенной постройки – (*Longiscula crassa* Mich., *L. meriskorica* Mich., *L. kandaensis* Mich., *Pullvillites porosus* Mich., *Iatella* sp., *Tubulibairdia* ex gr. *lata* Zenk., *Rozhdestvenskajites* ex gr. *messleriformis* (Pol.), *Spinibeyrichia* cf. *prima* Zenk., *Asiacicatricula varia* (Mich.), *Libumella perspicua* Mich., *Aparchites*(?) sp., *Saumella prisca* Zenk., *Altibairdia polenovae* Mich., *Pseudorayella* sp., *Condracypris abushikae* Mich.; 2) шельфового мелководья с биостромами – (*Longiscula crassa* Mich., *Pullvillites porosus* Mich., *Libumella perspicua* Mich., *Rozhdestvenskajites* ex gr. *messleriformis* (Pol.), *Asiacicatricula varia* (Mich.), *Spinibeyrichia* cf. *prima* Zenk., *Bairdiocypris* sp., *Pseudorayella* sp. По сравнению с лландоверийскими в составе остракодовых сообществ венлока увеличивается количество палеокопаморф; однако широко распространенная в эпиплатформенных бассейнах группа бейрихикопид с круминальным типом диморфизма на узких шельфах Туркестанского палеобассейна была очень малочисленна. Туркестанские палеокопоморфы представлены лепердителлокопидами, характеризующимися слабо расчлененной раковиной и не обозначенным снаружи половым диморфизмом. Значительную часть остракодовых сообществ составляют подокопаморфы. Миграция остракод проходила вдоль отмельного мелководья. По родовому составу эти сообщества близки к остракодовым сообществам из органогенных известняков Восточного склона Урала [Зенкова, 1977], но отличаются видовым эндемизмом.

В настоящее время не найдены разрезы, в которых можно проследить развитие остракодовых биот лландовери и венлока в одном последовательном разрезе. Анализ таксономического состава лландоверийских и венлокских остракодовых комплексов разных палеотектонических областей показал отсутствие унаследовательности венлокских комплексов от лландоверийских на видовом уровне. Однако в родовом отношении существует определенная преемственность комплексов: в тех и других присутствуют многочисленные представители родов *Iatella* и *Longiscula*, отсутствуют представители узкоспециализированных родов палеокопаморф и платикопаморф.

Лудловские остракодовые сообщества распространены шире [Михайлова, 1977, 1986], чем венлокские. Они изучены из отложений курганского и тамчинского горизонтов, сформировавшихся в различных фациальных обстановках Туркестано-Нуратинских отмелей (разрезы Меришкор, Исфара, Аккая). К сожалению, значительная часть видовых описаний лудловских и пржидольских остракод до сих пор находится в рукописи, поэтому многие виды в данной статье не могут быть упомянуты; часть таких видов приведена в открытой номенклатуре. Выделяются два близких между собой эколого-фациальных сообщества остракод: 1) конуса выноса на относительно глубоком шельфе с нарушенным водообменном – *Silenis* sp., *Longiscula demissis* Zenk., *L*. aff. *meriskorica* Mich., *L.* aff. *smithii* (J.), *Pulvillites porosus* Mich., *Bairdia* sp. 1, *B.* sp.2, *Pseudorayella fragilia* Abushik, *Saumella angusta* Zenk., *S.* aff. *prisca* Zenk., *S. nitida* (Abushik), *Microcheilinella moderata* Abushik, *Rozhdestvenskajites* ex gr. *messleriformis* (Pol.), *Nezamyslia* (?) sp., *Aparchites*(?) sp., *Spinibeyrichia* cf. *prima* Zenk., *Condracypris*(?) sp., *Bairdiocypris* sp., *Bairdiolites*(?) sp., *Thlipsura*(?) dubia Mich., *Iatella* aff. recta Zenk., *Newsomites* sp. *A*, *Tubulibairdia lata* Zenk., *Cavellina*(?) *idonea* (Abushik), *Acanthoscapha* sp. 1; 2) верхней части шельфового склона – *Rozhdestvenskajies* ex gr. *messleriformis* (Pol.), *Moierina triangula* Abushik, *Ispharaella ispharaensis* Abushik, *Cavellina*(?) *idonea* (Abushik), *Longiscula* aff. *smidthii* (J.), *Turiella elegans* Zenk., *T. spinosa* Mich., *Saumella nitida* (Abushik), *Tubulibairdia parva* Mich., *Microcheilinella moderata* Abushik, *Baschkirina longa*, *Bairdiocypris simplex* Abushik, *Acanthoscapha alata* Abushik, *A. subnavicula* Abushik, *Pseudorayella* sp.

Ассоциации лудловских остракод, выявленных в фациях относительно глубокого мористого шельфа (шалынский комплекс) и глубоководного шельфового желоба (верхнеабартканский комплекс), относятся к захоронениям аллохтонного типа и представлены известными видами, обитавшими в верхней части шельфового склона, на шельфовом мелководье среди органогенных построек, или редкими пелагическими видами миодокопаморф, как например, *Entomozoe* (*Richteria*) *migrans* (J.) Этот вид широко распространен в лудловских отложениях Сардинии, Богемии и Англии [Михайлова, 2005].

Развитие лудловских сообществ прослежено в единых последовательных разрезах с венлокскими [Михайлова, 2001]. Таксономический состав лудловских сообществ отражает начало нового позднесилурийского этапа развития остракодовой биоты. Различие лудловских и венлокских сообществ четко фиксируется на видовом уровне, но имеет преемственность на родовом: в лудлове отмечается дальнейший рост многообразия лонгискулид; увеличение количества видов родов *Longiscula* и *Silenis*. Появляются первые представители рода *Turiella*, широко распространенного в пржидоли, а также саумеллы и типичные платикопоморфы (род *Ispharaella*). Сообщества Нуратино-Туркестанских отмелей в связи с изменением фациальных обстановок в конце лудлова

начали угасать, однако часть их видов найдены в составе пржидольских комплексов шельфовых склонов Кызылкумо-Алайского микроконтинента [Михайлова, 2001].

Пржидольские остракодовые комплексы [Михайлова, 1981, 1986] распространены на обширной территории на шельфах Каракумо-Таджикского (купрукский горизонт, разрезы Оби-Сафит и Чекыл-Калян), Кызылкумо-Алайского (рабкашский горизонт, разрезы Мык, Тамды-Тау) микроконтинентов и Туркестано-Нуратинских отмелей (рабкашский горизонт, разрезы Исфара, Аккая). Для отложений пржидоли устанавливаются четыре типа эколого-фациальных остракодовых сообществ: 1) открытого шельфового склона – *Sulcatiella magna* Mich., *Nezamyslia distributa* Mich., *Malguzaria sarvi* Mich., *Moierina utansaensis* Mich., *Yukonibeyrichia* sp., *Rozhdestvenskajites messleriformis* (Pol.), *Neoaparchites* sp., *Uchtovia* sp., *Eoevlanella* sp., *Cavellina*(?) *idonea* (Abushik), *Microcheilinella moderata* Abushik, M.sp., *Tubulibairdia ordinara* Mich., *T.* sp., *Turiella* sp. *A*, *Bairdia* (?) *ettkysensis* Mich., *Bairdiohealdites* sp., *Bekena* sp., *Acanthoscapha alata* Abushik, *Pseudorayella fragilis* Mich., *P. dzausensis* Mich., *P. scala* Neckja, *Saumella nitida* (Abushik), *S.* sp.; 2) прибрежного шельфового мелководья и окраины шельфа – *Bingeria*(?) sp. A, *Ochesaarina* sp., *Thipsura*(?) *dubia* Mich., *Tubulibairdia* sp., *Newsomites* sp., *Iatella* sp., *Longiscula vialovi* Mich., *L.* aff. *meriskorica* Mich., *Silenis kimi* Mich., *Altibairdia tamdyensis* Mich., *Bairdia* sp., *Bairdiîcypris* sp., *Bairdiocypris aktauensis* Mich., *Pseudorayella fragilis* Mich., *Cypridina* sp.; 3) средней зоны шельфа у края карбонатной постройки – *Cavellina*(?) *idonea* (Abushik), *Longiscula* aff. *smithii* (J.), *Turiella spinosa* Mich., *Microcheilinella moderata* Abushik, *Bairdia*(?) *ettkysensis* Mich., *Bairdia* sp., *Bairdiocypris simplex* Abushik, *Pseudorayella fragilis* Mich., *Saumella nitida* (Abushik), *S.* sp., *Acanthoscapha alata* Abushik; 4) открытой лагуны и отмели – *Sulcatiella magna* Mich., *Nezamyslia distribute* Mich., *Rozhdestvenskajites zeravshanensis* Mich., *Moierina utansaensis* Mich., *Eukloedenella incerta* Mich., *Microcheilinella obisafitica* Mich., *Tubulibairdia ordinara* Mich., *Longiscula athletica* Mich., *L.* sp., *Bairdiocypris argensis* Mich., *Pseudorayella dzausensis* Mich., *Baschkirina* sp.

Сравнение таксономического состава прижидольских остракодовых сообществ из осадков Туркестано-Нуратинских отмелей, Кызылкумо-Алайского и Каракумо-Таджикского микроконтинентов показывает, что между ними существовали прочные палеогеографические связи. Их состав близок к лудловскому на родовом и видовом уровнях. Из 50 видов остракод, известных из лудлова, 13 продолжают существовать в пржидоли. Однако в составе пржидольских ассоциаций увеличивается количество палеокопаморф и платикопаморф, что свидетельствует о длительности существования этих ассоциаций и их зрелости.

В раннем лохкове начался новый этап развития остракодовых сообществ. В это время в разных фациальных обстановках шельфов Каракумо-Таджикского, Кызылкумо-Алайского микроконтинентов и Туркестано-Нуратинских отмелей сформировались специфические остракодовые комплексы. Отмечается почти полная смена видового составе ассоциаций: из 168 известных лохковских видов только 8 приходят из пржидоли. В лохковском веке из состава сообществ исчезают лонгискулиды, сокращается количество ятелл, постепенно исчезают бейрихикопины. Значительно увеличивается разнообразие примитиопсикопин; отмечается вспышка видообразования у саумелл и башкирин.

Остракодовые сообщества раннего палеозоя Туркестанского палеоокеана характеризуются значительным своеобразием – более 95 % их видового состава являются эндемиками. Туркестанская биота заметно отличается от биот известных остракодовых провинций силура и раннего девона не только на родовом уровне, но и на уровне более высоких таксонов. Биотопы туркестанских остракод были связаны с относительно небольшими шельфами внутриокеанических поднятий (отмелей), островных дуг и микроконтинентов. Активный тектонический режим вызывал быстрые и частые изменения палеогеографических условий, что во многих случаях приводило к сокращению или полному исчезновению остракодовых ассоциаций. Это тормозило освоение остракодами даже тех небольших шельфовых пространств, которые были пригодны для их обитания. В этих неблагоприятных для существования остракод условиях палеокопаморфы, как наиболее специализированная палеозойская группа, слабо развивалась, а возникавшие немногочисленные новые филумы были тупиковыми. Ведущей группой остракодовых сообществ оказались гладкие подокопаморфы. Большая степень географической и фациальной дифференциации остракодовых биотопов привела к интенсивному видообразованию среди данной группы, еще мало специализированной в это время.

## ЛИТЕРАТУРА

*Биске Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. Спб.: Изд-во. С-Пб ун-та, 1996. 190 с.

*Зенкова Г.Г.* Некоторые венлокские остракоды восточного склона Урала // Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1977. Вып. 129. С. 74–85.

*Мельникова Л.М., Михайлова Е.Д.* Комплексы остракод позднего ашгилла и раннего лландовери Зеравшано-Гиссарской горной области (опорный разрез Шахриомон-П) // Палеонтол. журн. 1999. № 5. С. 57–64.

*Михайлова Е.Д.* Некоторые венлокские остракоды Туркестано-Алайской горной области // Зап. ЛГИ. 1971. Т. LIX, вып. 2. С. 118–127.
*Михайлова Е.Д*. Новые силурийские подокопиды Южного Тянь-Шаня. // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Вып. 4. М.: Наука, 1977. С. 85–87.
*Михайлова Е.Д*. Распространение остракод в пржидоли Южного Тянь-Шаня. // Ежегодник ВПО. 1981. Т. XXIV. С. 127–142.
*Михайлова Е.Д*. Остракоды силура Западного Тянь—Шаня (семейство Longisculidae). // Вопросы палеонтологии. Т. 9. Л.: Изд-во ЛГУ, 1986. С. 35–47.
*Михайлова Е.Д.* Остракоды силура и нижнего девона Южного Тянь-Шаня (биостратиграфическое значение, тафономия, эколого-фациальные сообщества): Автореф. ... дис. д-ра геол.-мин. наук. РИЦ СПГГИ, 2000. 41 с.
*Михайлова Е.Д.* Этапы развития силурийских и раннедевонских остракодовых сообществ в Южном Тянь-Шане // Биоразнообразие в истории Земли: Тез. докл. 47-й сессии Палеонтол. о-ва. СПб., 2001. С. 57–66.
*Михайлова Е.Д.* Сообщества остракод силура и нижнего девона Южного Тянь-Шаня // Микропалеонтология на рубеже веков: Материалы XШ Всерос. микропалеонтол. совещ. М., 2005. С. 108–109.

## БИОРАЗНООБРАЗИЕ ГРИБОВ НА ГРАНИЦЕ МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЯ (ЛАХАНДИНСКАЯ БИОТА, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

**К.Е. Наговицин**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: NagovicinKE@ipgg.nsc.ru*

Летопись позднедокембрийской эволюции биосферы расшифрована пока лишь в самых общих чертах, тем не менее, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что усложнение морфологии и рост биоразнообразия происходили весьма неравномерно. Одним из существенных ароморфозов является массовое появление сложно устроенных эукариот и их инкорпорация в прокариотические экосистемы вблизи границы мезо- и неопротерозоя [Knoll et al., 2006; Butterfield, 2007; и др.]. Однако судить о значимости эволюционных преобразований и появлении различных филогенетических ветвей можно лишь при надежной расшифровке природы найденных остатков эукариот и их положения в систематике современных организмов. Подобные палеобиологические исследования остатков неопротерозойских микроорганизмов начаты относительно недавно [Butterfield et al., 1994; Butterfield, 2000; Porter, Knoll, 2000], при этом в одной из работ убедительно доказывается присутствие в неопротерозое (750–900 млн лет) группы остатков, родственных высшим грибам [Butterfield, 2005]. Настоящее исследование богатейшей лахандинской биоты мезопротерозойского возраста направлено на установление биологической принадлежности составляющих ее таксонов и выделение среди морфологически сложных микрофоссилий группы вероятной грибной природы.

Ранее ряд форм в составе лахандинской биоты (1000–1030 млн лет) рассматривался как вероятные остатки организмов грибной природы. Так, роды *Germinosphaera* и *Caudosphaera* предположительно считаются репродуктивными органами грибов [Микрофоссилии…, 1989], вид *Eosaccaromyces ramosus* Hermann сравнивается с современными дрожжевыми грибами класса Ascomycetes [Микрофоссилии…, 1989; Герман, 1990], вид *Mucorites ripheicus* Hermann интерпретируется как прорастающие зигоспоры зигомицет (класс Zygomycetes), а *Mycosphaeroides aggregatus* Hermann – как возможные репродуктивные структуры миксомицет (класс Myxomycetes) [Герман, 1990; Герман, Подковыров, 2006]. Однако для большинства из вышеперечисленных таксонов найдены формы, похожие лишь на одну из стадий развития грибов, в то время как для последних характерны несколько онтогенетических стадий, существенно отличающихся по морфологии. Для убедительной интерпретации остатков как представителей той или иной ветви грибов необходимо установить присутствие нескольких онтогенетических стадий. Нам удалось это сделать для некоторых остатков из ископаемой лахандинской биоты.

Первый тип остатков представлен крупными оболочками с одиночным отростком *Caudosphaera expansa* Hermann, которые ранее были интерпретированы как проросшие репродуктивные органы водорослей или грибов [Микрофоссилии…, 1989]. Изучение представительной выборки этих микрофоссилий из нижнекандыкской толщи позволило уточнить морфологию, реконструировать вымерший организм и обосновать его биологическое родство. Выявлены четыре разновидности оболочек *Caudosphaera*: мелкие с одиночным полым отростком (см. таблицу, фиг. 1); крупные со светлой оболочкой и отростком, состоящим из пучка тонких нитей (см. таблицу,

фиг. 2); морфологически идентичные с темной оболочкой (см. таблицу, фиг. 3); такие же светлые оболочки с разрывом (см. таблицу, фиг. 4). Изучение ненапыленных экземпляров темных оболочек (см. таблицу, фиг. 6–10) на SEM позволило выяснить их внутреннее строение. С увеличением ускоряющего напряжения глубина проникновения электронов в объект увеличивается (см. таблицу, фиг. 7, 8) и оболочка становится частично прозрачной, проявляются расположенные внутри нее мелкие сферические недеформированные оболочки с бугорчатой скульптурой (см. таблицу, фиг. 7–10), которые можно интерпретировать как споры. Морфологические разновидности оболочек *Caudosphaera,* наиболее вероятно, являются онтогенетическими стадиями развития спорангия: ювинильная стадия, сформировавшийся спорангий, зрелый спорангий, заполненный спорами, и раскрытый спорангий (сохраняются остатки спор). Спорангиеносец может достигать первых миллиметров в длину и нередко сохраняется в толще аргиллитов на нескольких плоскостях напластования. У одного из экземпляров спорангий прикреплен коротким спорангиеносцем к органической пленке (см. таблицу, фиг. 5). В органических пленках сохраняются нити, размеры (ширина 4–8 мкм) и форма которых идентичны нитям, из которых состоит сам спорангиеносец. По всей видимости, изучаемый организм представлял собой крупный мицелиеподобный нитчатый каркас, существующий в органической пленке, из которого формировались вертикально стоящие спорангиеносцы со спорангиями. Выпадение осадка и засыпание органической пленки не приводили к отмиранию спорангия, он развивался и после того, как питательный органический субстрат погружался в осадок, что говорит о гетеротрофной природе изучаемого организма. Из современных гетеротрофных организмов сходную морфологию спорангиев, у которых спорангиеносец состоит из множества гифов, имеют грибы рода *Graphium*, относящиеся к базидиомицетам. Однако у древнего организма не наблюдается клеточных перегородок и других характерных морфологических признаков базидиомицет. По всей видимости, *Caudosphaera expansa* принадлежит к общим предкам низших и высших грибов, так как демонстрирует сочетание признаков первой (неразделенный перегородками на клетки мицелий) и второй (сложное строение спорангия, наличие мицелия) групп.

Второй тип остатков, не описанный ранее, представляет собой эллипсовидные, часто грушевидные оболочки, как правило, светлые, тонкостенные, имеющие на суженном окончании более темный прикрепительный орган (см. таблицу, фиг. 11–14). С внутренней стороны оболочки он имеет полусферическую форму, а с внешней – короткий (1–3 мкм) отросток, который прикрепляется к нити, расположенной горизонтально в субстрате. Подобных оболочек много в нельканской свите, где подавляющее их большинство сохраняются с короткими фрагментами двух нитей, что, по всей вероятности, отражает особенности прижизненного захоронения оболочек и нитей в разных плоскостях в толще осадка. Уникально сохранившийся экземпляр, состоящий из двух оболочек и относительно длинной нити (см. таблицу, фиг. 14), подтверждает предположение о существовании единого нитчатого мицелиеподобного каркаса. Данные остатки имеют выраженное морфологическое сходство с зооспорангиями и гифами грибов рода *Saprolegniales* отдела Oomycota. На одном из экземпляров оболочка имеет темно-коричневый цвет (см. таблицу, фиг. 13), что интерпретировано (по аналогии с *Caudosphaera expansa*) как заполнение спорангия спорами.

Остатки третьего типа имеют ячеистое строение, обусловленное срастанием выростов тела, возникающих внутри кольцевидных структур. Наблюдаемые начальные стадии развития таллома (см. таблицу, фиг. 15, 16) отличаются относительной простотой строения (малое количество срастаний) и небольшими размерами (50–150 мкм) ячеек. По мере увеличения таллома до 400–500 мкм, по мере образования и срастания новых выростов внутри ячеек, происходит увеличение количества ячеек, при этом размеры ячеек могут сильно различаться между собой (см. таблицу, фиг. 17). Таллом, как правило, плоский, имеет изометричную или несколько вытянутую форму с ровными очертаниями, однако на одном экземпляре наблюдаются два отростка эллипсовидно-удлиненной формы в центральной части таллома, захоронившиеся в толще осадка на соседней поверхности напластования (см. таблицу, фиг. 18). Ювинильная стадия развития рассматриваемого организма в

## ПОЯСНЕНИЕ К ТАБЛИЦЕ

Коллекция хранится в лаборатории палеонтологии и стратиграфии позднего докембрия и кембрия Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН.

Фиг. 1–10. *Caudosphaera expansa* Hermann: 1–5 – стадии развития спорангия; 6–10 – снимки зрелого спорангия на SEM, демонстрирующие наличие в нем спор.

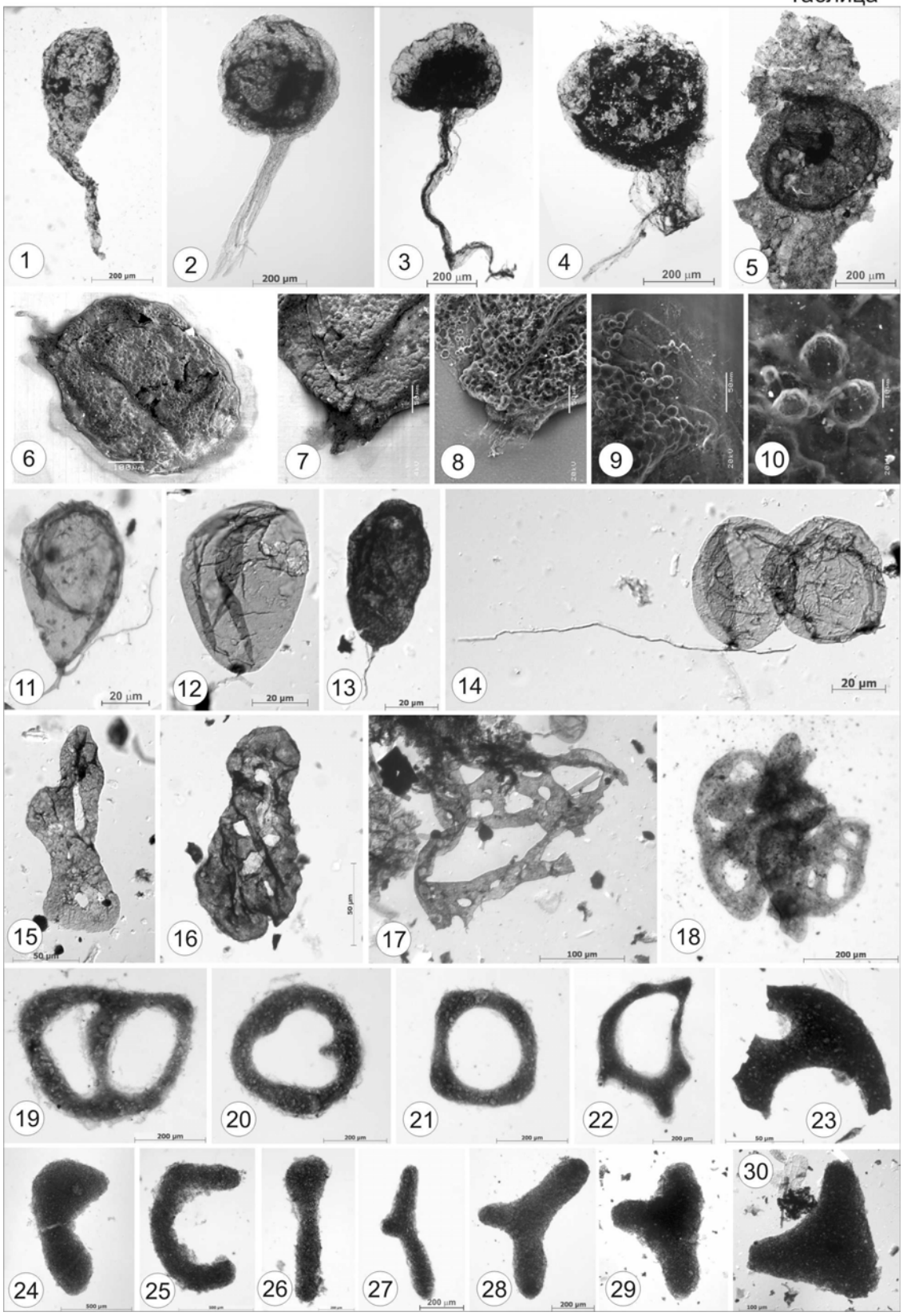
Фиг. 11–14. Спорангии сходные с репродуктивными органами оомицет.

Фиг. 15–18. Ячеистые талломы – остатки вымершей ветви гетеротрофов грибной природы.

Фиг. 19–23. Остатки кольцевидных плазмодиев миксомицет.

Фиг. 24–30. Остатки вытянутых, подковообразных и “ветвящихся” плазмодиев миксомицет.

Таблица


1
200 µm
2
200 µm
3
200 µm
4
200 µm
5
200 µm
6
7
8
9
10
11
20 µm
12
20 µm
13
20 µm
14
20 µm
15
50 µm
16
50 µm
17
100 µm
18
200 µm
19
200 µm
20
200 µm
21
200 µm
22
200 µm
23
50 µm
24
500 µm
25
200 µm
26
200 µm
27
200 µm
28
200 µm
29
200 µm
30
100 µm

нашем материале не представлена, но она, вероятнее всего, была описана ранее под названием *Annulusia annulata* Timofeev et Hermann [Микрофоссилии…, 1989]. Эти микрофоссилии имеют овально-продолговатую и дугообразно изогнутую форму, по мере роста концы соприкасаются и сливаются, образуя замкнутое кольцо с отверстием внутри. Просмотр типовой коллекции Т.Н. Герман показал наличие также и сдвоенных "колец" (напоминающих цифру 8) и близких по строению и размерам к начальной стадии развития таллома (см. таблицу, фиг. 15). Примечательно, что кольцевидные *Annulusia annulata* найдены только на органических пленках, которые, вероятно, служили им питающим субстратом. По всей вероятности, организм представлял собой плоский ячеистый таллом, лежащий на субстрате, на поздних стадиях развития которого в центральной части возникали эллипсовидные структуры, растущие вверх. Последние, по-видимому, являются органами размножения. Прямых морфологических аналогов рассматриваемым остаткам среди современных организмов не найдено. Присутствие кольцевидных структур, встреченных также на других докембрийских микрофоссилиях [Butterfield, 2005], наводит на мысль о сравнении с современными хищными грибами аскомицетами *Arthrobotrys* и *Dactylella*, у которых подобные структуры служат ловушками для поимки червей нематод, мелких насекомых или простейших. Однако механизм поимки у хищных грибов заключается в резком увеличении объема отдельных клеток, составляющих кольцо, в то время как таллом рассматриваемого организма не имеет клеточных перегородок. Подобные сетевидные структуры присутствуют также в спорангиях миксомицет, но общая морфология каркаса у последних имеет сферическую форму, а не плоскую, как в данном случае, к тому же наблюдаемый онтогенетический ряд противоречит подобной интерпретации. Большего внимания заслуживает совместное нахождение в нельканской свите ячеистых талломов и сетевидных колониеподобных остатков *Eosaccaromyces ramosus* Hermann, состоящих из округлых и эллиптических клеток и относимых к дрожжевым грибам (аскомицетам). Такой параллелизм в морфологии различных организмов (оба предположительно грибной природы) вызван, вероятно, характером питания и особенностями субстрата.

В четвертую группу, по всей вероятности, также имеющую грибную природу, объединены остатки изменчивой формы, имеющие две морфологические особенности: отсутствие выраженной клеточной оболочки (они имеют, как правило, утончающийся к краям таллом с ноздревато-ямчатой поверхностью), и сохранение общего плана строения, несмотря на существенную морфологическую изменчивость. Различаются две разновидности. Первая обладает способностью формировать кольца, иногда с выпячиваниями, которые могут срастаться с образованием перемычки (см. таблицу, фиг. 19–23). Вторая имеет вытянутое, прямое или подковообразное тело с закругленными окончаниями, иногда с уплотнениями и выростами (фиг. 24–30). Изменчивость и отсутствие отчетливой клеточной стенки позволяют сопоставить эти остатки со стадией плазмодиума слизистых грибов – *Myxomycetes*, однако для более уверенного заключения необходимо найти морфологические элементы, характерные для стадии развития спорангия, которые должны сохраняться в ископаемом состоянии. Рассмотрение *Mycosphaeroides aggregatus* как возможных спорангиев миксомицет представляется недостаточно убедительным ввиду их малых размеров и отсутствия ряда отличительных признаков, характерных для этой группы микроорганизмов.

Проведенные исследования подтверждают наличие остатков грибной природы в лахандинской микробиоте. Обнаружены новые палеонтологические свидетельства присутствия миксомицет, впервые обнаружены вероятные остатки оомицет. Найдены и реконструированы два сложно устроенных организма, принадлежащих, вероятно, двум различным вымершим ветвям гетеротрофов грибной природы. Примечательно, что все найденные остатки гетеротрофов принадлежат к группе низших грибов (а часть из них по новым вариантам классификации относится к протистам). Мнение же о наличии в лахандинской биоте остатков высших грибов, высказанное на основе сопоставления *Eosaccaromyces ramosus* с современными дрожжевыми грибами, относящимися к классу Ascomycetes, требует дополнительного подтверждения.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 06-05-65087 и Royal Society, Великобритания (руководитель проекта N.J. Butterfield).*

## ЛИТЕРАТУРА

*Герман Т.Н.* Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 50 с.

*Герман Т.Н., Подковыров, В.Н.* О грибах в позднем рифее // Палеонтол. журн. 2006. № 2. С. 89–95.

*Микрофоссилии* докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 191 с.

*Butterfield N.J. Bangiomorpha pubescens* n. gen., n. sp.: implications for the evolution of sex, multicellularity, and the Mesoproterozoic/Neoproterozoic radiation of eukaryotes // Paleobiology. 2000. V. 26. P. 386–404.

*Butterfield N.J.* Probable Proterozoic fungi // Paleobiology. 2005. V. 31, N 1. P. 165–182.

*Butterfield N.J.* Macroevolution and macroecology through Deep Time // Palaeontology. 2007. V. 50. P. 41–55.

*Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K.* Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen // Fossils and Strata. 1994. V. 34. 84 p.

*Knoll A.H., Javaux E.J., Hewitt D., Cohen P.* Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans // Philosophical Transactions Roy. Soc. B-Biol. Sci. 2006. V. 361. P. 1023–1038.

*Porter S.M., Knoll A.H.* Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon // Paleobiology. 2000. V. 26, N 3. P. 360–385.

## НОВЫЕ НАХОДКИ КОНОДОНТОВ В РАЗРЕЗАХ КАРБОНА И ПЕРМИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ИРАНА (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

**А.Н. Реймерс[1], Э.Я. Левен[2], А.С. Алексеев[1], Н.Б. Рассказова[1]**

*[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы; e-mail: areimers@geol.msu.ru*
*[2]Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер. 7; e-mail: erleven@yandex.ru*

Недавно авторы опубликовали данные [Leven et al., 2007] о распределении конодонтов и фузулинид по разрезу Баге-Ванг близ г. Ширгешта в Центральном Иране. Конодонтами охарактеризованы несколько уровней как в нижне-, так и в верхнепермских отложениях.

Поиски конодонтов были продолжены в разрезе каменноугольных отложений, расположенном в окрестностях г. Анарак (Центральный Иран) и детально расчлененном по фузулинидам [Leven et al., 2006]. К настоящему моменту конодонты обнаружены в интервалах разреза, охватывающих башкирские, московские и гжельские слои. Всего обработано 85 образцов общей массой 22.9 кг. Конодонты очень редки и обнаружены в 11 образцах (всего 23 экземпляра):

А-58. *Declinognathodus nodilferus* Ellison et Graves – 1 экз.
А-74. *Declinognathodus* cf. *noduliferus* Ellison et Graves – 3 экз.
А-77. *Neognathodus symmetricus* Lane – 1 экз.
А-86. *Declinognathodus nodilferus* Ellison et Graves – 1 экз.
А-99. *Idiognathodus* sp. – 2 экз.
А-144. *Idiognathodus* sp. indet. – 1 экз.
А-145. *Streptognathodus bashkiricus* Nemirovskaya et Alekseev – 1 экз.
А-200. *Idiognathodus* sp. indet. – 2 экз.
А-212. *Idiognathodus delicatus* Gunnell – 5 экз.; *Neognathodus* cf. *inaequalis* Kozitskaya et Kosenko – 1 экз.; Рамиформные элементы – 2 экз.
А-214. *Idiognathodus* sp. indet. – 1 экз.
А-216. *Streptognathodus* cf. *pawhuskaensis* Gunnell – 2 экз.

Видовой состав конодонтов, обнаруженных в обр. А-58–А-145 из формации Галех, указывает на башкирский ярус. При этом к нижнему башкиру принадлежат обр. А-58–А-86. Обр. А-145, происходящий из смещенного блока единицы 2а формации Галех с фузулинидами самых верхов башкирского яруса, содержит вид *Streptognathodus bashkiricus*, характерный для верхнего башкира. Породы, слагающие этот блок, по крайней мере на уровне отбора обр. А-145 эквивалентны, скорее всего, ташастинскому горизонту Южного Урала, что полностью согласуется с данными по фораминиферам. Некоторое расхождение имеется в датировке уровня отбора обр. А-212, который содержит комплекс конодонтов, характерный для верхнемосковского подъяруса Русской платформы, по фузулинидам – это нижний подъярус московского яруса.

В обр. А-216 из нижней части формации Заладу встречены экземпляры, определенные как *S.* cf. *pawhuskaensis.* Вид *S. pawhuskaensis* распространен на Русской платформе и Южном Урале в самых верхах касимовского яруса и низах гжельского и, следовательно, не позволяет уточнить возраст данного уровня.

Новые находки пермских конодонтов сделаны в изучаемом в настоящее время разрезе Хальван. Здесь они приурочены к формации Хан, протягивающейся узкой полосой с севера на юг в 30–40 км к западу от г. Тебес. Формация интересна тем, что в ней обнаружен комплекс фузулинид, очень близкий к калакташскому комплексу Центрального Памира и характерный исключительно для Южно-Тетической провинции [Leven, 1993; Leven, Gorgij, 2007]. По фузулинидам комплекс датируется как сакмарский или нижнеартинский, хотя последнее менее вероятно. Находки конодонтов позволяют внести в этот вопрос определенные уточнения.

На настоящий момент конодонты встречены в средней части формации Хан, непосредственно ниже слоев с фузулинидами (обр. KTRM-1 и KTM-3). Из обр. KTRM-1 определены *Sweetognathus inornatus* Ritter и *S. anceps* Chernykh. В обр. KTM-3 присутствует только 1 экз. *S. inornatus*. Эти виды являются предковыми для *S. whitei* (Rhodes), с уровнем появления которого сейчас совмещается нижняя граница артинского яруса. Из этого можно заключить, что мы имеем дело с самыми верхами сакмарского яруса. Учитывая, что эти виды, в частности *S. anceps*, встречаются и в низах артинского яруса [Черных, 2006], нельзя исключить этот возраст и для рассматриваемых слоев.

Присутствие рамиформных элементов установлено в самом основании триасовой формации Сорх, перекрывающей пермскую формацию Хан. Возраст по этим остаткам не определяется.

*Работа выполнена при поддержки РФФИ, проекты № 08-05-00828 и 06-05-65201.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Черных В.В.* Нижнепермские конодонты Урала. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2006. 130 с.

*Leven E.Ya.* Early Permian fusulinids from the Central Pamir // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 1993. V. 99, N 2. P. 151–198.

*Leven E.Ya., Gorgij M.N.* Fusulinids of the Khan Formation (Kalmard region, eastern Iran) and some problems of their paleobiogeography // Rus. Journ. Earth Sci. 2007. V. 9, N 1. ES1004. 10 p. doi: 10.2205/2007ES000219.

*Leven E.Ya., Davydov V.I., Gorgij M.N.* Pennsylvanian stratigraphy and fusulinids of Central and eastern Iran // Palaeontol. Electron. 2006. V. 9, N 1. 36 p.

*Leven E.Ja., Reimers A.N., Kozur H.W.* First finds of Permian conodonts in Eastern Iran and once again on the Guadalupian Series base in Permian sections of the Tethyan Realm // Stratigraphy and Geological Correlation. 2007. V. 15, N 1. P 57–66.

# О ПРИРОДЕ ПРОБЛЕМАТИЧНЫХ МИКРОФОССИЛИЙ ИЗ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА И НИЖНЕГО КАРБОНА

**К.М. Седаева[1], В.С. Вишневская[2]**

*[1]Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119899, Москва, Ленинские горы, e-mail: sedaeva-mgu@mail.ru*

*[2]Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7; e-mail valentine@ilran.ru*

На определенных этапах геологической истории в верхнепалеозойском осадочном комплексе формируются специфические карбонатные породы, в которых наблюдаются микрофоссилии с внутренним строением, напоминающие водоросли, фораминиферы и радиолярии. На примере микрофоссилий из отложений верхнего девона и нижнего карбона Чижапской банки Нюрольской впадины (междуречье р. Васюган и Оби) юго-востока Западной Сибири (табл.1 ); Прикаспия (табл. 2, фиг. 2) и Южного Урала (см. табл1, фиг. 3) рассмотрим их природу. Они наблюдаются в известняках, макроскопически неяснослоистых или массивных с гнездами и микрокавернами кристаллического кальцита (спарита), в разной степени перекристаллизованных и (или) доломитизированных, со сферами, а иногда с массовыми и обильными их скоплениями. Микроскопически порода сложена на 60–80 % темным микрозернистым кальцитом, пропитанным тонкодисперсной органикой, микробиальной природы. На фоне микритовой составляющей видны сферы (кальцисферы), первичные поры и полости выщелачивания, залеченные спаритом, иногда нескольких генераций (см. табл. 1, фиг. 1, 2). Сферы являются второстепенным, но очень характерным компонентом породы. Среди сфер нередко наблюдаются фрагменты и целые скелеты радиолярий (см. табл., 1, 2), иногда частично микробиально корродированных.

На современной стадии изучения сферо-узорчатых и сферо-микрозернистых известняков и других их разностей более достоверным является отнесение большинства таких сфер (кальцисфер) к скелетам кремневых организмов радиолярий, а не так называемым примитивным пелагическим или планктонным мелким девонским–раннекаменноугольным фораминиферам. При детальном исследовании (более 800 шлифов) установлено присутствие в них биокорродированных и микритизированных (в той или иной степени) остатков различных радиолярий (табл. 1, 2), замещенных карбонатным материалом, на фоне микритово-микробиальной основной массы. Радиолярии разнообразны по форме и размеру, по характеру измененности и степени сохранности. Многие радиолярии подвергнуты микробиальной коррозии, в результате которой происходит их полная микритизация и

от самих радиолярий остаются только сферы (принимаемые ранее за остатки примитивных мелких фораминифер, водорослей и органов их размножения). Часто среди них наблюдаются фрагменты и целые скелеты радиолярий, иногда с сохранившимся внутренним каркасом в виде сферы или внутренней спикулы, нередко пиритизированных или замещенных органическим веществом (см. табл. 2, фиг. 2). Это является основным доказательством того, что это радиолярии, а не примитивные мелкие фораминиферы или остатки водорослей. При микробиальной коррозии и микритизации происходит постепенная кальцитизация раковин радиолярий и превращение их в "лжефораминиферы": "кальцисферы", "архисферы", "паратураммины", "сфереллы" и др. Замещение скелетов радиолярий кальцитом очень широко распространено в карбонатных толщах мезозоя [Вишневская, 1984; Вишневская, Седаева, 1988; De Wever, 1984; Dumitrica, De Wever, 1991; Dumitrica, 1999; и др.].

Биостратиграфическая шкала девона–раннего карбона в значительной степени базируется на основе расчленения по примитивным мелким фораминиферам и среди зональных видов присутствуют представители "лжефораминифер". Эта шкала до настоящего времени широко используется в России, на Украине и в Белоруссии [Вишневская, Седаева, 2002]. При изучении сфер (кальцисфер), а также примитивных мелких фораминифер желательно обращать внимание на внутреннее их строение и особенно на присутствии в них сохранившихся внутренних скелетных элементов, таких как сферы и первичные спикулы.

## ЛИТЕРАТУРА


*Вишневская В.С.* Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 120 с.

*Вишневская В.С., Седаева К.М.* Кремнистые образования в карбонатных и терригенно-карбонатных породах мезозоя Большого Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 5. С. 38–50.

*Вишневская В.С., Седаева К.М.* Ревизия систематики примитивных фораминифер Отряда Parathuramminida и некоторые вопросы эволюции фораминифер и радиолярий // Палеонтол. журн. 2002. № 6. С.15–24.

*De Wever P.* Radiolaries du Trias et du Lias de la Tethys (systématique, stratigraphie) // Société. Géollogique du Nord. Lille, 1984. Publ. 7. P.1–599.

*Dumitrica P.* On the presence of central capsular membranes of Radiolaria in fossil state // Rev. Micropaleontol. 1999. V. 31, N 2. P. 155–183.

*Dumitrica P. De Wever P.* (1991). Assignation to Radiolaria of two Upper Jurassic species previously described as Foraminifera: systématic consequences // Centre de la Recherche. Académie des Sciences. Paris. Ser. II. T. 312. P. 553–558.


## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

### Таблица 1. БИОКОРРОДИРОВАННЫЕ ОСТАТКИ РАДИОЛЯРИЙ

Фиг. 1. Радиолярии, замещенные кальцитом, в микритово-микробиальном известняке. Арчинская площадь, шл. 32а-45, скв. 45, Нюрольская впадина, Западная Сибирь, верхний девон–нижний карбон, герасимовская свита. Общий вид известняка, содержащего радиолярии.

Фиг. 2. Деталь с отчетливо видимыми радиоляриями.

Фиг. 3. Радиолярии в микритово-микробиальном строматолитоподобном известняке с ватерпасами – иловыми уровнями. Арчинская площадь, шл. 23а-45, скв. 45, Нюрольская впадина, Западная Сибирь, верхний девон–нижний карбон, герасимовская свита.

Фиг. 4. Радиолярии в детритово-микрозернистом известняке. Карьер Варна-1, шл. В-1, Южный Урал, верхний девон.

### Таблица 2. КАРБОНАТИЗИРОВАННЫЕ РАДИОЛЯРИИ

Фиг. 1. Радиолярии в микритово-микробиальном битуминозном известняке. Скелеты радиолярий частично или полностью замещены кальцитом, хорошо видны поровые рамки. Нижнетабаганская площадь, шл. НТ-55, скв. 55, Нюрольская впадина, Западная Сибирь, верхний девон–нижний карбон, герасимовская свита.

Фиг. 2. Радиолярии в карбонатизированном битуминозном кремне. Внутри центральной сферы видна инициальная спикула и внутренние сферические оболочки. Шл. 98093, скв. Краснохудукская-1, Прикаспий, нижний карбон.

**Таблица 1**

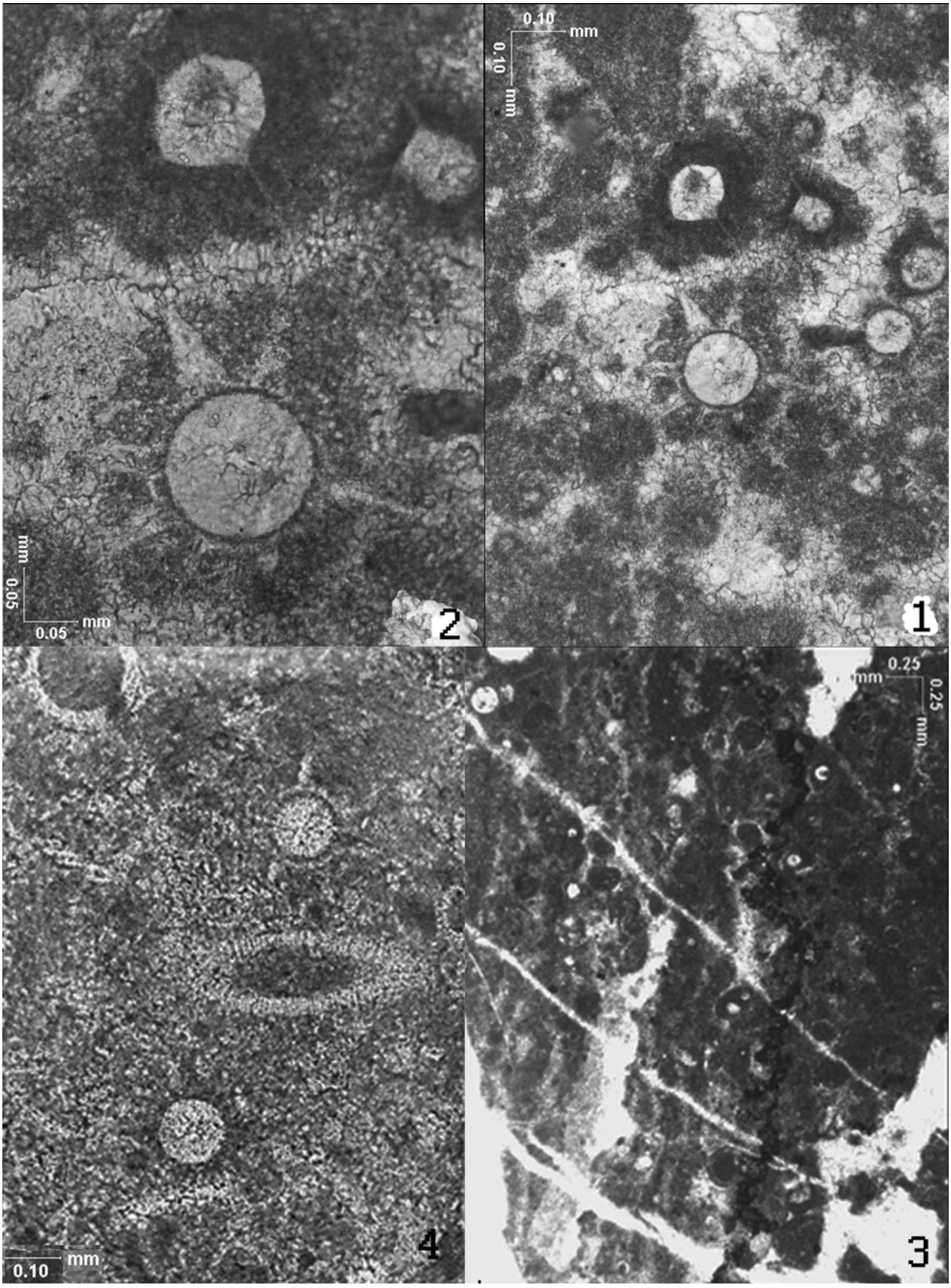
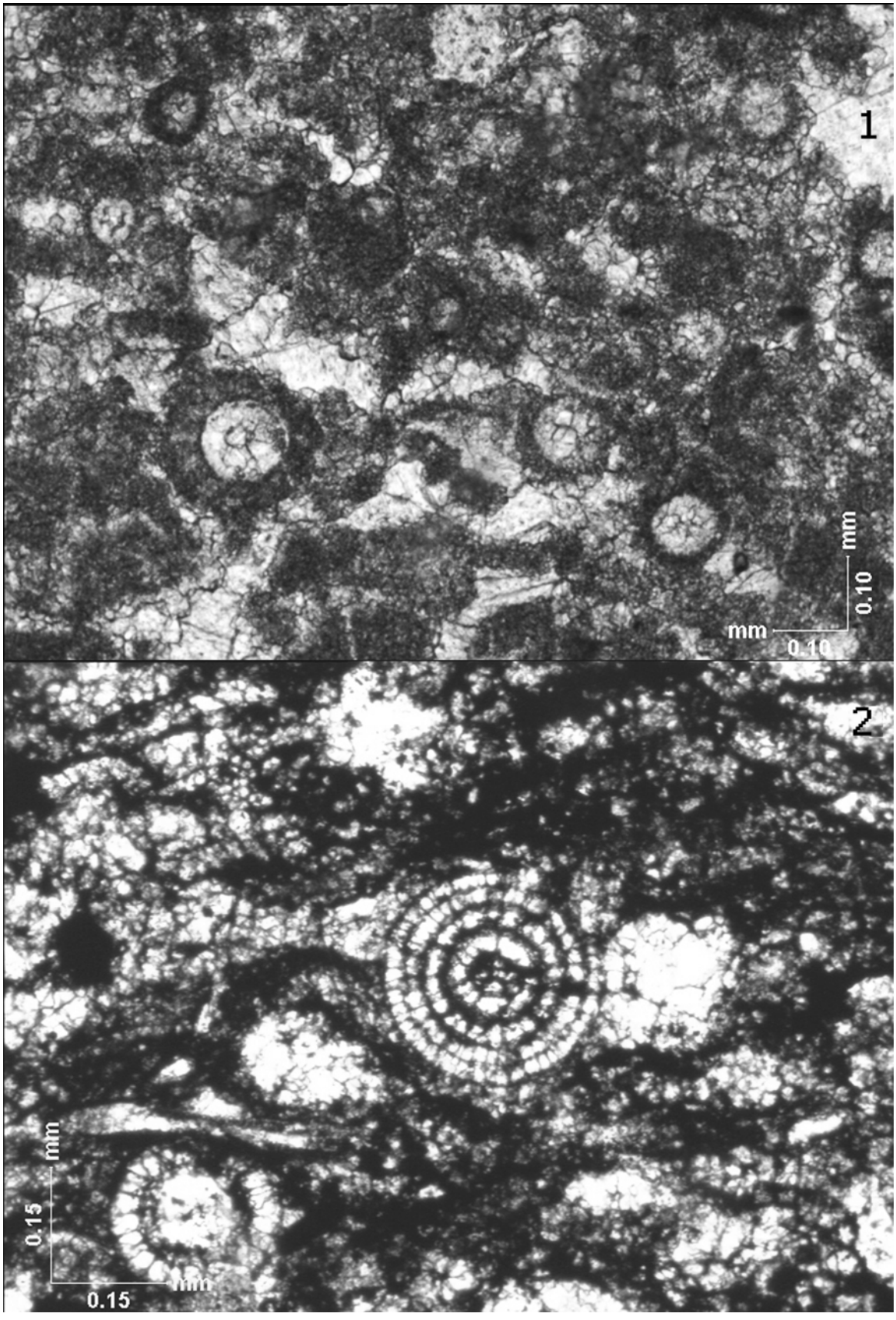


**Таблица 2**



# ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЕ КОНОДОНТЫ РАЗРЕЗА р. КОЖЫМ (НИЖНИЙ СИЛУР, ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)

**Л.В. Соколова**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ул. Первомайская, 53;*
*e-mail: sokolova@geo.komisc.ru*

Согласно последним данным по брахиоподам и конодонтам, лландоверийскому ярусу на западном склоне Приполярного Урала отвечают отложения яренейского, лолашорского, филиппъельского, маршрутнинского и нижняя часть устьдурнаюского горизонтов. Верхняя часть устьдурнаюскго горизонта отнесена к венлоку [Безносова, Мянник, 2005; Безносова, 2008].

Видовой состав и вертикальное распространение нижнесилурийских конодонтов в разрезе р. Кожым были впервые изучены С.В. Мельниковым [Опорныеразрезы…, 1987; Мельников, 1999а]. Последовательность конодонтов, установленная С.В. Мельниковым в лландоверийских отложениях обн. 217 (см. рисунок, А), в настоящее время является наиболее полной для разреза р. Кожым [Мельников, 1999б, Жемчугова и др., 2001; Melnikov, Zhemchugova, 2000]. Исследования П. Мянника (Институт геологии Таллиннского технического университета) позволили установить в обнажении 217 присутствие представителей *Aspelundia expansa* Armstrong, *Oulodus panuarensis* Bischoff, *Oulodus australis* Bischoff, *Gamachignathus* (?) *macroexcavatus, Pterospathodus* sp., *Apsidognathus* sp. n. [Männik et al., 2000], а так же выделить наиболее древний силурийский комплекс конодонтов в регионе [Безносова и др., 2006].

Автором в бассейне р. Кожым получены первые данные по конодонтам из отложений лолашорского, филиппъельского и нижней части маршрутнинского горизонта в обнажениях 109, 229, 236 (см. рисунок).

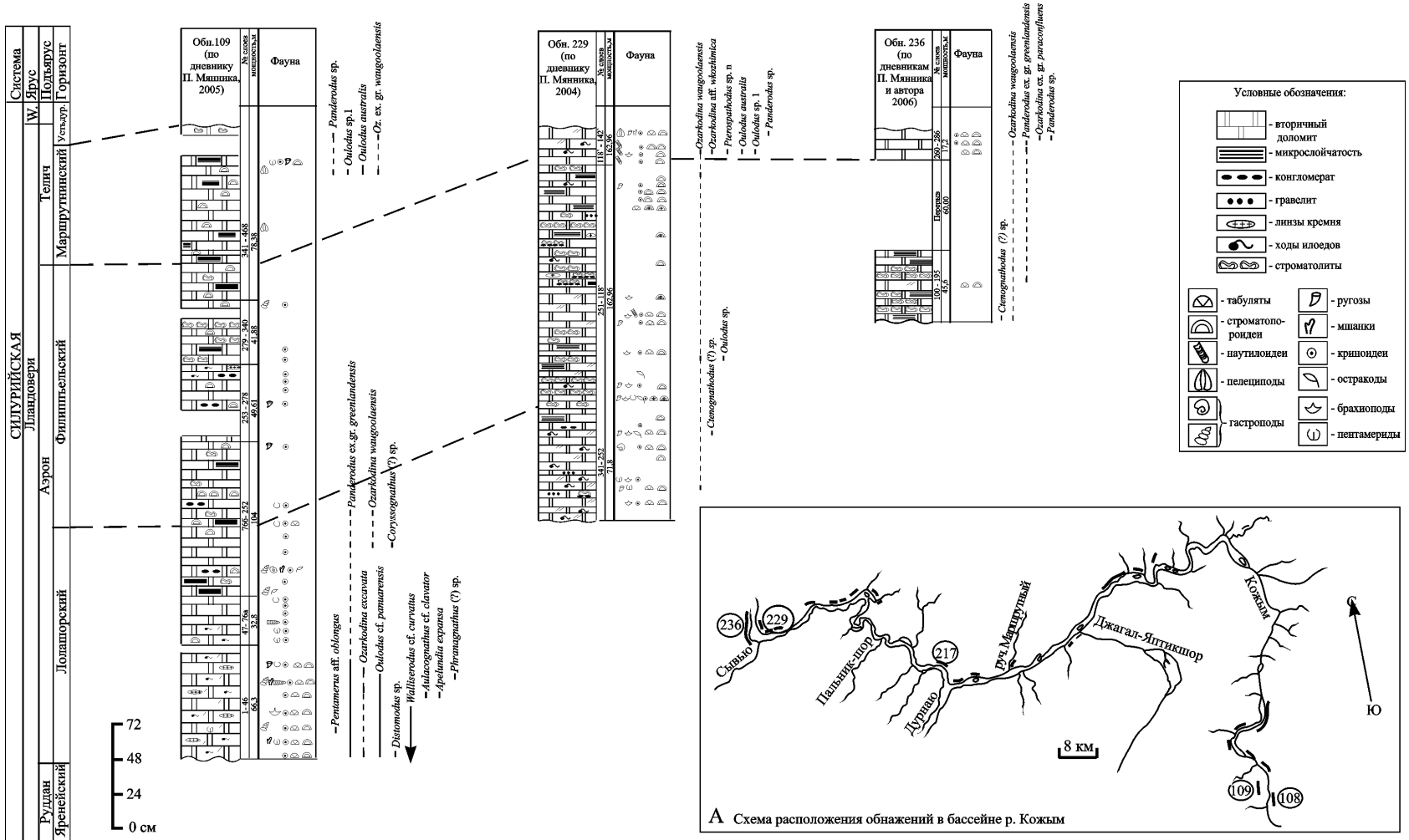
В обн. 109 вскрывается лолашорский горизонт, в нижней части которого, в толще доломитизированного известняка с ходами илоедов и разнообразной бентосной фауной (строматопороидеями), табулятами, криноидеями, ругозами, мшанками и брахиоподами зонального вида *Pentamerus* aff. *oblongus* (определения Т.М. Безносовой) установлены конодонты: *Oulodus panuarensis*, *Walliserodus* cf. *curvatus, Ozarkodina excavata, Aspelundia expansa, Aulacognathus* cf. *clavator* Melnikov, *Phranagnathus* (?) sp., *Distomodus* sp., *Panderodus* ex. gr. *greenlandensis* Armstrong. В обн. 217 сходный по видовому составу комплекс конодонтов приурочен к нижней части лолашорского горизонта [Мельников, 1999а], однако в его составе не встречаются представители родов *Walliserodus* и *Distomodus.*

В верхней части лолашорского горизонта в обн. 229, представленной чередованием доломитизированных известняков тонкослойчатых и биотурбированных, установлены конодонты *Ozarkodina waugoolaensis* Bischoff. В обнажении 217 распространение этого вида охватывает практически всю лландоверийскую толщу [Мельников, 1999а; Männik et al., 2000].

Филиппъельский горизонт изучен во всех трех обнажениях и характеризуется чередованием строматолитовых, тонкослойчатых и детритовых доломитизированных известняков, из которых выделены единичные элементы *Oulodus*, а также *Ozarkodina waugoolaensis* Bischoff и *Panderodus* ex gr. g*reenlandensis* Armstrong. В составе комплекса конодонтов филиппъельского горизонта в обн. 217 преобладают представители рода *Oulodus,* встречаются конодонты *Gamachignathus* (?) *macroexcavatus* (Aldridge) [Melnikov, Zhemchugova, 2000].

Маршрутнинский горизонт вскрывается в обнажениях 109 и 229. Конодонты выделены из нижней части горизонта, представленной чередованием доломитизированных известняков тонкослойчатых и строматопоратовых с ругозами, мшанками, табулятами, наутилоидеями и пелециподами *Megalomus* sp. В комплексах конодонтов из двух обнажений установлены общие виды *Oulodus australis*, *Oulodus* sp. 1 Melnikov, *Ozarkodina waugoolaensis*. В обн. 229 встречены единичные элементы из аппарата *Pterospathodus* sp. nov. В наиболее полной последовательности конодонтов в обнажении 217 *O. australis, Pterospathodus* sp. nov., *Apsidognathus* sp. nov. появляются в основании маршрутнинского горизонта и исчезают в нижней части устьдурнаюского горизонта [Безносова, Мянник, 2005].

Изучение стратиграфического и латерального распространения конодонтов в разрезе р. Кожым позволили уточнить таксономический состав конодонтовых комплексов в его лландоверийской части. Установлено, что наибольше число родов и видов конодонтов широкого распространения приурочено к нижней части лолашорского горизонта (см. рисунок).




Стратиграфическое распространение конодонтов в обнажениях 109, 229, 236 (р. Кожым, западный склон Приполярного Урала). А – Схема расположения обнажений в бассейне р. Кожым.

## ЛИТЕРАТУРА

*Безносова Т.М.* Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона Северо-Восточной окраины палеоконтинента Балтика. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 217 с.

*Безносова Т.М., Мянник П.* Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 5. С. 655–658.

*Безносова Т.М., Мянник П., Майдль Т.В.* Стратиграфический объем и строение яптикнырдской свиты // Вестн. Ин-та геологии КНЦ УрО РАН. 2006. № 10. С. 11–15.

*Жемчугова В.А., Мельникова С.В., Данилов В.Н.* Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 110 с.

*Мельников С.В.* Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. Спб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999а. 136 с.

*Мельников С.В.* Мелководные конодонты силура в опорном разрезе Приполярного Урала (р. Кожым) // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. 2. Сыктывкар, 1999б. С. 275–278.

*Опорные* разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала / Отв. ред. В.С. Цыганко, В.А. Чермных. Коми Филиал АН СССР, 1987. 34 с.

*Mdnnik P., Antoshkina A.I., Beznosova T.M.* The Llandovery – Wenlock boundary in the Russian Arctic // Proc. Eston. Acad. Sci. Geology. 2000. V. 49, N 2. P. 104–112.

*Melnikov S.V., Zhemchugova V.A.* Lower Silurian stratigraphy of the Timan-northern Ural region and eustatic fluctuation // Ibid P. 85–103.


# ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ АНАБАРО-ОЛЕНЕКСКОГО РЕГИОНА: БИОЦЕНОЗЫ И ТЕКТОНО-ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА


**А.М. Станевич[1], Д.П. Гладкочуб[1], А.М. Мазукабзов[1], Т.А. Корнилова[1], Е.Н. Максимова[2]**

*[1]Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128;*
*e-mail: stan@crust.irk.ru*
*[2]Иркутский государственный педагогический университет, 664003, Иркутск, ул. Свердлова, 1;*
*e-mail: evgeniya_chatta@mail.ru*


Находки микрофоссилий были известны в разрезах Анабарского и Оленекского поднятий (районов, рис. 1) [Головенок, Белова, 1984; Якшин, 1991, 1999; Вейс, Воробьева, 1992; Vidal et al., 1993; Сергеев и др., 1994, 2007; Стратиграфия..., 2005]. Авторами настоящей статьи были получены и частично изучены органостенные и минерализованные микрофоссилии из отложений Оленекского и Уджинского районов (см. рисунок). Совокупность всех находок высветила давно назревшую проблему использования акритарх в докембрийской биостратиграфии. А.Ф. Вейсом, Н.Г. Воробьевой [1992] и В.Н. Сергеевым и др. [2007] в усть-ильинской, котуйканской свитах раннего рифея и нами в дебенгдинской свите среднего рифея обнаружены роды микрофоссилий, ранее известные только в отложениях позднего рифея. Они дополняют примеры "удревнения" возрастного положения многих докембрийских микрофоссилий. Наблюдаемая тенденция подчеркивает аксиому, что эволюционные новации в древних биотах могут быть выявлены, скорее всего, только в возрастной последовательности биологически родственных морфотипов. Поэтому вполне логично, что в иерархии задач микрофитологии докембрия на первый план выступает выяснение природы акритарх, систематическая принадлежность которых изначально признана неизвестной. Основным, хотя и всегда дискуссионным, приемом палеобиологических интерпретаций является актуаморфологическое сравнение с ныне живущими организмами. При этом реконструкции седиментационных обстановок и их эволюции во времени, как представляется, служат основой палеоэкобиологических интерпретаций морфологических рядов микрофоссилий.

Очевидно, что большинство крупных акритарх являются формами эукариотных водорослевых или грибных сообществ. Многие из них, относимые к разным родам и подгруппам акритарх, реально могут принадлежать одному систематическому таксону достаточно низкого ранга (роду, виду). Для современных водорослей разных отделов характерна высокая степень полиморфизма, вследствие чего один и тот же вид в ископаемом состоянии может быть представлен морфологически несопоставимыми формами. Наблюдаемые переходные формы между разными таксонами акритарх в благоприятных случаях могут дать косвен-

ные критерии для выяснения связей между признаками разных форм и в конечном счете для создания актуапалеонтологической модели древнего организма.

Наиболее однозначную биологическую интерпретацию имеют формы цианобактериальных сообществ. Из органостенных микрофоссилий дебенгдинской свиты авторы выделили ряд акритарх, которые имели признаки и морфологически переходные морфотипы, позволившие наметить модель их возможного сопоставления с современными представителями эукариотных водорослей [Станевич и др., 2007, 2008]. На основе выборки из всех изученных ассоциаций акритарх Анабаро-Оленекского региона и их биологической интерпретации в разрезах выделены три типа палеобиоценозов (см. рисунок). Наиболее представительными по распространению и разнообразию являются формы цианобионтов. С бурыми водорослями сопоставляются виды родов акритарх *Chuaria* Walc., *Leiosphaeridia* Eis., *Simia* Mikh. et Jank., крупные слоевища, иногда с прикрепленными формами акритарх и др. К зеленым водорослям порядка десмидиевых относятся [Станевич и др., 2007]: *Leiosphaeridia* (?) *kulgunica* Jank., *Lophosphaeridium* sp. nov., *Scaphyta eniseica* Tim., *Scaphyta* sp. (ad lib. *Lophosphaeridium sp*.) и др. Большинство других акритарх в виду отсутствия достаточного набора актуаморфологических признаков, пока не могут быть сопоставлены с таксонами современного растительного мира.

При корреляции позднепротерозойских разрезов всех трех районов региона исследователи единодушны в относительной синхронности отложений трех крупных уровней – мукунский, юсмастахский и хорбусуонский (см. рисунок). Каждый из них соответствует определенному этапу осадконакопления и развития биоценозов. Самый древний, мукунский, представлен терригенными и терригенно-карбонатными последовательностями, имеющими четкую трансгрессивную направленность осадконакопления. Судя по известным и вновь полученным радиохронологическим данным (см. рисунок), толщи этого этапа сформировались в раннем рифее. Не вызывает сильных сомнений корреляция разрезов и вендский возраст отложений третьего, самого молодого уровня (хорбусуонский этап; см. рисунок). Положение других свит региона, заключенных между мукунским и хорбусуонским уровнями, практически всеми исследователями более или менее равномерно распределялось в интервале среднего-позднего рифея. Вместе с тем, как видно даже из полученных разными методами радиохронологических данных, возрастное положение стратиграфических подразделений этого уровня (юсмастахский этап) во всех трех районах может различаться (рис. 1). По этим же данным можно заключить, что отложения этого этапа в Анабарском и Уджинском районах полностью сформировались до позднего рифея.

По радиохронологическим данным послемукунское и довендское осадконакопление в Оленекском районе ориентировочно может быть оценено в интервале 1250– 950 млн лет, а в Уджинском районе – в интервале 1250–1100 млн лет. Время последнего интервала, скорее всего, справедливо и для разрезов Анабарского района. При самом грубом подсчете скорости накопления отложений будет видно, что выделенные интервалы времени значительно превосходят реальную продолжительность периода формирования толщ. Отсюда можно сделать два предположения. Во-первых, коррелируемые свиты Оленекского и Уджинского поднятий, вероятно, не являются синхронными и отражают относительно разновременные и разные по своей тектонической природе процессы. Во-вторых, вполне реальной представляется возможность существования длительных перерывов в осадконакоплении изученных свит.

Для каждого из выделенных временных этапов характерен специфический набор седиментационных обстановок. Нижняя часть мукунской последовательности в Анабарском и Оленекском районах представлена прибрежными и дельтовыми терригенными фациями, мощности которых увеличиваются к западу и востоку в разрезах указанных районов. В Уджинском районе в это время существовал выступ (морская платформа) с обстановками мелководной седиментации. Снос преимущественно аркозового материала происходил с южных поднятий кратона. Для завершающего цикла мукунского этапа характерно формирование мелководных строматолитовых карбонатов, однотипных для всего Анабаро-Оленекского региона. Возможно, в начале среднего рифея территория вступила в фазу предрифтового воздымания начальной стадии заложения Уджинского рифта с эрозией, как выступов фундамента, так и позднемукунских отложений. Из карбонатов разрезов всех трех районов описаны формы цианобактериальных сообществ. Кроме них, в верхней части терригенной составляющей Мукунского разреза Анабарского района известна ассоциация органостенных микрофоссилий [Вейс, Воробьева, 1992; Сергеев и др., 2007], в которой кроме цианобактерий присутствуют морфотипы, сопоставляемые нами с бурыми водорослями. Первые, вероятно, были перенесены из зоны развития строматолитовых карбонатов, а вторые – с прибрежных участков силикокластического накопления.

Начало юсмастахского этапа знаменует раннюю стадию рифтогенеза, ярко выраженную в осадочно-вулканогенных отложениях унгуохтахской свиты. Состав двух верхних свит Уджинского района отвечает

условиям медленного погружения и зарождения авлакогена, где в осевой части формировались биохемогенные мелководные карбонаты, сменяемые вглубь палеобассейна и вверх по разрезу пестроцветными и слабоуглеродистыми алевропелитами и песчаниками. На всех уровнях разреза отмечается туфогенная примесь и нередко рифтогенные вулканиты. Завершающие стадии рифтогенеза [Coleman, McGuire, 1988], возможно, нашли свое отражение в периферийных частях рифтогенной системы и проявлены в отложениях хайпахской свиты. Смена мелководных строматолитовых карбонатов алевролитами и далее, вглубь палеобассейна, углеродсодержащими сланцами свидетельствует о возникновении стагнационных условий. Состав осадков и изменение мощностей по территории, как хайпахской, так и нижних свит юсмастахского этапа указывают на существование выступа меридианального простирания между Оленекским и Уджинским районами [Стратиграфия.., 2005]. В геотектоническом отношении намечаемый выступ соответствовал плечу субмеридиональной палеорифтовой системы. Второе плечо этого рифта, судя по формационному различию свит, разграничивало Уджинский и Анабарский палеобассейны. В последнем шло стабильное пассивное и ритмичное накопление биохемогенных карбонатов с периодами осушения и формирования эвапоритовых отложений.

Формационное различие пород юсмастахского этапа, возможно, определяет и различие палеобиоценозов во всех трех районах. Цианобактериальные формы, изученные из сингенетичных кремней строматолитовых карбонатов, не показывают принципиальных новаций как при сравнении ассоциаций районов, так и при сравнении с биотами мукунского этапа. Только в ассоциации органостенных форм из дебенгдинской свиты обнаружены сложноустроенные цианобактериальные формы (aff. *Glomovertella* Reitl., aff. *Obruchevella* Reitl. и др.), которые раньше были известны только начиная с позднего рифея. Находки этих и других представителей цианобактерий свидетельствуют о перспективе выявления эволюционных тенденций форм этого отдела в мезопротерозое. Морфологические типы микрофоссилий, сопоставляемые с бурыми водорослями, близки к таковым в мукунской органостенной ассоциации. Среди форм дебенгдинской свиты впервые обнаружены морфологические признаки, позволяющие отнести ряд таксонов акритарх к зеленым водорослям порядка десмидиевых [Станевич и др., 2007, 2008]. Отдельные их формы появляются уже в нижних слоях юсмахтахской последовательности. Стоит упомянуть наличие пока биологически не распознанных акритарх со сложной структурой стенки родов *Satka* Jank. и *Valeria* Jank. в уджинской свите.

Позднерифейская история геологического развития Анабаро-Оленекского региона остается практически неизвестной. Можно предположить, что после завершения рифтогенных процессов, в конце позднего рифея, произошло поднятие территории с последующей эрозией и сносом обломочного материала на север, в окраинное море Сибирского кратона. Вендское опускание обусловило возникновение бассейна с неравномерным рельефом, быстрым его заполнением и последующим преобладанием терригенно-карбонатного, преимущественно мелководного осадконакопления. Известные ассоциации микрофоссилий, судя по их составу, очень вероятно могут отражать, как остатки вендских биоценозов, так и неоднократно переотложенные остатки прошлых эпох.

*Исследования выполняются при поддержке РФФИ, гранты № 07-05-00339, 08-05-00245 и гранта президента РФ № МД-242.2007.5.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114–130.

*Головенок В.К., Белова М.Ю.* Рифейские микробиоты в кремнях из билляхской серии Анабарского поднятия // Палеонтол. журн. 1984. № 4. С. 23–32.

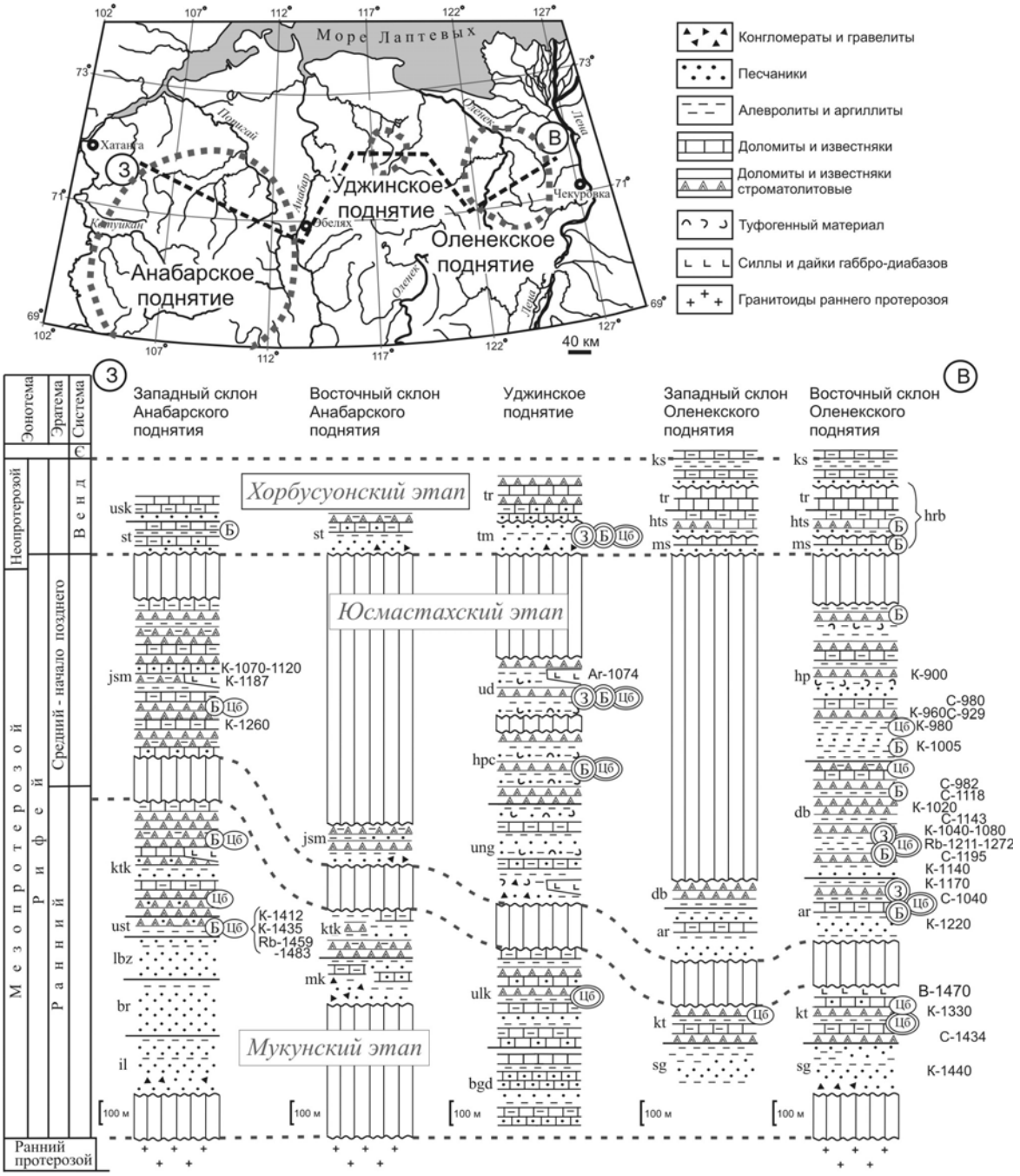
*Сергеев В.Н., Нолл А.Х., Колосова С.П., Колосов П.Н.* Микрофоссилии в кремнях из мезопротерозойской (среднерифейской) дебенгдинской свиты Оленекского поднятия Северо-Восточной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 23–38.

*Сергеев В.Н., Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Новые местонахождения рифейских микробиот в билляхской серии Северного Прианабарья (бассейн р. Фомич): К вопросу о биостратиграфии рифея Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 1. С. 3–14.

*Станевич А.М., Максимова Е.Н., Корнилова Т.А., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В.* Микрофоссилии арымасской и дебенгдинской свит рифея Оленекского поднятия: возраст и предполагаемая природа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. (В печати).

*Станевич А.М., Максимова Е.Н., Корнилова Т.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П.* Микрофоссилии дебенгдинской свиты позднего протерозоя Оленекского поднятия // Изв. Том. политех. унта. 2007. Т. 311, № 1. С. 9–14.

*Стратиграфия* нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. Н.В. Мельников, Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Новосибирск: Акад. изд-во "Гео", 2005. 428 с.




Обозначения свит и серии: ar - арымасская, bgd - богдотаасская, br - бурдурская, db - дебенгдинская, hp - хайпахская, hpc - хапчанырская, hrb - хорбусуонская серия, hts - хатыспытская, il - ильинская, jsm - юсмастахская, ks - кессюсинская, kt - кютингдинская, ktk - котуйканская, lbz - лабазтахская, mk - мукунская серия, ms - маастахская, sg - сыгынахтахская, st - старореченская, tm - томторская, tr - туркутская, ud - уджинская, ulk - улахан-курунгская, ung - унгуохтахская, usk - усть-котуйканская, ust - усть-ильинская.

Возрастные данные: K-1440 - K-Ar данные 60-70 годов, C-1040 - K-Ar по строматолитовым карбонатам [Пономарчук и др., 1994], Rb-1211-1272 - Rb-Sr и K-Ar методы по глинистым фракциям [Горохов и др., 1991, 2006], B-1470 - предварительные данные по бадделииту, Ar-1074 - Ar-Ar предварительные данные.

Биоценозы на основе микрофоссилий: (Цб) - цианобактериальных сообществ (преимущественно литораль), (Б) - бурых водорослей (проксимальный шельф), (З) - зеленых водорослей (преимущественно планктон). Двойные кружки - материал авторов.

Корреляция отложений позднего протерозоя Анабаро-Оленекского региона и предполагаемые биоценозы.

*Якшин М.С.* Водорослевая микробиота нижнего рифея Анабарского поднятия. Новосибирск:Наука, 1991. 61 с.
*Якшин М.С.* Водорослевая микробиота кютингдинской свиты (нижний рифей) Оленекского поднятия // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 823–833.
*Coleman R.G., McGuire A.V.* Magma systems related to the Red Sea opening // Tectonophysics. 1988. V. 150. P. 77–100.
*Vidal G., Moczydlowska M., Rudavskaya V.* Biostratigraphical implications of a Chuaria – Tawuia assamblage and associates acritarchs from the Neoproterozoic of Yakutia // Palaeontology. 1993. V. 36. P. 2. P. 387–402.

## КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР В ОТЛОЖЕНИЯХ ЖУКОВСКОГО ГОРИЗОНТА (ВИЗЕЙСКИЙ ЯРУС) НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

**Т.И. Степанова**

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, 620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7; e-mail: stepanova @ igg.uran.ru*

Жуковский горизонт (визейский ярус) введен в стратиграфическую схему Восточно-Уральского субрегиона в 1990 г. в объеме комплексной зоны Endothyranopsis compressa–Archaediscus krestovnikovi–Globosoproductus mirus [Щербаков и др., 1994]. Стратотипическая местность его находится в пределах Першинско-Жуковского района Режевской подзоны Алапаевско-Теченской структурно-фациальной зоны (СФЗ), в бассейне р. Реж в окрестностях деревень Сохарево и Жуково (рис. 1). Отложения этого горизонта широко распространены в пределах данного района и представлены толщей отчетливо слоистых карбонатно-терригенных пород, формировавшихся в достаточно глубоководном бассейне на склоне и у подножия склона ниже уровня континентального шельфа [Степанова и др., 2008].

Нижняя граница жуковского горизонта прослеживается в разрезе Балабанов Камень на левом берегу р. Реж в мощной толще гравитационных образований. Среди обломков преобладают породы кремнистого и карбонатного состава; последние представлены известняками, содержащими микрофауну нижнего визе и фаменского яруса верхнего девона. Мелкообломочные разности пород включают редкие плохой сохранности фораминиферы ранневизейского облика, в верхах разреза в прослоях известняковых песчаников появляются *Paraarchaediscus koktjubensis* (Raus.) [Степанова, Кучева, 2006].

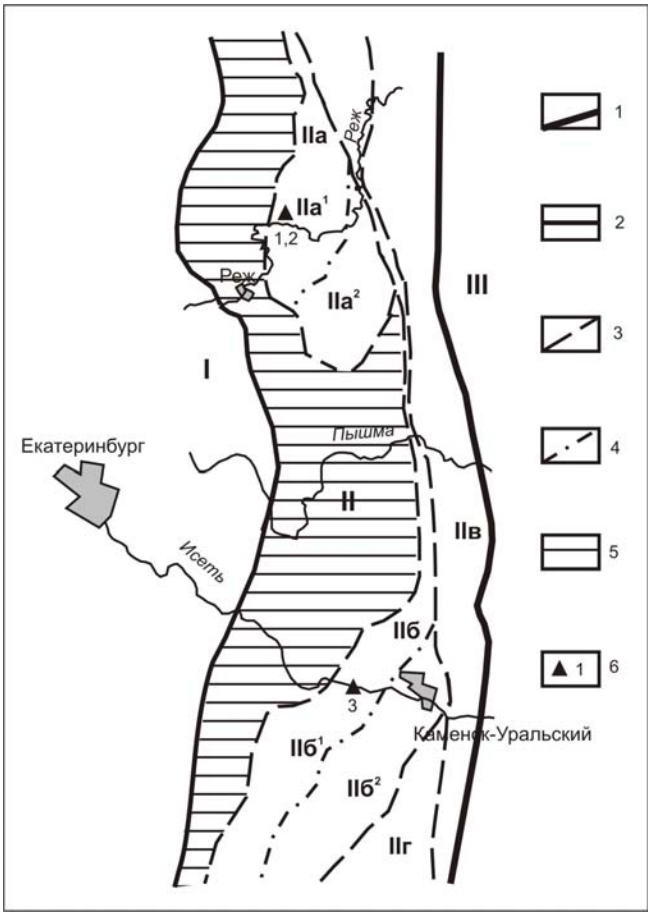



**Рис. 1.** Схема районирования восточного склона Среднего Урала для раннекаменноугольной эпохи:

I – Сосьвинско-Адуйская СФЗ; II – Алапаевско-Теченская СФЗ; IIа – Режевская СФПЗ; IIа¹ – Першинско-Жуковский район;

IIа² – Покровский район; IIб – Рефтинско-Каменская СФПЗ; IIб¹ – Рефтинско-Смолинский район; IIб² – Каменский район; IIв – Махневско-Егоршинская СФПЗ; IIг – Буринско-Калдинская СФПЗ; III – Зауральская мегазона. 1 – границы мегазон; 2 – границы структурно-фациальных зон; 3 – границы структурно-фациальных подзон; 4 – границы районов; 5 – области развития докаменноугольных образований; 6 – разрезы отложений жуковского горизонта: 1 – Сохарево, 2 – Жуково, 3 – Каменный Столб.

Наиболее полный разрез образований жуковского горизонта, сложенный толщей тонкослоистых алевритистых аргиллитов с частыми прослоями разнозернистых песчаников, наблюдается в щебеночных карьерах на северной окраине д. Жуково. Ассоциация микрофауны характеризуется преобладанием *Paraarchaediscus koktjubensis* (Raus.) в комплексе с другими параархедискусами, а также *Glomodiscus spira* (Conil et Lys), *Gl. spiroides* (Pop.), *Gl.* cf. *pseudoinfantis* (Brazhn.), *Gl. infera* (Brazhn.), довольно часто встречаются *Endothyra prisca* Raus. et Reitl. Отмечаются редкие формы ранневизейского облика – *Pseudoplanoendothyra* sp., *Globoendothyra* (*Eogloboendothyra*) sp., *Eoparastaffella* sp. Вверх по разрезу карбонатность пород увеличивается, в строении толщи преобладают известняковые песчаники, в которых на фоне вышеприведенного комплекса архедисцид становятся обычными относительно крупные *Globoendothyra parva* (N. Tchern.), *Gl. numerabilis* (Viss.), *Gl.* cf. *ishimica* (Raus.), *Omphalotis omphalota minima* (Raus. et Reitl.), *Plectogyranopsis convexus* (Raus.), появляются типичные верхневизейские формы – *Parastaffella* sp., *Howchinia exilis* (Viss.) и некоторые другие.

Состав обломочных пород свидетельствует об участии в их формировании как вещества, снесенного с суши (кремнистые и разнообразные вулканогенные породы), так и сингенетичного шельфового материала – биокластов брахиопод, водорослей, мшанок фораминифер, спикул губок. Представленные ими организмы жили на шельфе практически одновременно с осадконакоплением на склоне шельфа и у его подножия. Возрастание карбонатности в верхней части разреза с одновременным увеличением систематического состава комплекса органических остатков и увеличением количества особей, возможно, свидетельствует о начавшемся обмелении бассейна.

Образования этого же фациального типа распространены и в Рефтинско-Смолинском районе Рефтинско-Каменской СФПЗ. В разрезе Каменный Столб на левом берегу р. Исеть выше г. Каменск-Уральский (см. рис. 1) наблюдаются карбонатно-терригенные отложения пограничного интервала нижнего и верхнего подъярусов визейского яруса (устьгреховского и жуковского горизонтов) [Степанова, 2008]. Устьгреховский горизонт сложен тонкопереслаивающимися аргиллитами и алевролитами с подчиненными прослоями тонко- и мелкозернистых кварцевых песчаников на карбонатном цементе с крайне бедным микрофаунистическим сообществом (рис. 2). Основу его составляют мелкие брунсии: *Brunsia pulchra* Mikh. f. *minima*, *Br. irregularis* (Moell.) f. *minima* и другие, отмечаются единичные и редкие представители типичных ранневизейских родов и подродов: *Pseudolituotubella*, *Septaglomospiranella*, *Pseudoplanoendothyra*, *Dainella*, *Laxoendothyra*, *Eogloboendothyra*, *Eoendothyranopsis*, *Plectogyranopsis*, *Mediocris*, *Eoparastaffella*. Все формы мелкие с неотчетливо проявленными видовыми признаками. Присутствуют единичные *Glomodiscus* sp., *Gl.* ex gr. *pseudoinfantis* (Brazhn.). Подобная ассоциация фораминифер позволяет отнести вмещающие осадки к устьгреховскому горизонту нижневизейского подъяруса [Постоялко, Черепанова, 1990; Стратиграфические схемы.., 1993].

Граница между нижним и верхним подъярусами визейского яруса (устьгреховским и жуковским горизонтами) фиксируется в пачке карбонатно-терригенных пород по подошве первого прослоя известняка, представленного мелкобиокластовым пакстоуном с незначительной примесью угловатых зерен кварца. Здесь появляются многочисленные представители рода *Paraarchaediscus*: *P.* ex gr. *dubitabilis* (Orl.), *P. krestovnikovi* (Raus.), *P. koktjubensis* (Raus.), не менее многочисленны *Glomodiscus spira* (Conil et Lys), *Gl. fragilis* (Raus.), *Gl. spiroides* (Pop.), *Gl. infera* (Brazhn.), реже наблюдаются *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.), *Archaediscus itinerarius* Schlyk. и некоторые др. Помимо архедисцид по-прежнему часты брунсии, обычны эндотиры групп *Endothyra prisca* и *E. similis,* часто присутствуют более характерные для нижневизейского подъяруса *Globoendothyra* (*Eogloboendothyra*) *ukrainica* (Vdov.), *Eoendothyranopsis* ex gr. *donica* (Brazhn. et Rost.), *Plectogyranopsis* cf. *paraconvexus* (Brazhn. et Rost.), отмечаются единичные *Eostaffella* ex gr. *prisca* Raus., а также *Tetrataxis paraminima* Viss., *T. quasiconica* Brazhn. (см. рис. 2). В целом рассматриваемый интервал характеризуется смешанным ранне-поздневизейским составом фораминифер.

Вверх по разрезу количество прослоев известняков среди терригенных пород постепенно увеличивается, известняки представлены несортированными полибиокластовыми пакстоунами, прослоями тонкобиокластовыми спикуловыми вакстоунами или брахиоподовыми флаутстоун-рудстоунами. Комплекс микрофауны близок вышеприведенному. По-прежнему многочисленны параархедискусы и гломодискусы, более разнообразны Endothyridae, среди которых появляются *E. similis amplis* Schlyk., *E.* cf. *tortile* Z. Sim., *Omphalotis explicata* (Gan.), *O. infrequensis* (Schlyk.), *Globoendothyra* ex gr. *globulus* (Eichw.), *Endothyranopsis* ex gr. *crassiformis* (Vdov.), отмечаются медиокрисы, *Valvulinella youngi* (Brady) и ряд других форм. В целом наблюдается увеличение размеров раковин фораминифер.

Рассмотренная ассоциация фораминифер по постоянному присутствию *Paraarchaediscus krestovnikovi* и *P. koktjubensis* отвечает зоне Endothyranopsis compressa – Archaediscus krestovnikovi жуковского горизонта

**Рис. 2.** Распределение фораминифер в пограничных нижне-верхневизейских отложениях разреза Каменный Столб. 1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – мелкозернистые кварцевые песчаники; 4 – средне-крупнозернистые песчаники; 5 – спикулы губок; 6 – мелкобиокластовые пакстоуны; 7 – несортированные полибиокластовые пакстоуны; 8 – брахиоподовые флаутстоуны-рудстоуны.

Восточно-Уральского субрегиона [Стратиграфические схемы.., 1993] и коррелируется с зоной Paraarchaediscus koktjubensis тульского горизонта Русской платформы [Постановление..., 2003].

По систематическому составу ассоциация фораминифер жуковского горизонта восточного склона Среднего Урала наиболее близка к комплексам микрофауны из известняков $A_0$ и $A_1$ богородицкой подсвиты средней части тульского горизонта Московской синеклизы [Раузер-Черноусова, 1948; Фомина, 1960; Махлина, Жулитова, 1984]. Оба комплекса характеризуются мелкими размерами фораминифер, обедненным таксономическим составом сообществ и преобладанием архедисцид над другими семействами фораминифер.

Палеонтологическая характеристика жуковского горизонта значительно отличается от таковой в разрезах одновозрастных отложений западного склона Среднего Урала, включая разрез Шишиха – стратотип куртымского горизонта, где на этом стратиграфическом уровне распространены мелководные шельфовые отложения с богатыми и разнообразными в систематическом отношении фаунистическими сообществами [Бурылова и др., 1979].

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 06-05-64041.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Бурылова Р.В., Пахомов В.И., Горбунова М.К.* О детальном расчленении нижней части визейского яруса // Опорные разрезы карбона Урала: Сборник по вопросам стратиграфии № 26. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР. 1979, Вып. 141. С. 5–21.

*Махлина М.Х., Жулитова В.Е.* О детальном расчленении тульского горизонта в страторегионе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 12. С. 3–11.

*Постановление* Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 34. СПб., 2003. 46 с.

*Постоялко М.В., Черепанова Н.А.* К стратиграфии нижнего визе восточного склона Среднего Урала // Границы биостратиграфических подразделений карбона Урала. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1990. С. 35–56.

*Раузер-Черноусова Д.М.* Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковного бассейна по фауне фораминифер // Стратиграфия и фораминиферы нижнего карбона Русской платформы и Приуралья. М., 1948. С. 3–40. (Тр. ИГН; Вып. 62).

*Степанова Т.И.* Биостратиграфические ассоциации фораминифер визейского яруса в разрезе Каменный Столб на р. Исеть // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008. (В печати).

*Степанова Т.И., Кучева Н.А.* Возрастной состав карбонатных обломков в жуковской свите нижнего визе (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 115-121.

*Степанова Т.И., Мизенс Г.А., Кучева Н.А*. Новые данные по литологии и фауне жуковского горизонта визейского яруса в стратотипической местности (Восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008. (В печати).

*Стратиграфические схемы* Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 1993.

*Фомина Е.В.* К вопросу о приуроченности верхне- и нижнетульских комплексов фораминифер к различным карбонатным фациям тульского горизонта Подмосковного бассейна // Вопросы микропалеонтологии. 1960. № 3. С. 72–82.

*Щербаков О.А., Постоялко М.В., Щербакова М.В., Чувашов Б.И., Кучева Н.А., Степанова Т.И.* Схема стратиграфии каменноугольных отложений Урала // Объясн. зап. к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: АООТ УГСЭ, 1994. С. 97–127.

# О ГРАНИЦЕ КЕМБРИЯ И ОРДОВИКА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ КОНОДОНТОВ)

**В.П. Тарабукин**

*Институт геологии алмаза и благородных минералов СО РАН, 677890 г. Якутск, просп. Ленина, 39; e-mail: v.p.tarabukin@diamond.ysn.ru*

Первоначально граница между кембрийской и ордовикской системами была установлена в подошве тремадокского яруса на основании находок граптолитов зоны Rhabdinopora flabeliforme [Moberg, 1900; Решения…, 1963]. Затем на основе кондонтовых комплексов граница между системами была утверждена в основании зоны proavus. В настоящее время эта граница проводится по подошве зоны Japetognathus fluctivagus [Cooper, Nowlan, 1999], которой на Северо-Востоке России соответствует подошва слоев с C. aff. proavus [Тарабукин, 2006].

В центральной части Сибирской платформы приграничная кембрийская часть разреза представлена пестроцветными сульфатоносными доломитами, красноцветными алевролитами, мергелями, с прослоями гипсов и ангидритов, на юге – фитогенными карбонатами и хемогенными микритовыми доломитами, а на юго-востоке – серыми и темно-серыми известняками с обильной фауной [Ядренкина и др., 1979; Никольский и др., 1984].

Палеонтологически обоснованная граница между кембрийской и ордовикской системами на Северо-Востоке России, согласно рекомендации СибРМСК, установлена только в северо-восточной части Сибирской платформы и хребте Сетте-Дабан. Граница между системами проводится на уровне первого появления конодонтов комплекса слоев с *Cordylodus* aff. *proavus.* В скважинах на Накынском кемберлитовом поле (рис. 1, 2) в нижней части олдондинской свиты найдены позднекембрийские конодонты *Barnesodus planus* Dub. и *Proacontiodus milleri* Dub. (П, скв. 125, инт. 78.2–76.75 м), а выше по разрезу раннеордовикские Cordylodus aff. *proavus* Lind., C. sp. 1 (Л-24, скв. 32, инт. 68.5 м) [Тарабукин, 2006].

На хр. Сетте-Дабан (см. рис. 1; 2, А) палеонтологически охарактеризованная граница между кембрийской и ордовикской системами установлена только в разрезе по правому водоразделу руч. Консай (обн. 92261). Здесь граница проводится по подошве слоев с *Cordylodus* aff. *proavus,* которой практически соответствует основание саккырырской свиты. Ниже по разрезу в биляхской свите найдены позднекембрийские трилобиты *Olentella judomensis* Gogin, *Settadabania grandis* Gogin и граптолиты [Сухоруков и др., 1989]. В подошве нижнесаккырырской подсвиты, в средней и южной частях хребта отмечены конглобрекчии [Тарабукин, 2006]. Далее идет переслаивание зеленовато-серых и табачно-зеленых известково-глинистых сланцев и разнообразных серых известняков с редкими трилобитами *Erdolia* sp., Shumardidae, Olenidae, Remopleuridae, брахиоподами *Eurytrita* sp., *Lingulella* и др., конодонтами *Cordylodus* ex gr. *angulatus* Pander (определения Т.А. Москаленко) [Зубков и др., 1986], позже здесь нами были найдены *Cordylodus* aff. *proavus* Mul., *"Paltodus" bassleri* Furn. и другие формы, указывающие на тремадокский возраст (слои с *Cordylodus* aff. *proavus).*

В других регионах Северо-Востока Азии нижняя граница ордовикской системы связана со стратиграфическим перерывом.

На хр. Селенняхский (см. рис. 1; 2, Б) она условно проводится в основании секдекунской свиты. В средней части свиты, в разрезе по руч. Бараний (обн. 8991, п. 1–3), сложенной темно-серыми и серыми глинистыми, доломитистыми и алевритистыми известняками с прослоями известковистых алевролитов и доломитов, установлен наиболее древний комплекс конодонтов – *Aurilobodus* cf. *simplex* Xiang et Zhang H.J., *Cordylodus* sp., *C.* aff. *proavus* Mul., *Drepanodus arcuatus* Pander, *"Paltodus" bassleri* Furn., *P. distortus* Br. et M., являющийся типичным для слоев с Cordylodus aff. proavus.

На хр. Тас-Хаяхтах (см. рис. 1; 2, Б) в ходе проведения геолого-съемочных работ по составлению карты масштаба 1 : 200 000 (новой серии) найдены базальные слои ордовикской системы, выделенные в сытнинскую толщу, содержащие в валунах и гальках позднекембрийские конодонты: *Japparodus* sp., *Torellella* sp. *Phacelodus tenuis* (Mul.). (определения Г.П. Абаимовой, СНИИГиМС, г. Новосибирск) (дополнение в легенде Янской серии [Тарабукин, 2009]).

На левобережье р. Колыма (см. рис. 1; 2, Б) нижний ордовик с размывом залегает на различных уровнях верхнерифейских и кембрийских образований, в конгломератах зарской свиты найдены позднекембрийские трилобиты *Pseudognastus* ex gr. *leptostorum* West., *Koldinia* cf. *salairica* (Sivov), *Cyclognathina* sp. [Сурмилова, Шарковский, 1972; Орадовская, 1988]. Зарская свита на конодонты не опробовалась.

В Приколымье (правобережье р. Колыма; см. рис. 1; 2, Б) граница между кембрийской и ордовикской системами установлена в нижней части левоэджекальской толщи, по руч. Снежный (левый приток р. Эдже-

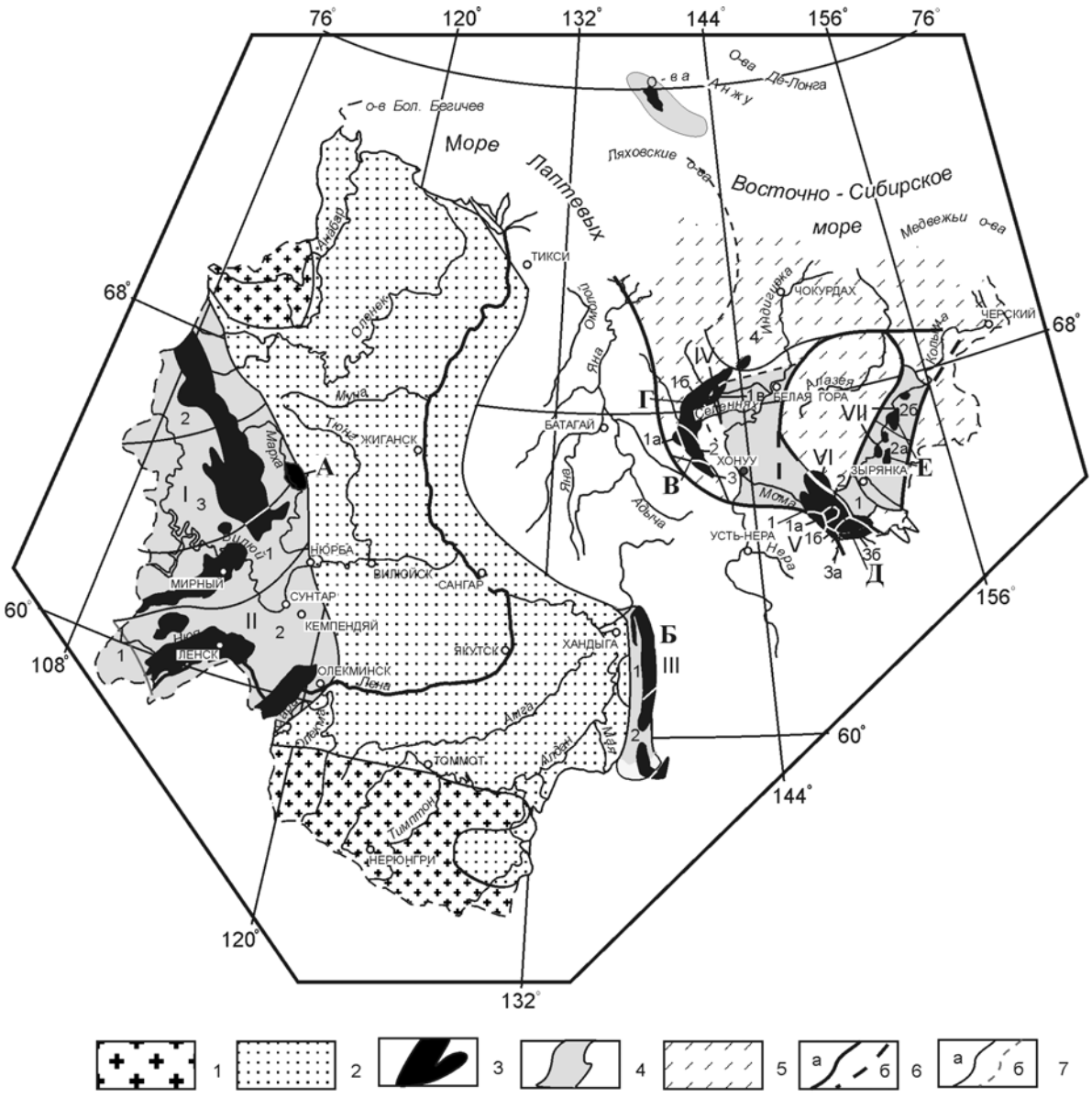



**Рис.1.** Распространение и стратиграфическое районирование ордовикских отложений на Северо-Востоке Азии.

А – Накынское кимберлитовое поле; Б – хр. Сетте-Дабан; В – хр. Тас-Хаяхтах; Г – хр. Селенняхский; Д – левобережье р. Колыма; Е – правобережье р. Колыма:

I. Вилюйский субрегион: 1 – Средневилюйский р-н, 2 – Мархинско-Маркоккинский р-н, 3 – Айхальский р-н; II. Ленский субрегион.: 1 – Нюйский р-н, 2 – Устькутско-Киренский р-н; III. Сетте-Дабанский субрегион: 1 – Саккырырский р-н 2– Юдомский р-н; IV. Яно-Индигирский субрегион: 1 – Сеймчанский район (1а –Туостахская площадь, 1б – Иначинская площадь, 1в – Хатыннахская площадь), 2 – Ирганджинский р-н, 3 – Биэргэчэхский р-н, 4 – Учугейюряхский р-н; V. Омулевский субрегион: 1 – Урультунский р-н (1а –Кривунская площадь, 1б– Уочатская площадь), 2 – Эриехинский р-н, 3 – Эльгенчакский р-н (3а – Инаньинская площадь, 3б – Нючагинская площадь); VI. Момский субрегион: 1 – Рассошинский р-н; VII. Приколымский субрегион:1 – Ирюдийский р-н, 2 – Правоколымский р-н (2а – Сяпякинская площадь, 2б – Половиннокаменская площадь).

1 – выступы докембрия; 2 – область размыва ордовикских отложений; 3 – выходы на дневную поверхность; 4 – неглубоко погребенные; 5 – скрытые на большой глубине; 6 – границы между субрегионами: а – существующие, б – предполагаемые; 7 – границы между стратиграфическими районами и площадями: а – существующие, б – предполагаемые.

А

| Система | Отдел | Ярус | Западная Европа [Lindstrom, 1971; Bergstrom, 1971] | Северная Америка [Miller,1984; Fortey et al., 1982; Barnes, 1988; Cooper, Nowlan, 1999] | | Северный Китай [An et al.,1983] | Сибирская платформа: Горизонты | Сибирская платформа: Зоны по конодонтам [Москаленко, 1983;1994] | Сибирская платформа: А.Накынское кимберлитовое поле: Зоны и слои по конодонтам | Сибирская платформа: А.Накынское кимберлитовое поле: Свита | Горизонты (Решения..., 1978) | Б. Хребет Сетте-Дабан: Сеттедабанский субрегион: Зоны и слои по конодонтам | Б. Хребет Сетте-Дабан: Сеттедабанский субрегион: Саккырырский район | Б. Хребет Сетте-Дабан: Сеттедабанский субрегион: Юдомский район |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ордовикская | Нижний | "Ярус 2" Аренигс | P. elegans | D | O.mat.-"M."mar. A.deltatus M.danae | P. paltodiformis S. bilobatus | Угорский | S. (?) aberrans | S. warendensis-S. pseudoquadratus | Олдондинская свита | Хитинский | Слои с S. cornutiformis | Саккырырская свита с | Нюлетская свита с |
| | | | P. proteus | C | | | | | | | | | | |
| | | Тремадокский | P. deltifer | B | C. angulatus | S. tersus | Няйский | A. lineatus | слои с A. oneotensis | | Инаньинский | Слои с P. oneotensis | н 1700-2400 м | н 825-950 м |
| | | | | A | I. fluctivagus & C. linstromi | G. quadraplicatus - S. optimus | Лопарский | | Слои с C. aff. proavus | | | Слои с C. aff. proavus | | |
| Кембрийская | Верхний | | Cordylodus ssp. | | C. intermedius | C. rotundatus-R. manitouensis | Мансийский | | | 230-380 м | | | Биляхская свита 172 м | Биляхская свита в 188 м |
| | | | | | C. caboti | U. beim.-M. sevier. | | | | | | | Тисовская свита 276 м | Тисовская свита в 514 м |
| | | | | | C. proavus | | | | | | | | | |

Б

| Система | Отдел | Ярус | В. Хребет Тас-Хаяхтах | Г. Хребет Селенняхский | | | Д. Левобережье р. Колымы | | | Е. Правобережье р. Колымы |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Яно-Индигирский субрегион | | | | Приколымская субрегион | | | |
| | | | Ирганджинский район | Зоны и слои по конодонтам | Сеймчанская район | Хатыннахсалинский район | Зоны и слои по конодонтам | Эльгенчак. район | Ирюдийск. район | Правоколымск. район |
| | | | | | | | | [Шульгина В.С., 2002] | | |
| Ордовикская | Нижний | "Ярус 2" Аренигс | Учугейская свита 810-1200 м | Слои с S. cornutiformis | Секдекунская свита 540-780 м | Олындинская толща 315 м | | Куранахская толща 300-500 м | Хитинская свита 1100 м | Левоэджекальская толща 300-510 м |
| | | Тремадокский | | Слои с P. oneotensis | | | | | Инаньинская свита 700-1000 м | |
| | | | | Слои с C. aff. proavus | | | Слои с C. aff. proavus | Болотнинская толща 400-500 м | | |
| Кембрийская | Верхний | | ? | ? | | | | Белоноченская свита 500-600 м | Зарская свита 900-1000 м | |
| | | | | | | | | V-R | V-R | V-R |

Рис. 2. Схема сопоставления пограничных кембро-ордовикских отложений Северо-Востока Азии.

Условные обозначения к рис.2: н - нижняя подсвита; с - средняя; в - верхняя подсвита.

- стратиграфические перерывы.

кал, т.н. Г-279 и Г-185), представленной серыми известняками с редкой мелкой галькой и линзами валунно-галечных когломератов, выше – серыми и темно-серыми разнообразными известняками с гастроподами, наутилоидеями, трилобитами и конодонтами *Hirsutidontus rarus* Mil., *H. lenaensis* Ab., *Teriodontus nakamarai* (Nog.) (поздний кембрий), выше по разрезу (в каких породах и чего выше – это все в пределах левоэджекальской толщи, или другая толща?) – *Cordylodus* cf. *proavus* Mul., *Teriodontus nakamarai* (Nog.), *Paltodus* sp., *Scandodus* sp. (ранний ордовик, тремадок, определения М.Х. Гагиева), неопределимые трилобиты и брахиоподы [Шульгина, 2002].

Анализ региональных данных позволяет установить, что нижняя граница ордовикской системы на большей части Северо-Востока Азии связана со стратиграфическим перерывом (рис. 2). Ордовикскому периоду предшествовала позднекембрийская регрессия, которая в значительной степени сократила существовавший бассейн, вследствие чего происходило размывание верхней части кембрийских отложений. В непрерывных разрезах (северо-восточная часть Сибирской платформы и хр. Сетте-Дабан) эта граница соответствует подошве слоев с *Cordylodus* aff. *proavus*.

## ЛИТЕРАТУРА


*Зубков Ю.А., Осипов В.Н, Баскарев Д.С., Данилов А.И.* Отчет по групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 в бассейне рек Тыра, Наталья, Качелкуан. АЮГРЭ, 1986. 622 с.

*Москаленко Т.А.* Закономерности развития и биогеографические связи ордовикских конодонтофорид на Сибирской платформе // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеогеография и палеоэкология. Новосибирск, 1983. С. 76–97.

*Москаленко Т.А.* Зональное распределение конодонтов в среднем и верхнем ордовике Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1994. № 4. С. 36–43.

*Никольский Ф.В., Бялый В.И., Станевич А.М.* Опорный разрез ордовика Верхнекаларской впадины / Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд.-во, 1984. С. 28–30.

*Орадовская М.М.* Биостратиграфия и фации ордовика-силура Северо-Востока СССР. – М.: Недра, 1988. 160 с.

*Решения* Постоянной стратиграфической комиссии МСК по ордовикским и силурским отложениям СССР // Сов. геология. 1963. № 4. С. 141–145.

*Решения* 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 192 с.

*Сурмилова Е.П., Шарковский М.Б.* Осадочно-вулканогенные образования ордовика в Сев. Приколымье // Новые данные по металлогении, геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л.: НИИГА, 1972. С. 41–42.

*Сухоруков В.И., Осипов В.Н., Зубков Ю.А.* Новые данные о расчленении и корреляции улахской серии // Геология и геофизика. 1989. № 10. С. 18–27.

*Тарабукин В.П.* Биостратиграфия и конодонты ордовикских отложений Северо-Востока Азии. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2006. 223 с.

*Тарабукин В.П.* Стратиграфическое районирование ордовикских отложений на территории Якутии (Северо-Восток России). 2009. (В печати).

*Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Розова А.В., Марковский В.А., Огиенко Л.В., Каныгин А.В.* Фауна и флора силура Заполярья Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1986. 172 с.

*Шульгина В.С.* Производство геологического доизучения и подготовка к изданию государственной геологической карты м-ба 1 : 200 000 Q-56-XV, XVI и Q-56-XXI, XXII – ФГУНПП "Аэрогеология", 2002. Кн. 1. 155 с.

*Ядренкина А.Г., Абаимова Г.П., Сычев О.В.* О рифовых зонах нижнего ордовика запада Сибирской платформы (к постановке проблемы) // Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии. Новосибирск 1979. С. 110–118. (Тр. СНИИГГМиС; Вып. 270).

*An Tai-Xiang, Zhang Fang, Xiang Weida* The conodonts from North China and the adjacent regions. Beijing, 1983. 223 p.

*Barnes C.R.* The proposed Cambrian-Ordovician global boundary stratype and point (GSSP) in Western Newfoundland, Canada // Geol. Mag. 1988. V. 125, N 4. P. 381–414

*Bergstrom S.M.* Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europe and Eastern North America // Geol. Soc. Amer. Mem. 1971. № 127. P. 83–167.

*Cooper R.A., Nowlan G.S.* Proposed global stratype section and Point for the base of the Ordovician System // Int. Working Group on the Cambrian-Ordovician Boundary. COBWG Report. 1999. P. 1–28.

*Fortey R.A., Landing E., Skevington D.* Cambrian-Ordovician boundarysection in the Cow Head Group, in Western Newfoundland // National Musium Wales, Geol. Surv. 1982. N 3. P. 95–129.

*Lindstrom M.* Conodonts of Europe // Geol. Soc. Amer. 1971. Mem. 127. P. 21–61.

*Miller J.F.* Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism // Soc. Amer. Spec. Pap. 1984. N 1965. P. 43–68.

*Moberg J.C.* Nya bidrag tillutredning af froganom gransen mellan Udersilur och Kambrium // Geology forehberg Stockholm forhandl. 1900. V. 22. P. 523–540.

# ЗНАЧЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ КАРБОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

**И.Г. Тимохина**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,*
*630090, Новосибирск просп. Акад. Коптюга, 3;*
*e-mail: TimohinaIG@ipgg.nsc.ru*

Каменноугольные отложения на территории Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗГС) распространены достаточно широко и представлены тремя ярусами нижнего отдела и башкирским ярусом среднего. Наиболее полная последовательность стратонов установлена для Нюрольского структурно-фациального района (СФР). Здесь прослеживаются четыре свиты: кехорегская, табаганская, средневасюганская и елизаровская [Решения…, 1999]. В основе всех схем расчленения карбона ЗСГ лежат, в первую очередь, данные по фораминиферам и редким находкам конодонтов. Первая приблизительная стратиграфическая схема карбона для всего региона была разработана О.И. Богуш и др. [1975]. Позднее в связи с массовым поступлением кернового материала из глубоких скважин Нюрольского СФР она была детализирована [Дубатолов и др., 1984]. В последующих работах О.И. Богуш [Богуш, 1985; Богуш и др., 1995; Подобина и др., 1997] разработана схема биостратиграфического расчленения нижнего карбона, включающая в себя подразделения в ранге слоев с фораминиферами. Эти материалы были взяты за основу при составлении региональной схемы расчленения каменноугольных отложений ЗСГ [Решения…, 1999], где по нескольким группам фауны были предложены региональные подразделения в ранге слоев с фауной. Однако реально ни один из этих стратонов не прослеживается за пределы Нюрольского СФР.

Современная схема расчленения нижнего карбона Нюрольского СФР по фораминиферам состоит из четырех биостратиграфических уровней [Решения…, 1999]. За основу при ее построении были взяты данные по нескольким скважинам, в которых прослеживается последовательность двух-трех биостратонов или керн содержит достаточно информативный комплекс фораминифер. В первую очередь это скважины: Нижнетабаганская-16, 22, Калиновая-18, 22, Северо-Калиновая-27, Герасимовская-14, 15, Средневасюганская-1. Помимо этого, накоплено значительное количество информации о комплексах фораминифер в конкретных интервалах скважин. Несмотря на кажущуюся разрозненность данных, они позволяют во многих случаях уверенно установить стратиграфическое положение толщ и проводить не только внутри-, но и межрегиональную корреляцию. Комплексы фораминифер нижнего карбона ЗСГ обнаруживают значительное сходство по своему составу с аналогичными комплексами Русской платформы и Урала. Это позволило О.И. Богуш [Богуш, 1985; Богуш и др., 1995; Подобина и др., 1997] сопоставить выделенные ею слои с фораминиферами с зональными комплексами вышеназванных регионов.

В последнее время фораминиферовая зональная шкала нижнего карбона России претерпела не мало изменений: изменились объемы зон, в некоторых случаях уточнены интервалы распространения видов и предложены другие виды-индексы, изменился сам принцип выделения зон. В работе Е.И. Кулагиной и Н.Б. Гибшман [2005] представлена зональная шкала по принципу первого появления видов единой филогенетической линии или короткоживущих видов.

Анализ всех комплексов фораминифер из скважин Нюрольского СФР, проведенный автором, показал, что они содержат в некоторых случаях виды-индексы зональной шкалы нижнего карбона Русской платформы и Южного Урала [Кулагина, Гибшман, 2005]. Это позволило наметить семь биостратиграфических уровней, представленных в таблице. Первые три подразделения были выделены О.И. Богуш, изменения коснулись лишь сопоставления слоев с Palaeospiroplectammina tchernyshinensis. Это связано с изменением объемов зон фораминиферовой шкалы. Слои с Palaeospiroplectammina tchernyshinensis прослеживаются в скважинах Нижнетабаганская-16 в инт. 3300.0 – 3290.4 м и Герасимовская-14 инт. 3030.1– 3022.9 м. Слои с Spinoendothyra costifera установлены в скв. Нижнетабаганская-16 в инт.3278.8– 3274.6 м. Слои с Eotextularia diversa представлены в скважинах Нижнетабаганская-16 в инт. 3257.0– 3157.3 м, Нижнетабаганская – 22 в инт. 3250–3244 м и в скв. Калиновая-18 в инт. 3013.9 – 3010.9 м.

Выше О.И. Богуш выделяла слои с *Mediocris u Archaediscus krestovnikovi.* Однако эти слои характеризуются комплексом фораминифер, имеющим относительно широкий интервал стратиграфического распространения и мало пригодный для межрегиональной корреляции. В скв. Северо-Варьеганская -5 в инт. 3502.4–3495.5 м [Елкин и др., 2001] в состав комплекса фораминифер входит вид *Eoparastaffella* cf. s*implex* Vdov. Это

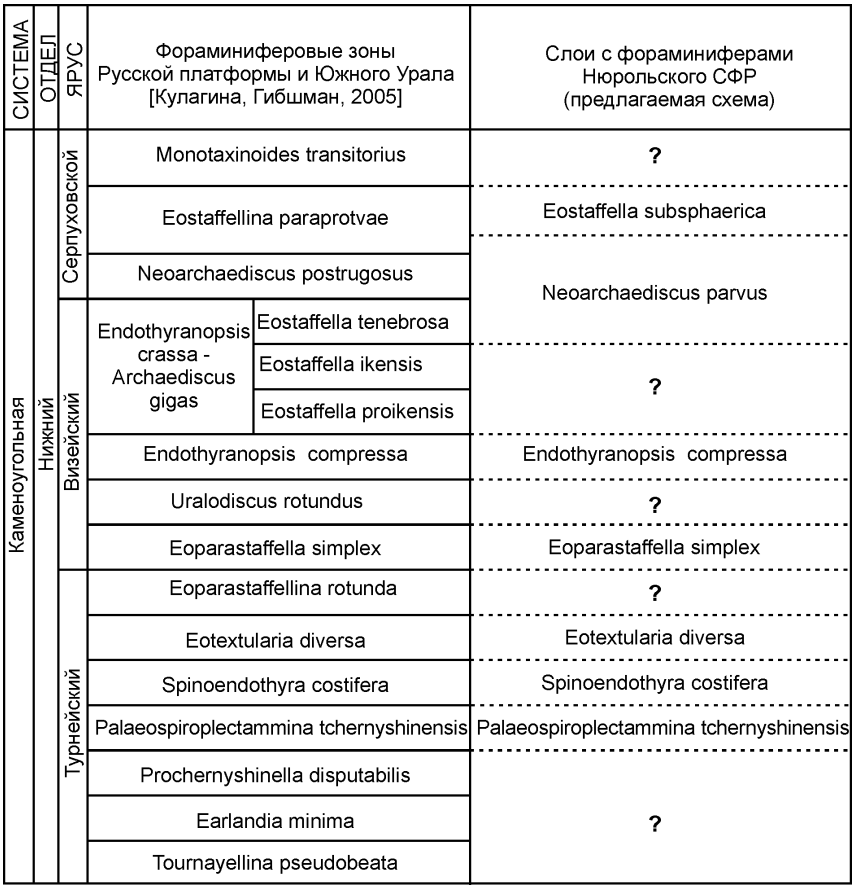



Схема расчленения нижнего карбона Нюрольского СФР по фораминиферам и корреляция, установленных биостратонов с фораминиферовыми зонами Русской платформы и Урала.

позволяет наметить уровень близкий к нижней границе визейского яруса. Комплексы с *Endothyranopsis compressa* Raus. зафиксированы в трех скважинах: Нижнетабаганская-5 в инт. 3079.6 – 3075.6, Калиновая-22 в инт. 3151–3005 м и Герасимовская-12 в инт. 2994–2868 м. Серпуховские отложения надежно фиксируются в разрезах скважин по присутствию в составе комплексов фораминифер видов *Neoarchaediscus parvus* (Raus.) в скв. Северо-Калиновая-27 в инт. 3148–3140 м и *Eostaffella varvariensiformis* Brazhn. et Vdov. и *Eostaffella subsphaerica* (Gan.) в скв. Герасимовская -5 в инт. 2870–2799 м. Первые две формы характерны для слоев с Neoarchaediscus parvus, а последний вид характеризует одноименные слои.

Предложенная последовательность биостратонов не лишена недостатков и требует дальнейшего уточнения и монографического изучения комплексов. Однако она даже на этом этапе позволяет более детально расчленять нижнекаменноугольные отложения ЗСГ, более надежно коррелировать их между собой и сопоставлять со стратонами Общей стратиграфической шкалы.

## ЛИТЕРАТУРА

*Богуш О.И.* Фораминиферы и стратиграфия нижнего карбона Западно-Сибирской плиты // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 49–68.

*Богуш О.И., Бочкарев В.С., Юферев О.В.* Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 44 с.

*Богуш О.И., Макаренко С.Н., Савина Н.И., Саев В.И.* Усовершенствование стратиграфической схемы нижнекаменноугольных отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Перспективы нефтегазоносности слабоизученных комплексов отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. Палеозой. Нижняя–средняя юра. Мел. Томск, 1995. С. 10–12.

*Дубатолов В.Н., Юферев О.В., Задорожный В.М., Краснов В.И, Лучинина В.А., Миронова Н.В., Москаленко Т.А., Поленова Е.Н., Хромых В.Г., Шешегова Л.И.* Биостратиграфия // Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1984. С. 4–35.

*Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К., Белова Е.В., Дубатолов В.Н., Изох Н.Г., Клец А.Г., Конторович А.Э., Перегоедов Л.Г., Сенников Н.В., Тимохина И.Г., Хромых В.Г.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2001. 163 с.

*Кулагина Е.И., Гибшман Н.Б.* Общая зональная шкала нижнего карбона России по фораминиферам // Бюл. МОИП. 2005. Т. 80, вып. 2. С. 33–59.

*Подобина В.М., Богуш О.И., Макаренко С.Н., Савина Н.И., Саев В.И., Татьянин Г.М.* Новые данные по биостратиграфии пограничных отложений турнейского и визейского ярусов на территории юго-востока Западно-Сибирской равнины // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии. Томск: Изд-во ТГУ, 1997. С. 35–38.

*Решения* совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / Под ред. В.И. Краснова. Новосибирск, 1999. 80 с., прил. на 12 листах.

## КОМПЛЕКСЫ МЕЛКИХ ФОРАМИНИФЕР БОЛОРСКОГО, КУБЕРГАНДИНСКОГО И МУРГАБСКОГО ЯРУСОВ ПЕРМИ СЕВЕРНОГО ПАМИРА

**Т.В. Филимонова**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер. 7;*
*e-mail: filimonova@ginras.ru*

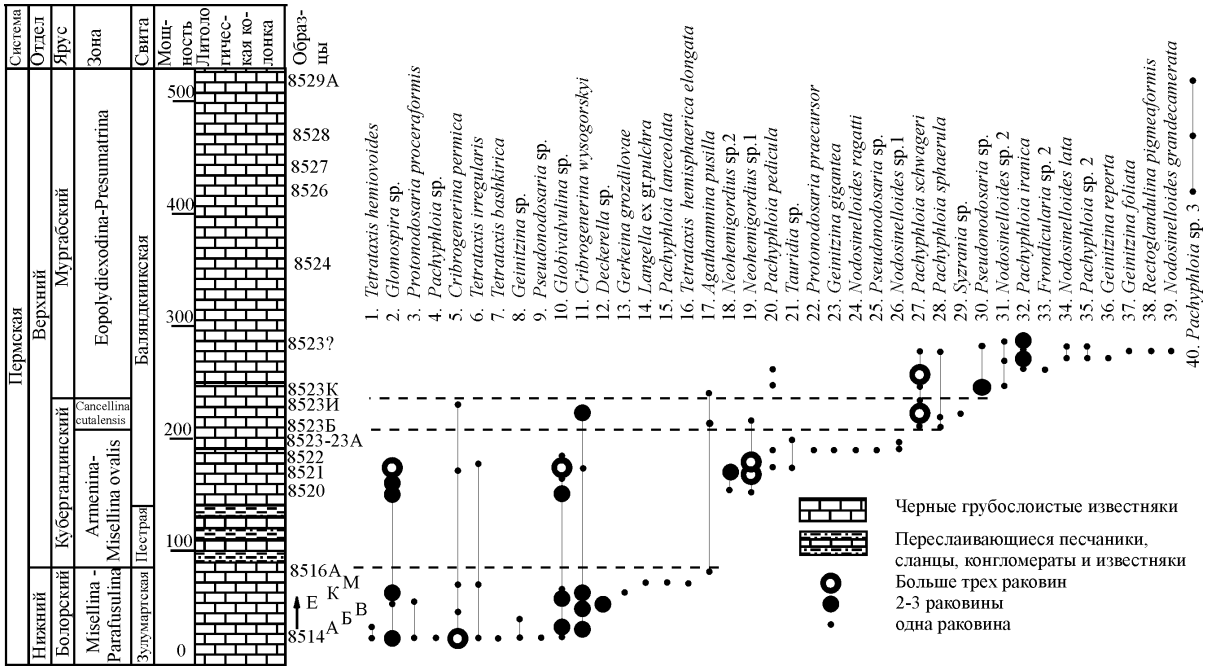
В начале 80-х годов под руководством Э.Я. Левена была разработана стратиграфическая шкала пермских отложений области Тетис, которая актуальна для этой области и сейчас [Постановления…, 1981]. Пермская система была разделена на два отдела, которые включали в себя по четыре тетических яруса, не всегда входящих в Общую стратиграфическую шкалу (ОСШ). В верхней части нижнего отдела был установлен болорский ярус, в нижней части верхнего отдела – кубергандинский и мургабский. Болорский ярус области Тетис возможно соответствует кунгурскому ярусу ОСШ. Вопрос соответствия кубергандинского и мургабского ярусов роадскому и вордскому остается дискуссионным [Левен, 2001].

Кубергандинский ярус был выделен в 1963 г. [Левен, 1963], его стратотип находится на правобережье р. Куберганды на Юго-Восточном Памире. В соответствии с решением МСК он выделяется в объеме двух фузулинидовых зон: нижней Armenina – Misellina ovalis и верхней Cancellina cutalensis [Постановления…, 1981; Левен, 2001]. Ярус охарактеризован кубергандинским комплексом аммоноидей, выделенным О.Г. Туманской в 1935 г. В полном объеме ярус устанавливается также на Северном Памире. Мелкие фораминиферы из него были изучены плохо. В результате работ Памирской экспедиции на Дарвазе в 50-х годах был приведен общий с болорским список, состоящий из 8 видов [Власов, Миклухо-Маклай, 1959]. Больше мелкие фораминиферы кубергандинского яруса на Памире не изучались.

Нами исследованы два разреза на Северном Памире в районе р. Зулум–Арт. К кубергандинскому ярусу здесь относится карбонатно-терригенная пестрая свита с арменинами и парафузулинами нижней зоны кубергандинского яруса тетической шкалы и нижняя часть карбонатной баляндкиикской свиты с канцеллинами и арменинами верхней зоны этого яруса. Пестрая свита залегает на карбонатной зулумартской свите, в верхней части которой обнаружен болорский комплекс фузулинид с первыми мизеллинами. В верхней части баляндкиикской свиты найден мургабский комплекс фузулинид с *Eopolydiexodina praesursor* Lloyd и *Presumatrina* [Левен, 1967].

В 20 образцах болорской части разреза найдена богатая фауна мелких фораминифер. Комплекс состоит из 33 видов из 14 родов (см. рисунок). В нем преобладают по количеству лагениды (среди которых доминируют пахифлойи), палеотекстулярииды и псевдоагатаммины с гломоспирами. Меньше по численности фораминифер из других семейств: глобивальвулин и тетратаксисов, единичными экземплярами представлены эндотиры, псевдоэндотиры, политаксисы, толипаммины и хемигордиусы. Помимо видов, указанных на рисунке, в комплексе присутствуют виды из второго разреза: *Pachyphloia paraovata* subsp. 1, *P. paraovata maxima* K.M.-Maclay, *P. schwageri* Sellier de Civrieux et Dessauvagie, *P.*(?) *linae* (K.M.-Maclay), *Pseudonodosaria* ex gr. *starostinaensis* Sossipatrova, *Ps.* sp., *Nodosinelloides* aff. *spitzbergiana* (Sossipatrova), *Frondicularia* sp. 1, *Pseudoagathammina dublicata* (Lipina) и *Hemigordius schlumbergeri* (Howchin).

Из 33 образцов кубергандинской части разреза определено 27 видов из 16 родов. В комплексе, так же как и в предыдущем, преобладают по количественному и видовому составу лагениды. Среди них кроме *Pachyphloia, Protonodosaria, Nodosinelloides, Geinitzina, Langella, Frondicularia*, присутствующих в нижележащих отложениях, появляются представители родов *Ichtyolaria, Syzrania, Rectoglandulina* и *Tauridia.* Представители родов *Gerkeina* и *Pseudonodosaria* в кубергандинском комплексе исчезают. Кроме лагенид здесь определены




Распределение мелких фораминифер в разрезе болорских, кубергандинских и мургабских отложений на правом борту левого притока р. Зулум-Арт на Северном Памире.

глобивальвулины, палеотекстулярииды, тетратаксисы, агатаммины и гломоспиры. К сожалению, не удалось разделить кубергандинский комплекс мелких фораминифер на две части, соответствующие фузулинидовым зонам. Общий комплекс состоит из многочисленных *Pachyphloia pedicula* Lange, *P. schwageri* Sellier de Civrieux et Dessauvagie, *Nodosinelloides lata* (Sossipatrova), *Neohemigordius* sp. 1, *N.* sp. 2, *N.* sp. 3, *Cribrogenerina wysogorskyi* Volz, менее частых *Rectoglandulina pygmeaformis* subsp. *supera* Gerke, *Tauridia* sp., *Pachyphloia* cf. *sphaerula* Sosnina и редких *Geinitzina kungurica adishevensis* Zolotova, *Nodosinelloides krotovi* (Tscherdynzev), *N. ragatti* (Crespin), *N.* sp. 1, *Syzrania* sp., *Ichtyolaria primitiva* Sellier de Civrieux et Dessauvagie, *Frondicularia subtilistriata* Gerke, *Langella perforata armenica* Rauser, *Protonodosaria praecursor* (Rauser). В целом комплекс отличается от предыдущего появлением нескольких таксонов (многочисленных неохемигордиусов (три вида), редких ихтиолярий, сызраний, ректогландулин и тауридий) и существенным обновлением видового состава родов *Nodosinelloides*, *Pachyphloia*, *Langella*, *Geinitzina* и *Frondicularia*.

В 14 образцах, взятых из верхней части баляндкиикской свиты мургабского возраста, обнаружено 20 видов из 10 родов. В комплексе мелких фораминифер по количественному и видовому составу преобладают лагениды, среди них доминируют пахифлойи, менее часты ректогландулины и нодозинеллоидесы; лангелл и гейнитцин мало. Сызрании, тауридии и ихтиолярии не обнаружены. Кроме лагенид в комплексе присутствуют и роды из других семейств: эндотиры, агатаммины, тетратаксисы, псевдоагатаммины. Из кубергандинского комплекса мелких фораминифер в мургабский проходят шесть видов, впервые появляется девять видов. Появление многочисленных крупных многокамерных пахифлой, новых ректогландулин на одном уровне с первыми эополидиексодинами и пресуматринами мургабского яруса, заметное обновление видового состава гейнитцин и нодозинеллоидесов, а также исчезновение мелких хемигордиусов позволяет нам уверенно отделять мургабский комплекс мелких фораминифер от кубергандинского.

Представленные выводы являются предварительными. Наиболее полные результаты будут получены при дополнительном изучении комплексов мелких фораминифер кубергандинского яруса из стратотипического разреза на Юго-Восточном Памире.

*Работа поддержана грантами РФФИ № 06-05-65201 и 08-05-00155-а.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Власов Н.Г., Миклухо-Маклай А.Д.* Новые данные по стратиграфии пермских отложений Юго-Западного Дарваза // ДАН СССР. 1959. Т. 129, № 4. С. 876–879.

*Левен Э.Я.* О филогении высших фузулинид и расчленении верхнепермских отложений Тетиса // Вопросы микропалеонтологии. 1963. Вып. 7. С. 57–70.

*Левен Э.Я.* Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира // Труды ГИН АН СССР. Вып. 167. М.: Наука, 1967. 226 с.

*Левен Э.Я.* О возможностях использования глобальной ярусной шкалы пермской системы в пределах Тетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 15–29.

*Постановления* МСК и его постоянных комиссий. Л., 1981. Вып. 19. 89 с.

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Коллекция хранится в Геологическом институте РАН (Москва) под номером 4788. Для всех экземпляров приведена одинарная масштабная линейка 0/1 мм.

### Таблица

Фиг. 1–16. Мелкие фораминиферы болорского яруса Северного Памира: 1 – *Langella* ex gr. *pulchra* (Lange), экз. № 4788/1 ГИН РАН; обр. 8514М-10; 2 – *Nodosinelloides* aff. *spitzbergiana* (Soss.), экз. № 4788/2 ГИН РАН; обр. 8553-2; 3 – *Geinitzina grandissima* Zol., экз.№ 4788/3 ГИН РАН; обр. 8553-15; 4 – *Frondicularia* sp., экз. № 4788/4 ГИН РАН; обр. 8554Г-5; 5 – P*rotonodosaria proceraformis* (Gerke), экз. № 4788/5 ГИН РАН; обр. 8514-7-1; 6 – *Pseudonodosaria* sp., экз. № 4788/6 ГИН РАН; обр. 8522-15; 7 – *Pseudonodosaria* ex gr. *starostinaensis* Soss., экз. № 4788/7 ГИН РАН; обр. 8554Г-7; 8 – *Hemigordius* sp. 1, экз. № 4788/8 ГИН РАН; обр. 8554-11; 9–11 – *Pachyphloia lanceolata* K.M.-Maclay: 9 – экз. № 4788/9 ГИН РАН; обр. 8554Г-6; 10 – экз. № 4788/10 ГИН РАН; обр. 8514М-11; 11 – экз. № 4788/11 ГИН РАН; обр. 8554Г-10; 12 – *Pachyphloia paraovata* subsp. 1, экз. № 4788/12 ГИН РАН; обр. 8554Г-11; 13 – *Pachyphloia paraovata maxima* K.M.-Maclay, экз. № 4788/13 ГИН РАН; обр. 8554Г-7; 14 – Pachyphloia (?) linae (K.M.-Maclay), экз. № 4788/14 ГИН РАН; обр. 8554Г-7; 15 – *Pachyphloia schwageri* Sellier de Civrieux et Dessauvagie, экз. № 4788/15 ГИН РАН; обр. 8553-13; 16 – *Gerkeina grozdilovae* Soss., экз. № 4788/16 ГИН РАН; обр. 8514К-9.

Фиг. 17 – 34. Мелкие фораминиферы кубергандинского яруса: 17 – *Syzrania* sp., экз. № 4788/18 ГИН РАН; обр. 8523Е-7; 18 – *Protonodosaria praecursor* (Rauser), экз. № 4788/19 ГИН РАН; обр. 8522-3; 19 – *Neohemigordius* sp. 1, экз. № 4788/1 ГИН РАН; обр. 8521В-4; 20 – *Langella perforata armenica* Rauser, экз. № 4788/20 ГИН РАН; обр. 8544-5; 21 – *Nodosinelloides krotovi* (Tcherd.), экз. № 4788/21 ГИН РАН; обр. 8550-5; 22 – *Geinitzina kungurica adishevensis* Zol., экз.№ 4788/22 ГИН РАН; обр. 8548-7; 23 – *Nodosinelloides ragatti* (Crespin), экз. № 788/23 ГИН РАН; обр. 8522-7; 24 – *Nodosinelloides* sp. 1, экз. № 4788/24 ГИН РАН; обр. 8523Б-7; 25–27 – *Pachyphloia pedicula* Lange: 25 – экз. № 4788/25 ГИН РАН; обр. 8545-3; 26 – экз. № 4788/26 ГИН РАН; обр. 8545-8; 27 – экз. № 4788/27 ГИН РАН; обр. 8548-15; 28 – *Neohemigordius* sp. 2, экз. № 4788/28 ГИН РАН; обр. 8520Д-2; 29 – *Neohemigordius* sp. 3, экз. № 4788/29 ГИН РАН; обр. 8545-2; 30 – *Nodosinelloides lata* (Soss.), экз. № 4788/30 ГИН РАН; обр. 8545-2; 31 – *Tauridia* sp., экз. № 4788/31 ГИН РАН; обр. 8521Г-3; 32 – *Frondicularia subtilistriata* Gerke, экз. № 4788/32 ГИН РАН; обр. 8545-1; 33 – *Rectoglandulina pigmeaformis supera* Gerke, экз. № 4788/33 ГИН РАН; обр. 8550-5; 34 – *Ichtyolaria primitiva* S. de C. et D., экз. № 4788/34 ГИН РАН; обр. 8545-6.

Фиг. 35–49. Мелкие фораминиферы мургабского яруса: 35 – *Langella perforata armenica* Rauser, экз. № 4788/35 ГИН РАН; обр. 8523Т-1С; 36 – *Nodosinelloides reperta* (Bykova), экз. № 4788/36 ГИН РАН; обр. 8523Т-2М; 37 – *Geinitzina foliata* Zol. et Soss., экз. № 4788/37 ГИН РАН; обр. 8523Х-21М; 38 – *Rectoglandulina pigmeaformis* (A.D.M.-Maclay), экз. № 4788/38 ГИН РАН; обр. 8523Х-15М; 39 – *Pachyphloia* sp. 2, экз. № 4788/39 ГИН РАН; обр. 8523Т-2М; 40, 45 – *Pachyphloia iranica* Bozorgnia: 40 – экз. № 4788/40 ГИН РАН; обр. 8523С-12; 45 – экз.№ 4788/45 ГИН РАН; обр. 8523Р-2М; 41 – *Nodosinelloides* sp. 2, экз. № 4788/41 ГИН РАН; обр. 8523Х-7М; 42, 43 – *Pachyphloia schwageri* Sellier de Civrieux et Dessauvagie: 42 – экз. № 4788/42 ГИН РАН; обр. 8523И-2; 43 – экз.№ 4788/43 ГИН РАН; обр. 8523М-5М; 44 – *Pachyphloia sphaerula* Sosnina, экз. № 4788/44 ГИН РАН; обр. 8523П-2М; 46 – *Pachyphloia* sp. 3, экз. № 4788/46 ГИН РАН; обр. 8523Х-15М; 47 – *Nodosinelloides lata* (Soss.), экз. № 4788/47 ГИН РАН; обр. 8523Т-6М; 48 – *Nodosinelloides grandecamerata* (Sosnina), экз. №4788/48 ГИН РАН; обр. 8523Х-15; 49 – *Frondicularia* sp. 2, экз. № 4788/49 ГИН РАН; обр. 8523П-4.

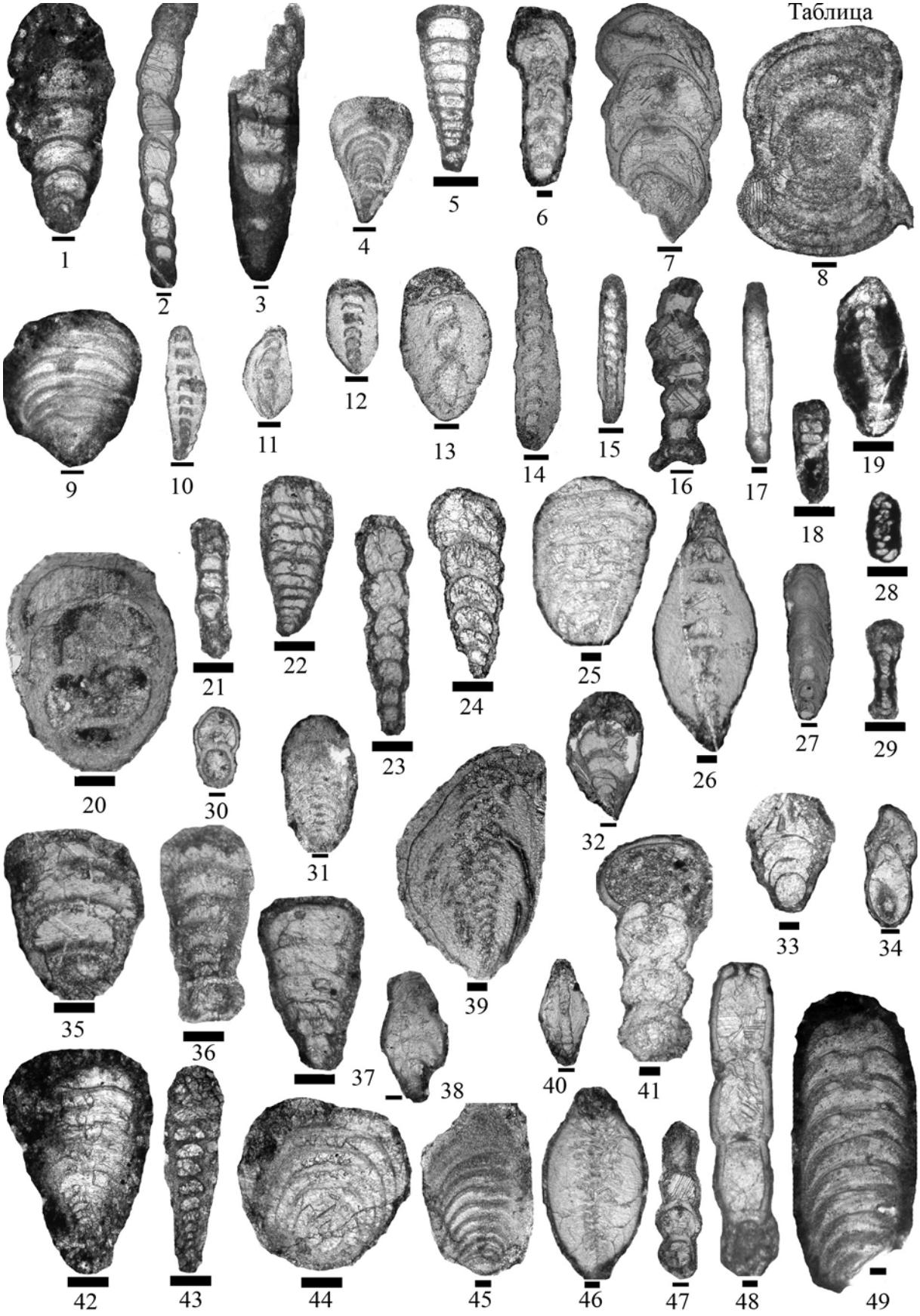


Таблица
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЯРУСНЫХ ГРАНИЦ НИЖНЕЙ ПЕРМИ ПО КОНОДОНТАМ

**В.В. Черных**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151,Екатеринбург, Почтовый пер., 7;*
*e-mail: Chernykh@igg.uran.ru*

В настоящее время вопрос о глобальной корреляции стратиграфических границ приобрел особое значение в связи с разработкой Международной стратиграфической шкалы (МСШ) в соответствии с концепцией GSSP. Как и следовало ожидать, основная нагрузка в выполнении этой работы ложится на зональную биостратиграфию. Особую роль в установлении границ ярусов МСШ сыграли зональные конодонтовые шкалы.

Зональные биохронологические шкалы (БХШ), построенные на эволюционной последовательности видов, являются в настоящее время наиболее эффективным инструментом в *определении* нижней границы подразделений МСШ, а уровень появления индикаторного вида, маркирующий на шкале соответствующую зону, используется для последующей корреляции данной границы в других разрезах. В связи с тем, что конодонтовые зональные БХШ в большинстве своем построены по критерию возникновения видов-индексов в их эволюционной последовательности, то эти шкалы оказались наиболее подготовленными для выполнения процедуры *определения* нижних границ ярусов в соответствии с требованиями новой концепции GSSP.

В то же самое время не следует преувеличивать значение биостратиграфии в процедуре *обоснования* нижней границы подразделений МСШ. Использование зональных конодонтовых шкал (как и шкал по другим ортостратиграфическим группам) не предполагает *обоснования* ни ранга, ни положения границы на Общей стратиграфической шкале. Функциональное назначение зональных БХШ состоит исключительно в корреляции выбранных в стратотипе рубежей, принимаемых в качестве границы искомого стратиграфического подразделения МСШ. В тех случаях, когда такие рубежи выбрать не удается, используются исторически сложившиеся представления о нахождении в данном стратотипическом разрезе (стратотипической местности) интервала, внутри которого предполагаются поиски стратиграфической границы между стратиграфическими подразделениями МСШ. Затем выполняется зональное расчленение этого интервала с помощью зональной БХШ, принятой в качестве стандартной для данного стратиграфического интервала. Выбор положения искомой стратиграфической границы в интервале определяется из возможности ее глобальной корреляции по использованной для расчленения разреза БХШ. Когда такой выбор сделан, искомая граница, являющаяся границей некоторого литологического подразделения, занимает свое определенное место в разрезе и соответственно – на шкале как граница некоторого зонального подразделения. Иными словами, конодонтам в установлении стратиграфической границы подразделения МСШ отводится все-таки вторая роль, а определяющим является выбор того стратиграфического интервала в стратотипе, в котором предполагается установление искомой границы. В то же самое время “забивать золотой гвоздь” в литологическую границу до того, как она пройдет биохронологическую экспертизу на возможность глобальной корреляции, теперь нельзя.

Определенную сложность в установлении границы подразделения МСШ представляет требование использовать для этой цели несколько ортостратиграфических групп. Основную сложность представляет даже не сам выбор зональной шкалы по определенной группе ископаемых, принимаемой затем в качестве стандартной. Значительно труднее убедить исследователей, работающих с другими группами ископаемых, выполнить тяжелую, но необходимую работу по определению биозон видов по выбранной стандартной шкале [Черных, 2005]. А без этой операции невозможно корректное сопоставление зональных шкал, построенных по разным группам. До сих пор установление границы стратона МСШ выполняется по разным шкалам в стратотипическом разрезе независимым образом, и удовлетворительным считается тот случай, когда положение искомой границы, установленной по разным группам, попадает в относительно узкий стратиграфический интервал. Так, границы между каменноугольной и пермской системами в разрезе Айдаралаш (Северный Казахстан) по конодонтовой, фузулинидовой и аммоноидной шкалам расположились в интервале 26/8 м. Самый нижний – конодонтовый уровень (нижняя граница зоны isolatus), фузулинидовый (нижняя граница зоны sphaerica-fusiformis) отстоит от него на 6/3 м и еще на 20/5 м выше фузулинидового располагается аммоноидный уровень. Однако нет никаких доводов в пользу того, что корреляция границы между каменноугольной и пермской системами, выполненная по названным выше группам в достаточно удаленных от стратотипа разрезах, даст столь же удовлетворительные результаты. Правильнее было бы выполнить строгое сопоставление положения нижних границ индикаторных зон по одной из используемых

шкал, принятой за стандартную для данного стратиграфического интервала, например, по конодонтовой зональной шкале. В результате этой операции положение границы, установленной по аммоноидеям и фузулинидам, было бы определено в границах зональной конодонтовой шкалы. И если обе границы оказались бы расположенными в пределах одной конодонтовой зоны isolatus (что не бесспорно), то можно было бы более уверенно сделать вывод о хронологическом "триединстве" границ, установленных по названным группам ископаемых.

Нижние границы всех без исключения ярусов нижней перми в Уральском стратотипическом регионе были установлены по реконструированной эволюционной последовательности *Pa*-элементов, относящихся к сравнительно небольшому количеству родов. Основным инструментом определения границ является ее биохронотип, который извлекается из зональной БХШ [Черных, 2005]. Биохронотипом стратиграфической границы я называю эволюционную последовательность видов-индексов, в пределах которой находится интересующая граница стратона. Эта граница, совмещенная в стратотипическом разрезе с одной из границ зонального подразделения используемой шкалы, может быть затем опознана и во всех других разрезах. Закрепление положения стратиграфической границы на зональной шкале считается корректной, если в стратотипическом разрезе устанавливается последовательность (как минимум) трех зон, внутри которой располагается определяемая граница стратона (яруса). Иными словами, корректным биохронотипом стратиграфической границы является *элементарная* зональная БХШ, внутри которой лежит искомая граница [Черных, 1995].

**Нижняя граница ассельского яруса** определена по появлению *Streptognathodus isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw в тренде нодулярных форм, состоящем из последовательности видов-индексов: *Streptognathodus wabaunsensis* Gunnell – *S. isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw – *S. glenisteri* Chernykh et Ritter. Эта граница, являющаяся также границей между каменноугольной и пермской системами, официально утверждена Международной комиссией по стратиграфии (МКС). Лимитотипом границы является разрез Айдаралаш (Северный Казахстан). Стадия нодуляризации, характеризующаяся дроблением поперечных ребер и превращением их в бугорки на одном или обоих парапетах на уровне окончания карины, затронула практически все существовавшие к этому времени виды рода *Streptognathodus* на огромной территории. Граница прослежена на западном склоне Урала, в США (Мидконтинент), Канаде и Китае.

Анализ конодонтовой последовательности в ассельском ярусе вскрыл одну особенность развития этой группы, которая прослеживается и в дальнейшем. Я имею в виду более заметное (качественное) и глобально происходящее на начальной стадии и постепенное (количественное) локальное изменение морфотипов на последующих стадиях эволюционного тренда. Так, переход от *S. wabaunsensis* Gunnell к *S. isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw происходит в глобальном масштабе, в узком стратиграфическом диапазоне и сопровождается небольшим количеством переходных форм. Последующее преобразование стрептогнатодид в указанном выше ряду происходит существенно медленнее, что подчеркивается обилием переходных форм между последовательными членами эволюционного ряда, и сам тренд устанавливается только в региональном (не глобальном) масштабе. Таким образом, хотя выбор самого стратиграфического интервала, где осуществлялись поиски нижней границы ассельского яруса, был продиктован уже сложившимися в процессе предшествующих исследований представлениями о возможном нахождении искомой границы в данном интервале, ее точное определение по конодонтам оказалось единственно возможным только по уровню возникновения морфотипа *S. isolatus* Chernykh, Ritter et Wardlaw. Главным образом, из-за его широкого географического распространения и четкой морфологической ограниченности от эволюционного предшественника *S. wabaunsensis* Gunnell.

Похожая ситуация сохраняется и в установлении нижней границы двух следующих ярусов нижней перми. Выбор биохронотипа и вида-индикатора для определения нижней границы по конодонтам во всех этих случаях оказывался единственным и не имел альтернатив, примерно по тем же причинам, что описаны выше при установлении нижней границы ассельского яруса.

Для определения **нижней границы сакмарского яруса** был использован эволюционный тренд в развитии рода *Sweetognathus* [Черных, Чувашов, 2004]. В уральских разрезах выявлен полный эволюционный ряд ассельско-сакмарских свитогнатид, включающий *Sw. expansus* (Perlmutter), *Sw. merrilli* Kozur, *Sw. binodosus* Chernykh, *Sw. anceps* Chernykh и *Sw. whitei* (Rhodes). Как ранее отмечалось, наиболее явственный (качественный) переход отмечается на начальной стадии развития эволюционной линии, т.е. между двумя первыми членами тренда. В качестве нижней границы сакмарского яруса нами предложен уровень возникновения *Sw. merrilli* Kozur, который хорошо распознается в Северной Америке (США, Канада) и (предположительно) в Китае. Потенциальным лимитотипом нижней границы сакмарского яруса является разрез Кондуровский (Оренбургская область).

После тщательного изучения ряда разрезов в качестве лимитотипа **нижней границы артинского яруса** был выбран разрез на правом берегу р. Дальний Тюлькас (Башкортостан), в котором, наряду с конодонтами, присутствуют остатки фузулинид и аммоноидей [Черных и др., 2005]. Именно в этом разрезе был установлен тренд *Sweetognathus anceps* Chernykh – *Sw. whitei* (Rhodes) – *Sw. clarki* (Kozur), использованный в качестве биохронотипа нижней границы артинского яруса, определяемой по уровню возникновения вида *Sw. whitei* (Rhodes). Эта граница хорошо распознается в Южной Америке (Боливия), Северной Америке (США, Канада) и в Китае.

Хочу подчеркнуть, что, несмотря на существование переходных форм между морфотипами *Sw. anceps* Chernykh и *Sw. whitei* (Rhodes), эти виды различаются между собой значительнее, чем *Sw. whitei* (Rhodes) и *Sw. clarki* (Kozur). Кроме этого, стратиграфический интервал перехода между двумя последними видами более протяженный, чем между *Sw. anceps* Chernykh и *Sw. whitei* (Rhodes).

Наиболее трудоемким оказалось определение **нижней границы кунгурского яруса**. Основной причиной послужило то обстоятельство, что исторический стратотип кунгурского яруса на р. Сылве выше г. Кунгура не включал отложения, переходные от саргинского к саранинскому горизонтам, между которыми предполагалась искомая нижняя граница. Нами был предложен [Чувашов и др., 2002] новый стратотип для установления нижней границы кунгурского яруса – разрез на правом берегу р. Юрюзань у с. Мечетлино.

Саргинско-саранинский этап в развитии конодонтов ознаменовался появлением первых представителей нового рода – *Neostreptognathodus*. Филоморфогенетическая близость свитогнатид и неострептогнатодид совершенно очевидна. На протяжении артинского века отдельные виды рода *Sweetognathus* неоднократно "предпринимали попытки" перестроить свою морфологию на манер неострептогнатодусов. Собственно, для этого им требовалось немногое – приобрести срединный желоб, который бы полностью разделил карину и каринальные зубцы. Более всех других в этом преуспел иргинский вид *Sweetognathus clarki* (Kozur), у которого только небольшая часть зубцов осталась неподразделенной. По-видимому, именно этот вид следует считать непосредственной предтечей появления первых настоящих неострептогнатодусов.

Само это событие связано с саргинским временем, когда возник морфотип *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken, которого следует считать первым уральским неострептогнатдусом. Таким образом, несмотря на принадлежность к разным родам, иргинский *Sweetognathus clarki* Kozur и саргинский *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken связаны в действительности значительно более тесными родственными узами и образуют эволюционную последовательность, которая наращивается в саранинское время еще одним морфотипом – *N. pnevi* Kozur. Последний морфотип возникает из *N. pequopensis* Behnken путем редукции каринальных зубцов в передних частях парапетов. Как уже отмечалось ранее, степень морфологических различий между смежными видами убывает по мере перехода от ранних к более поздним членам тренда. В частности, если между *Sw. clarki* Kozur и *N. pequopensis* Behnken различия носят качественный характер (появление полностью разделенных парапетов у последнего вида), то между *N. pequopensis* Behnken и *N. pnevi* Kozur различия чисто количественные (постепенная редукция передних каринальных зубцов). И если бы не заранее заданный стратиграфический интервал (переходные отложения между саргинским и саранинским горизонтами), в котором было необходимо найти глобально распространенную конодонтовую метку, то возникновение *N. pequopensis* Behnken было бы наиболее подходящим событием для определения нижней границы кунгурского яруса. Но поскольку интервал задан именно таким, нижняя граница кунгурского яруса определена по уровню появления *N. pnevi* Kozur.

С учетом сказанного выше понятно, что для установления нижней границы кунгурского яруса необходимо установить присутствие в разрезе *N. pequopensis* Behnken и уровень, на котором появляется *N. pnevi* Kozur и который, собственно, и является граничным между артинским и кунгурским ярусами. Однако следует иметь в виду ряд обстоятельств, затрудняющих в данном случае установление уровня первого появления *N. pnevi* Kozur. Во-первых, как анцестральный вид *N. pequopensis* Behnken, так и следующий за ним *N. pnevi* Kozur продолжают существовать в течение всего кунгурского века. Это усложняет задачу распознания истинного уровня первого появления индикаторного вида. Во-вторых, редукция каринальных зубцов у *N. pnevi* Kozur продолжается и после его появления. Это обстоятельство, ставит перед конодонтологом вопрос, с какого момента можно считать этот вид состоявшимся: с первых же свидетельств редукции зубцов или несколько позже и когда именно? Такие вопросы возникают не только в случае *N. pnevi* Kozur, но и во многих подобных же ситуациях. В этой связи начинает использоваться "неформальная систематика". Так, говорят о примитивной форме некоего вида или об эволюционно продвинутом морфотипе. Понятно, что неясность в этом вопросе может оказаться причиной недостоверных заключений по определению положения стратиграфической границы.

При первоначальном изучении конодонтов разреза Мечетлино *N. pequopensis* Behnken был найден нами в слое 17, а *N. pnevi* Kozur – в слое 19. В промежутке между этими слоями переходных форм между видами найдено не было. И хотя уже тогда экземпляры последнего вида показались нам слишком (для первого появления) "продвинутыми", в условиях низкой встречаемости конодонтов в кунгуре сравнивать таких неострептогнатодусов было не с чем. И основание слоя 19 было принято за искомую границу [Чувашов, Черных, 2000]. Более тщательные исследования на Мечетлинском разрезе позволили обнаружить интервал перехода между *N. pequopensis* Behnken и *N. pnevi* Kozur между слоями 16 и 17. Сам интервал перехода занимает менее 3 метров, и в его пределах удалось проследить трансформацию анцестрального вида на двух уровнях, вплоть до появления типичного *N. pnevi* Kozur.

## ЛИТЕРАТУРА


*Черных В.В.* Биохронологические шкалы и зональная стратиграфия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 100–110.

*Черных В.В.* Совершенствование зональных стратиграфических шкал // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 2. С. 15–26.

*Черных В.В.* Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми по конодонтам. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 217 с.

*Черных В.В., Чувашов Б.И.* Конодонтовый биохронотип нижней границы сакмарского яруса // Ежегодник-2003 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 28–33.

*Черных В.В., Чувашов Б.И., Давыдов В.И.* Стратотип нижней границы артинского яруса // Ежегодник-2004 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. С. 45–49.

*Чувашов Б.И., Черных В.В.* Кунгурский ярус Общей стратиграфической шкалы Пермской системы // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 3. С. 370–374.

*Чувашов Б.И., Черных В.В., Богословская М.Ф.* Биостратиграфическая характеристика стратотипов ярусов нижней перми // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 4. С. 3–19.


# ФОРАМИНИФЕРЫ ДЕВОНА ЕВРАЗИИ: СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ


**Б.И. Чувашов**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620 151, Екатеринбург,Почтовый пер., 7;*
*e-mail: Chuvashov@igg.uran.ru*


Наиболее полные данные о биостратиграфии и фациальном распространении девонских фораминифер имеются по территории Волго-Уральской области и Урала. Начало изучению девонских фораминифер было положено трудами И.С. Сулейманова, О.А. Липиной, И.А. Антропова, Е.А. Рейтлингер, Е.В. Быковой в 40–50-х гг. прошлого века. Несколько позднее изучение девонских фораминифер продолжили Т.В. Пронина, Н.П. Малахова, Б.И. Чувашов. Первые работы по изучению фораминифер девона Западной Сибири принадлежат О.В. Юфереву и В.М. Задорожному. На территории Средней Азии фораминиферы девона известны по публикациям Б.В. Пояркова и А.А. Сабирова.

Нижнедевонские фораминиферы известны по материалам восточного склона Северного Урала [Малахова, 1963; Пронина,1969; Петрова, 1977, 1981]. Фораминиферами здесь хорошо представлен карпинский горизонт, составляющий большую часть эмсского яруса. Отметим первое появление родов *Tubeporina, Tubeporella, Uralinella, Atjusella, Caligella, Paracaligella.* Несколько выше в тальтийском горизонте появляются первые *Ivdelina.* Но зафиксированное в этом разрезе первое появление названных таксонов должно получить более обстоятельное подтверждение.

На западном склоне Южного Урала нижнедевонские фораминиферы изучены мной из карбонатной толщи р. Большой Ик (Мурадымовский каньон), в которой обнаружены *Parathurammina* ex gr. *paulis* E. Byk., *Ivdelina elongata* Malakh. (многочисленные формы), *Tubeporina gloriosa* Pronina, *Paratikhinella* sp.

На территории Западной Сибири в разрезе скв. 50 Ханты-Мансийской площади [Чувашов, Шуйский, 2003; Чувашов, Яцканич, 2003 ] в нижнедевонских мелководных карбонатах эмского яруса обнаружен бога-

тый и разнообразный комплекс фораминифер: *Parathurammina* ex gr. *paulis* E. Byk., *P. irregularis* Pronina, *P. crassa* Pronina, *Ivdelina elongata* Malakh., ряд новых видов известных родов многокамерных фораминифер. На юго-восточном обрамлении Западной Сибири фораминиферы эмса известны по работам В.М. Задорожного [1987а, б], Л.М. Аксеновой и др. [1981], В.И. Саева [1992]. Из анализа приведенных списков можно сделать вывод, что эмсский ярус этой территории сопоставляется с карпинским и низами тальтийского горизонтов восточного склона Северного Урала.

До настоящего времени остается неизвестным точное время появления некоторых таксонов девонских фораминифер. Здесь уместно отметить интересное сообщение Д. Вошара [Vachard, 1989] о находке *Nanicella* ex gr. *uralica* Tchuv. в нижнедевонских (эмс-прагиен) отложениях Южного Туниса. Там же приведены сведения о находке наницелл в эйфельских отложениях Бирмы [Toomey, 1968] и верхнем кувене Бельгии [Mouravieff, Bultynk, 1967]. Напомним, что на территории СССР наницеллы не известны ниже кыновского горизонта франского яруса.

Эйфельские фораминиферы представлены слабо информативным для корреляции комплексом однокамерных форм на территории Восточно Европейской платформы и Урала. Они используются для локальных стратиграфических построений.

В нашем обзоре целесообразно подробнее остановиться на характеристике живетских фораминифер. Первые сведения о них появились в 50-е гг. прошлого века. В. Покорный [Pokorny, 1951, 1956] описал из живетских отложений Чехословакии группу новых родов фораминифер, которые впоследствии стали надежными индикаторами возраста: *Semitextularia, Paratextularia, Vasicekia, Kettnerammina, Moravammina.*

В Советском Союзе наиболее значительной работой, где приведены описания большой группы новых таксонов и биостратиграфии девонских фораминифер, является монография Е.В. Быковой [1955]. Приведенная в ней информация по живетским фораминиферам до сих пор остается непревзойденной по полноте. Целесообразно напомнить основные выводы.

Е.В. Быкова выделила три фациальных ассоциации живетских фораминифер. В стараоскольких слоях Центрального девонского поля, представленных чередованием глинистых, карбонатных и терригенных пород с преобладанием последних. Фораминиферовый "воронежский" комплекс состоит из ассоциации бентосных форм с главенствующим участием многокамерных форм родов: S*accorhina, Moravammina, Evlania, Pseudopalmula, Semitextularia.*

Восточнее Волги намечается смешанное сообщество "воронежско-уральского типа". Наконец, на территории Среднего и Южного Урала существовало сообщество с преобладанием однокамерных форм, обозначенное как "уральский тип", который был установлен главным образом при изучении шлифов карбонатных пород. На восточном склоне Урала живетские фораминиферы на данный момент изучены явно недостаточно, приведенный в некоторых работах список ограничивается однокамерными формами с широким или не установленным интервалом распространения.

В Западной Сибири в скв. 14 Ларьиголнуйской площади, в инт. 3248–3252 м в 2004 г. мной определен следующий живетский комплекс фораминифер: *Moravammina* sp.nov., *Moravammina* cf. *segmentata* Pokorny, *Kettnerammina mesodevonica* Pokorny, *Evlania mistaeni* Vachar, *Proninella tamarae* Reitl. Близкий комплекс фораминифер обнаружен и на других площадях Западной Сибири. Однако в большинстве случаев живетские отложения сопровождаются [Саев, 1992] ассоциациями однокамерных форм, и их корреляционные возможности ограничены конкретными районами.

На обширной территории Западной и Центральной Европы живетские фораминиферы известны из нескольких районов. Этот обзор целесообразнее начать со стратотипической местности. Д. Вошар [Vachard, 1988] обобщил сведения по живетским фораминиферам севера Франции в районе г. Булонь (Boulonnaise) и сравнил их с фораминиферами кувена в его стратотипическом разрезе в Арденнах (Бельгия). В этих двух районах моравимминиды представлены следующими таксонами: *Ketnerammina* sp., *Pokorniella bricae* Vach., *Moravammina segmentata* Pok., *Proninella tamarae* Reitl., *Evlania prava* Tchuv. Из проблематик характерны *Labyrinthoconus.*

В. Жукаловой [Zhukalova, 1981] дана характеристика фораминифер живетских и франских отложений Моравии (Республика Чехия). В живетском ярусе выявлены следующие виды фораминифер: *Parathurammina dagmarae* Sul., *P. magna* Antrop., *P. horrida* Tchuv., *P. suleimanovi* Lip., *P. vasiljevae tenuissima* Pojark., *Bisphaera elongata Pojark.*, *Cribrosphaeroides simplex* Reitl., *B. malevkensis* Bir., *Auroria singularis* Pojark., *Caligella gracilis breviseptata* Pojark., *Baituganella* sp., *Pechorina* (? s)p. Несколько сечений *Moravammina* sp. происходят из франского яруса.

Обстоятельная характеристика литологии и фауны живетских отложений Нагольного кряжа Польши имеется в работах Г. Ракки [Racki, 1992; Racki, Sobon-Podgorska, 1993]. В этом стратиграфическом интервале

отмечены, наряду с однокамерными формами, фораминиферы родов *Moravammina, Semitextularia.* Обнаружены также многочисленные *Nanicella* sp. A. Довольно обычны здесь и проблематичные микроорганизмы *Labyrinthoconus.*

Наиболее детальная фораминиферовая шкала верхнего девона предложена на территории Волго-Уральской области и западного склона Урала [Липина, 1950; Быкова, 1952, 1955; Рейтлингер, 1954; Чувашов, 1965, 1968; Чувашов, Анфимов, 2005]. Фораминиферовая шкала создавалась с учетом названных и других работ. Стратотипической местностью фораминиферовой шкалы верхнего отдела надо считать территорию западного склона Среднего и Южного Урала между р. Чусовая на севере и р. Белая на юге.

В терригенных бокситоносных отложениях пашийского горизонта (по конодонтам относятся к живетскому ярусу) фораминиферы не обнаружены. Характерными окаменелостями являются остатки вегетативных органов харовых водорослей – *Kusjella fruticosa* Tchuvashov, и плоды харовых – *Planoumbella effusa* (Tchuvashov). В некоторых разрезах найдены брахиоподы и конодонты.

Из морских мергелей и аргиллитов кыновского горизонта (по конодонтам относятся к живетскому ярусу) Е.В. Быковой выделены фораминиферы *Hypporina hastila* E. Byk. Этот вид был обнаружен на р. Сиказа и в ряде пунктов Волго-Уральской области. На р. Сиказа ей обнаружены также *Pseudopalmula karaukensis* Byk., *Nanicella* ex gr. *tchernyshaevae* Lip.

В саргаевских известняках фораминиферы становятся более обильными и разнообразными. Из пород этого горизонта описаны [Чувашов, 1965] новые виды *Evlania prava* Tchuv., *Nanicella uralica* Tchuv., а также ряд однокамерных форм. Евлании и наницеллы позднее определены из саргаевских карбонатов ряда пунктов Волго-Уральской области. В саргаевских известняках р. Арша (приток р. Ай) у с. Петропавловский Завод Е.В. Быкова обнаружила *Semitextularia* ex gr. *semilukiensis* E. Byk. и ряд таксонов однокамерных фораминифер.

В доломитах доманикового горизонта на р. Сим в д. Серпиевка Б.И. Чувашов [1965] определил единичные раковины *Nanicella bella* E. Byk. В типичных доманикитах – черных битуминозных известняках, мергелях, аргиллитах и кремнях небольшой мощности – фораминиферы не обнаружены, здесь обычны прослои с массовыми радиоляриями. Не известны фораминиферы и в замещающих доманикиты на поднятиях, массивных доломитах.

Мендымский горизонт слагается несколькими фациями; фораминиферы найдены в слоистых мелководных и массивных рифовых известняках. Характерными формами для этого горизонта являются проблематики *Rectangulaina tortuosa* Antrop. и *R. mammata* Tchuv. Здесь же определены фораминиферы родов *Paracaligella, Paratikhinella* и *Tikhinella.* Как мы сообщали выше, это не первое появление названных таксонов фораминифер.

Фораминиферовые зоны следующего, аскынского, горизонта наиболее полно представлены в слоистых амфипорово-строматопоровых известняках мелководных поднятий. Наиболее информативные разрезы расположены на территории Каратауского поднятия в междуречье рек Ай и Юрюзань. Постмендымский интервал разреза ранее [Чувашов, 1965] был подразделен на два горизонта – воронежский и евлановоливенский, по аналогии с востоком Русской платформы. В последнем варианте девонской схемы Урала [Наседкина и др., 1994] этот интервал представлен в виде одного аскынского горизонта, который начинается бокситоносной терригенной орловской свитой, выше которой следует полукилометровая толща амфипорово-строматопоровых известняков и доломитов усть-катавской свиты.

Предлагается разделить этот интервал разреза (орловская и усть-катавская свиты) на два горизонта: нижний, кургазакский и верхний, айский. В сумме они соответствуют аскынскому надгоризонту в последней Унифицированной шкале Урала [Наседкина и др.,1994].

Нижний горизонт подразделен на две фораминиферовые зоны (снизу): Tikhinella measpis – Cornuspira jubrae и Multiseptidae corallina. Верхнему горизонту отвечает зона Eonodosaria – Eogeinitzina.

Попытка зонального деления франского яруса по фораминиферам и сопоставления биостратиграфических границ по этой группе ископаемых с конодонтами предпринята Д. Вошаром [Vachard, 1988]. Для района г. Булонь (Франция) и в разрезе Арденн в нижней части яруса он выделил зону Nanicella uralica – N. porrecta. Средняя часть яруса была сопоставлена с зоной Tikhinella multiformis (= среднему и позднему asimmetricus), а верхняя часть яруса – с зоной Eogeinitzina devonica (конодонтовый аналог triangularis).

Из средней части франского яруса Динантского бассейна Бельгии Б. Маме и др. [Mamet et al., 1985] описан новый вид фрондилин *Frondilina tailiferensis* Mamet. Этот интервал может представлять собой верхнюю зону франского яруса Восточной Европы и Урала – Eonodosaria–Eogeinitzina.

Некоторые из "уральских" фораминиферовых зон прослеживаются и в Нагольном кряже Польши [Racki, Sobon-Podgorska, 1993]. В этой работе для верхней части живетского яруса показаны взаимно заменяющиеся слои с *Nanicella* sp. A и *Semitextularia.* Объединенный интервал пограничных живетских и франских отложений

отмечен редкими *Earlandia.* Большая часть нижнего франа и основание средней части этого яруса распознаются по наличию *Nanicella tchernychevae* Lip. и *Nanicella* sp. B. Часть среднего франа определяется присутствием *Nanicella* sp. C, а верхний фран – комплексной "зоной" Eonodosaria–Tikhinella. В одной из скважин были найдены также редкие *Multiseptida corallina* E. Byk., не привязанные к конкретному уровню.

Из приведенных сведений по Западной и Центральной Европе можно сделать заключение, что имеющиеся расхождения в зональном делении девона по фораминиферам этой обширной территории, с одной стороны, и Западного Урала и Русской платформы – с другой, связаны, скорее всего, с разной степенью изученности этой группы организмов. Однако отсутствие корнуспир (роды *Cornuspira* и *Rectocornuspira*) на западе, возможно, является особенностью биогеографии позднего франа, так как эта группа организмов, обычная в Центральном девонском поле [Рейтлингер, 1954], не упоминается в работе О.Р. Коноплиной [1959] по девону Западной Украины. Нет таких сведений и по девонским отложениям Центральной и Западной Европы.

На восточном склоне Урала фораминиферы верхнего девона изучаются с более позднего времени, по сравнению с западным склоном и Русской платформой [Малахова, 1963, 1965]. Из анализа приведенных в этих работах списков можно сделать обоснованный вывод о значительном площадном распространении фораминифер зоны Eonodosaria–Eogeinitzina. Наиболее представительным разрезом этой зоны является разрез у оз. Колтубан, многократно описанный в литературе. Первая информация о фораминиферах приведена в работе Н.П. Малаховой [1965], а позднее более подробные сведения о двух фораминиферовых зонах – Multiseptida и Eonodosaria – Eogeinitzina – сообщили Б.И. Чувашов, О.В. Юферев [1981].

Более низкий уровень, соответствующий западно-уральской зоне Cornuspirae jubrae, зафиксирован в верхней части разреза Учалинского колчеданного месторождения [Грешнер и др., 1970]. Этот же комплекс фораминифер был определен в девонском разрезе р. Исеть. В междуречье рек Исеть и Нейва в нескольких разрезах отчетливо определяется верхняя зона франского яруса Eonodosaria–Eogeinitzina.

Следовательно, на территории восточного склона Урала можно говорить о доказанном распространении трех фораминиферовых зон франского яруса: Cornuspira–Rectocornuspira, Multiseptida и Eonodosaria–Eogeinitzina. Фораминиферы пограничных живетско-франских слоев здесь изучены поверхностно.

При изучении большого, но разрозненного материала по серии скважин в центральной и юго-восточной частях Западной Сибири было отмечено [Чувашов и др., 1985] наличие в верхнем девоне нескольких комплексов фораминифер, аналогичных их ассоциациям на западном склоне Урала. Впоследствии В.М. Задорожный [1987б] установил следующие фораминиферовые зоны в верхнем девоне Западной Сибири: 1) Salpingothurammina horrida–Neoarchaesphaera polypora (охватывает нижний фран); 2) Eonodosaria evlanensis–Multiseptida corallina (эквивалентна суммарному объему мендымского и аскынского горизонтов Западного Урала и Русской платформы).

Этот автор описал из верхней части франского яруса Кузбасса [Задорожный, 1987а] новый род весьма интересных, сложноустроенных фораминифер *Juferevella.* Позднее представители рода были найдены в верхнем фране Щучьинского поднятия восточного склона Урала [Тимохина, 2000], а ранее на том же стратиграфическом уровне в девоне Аляски [Mamet, Plafker, 1982]. Юферевеллы были обнаружены мной в валунах известняка верхнего франа из конгломератов нижней части зилаирской свиты. Эти находки послужили основанием для дополнения верхней зоны франского яруса Eonodosaria–Eogeinitzina еще одним видом-ндексом (*Juferevella*) с целью возможного обособления в будущем самостоятельной зоны [Чувашов, Анфимов, 2005].

Все находки мультисептид В.М. Задорожный также включил в состав зоны Eonodosari –Multiseptida, хотя в наиболее полных разрезах (Малоичская площадь) слои с мультисептида обособлены непосредственно ниже уровня слоев с *Eonodosaria.*

Иное положение в разрезе Западной Сибири отведено корнуспирам. Немногие экземпляры этих фораминифер, встреченные в скв. Малоичская-7 , приурочены к слоям с Eonodosaria–Rectocornuspira. Отметим, кстати, что все изображенные экземпляры [Задорожный, 1987б, табл. IV, фиг. 16–19] относятся к роду *Cornuspira*, а не *Rectocornuspira.*

И.Г. Тимохина [2005] приняла франскую фораминиферовую схему В.М. Задорожного [1987б], объединившего в одну зону две уральские зоны – Multiseptida и Eonodosaria -Eogeinitzina – без изменения, дополнив ее рядом новых находок фораминифер. Такая ситуация может быть объяснена двумя причинами: 1) слиянием трех уральских зон в одну на территории Западной Сибири; 2) отсутствие единого разреза, не позволившего понять взаимоотношения франских, экостратиграфических по своей сути зон.

В нижней части фаменского яруса зона Parathurammina dagmarae имеет четкую нижнюю границу по исчезновению многокамерных форм. Верхняя граница определяется на большей части Русской платформы

появлением фораминифер группы *Septatournayella rauserae* Lip. На Урале и в Западной Сибири этот рубеж фиксируется фораминиферами рода *Septaglomospiranella*: *S. nana* Retl., *S. primaeva* Raus. Зона Septatournayella–Septaglomospiranella сменяется серией локальных зон, выделяемых на основе видов рода *Quasiendothyra*: *Q. communis* (Raus.) и др. Появление вида *Quasiendothyra kobeitusana* (Raus.) на востоке Русской платформы и вида *Q. konensis* (Leb.) в Казахстане и на Урале определяют верхнюю зону фаменского яруса и девонской системы в целом. Фаменские зоны многокамерных фораминифер распознаются на всей территории Евразии – от Бельгии до Китая [Conil et al., 1988].

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

I. В границах девонской системы Евразии вследствие неравномерности развития фораминифер и, возможно, недостаточной их изученности удается наметить несколько отчетливо обособленных (по набору сосуществующих таксонов) относительно легко коррелируемых уровней (снизу вверх): 1) эмсский ярус нижнего девона; 2) живетский ярус среднего девона, аналог брахиоподовой зоны Stringocephalus burtini; 3) верхнюю зону франского яруса – Eonodosaria–Eogeinitzina; 4) зону Septaglomospiranella и викарирующую зону Septatournayella; 5) зону Quasiendothyra communis, которая может быть расчленена на ряд местных подзон; 6) зону Quasiendothyra kobeitusana и викарирующую зону Quasiendothyra konensis.

II. Промежуточные между названными зонами комплексы фораминифер обеспечивают возможность их распознавания на ограниченных территориях.

III. По-прежнему остается настоятельной необходимость сопоставления границ фораминиферовых зон с зональными границами по брахиоподам, головоногим моллюскам, остракодам и конодонтам.

*Исследования выполнены в рамках программы кооперации между учеными СО РАН и УрО РАН по проекту "Восточная граница Уральского подвижного пояса в палеозое" и при поддержке РФФИ, грант № 06-05-65022.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Аксенова Л.М., Богуш О.И., Дубатолова Ю.А., Дубатолов В.Н., Задорожный В.М., Е.Н.Поленов, А.А. Пузырев, Н.Я. Спасский, О.В. Юферев*. Девон района Черемшанки (Горный Алтай // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 63–75.

*Быкова Е.В.* Фораминиферы девона Русской платформы и Приуралья // Микрофауна СССР; Сб. 5. Л.: ВНИГРИ, 1952. С. 5–190.

*Быкова Е.В.* Фораминиферы и радиолярии девона Волго-Уральской области и центрального девонского поля и их значение для стратиграфии // Фораминиферы, радиолярии и остракоды девона Волго-Уральской области. Л.: Гостоптехиздат, 1955. С. 5–190.

*Грешнер С.Г., Чувашов Б.И., Богданова Е.И.* О находках органических остатков в слоистых породах висячего бока Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал) // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР. Свердловск, 1970. С. 171–177.

*Задорожный В.М.* Новый род палеозойских фораминифер (верхний фран, северо-западная окраина Кузнецкого бассейна) // Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя Сибири и смежных регионов. Новосибирск: Наука, 1987а. С. 64–67.

*Задорожный В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно- Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Наука, 1987б. 128 с.

*Коноплина О.Р.* Форамініфери верхньодевонських відкладів західної частини Украіни. Київ, 1959. 50 с. (Тр. Ін-та геол. наук АН УССР. Сер. Стратиграфия и палеонтология; Вип. 26).

*Липина О.А., Пронина Т.В.* Новый подрод турнейел из верхнефранских отложений Урала // Палеонтол. журн. 1964. № 3. С. 125–126.

*Малахова Н.П.* Фораминиферы из осадочных и вулканогенно-осадочных пород зеленокаменной толщи Урала. Свердловск: Институт геологии УФ АН ССР, 1963. С. 91–118.

*Малахова Н.П.* Проблемы стратиграфии зеленокаменного комплекса восточного склона Урала. Свердловск: Институт геологии УФ АН СССР, 1965. 176 с.

*Наседкина В.А., Маслов В.А., Зенкова Г.Г., О.В. Артюшкова, Р.Л. Сегедин.* Схема стратиграфии девонских отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ОАОТ "Уральская геологосъемочная экспедиция", 1994. С. 72–90.

*Петрова Л.Г.* Фораминиферы семейства Parathuramminidae из нижнего эйфеля восточного склона Среднего и Северного Урала // Новые материалы по палеонтологии Урала. Свердловск: Уральский рабочий, 1977. С. 3–12.

*Петрова Л.Г.* Фораминиферы среднего девона Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 81–101.

*Пронина Т.В.* Новые силурийские и девонские фораминиферы Урала // Палеонтол. журн. 1969. № 2. С. 21–33.

*Рейтлингер Е.А.* Девонские фораминиферы некоторых разрезов восточной части Русской платформы. М.: ВНИГНИ, Гостоптехиздат, 1954. С. 35–72.
*Саев В.И.* Биостратиграфия нижнего–среднего отделов девона по фораминифер (юго-восток Западно- Сибирской плиты) // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1992. С. 36–42.
*Тимохина И.Г.* Первая находка фораминифер рода *Juferevella* в девонских отложениях на северо-западе Западно-Сибирской равнины // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 2–3. 2000. С. 195–197. (Прил. к журн. Геология и геофизика).
*Тимохина И.Г.* Фораминиферы и биостратиграфия верхнедевонских отложений Западно- Сибирской плиты: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2005. 17 с.
*Чувашов Б.И.* Фораминиферы и водоросли из девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Фораминиферы девона и перми Урала. Свердловск: Горно-геологический ин-т УФ АН СССР, 1965. С. 3–153.
*Чувашов Б.И., Анфимов А.Л.* Фораминиферовая шкала девонской системы Урала – состояние изученности и корреляционный потенциал // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу. Новосибирск: Изд-во Со РАН, филиал "Гео", 2005. С. 41–44.
*Чувашов Б.И., Шуйский В.П.* Раннедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платформы, Уральского подвижного пояса, Западной Сибири // Литосфера. 2003. № 2. С. 3–26.
*Чувашов Б.И., Юферев О.В., Лучинина В.А.* Водоросли среднего и верхнего девона Западной Сибири и Урала // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 72–99.
*Чувашов Б.И., Яцканич Е.А.* Карбонатная платформа Ханты-Мансийской впадины Западно-Сибирской плиты: история развития и фациальная природа слагающих пород // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 6. С. 784–787.
*Conil R., Rutter De Th., Hou Honge Fe, Wet Jia-Yong & Wu Xiang He.* Contribution a l'etude des Foraminiferes du Strunien et du Dinantien de la Chine Sud – Orientale // Bull. Soc. Belge Geol. 988.T. 97. Fasc. 1. P. 47–72.
*Mamet B., Maisse F., Perez S., Preat A.* Frondilina tailferensis nov. sp. un foraminifere nouveau du Fransien de la Belgique // Bull. Soc. Belge Geol. 1985. T. 94, N 4. P. 269–273.
*Mamet B., Plafker G.* A Late Devonian (Frasnian) microbiota from the Farewell – Lyman Hills area, west – central Alaaska // Geol.Surv.Can. Prof. Pap. 1982 A. N 12–16. P. A1- A12.
*Mouravieff N., Bultynck P.* Quelques Foraminiferes du Cuovinien et du Frasnien du bord Sud du basin de Dinant // Bull. Soc. Belge Geol. 1967. T. 72. Fasc. 2. S. 153–156.
*Pokorny V.* The Middle Devonian Foraminifera of Celechovice, Czechoslovakia // Vestn. Kral. Ceske spol nauk. 1951. Sv. 9, N 29. S. 1–17.
*Pokorny V.* Semitextulariidae a new family of Foraminifera // Univ. Carol. Geol. 1956. Sv.2, N 3. S. 279 – 286.
*Racki G.* Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains // Acta Paleontol. Pol. 1992. V. 37, N 2–4. P. 87–182.
*Racki G., Sobon- Podgorska Ja.* Givetian and Frasnian calcareous microbiotas of the Holy Cross Mountains // Ibid. 1993.V. 37, N 2–4. P. 255–289.
*Toomey D.F.* Middle Devonian (Eifelian) Foraminifera from Padaukrin, Northern Shan States, |Burma // Geolog. Soc. Amer. Prog. Ann. Meeting. 1968. 299 p.
*Vachard D.* Foraminiferes et Moravamminides du Givetien et du Frasnien (Devonien) du Boulonnais (France) // Le Devonien de Fergues, Bas – Boulonnais (N. France). Biostratigraphie du Paleozoique. T. 7. 1988. S. 87–101.
*Vachard D.* Aparition precoce du genre Nanicella (Foraminifere) dans le Devonien Inferieur du Sud Tunisien // Bulletin de la Societe belge de Geologie. 1989. T. 98, Fasc. 3–4. S. 287–293.
*Zhukalova V.* Prenled mikrofosilii v Givetskich a Franskych vapencich na Morave // Zemni Plin a Nafta. 1981. V. XXVI, N 4. P. 561–821.

## ХИТИНОЗОИ ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛТАУ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**Р.Р. Якупов**

*Институт геологии УНЦ РАН, 450000, Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2;*
*e-mail: stpal@anrb.ru*

На Южном Урале до сих пор актуальна дискуссионная проблема возраста толщ, слагающих структурно-фациальную зону Уралтау. Метаморфические комплексы хребта Уралтау, согласно Стратиграфическим схемам Урала [1993], имеют допалеозойский возраст. Впервые метаморфиты зоны подразделены на два комплекса: максютовский (нижний) и суванякский (верхний) с описанием слагающих его свит в осново-

полагающей работе Д.Г. Ожиганова [1955]. По его представлениям суванякский комплекс сложен преимущественно слабометаморфизованными сланцами. Комплекс выделялся как последовательность свит выделенных по субширотному течению р. Суваняк от кварцитов горы Акбиик до кварцевых песчаников на горе Ураза. В его составе описаны уткальская, курташская, акбиикская, белекейская, арвякская, мазаринская и аршинская свиты [Стратиграфические схемы…, 1993].

В последующие годы в ходе геолого-съемочных и тематических работ периодически появлялись новые материалы и публиковались сведения о находках палеозойской фауны в толщах суванякского [Криницкий, Криницкая, 1965; Пучков, 1979; Родионов, Радченко, 1988; Чибрикова, Олли, 1997; Олли, Чибрикова, 2004; Якупов, 2007] и максютовского [Захаров, Мавринская, 1994; Захаров и др., 1995] комплексов.

В большинстве случаев стресс-метаморфизм (до зеленосланцевой фации) разрушает макрофауну и другие органические остатки, что не позволяет уверенно определять возраст вмещающих толщ. Автором впервые собраны хитинозои из разреза белекейской свиты на р. Кана. В разрезе на р. Тупаргас в уткальской свите суванякского комплекса осевой части зоны Уралтау впервые найдены хитинозои, граптолиты и отпечатки конодонтов.

Разрез Тупаргас находится в центре антиформной структуры Уралтау, где выделяется участок с низкой степенью метаморфической переработки терригенных пород. Ранее здесь при проведении геолого-съемочных работ в углисто-кремнистых и кремнистых сланцах Д.Д. Криницким и др. в 1968 г. были найдены остатки радиолярий силурийского облика. Автором с коллегами в этом районе на поверхностях напластования впервые были найдены граптолиты, характерные для нижнего силура: *Spirograptus* cf. *turriculatus* (Barrande), *Streptograptus* cf. *crispus* (Lapw.), *Cochlograptus veles* (Richter), *Tortiograptus* cf. *proteus* (Barrande), *Monograptus* ex gr. *marri* (Perner), *Monograptus priodon* Bronn, *Monoclimacis* sp. indet. и многочисленные неопределимые фрагменты тонких монограптид, скорее всего, относящиеся к родам *Diversograptus* и *Streptograptus*. По заключению А.А. Суярковой (ВСЕГЕИ), вмещающие отложения относятся к зоне turriculatus/crispus, верхнего лландовери (телич), нижний силур. Там же найдены отпечатки лландоверийских конодонтов *Aspelundia* cf. *fluegeli* (Walliser) (определения Т.М. Мавринской, ИГ УНЦ РАН), и выделены хитинозои (см. таблицу) *Conochitina proboscifera* Eisenack, *Conochitina iklaensis* Nestor, *Conochitina* cf. *electa* Nestor, *Eisenackitina* sp., *Conochitina* sp. которые распространены в диапазоне поздний ордовик–ранний силур.

Первые хитинозои хорошей сохранности получены автором из хлорит-серицитовых сланцев белекейской свиты на р. Кана, где первично-осадочные породы подверглись наименьшим изменениям. Здесь определены ордовикские хитинозои: *Conochitina* cf. *dolosa* Laufeld, *Cyathochitina calix* (Eisenack), *C*. cf. *dispar* (Benoit and Taugourdeau), *Clavachitina* sp., *Conochitina* sp., *Cyathochitina* sp., *Eisenackitina* sp., *Hyalochitina* sp.

Уникальные находки хитинозой ордовика в зоне картирования белекейской свиты, а также нижнесилурийских граптолитов, конодонтов и хитинозой в уткальской свите позволяют говорить о палеозойском возрасте толщ суванякского комплекса.

Использование микропалеонтологического метода увеличивает перспективу решения вопроса о возрасте остальных свит и толщ зоны Уралтау. Сведения о находках органических остатков в слабометаморфизованных терригенных и терригенно-карбонатных породах суванякского и максютовского комплексов уже позволяют по-новому интерпретировать геологическое строение Уралтау.

## ЛИТЕРАТУРА


*Захаров О.А., Мавринская Т.М.* Новые палеонтологические данные о возрасте субстрата метаморфитов Уралтау // Ежегодник-1993. Уфа: ИГ УНЦ РАН , 1994. С. 19–20.

*Захаров О.А., Пучков В.Н., Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М.* Первая находка палеозойской фауны в “рифейских” образованиях кайраклинской свиты максютовского комплекса // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 32.

*Криницкий Д.Д., Криницкая В.М.* Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хребта Урал-Тау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 37–39.

*Ожиганов Д. Г.* Геологическое строение метаморфического пояса хребта Урал-Тау Южного Урала // Ученые зап. Башкирского гос. пед. ин-та. 1955. Вып. 4. 53 с.

*Олли В.А., Чибрикова Е.В.* Органические остатки из метаморфического комплекса хребта Урал-Тау (новые находки на Южном Урале) // Геологический сборник. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2004. С.77–81.

*Пучков В.Н.* Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 33–52.

*Родионов В.Ю., Радченко В.В.* О стратиграфии палеозойских отложений восточного крыла Зилаирского мегасинклинория // Биостратиграфия девона и карбона Урала. Уфа, 1988. С. 15–23.

*Стратиграфические* схемы Урала (докембрий, палеозой): Объяснительная записка. Екатеринбург: Межвед. стратигр. комитет России, 1993. 151 схема. 139 с.

*Чибрикова Е.В., Олли В.А.* Первые находки акритарх в метаморфическом комплексе хребта Урал-Тау (Южный Урал) // Изв. отд. наук о Земле и экологии АН РБ. Уфа, 1997. С. 42–48.

*Якупов Р.Р.* Проблематичные органические остатки из уткальской свиты суванякского комплекса Уралтау // Геол. сб. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 4–6.

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Приведенная коллекция хитинозой из палеозойских метаморфизованных комплексов Уралтау (Южный Урал) хранится в лаборатории стратиграфии палеозоя Института геологии УНЦ РАН (Уфа) под номером 181 (Уралтау).

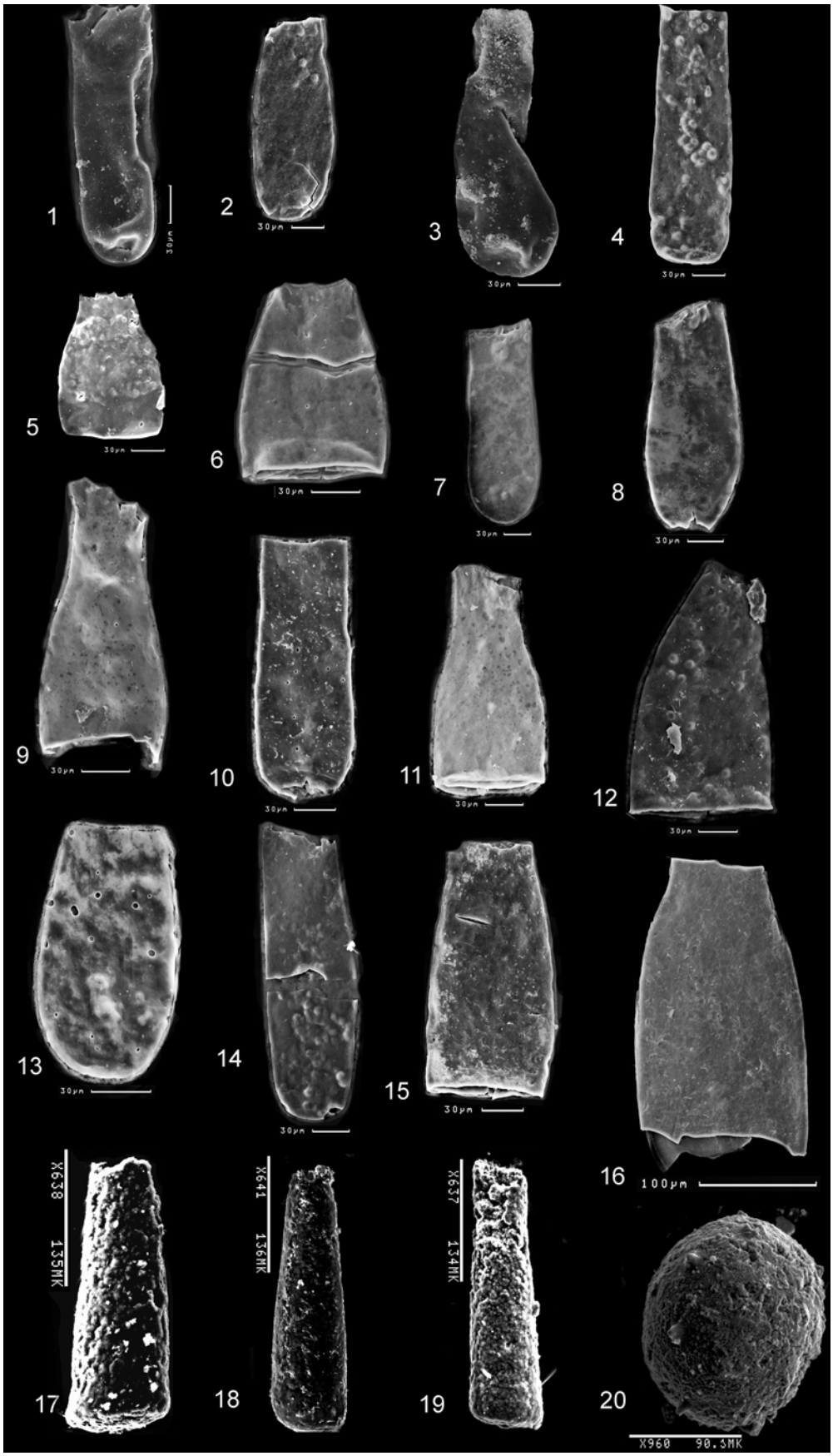
Таксоны из двух проб: 9710 – разрез белекейской свиты на р.Кана (правый берег реки Кана в 100 м от устья руч. Афонькин) и 9606 – разрез уткальской свиты (в выемке дороги на правом берегу р.Тупаргас).

**Таблица**

Фиг. 1–16. Хитинозои ордовика из обр. 9710 (белекейская свита) на р.Кана: 1 – экз. 9710_001, *Conochitina* sp.; 2 – экз. 9710_002, *Clavachitina* sp.; 3 – экз. 9710_007, *Conochitina* sp.; 4 – экз. 9710_004, *Conochitina elegans* Eisenack, 1931; 5 – экз. 9710_008, *Eisenackitina* sp.; 6 – экз. 9710_013, *Cyathochitina* sp.; 7 – экз. 9710_018, *Conochitina* sp.; 8 – экз. 9710_023, *Conochitina* cf. *dolosa* Laufeld 1967; 9 – экз. 9710_016, *Cyathochitina* cf. *calix* (Eisenack 1931); 10 – экз. 9710_020, *Conochitina* sp.; 11 – экз. 9710_014, *Cyathochitina calix* (Eisenack, 1931); 12 – экз. 9710_010, *C.* cf. *dispar* (Benoit and Taugourdeau 1961); 13 – экз. 9710_022, *Conochitina* sp.; 14 – экз. 9710_021, *Conochitina* sp.; 15 – экз. 9710_003, *Hyalochitina* sp.; 16 – экз. 9710_009, *Lagenochitina* sp.

Фиг. 17–19. Хитинозои нижнего силура из обр. 9606 (р. Тупаргас): 17 – экз. 9606_009, *Conochitina proboscifera* Eisenack, 1931; 18 – экз. 9606_052, *Conochitina iklaensis* Nestor 1980; 19 – экз. 9606_004, *Conochitina* cf. *electa* Nestor 1980; 20 – экз. 9606_038, *Acritarcha* ?

**Таблица**


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
30μm
100μm
X638 135MK
X641 136MK
X637 134MK
X960 90.3MK

# МЕЗОЗОЙСКИЕ МИКРОБИОТЫ БОРЕАЛЬНЫХ И ТЕТИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ, ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ, ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

## ФОРАМИНИФЕРЫ И ОСТРАКОДЫ НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

**В.А. Басов[1], Б.Л. Никитенко[2], Н.В. Куприянова[1]**

*[1]Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, 190121, Санкт-Петербург, Английский просп., 1, e-mail: BasovVA@gmail.com*
*[2]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru*

Шельф Баренцева моря и его обрамление является одной из крупнейших нефтегазовых провинцией мира. В последние три десятилетия на этом шельфе широко проводятся нефтегазопоисковые и буровые работы и открыты месторождения нефти и газа. В связи с этим крупномасштабное геологическое картирование и геолого-поисковые работы требуют высокоразрешающей биостратиграфической основы и стратиграфических схем нового поколения. В эти годы обильный шламовый и реже керновый материал разрезов юры и мела, вскрытых скважинами в Баренцевом море поступал на микропалеонтологические исследования. В конкретных разрезах, вскрытых скважинами, в силу редкости отбора керна и шламовых проб, фациальной специфики отложений комплексы микрофауны часто распределены дискретно. Результаты исследований были обобщены в виде биостратиграфических шкал по фораминиферам нижней и средней юры Баренцевоморского шельфа [Баренцевская…плита, 1988; Басов и др., 1989]. Установлена последовательность комплексов фораминифер и сопоставлена с таковой для севера Средней Сибири. Всеми исследователями отмечалось значительное сходство таксономического состава нижне-среднеюрской микрофауны Сибири и Баренцевоморского региона.

В последние годы на севере Сибири, благодаря многолетним комплексным исследованиям непрерывных разрезов, разработан комплекс увязанных между собой параллельных автономных зональных шкал юры и мела по всем основным группам фоссилий, часть из которых была предложена в качестве Бореального стандарта [Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2000; Nikitenko, Mickey, 2004; Никитенко, 2008] (рис.1). Зональные шкалы юры по фораминиферам и остракодам [Никитенко, 1992, 1994; Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2000] разрабатывались на эталонных и опорных разрезах севера Средней и Западной Сибири (см. рис. 1), содержащих богатые комплексы микрофауны и охарактеризованных находками аммонитов. Следует отметить, что в последнее время проведена переинтерпретация стратиграфического положения ряда аммонитовых зон относительно Общей стратиграфической шкалы, а, следовательно, и стратиграфического положения биостратонов зональных шкал по другим группам фоссилий (см. рис. 1) [Шурыгин и др., 2000].

Как уже отмечалось, синхронные комплексы микрофауны нижней и средней юры Баренцевоморского шельфа и севера Сибири имеют близкий таксономический состав, появляется возможность проследить последовательность биостратонов северосибирских зональных шкал в Баренцевоморском регионе. Учитывая, что в разрезах нижней и средней юры Баренцевоморского шельфа комплексы микрофауны, за редким исключением, охарактеризованы находками аммонитов, стратиграфическое положение границ и объем биостратонов по микрофауне могут быть определены сопоставлением последовательности зональных подразделений по фораминиферам и остракодам с таковыми на севере Сибири [Никитенко, 1992, 1994, 2008; Захаров и др., 1997; Nikitenko, Mickey, 2004]. На этой основе проводится пересмотр и детализация биостратиграфических шкал юры шельфа Баренцева моря по фораминиферам и остракодам (см. рис.1, 2) и, соответственно, уточнение стратиграфического положения и объема литостратонов разного уровня.

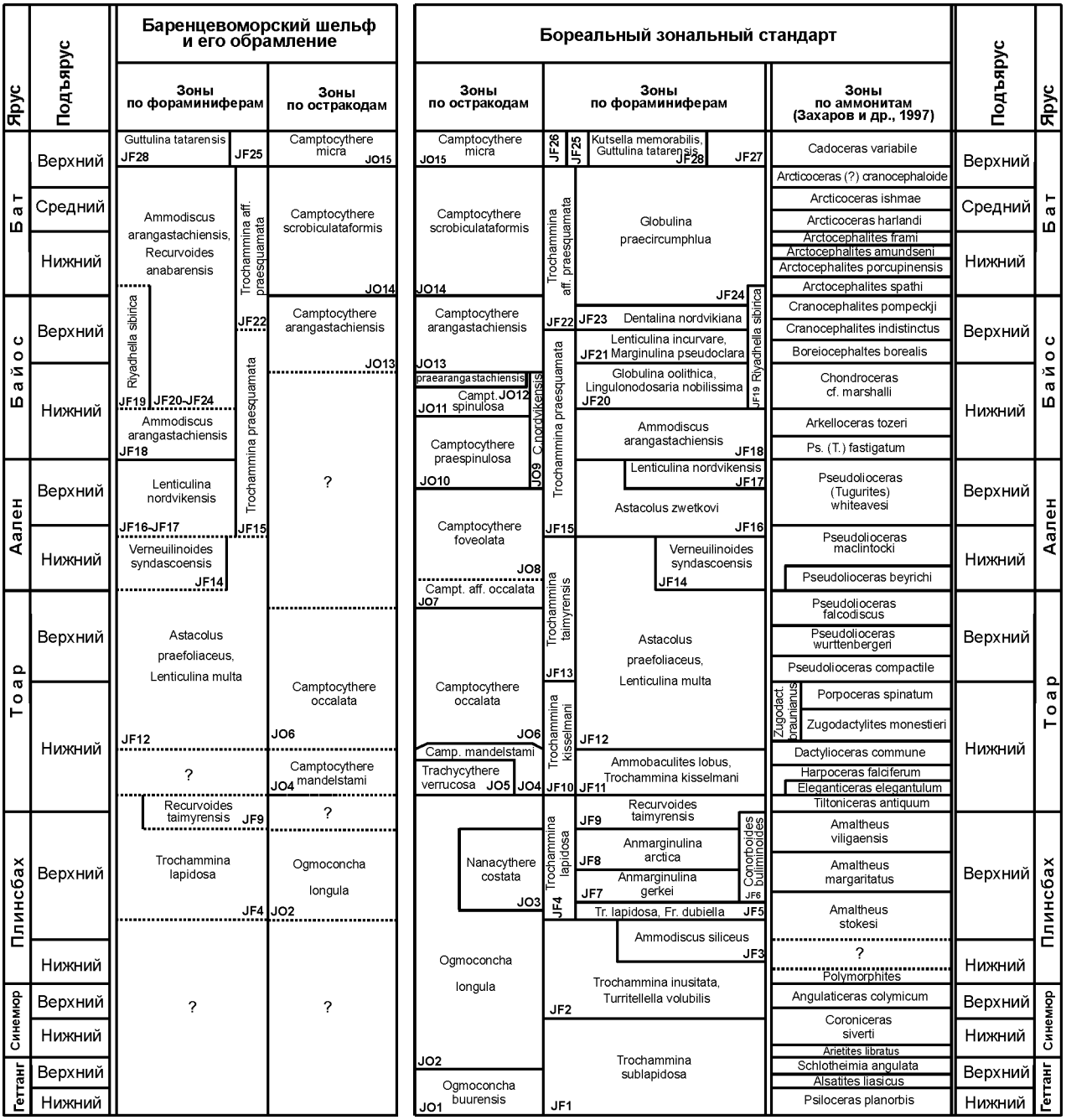



**Рис. 1.** Сопоставление шкал по микрофауне Бореального зонального стандарта нижней и средней юры и зональных шкал Баренцевоморского шельфа.

Наиболее древние комплексы фораминифер с *Ammodiscus siliceus*, *Trochammina lapidosa*, *Glomospira* ex gr. *gordialis*, *Saccammina* sp., *Ichthyolaria brizaeformis*, *Gaudryina* sp., *Textularia areoplecta*, *Saracenaria* ex gr. *sublaevis*, *Recurvoides taimyrensis* (верхний плинсбах, f-зона Trochammina lapidosa JF4) установлены в низах формации вилгельмойа (архипелаг Свальбард), в верхней половине тегеттгоффской и васильевской свит (Земля Франца-Иосифа) и в разрезах скважин Мурманской (см. рис. 2) и Арктической площадей (см. таблицу). Особенности распределения фораминифер позволяют обособить в верхней части f-зоны JF4 комплекс, характерный для f-зоны Recurvoides taimyrensis JF9, по преобладанию вида-индекса в верхней половине тегеттгоффской свиты (Земля Франца-Иосифа). Фораминиферы низов нижнего тоара пока еще не выявлены (возможно, из-за редкости отбора проб). В ряде разрезов Баренцевоморского шельфа (Северо-Киль-

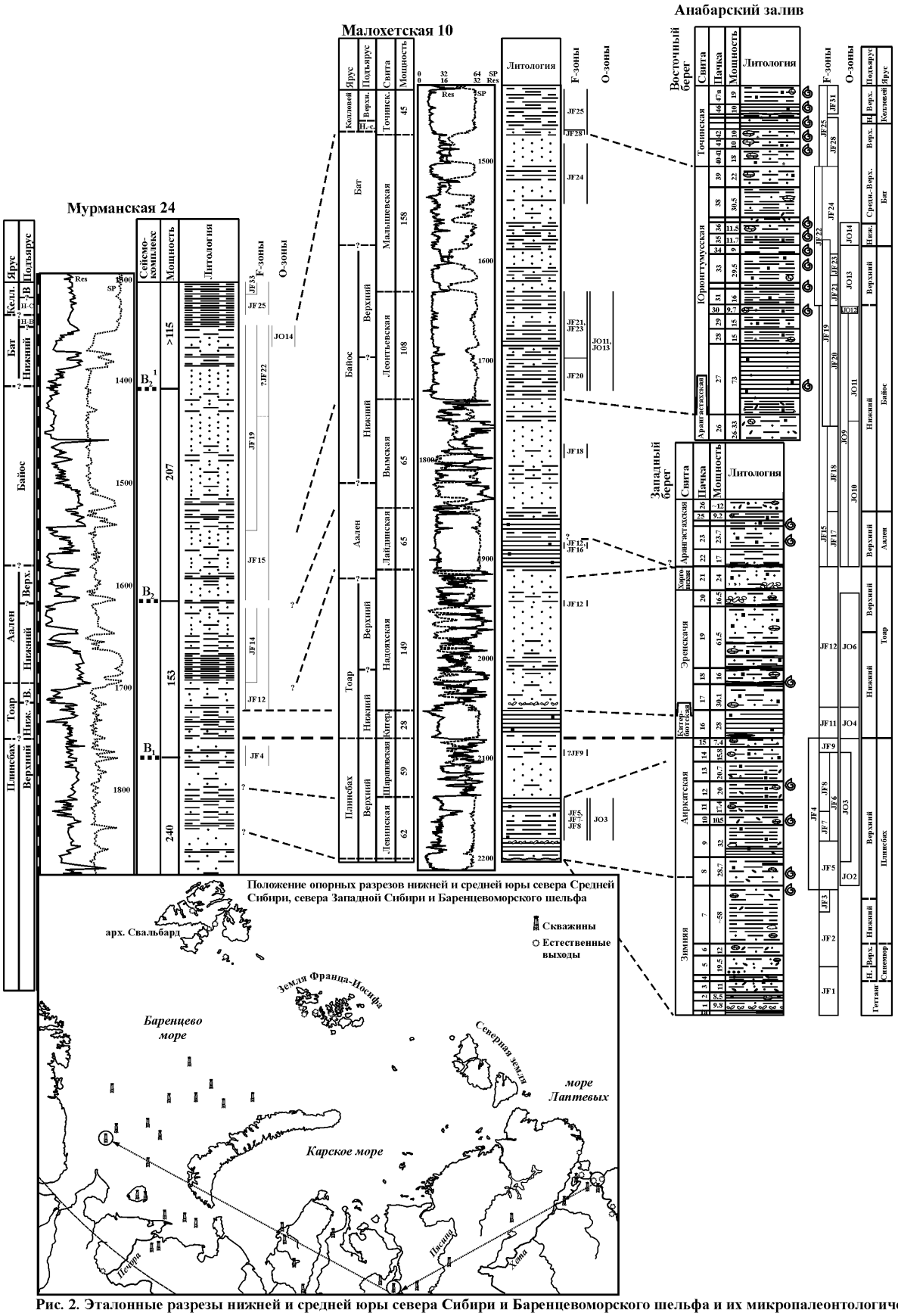



**Рис. 2. Эталонные разрезы нижней и средней юры севера Сибири и Баренцевоморского шельфа и их микропалеонтологическая характеристика.**

динская, Мурманская, Арктическая площади) и на севере Печорской плиты (средняя часть сысольской свиты, Поморская площадь) удается проследить комплекс (см. таблицу) (*Lenticulina multa*, *L.* aff. *asteroidea*, *L.* ex gr. *d'Orbignyi*, *Astacolus praefoliaceus*, *Ammodiscus glumaceus*, *Dentalina* aff. *torta*, *Saccammina inanis*, *S. ampullacea*, *Verneuilinoides syndascoensis*, *Trochammina* sp., *Evolutinella* sp., *Kutsevella* cf. *indistincta*) f-зоны Astacolus praefoliaceus, Lenticulina multa JF12 (верхи нижнего тоара – низы нижнего аалена) (см. рис.1, 2).

В разрезах нижней и средней юры Баренцевоморского шельфа остракоды распределены крайне неравномерно. В нижней юре они практически отсутствуют, известны лишь единичные раковины в отдельных образцах главным образом Арктической площади. Так, определены *Ogmoconcha* ex gr. *longula,* свидетельствующие о присутствии о-зоны Ogmoconcha longula JO2 (верхи геттанга–? основание тоара) (см. таблицу). В центральной части Баренцевоморского шельфа определены единичные остракоды *Camptocythere* (*Camptocythere*) *mandelstami* (о-зона Camptocythere mandelstami JO4, нижняя часть нижнего тоара). О присутствии верхней части нижнего – нижней половины верхнего тоара свидетельствует находка *Camptocythere* (*Camptocythere*) ex gr. *occalata* (о-зона Camptocythere occalata JO6) в разрезе Арктической площади. Многочисленным и постоянным компонентом в комплексах микрофауны остракоды становятся в верхах верхнего байоса.

Хорошим реперным уровнем, протягивающимся практически по всему шельфу и его обрамлению, являются зона Verneuilinoides syndascoensis JF14 (низы нижнего аалена). В комплексах фораминифер установлены многочисленные представители вида-индекса (см. таблицу), остальные фораминиферы (особенно известковые формы) более редки. В разрезах нижней части фиумской свиты (Земля Франца-Иосифа), верхней половины сысольской свиты (Печорская плита, Поморская площадь), разрезах скважин Северо-Кильдинской, Мурманской и Арктической площадей) (см. рис. 2) обособляются комплексы с *Saccammina compacta*, *S. ampullacea*, *Recurvoides anabarensis*, *Ryadhella sibirica*, *Trochammina praesquamata*, *Astacolus* aff. *costulaus*, *Lenticulina* aff. *interrumpa*, *Verneuilinoides tertia*, *Lenticulina* ex. gr. *asteroidea*, *Ammodiscus arangastachiensis*, *Kutsevella* sp., *Pseudonodosaria* ex gr. *glandulinoides* (f-зона Trochammina praesquamata JF15, верхняя часть нижнего аалена– низы верхнего байоса). В ряде разрезов по обрамлению шельфа на Земле Франца-Иосифа в нижней части фиумской свиты удается проследить фораминиферовые биостратоны узкого стратиграфического диапазона. Слои с *Lenticulina nordvikensis* JF16-JF17 (верхи нижнего–верхний аален) с комплексом фораминифер: *Trochammina praesquamata*, *Kutsevella memorabilis*, *Dentalina* ex gr. *communis*, *Astacolus* ex gr. *protracta* (?=*A. zwetkovi*), *Globulina* ex gr. *oolithica*, *Lenticulina nordvikensis*, *L.* ex gr. *mironovi*, *Verneuilinoides tertia*. Для комплекса f-зоны Ammodiscus arangastachiensis JF18 (нижняя часть нижнего байоса) характерно преобладание вида-индекса.

Комплексы фораминифер зоны Riyadhella sibirica JF19 (верхи нижнего байоса–основание бата) прослежены практически по всем разрезам Баренцевоморского шельфа и его обрамления (см. рис. 1, 2): север Печорской плиты (верхи сысольской и низы чуркинской свит), Земля Франца-Иосифа (средняя часть фиумской свиты), архипелаг Свальбард (верхи формации вилгельмойа, возможно, основание формации Агардфьеллет) и в разрезах скважин в пределах акватории. В комплексах встречены многочисленные, часто обильные скопления вида-индекса (см. таблицу), *Lenticulina incurvare*, *Marginulinopsis pseudoclara*, *Dentalina scharovskaja*, *Guttulina tatarensis*, *Recurvoides anabarensis*, *Trochammina praesquamata*, *Vaginulinopsis koczevnikovi*, *Globulina oolithica*, *G. praecircumphlua*, *Astacolus protracta* и др. Часто из-за обедненности комплексов микрофауны и редкости находок удается обособить только слои широкого стратиграфического распространения Ammodiscus arangastachiensis, Recurvoides anabarensis, соответствующие северосибирским зонам JF20-JF24 (верхи нижнего байоса – низы верхнего бата).

На севере Печорской плиты (верхи сысольской и низы чуркинской свит), в разрезах ряда скважин акватории определены комплексы фораминифер (см. таблицу) слоев с *Trochammina* aff. *praesquamata* JF22 (верхи верхнего байоса – нижняя часть верхнего бата). Следует отметить, что в верхней части слоев таксономическое разнообразие в комплексах существенно снижается, преобладают таксоны широкого стратиграфического распределения. Подобная картина отмечается и в северосибирских и западно-сибирских разрезах, где на этом стратиграфическом уровне встречены лишь обедненные комплексы [Никитенко и др., 2000].

Начиная с верхов нижнего байоса, остракоды встречаются в микропалеонтологических образцах постоянно, что позволило проследить в разрезах акватории и на севере Печорской плиты зоны Camptocythere arangastachiensis JO13 (верхи нижнего–верхний байос), Camptocythere scrobiculataformis JO14 (нижний бат–низы верхнего бата) (см. рис.1, 2).

Перекрывается описанная выше последовательность толщами, содержащими существенно иные, таксономически более разнообразные и многочисленные комплексы фораминифер, широко развитых в верхах верхнего бата – келловее, низов f-зоны Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF25 или слоев Kutsevella memorabilis, Guttulina tatarensis JF28 (см. рис. 1,2).

Сопоставление комплексов микрофауны нижней и средней юры Баренцевоморского шельфа, установленных предыдущими исследованиями с северосибирскими (которые увязаны с находками аммонитов и двустворок), позволило существенно уточнить их стратиграфическое положение. Например, ранее комплекс с *Trochammina lapidosa* [Баренцевская…плита, 1988; Басов и др., 1989] характеризовал весь плинсбах, в современном понимании это верхняя часть верхнего плинсбаха– основание тоара (см. рис.1). Уровень с *Trochammina* aff. *lapidosa* соответствовал верхнему плинсбаху–тоару, тогда как в настоящее время этот комплекс (f-зона Recurvoides taimyrensis JF9) отвечает только верхам верхнего плинсбаха – основанию тоара. Широко известный реперный уровень с *Riyadhella sibirica* (верхи нижнего байоса–низы нижнего бата, в современном понимании) трактовался как верхнебатский или верхний бат – низы келловея [Биостратиграфия…, 1982; Баренцевская…плита, 1988; Басов и др., 1989; Репин и др., 2007].

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64291.*

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

### Таблица

Фиг. 1. *Ammodiscus siliceus* (Terquem 1862), ×54, Свалабард, о. Вильгельма, пачка 28; верхняя часть верхнего плинсбаха, f-зона Trochammina lapidosa JF4.

Фиг. 2. *Recurvoides taimyrensis* Nikitenko 2003, ×72, вид со спинной стороны, Земля Франца-Иосифа, о. Белл, обн.1 , сл. 5, обр. 3; тегеттгоффская свита, верхи верхнего плинсбаха – основание тоара, f-зона Recurvoides taimyrensis JF9.

Фиг. 3. *Verneuilinoides* cf. *mauritii* (Terquem 1866), ×81, Земля Франца Иосифа, о. Хейса, ? васильевская свита; плинсбах.

Фиг. 4. *Textularia areoplecta* Tappan 1955, ×56.7, Земля Франца-Иосифа, о. Белл, обн.1, сл. 5, обр. 3; тегеттгоффская свита, верхи верхнего плинсбаха – основание тоара, f-зона Recurvoides taimyrensis JF9.

Фиг. 5. *Saracenaria* ex gr. *sublaevis* (Franke 1936), ×51.3, скв. Ледовая 2, глубина 2187.55 м; f-зона Trochammina lapidosa JF4, верхняя часть верхнего плинсбаха.

Фиг. 6. *Verneuilinoides syndascoensis* (Scharovskaja 1958), ×113.4, скв. Мурманская 22, инт. 1645–1665 м; f-зона Verneuilinoides syndascoensis JF14, нижняя часть нижнего аалена.

Фиг. 7. *Astacolus praefoliaceus* (Gerke 1961), ×113.4, там же; то же.

Фиг. 8. *Trochammina praesquamata* Mjatliuk 1939, ×70.2, скв. Мурманская 22, инт. 1350–1625 м; f-зона Trochammina praesquamata JF15, верхи нижнего аалена – нижняя часть верхнего байоса.

Фиг. 9. *Trochammina* aff. *praesquamata* Mjatliuk 1939, ×68.4, о. Зап. Шпицберген, Сассенфьорд, г. Виманфьеллет, свита Агардфьелпет, 1.5 м выше основания; f-зона Riyadhella sibirica JF19, верхи нижнего байоса – нижняя часть нижнего бата.

Фиг. 10. *Ammodiscus arangastachiensis* Nikitenko 1991, ×31.5, скв. Мурманская 22, инт. 1350–1625 м; f-зона Trochammina praesquamata JF15, верхи нижнего аалена–нижняя часть верхнего байоса.

Фиг. 11, 12. *Riyadhella sibirica* (Mjatliuk 1939), 11 – ×70.2, скв. Мурманская 22, инт. 1300–1345 м (шлам), f-зона Riyadhella sibirica JF19, верхи нижнего байоса–нижняя часть нижнего бата. 12 – ×64.8, о. Зап. Шпицберген, Сассенфьорд, г.Виманфьеллет, свита Агардфьеллет, слой Дренбреен, 0.5 м выше основания, то же.

Фиг. 13. *Recurvoides anabarensis* Basov et Sokolov 1985, ×63.9, скв. Мурманская 22, инт. 1300–1345 м; f-зона Riyadhella sibirica JF19, верхи нижнего байоса – нижняя часть нижнего бата.

Фиг. 14. *Kutsevella memorabilis* (Scharovskaja 1958), ×121.5, Земля Франца-Иосифа, о. Гукера, г. Чурляниса, обр. 298-13; слои с Ammodiscus arangastachiensis, Recurvoides anabarensis JF20-JF24, верхи нижнего байоса–низы верхнего бата.

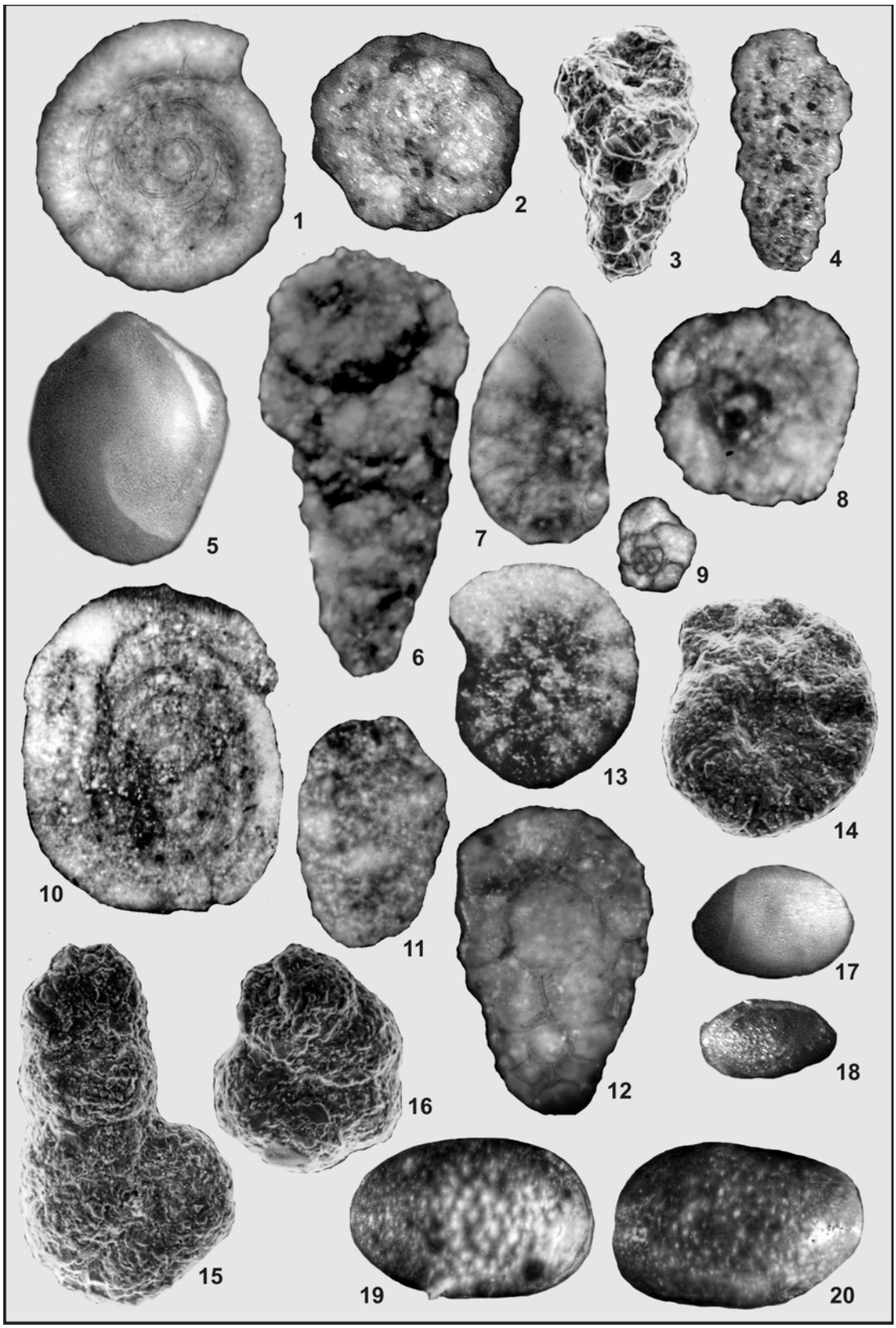
Фиг. 15. *Ammobaculites borealis* Gerke 1990, ×102.6, там же, обр.274; f-зона Riyadhella sibirica JF19, верхи нижнего байоса–нижняя часть нижнего бата.

Фиг. 16. *Haplophragmoides haeusleri* Lloyd 1959, ×98, там же; то же.

Фиг. 17. *Ogmoconcha* ex gr. *longula* Gerke et Lev 1958, ×38.7, вид с правой стороны, скв. Ледовая 2, глубина 2187.55 м; верхняя часть верхнего плинсбаха.

Фиг. 18. *Camptocythere* (*Camptocythere*) ex gr. *occalata* Gerke et Lev 1958, ×29.7, вид с левой стороны, скв. Ледовая 2, глубина 2150.6 м; верхняя часть нижнего–низы верхнего тоара.

Фиг. 19, 20. *Camptocythere* (*Anabarocythere*) *arangastachiensis* Nikitenko 1994, 19 – ×74.7, вид с правой стороны, Тимано-Печорский район, р. Шапкина, скв. 73, глубина 130.5–134.4 м; чуркинская свита, о-зона Camptocythere arangastachiensis JO13, f-зона Riyadhella sibirica JF19, верхи нижнего – верхний байос. 20 – ×74.7, вид с левой стороны, там же; то же.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

## ЛИТЕРАТУРА

*Баренцевская* шельфовая плита. Л., Недра, 1988. 262 с.

*Басов В.А., Василенко Л.В., Соколов А. Р., Яковлева С.П.* Зональное расчленение морского мезозоя Баренцевского бассейна // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 60–74.

*Биостратиграфия* верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс: Мокслас, 1982. 172 с.

*Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н.* Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 99–128.

*Никитенко Б.Л.* Зональная шкала нижней и средней юры на севере Сибири по фораминиферам // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 3–14.

*Никитенко Б.Л.* Ранне- и среднеюрские остракоды севера Сибири: основные закономерности эволюции и зональная шкала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. V. 2, № 4. С. 38–55.

*Никитенко Б.Л.* Палеобиогеография ранней юры и аалена Арктики по микробентосу (фораминиферы и остракоды) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 1. С .63–84.

*Никитенко Б.Л., Сапьяник В.В., Глинских Л.А.* Ранне-среднеюрские комплексы фораминифер и остракод северной и южной окраин Западно-Сибирской равнины // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 2–3. 2000. Т. 41. С. 87–109. (Приложение к журналу Геология и геофизика).

*Репин Ю.С., Федорова А.А., Быстрова В.В., Куликова Н.К., Полуботко И.В.* Мезозой Баренцевоморского седиментационного бассейна // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 112–161.

*Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 480 с.

*Nikitenko B.L., Mickey M.B.* Foraminirera and ostracodes across the Pliensbachian-Toarcian boundary in the Arctic Realm // Geological Society, London, Special Publications. 2004. V. 230. P. 137–173.


# РАДИОЛЯРИИ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ТРИАСА ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ОСТРОВА КОТЕЛЬНЫЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)


**Н.Ю. Брагин**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер. 7;*
*e-mail: bragin.n@mail.ru*


Радиолярии – микропалеонтологическая группа, все еще нуждающаяся в детальном изучении. Это особенно касается мезозойских комплексов высокоширотных (арктических) регионов, в том числе и комплексов триасового возраста. Богатые данные по триасовым радиоляриевым комплексам и интервалам вертикального распространения таксонов в низкоширотных регионах (Средиземноморье, Япония, Дальний Восток России, запад США и Мексики) были ранее использованы для разработки стратиграфических схем по радиоляриям [Yao, 1982; Брагин, 1991, 2001; Carter, 1993; Kozur, Mostler, 1994; Sugiyama, 1997]. Напротив, исследования бореальных радиолярий триаса все еще находятся в начальной стадии. В то же время результаты таких исследований будут иметь большое значение для региональных палеогеографических реконструкций, местной стратиграфии и решения общей проблемы бореально-тетической корреляции. Высокое своеобразие бореальных радиолярий триаса, наличие в их составе множества эндемичных таксонов требуют самостоятельного рассмотрения эволюции их сообществ.

В настоящее время радиолярии бореального триаса известны из двух районов Северо-Востока России: с Омолонского массива и с о-ва Котельный (Новосибирские острова). Оба района характеризуются развитием тонкообломочных отложений, богато охарактеризованных типично высокоширотными макрофоссилиями (аммоноидеи, наутилоидеи, двустворчатые). В ходе полевых работ 2006 г. проведены исследования триасовых отложений центральных районов о-ва Котельный, при этом в интервале от верхнего анизия до верхнего нория были обнаружены радиолярии. Комплексы их в ряде случаев достаточно представительны и обладают хорошей сохранностью. Совместно с радиоляриями были собраны коллекции моллюсков: аммоноидей (опре-

деления А.Г. Константинова), наутилоидей (определения Е.В. Соболева) и двустворчатых (определения И.В.Полуботко). В этой работе предлагаются предварительные данные, полученные к настоящему времени и сопоставляемые с известными ранее данными по радиоляриям Омолонского массива.

Разрез среднего триаса о-ва Котельный [Егоров и др., 1987] представлен анизийскими черными глинами с фосфатными конкрециями и прослоями битуминозных сланцев и известняков общей мощностью от 30 до 140 м, содержащими аммониты *Indigirophyllites* ex gr. *spetsbergensis* (Oeberg) и двустворчатыми *Daonella* cf. *moussoni* Merian, *D*. cf. *americana* Smith. Ладинский ярус на севере острова представлен похожими глинами мощностью до 6 м [Егоров и др., 1987]. В центральной части острова из разреза среднего триаса вследствие перерывов выпадают значительные стратиграфические интервалы (средний анизий, весь, или почти весь нижний ладин). Верхний ладин эдесь охарактеризован двустворчатыми *Daonella frami* Kittl. Радиолярии в этой части острова обнаружены в верхнеанизийских отложениях; их комплекс представлен *Glomeropyle boreale* Bragin, *G*. sp. aff. *G. grantmackiei* Aita, *G*. spp., *Parentactinia* sp., *Pseudostylosphaera* sp., *Spongopallium* (?) sp., *Triassothamnulus* sp. Кроме того, радиолярии обнаружены и в отложениях верхней части ладинского яруса; здесь удалось выявить *Glomeropyle* sp., *Muelleritortis* sp., *Tritortis* sp.,

Средний триас Омолонского массива в разрезе по р. Джугаджак [Брагин, Егоров, 2000] имеет сходные литологические характеристики: анизийский ярус представлен темно-серыми и черными аргиллитами с фосфатными конкрециями и прослоями битуминозных сланцев и известняков общей мощностью 15–60 м, с радиоляриями *Entactinia* sp., *Pseudostylosphaera* sp., *Spongopallium* sp., *Triassothamnulus* sp. Ладинский ярус сложен аргиллитами с фосфатными конкрециями мощностью 30–60 м, с радиоляриями *Glomeropyle boreale* Bragin, *Parentactinia pygnax* Dumitrica. *P*. sp. cf. *P. inerme* Dumitrica, *Silicarmiger costatus costatus* Dumitrica, Kozur et Mostler, *S*. sp. cf. *S. latus* Kozur et Mostler, *Spongopallium* sp. aff. *S. koppi* Lahm. Здесь, как и на о-ве Котельный, из разреза выпадают средний анизий и нижний ладин.

Верхний триас о-ва Котельный [Егоров и др., 1987] представлен карнийскими черными глинами с сидеритовыми и фосфатными конкрециями (100 м), норийскими черными и серыми глинами с сидеритовыми и фосфатными конкрециями (более 500 м) и верхненорийско-рэтским переслаиванием песчаников, алевролитов и глин (более 100 м). Радиолярии хорошей сохранности обнаружены в нижнем карнии совместно с аммоноидеями *Arctophyllites taimyrensis* Popow и двустворчатыми моллюсками *Primahalobia zhilnensis* (Polub.), *Glomeropyle* sp. aff. *G. galagala* Aita, *G.* sp., *Austrisaturnalis* (?) sp., *Parentactinia* sp., *Pentactinocarpus* sp., *Planispinocyrtis* sp., *Poulpus* sp., *Pseudostylosphaera omolonica* Bragin. Очень богатый комплекс распространен в верхнем карнии–нижнем нории совместно с последовательно сменяющими друг друга вверх по разрезу аммоноидеями *Yakutosirenites pentastichus* (Vozin), *Sirenites yakutensis* Kiparisova и *"Striatosirenites" kinasovi* Bytschkov, а также наутилоидеями *Germanonautilus* ex gr. *popowi* Sobolev: там встречаются различные Capnuchosphaeridae (роды *Capnuchosphaera* и *Sarla*), *Spongopallium* sp., *Kahlerosphaera* sp., *Pseudostylosphaera* sp, *Canoptum* (?) sp., *Paleosaturnalis* sp., *Betraccium* sp., *Dumitricasphaera* sp., *Zhamojdasphaera* sp. и многие другие неописанные таксоны. Выше, в среднем и верхнем нории, количество встречаемых радиолярий резко убывает, их комплекс представлен немногими *Sarla* sp., *Parahsuum* ? sp.

Напротив, на Омолонском массиве радиолярии присутствуют только в нижнем карнии, представленном черными аргиллитами мощностью до 20 м. Выше по разрезу доминируют грубообломочные породы и радиолярии исчезают. Раннекарнийский комплекс небогат – в нем представлены *Pseudostylosphaera omolonica* Bragin и *Glomeropyle* sp.

Следует отметить, что максимальное возрастание таксономического разнообразия радиолярий о-ваКотельный наблюдается для интервала верхний карний–нижний норий, где ранее отмечалось появление тепловодных аммоноидей [Константинов и др., 2003]. Возможно, возрастание разнообразия радиолярий связано с проникновением теплых вод в ходе трансгрессии и улучшения связей с более южными бассейнами.

Комплексы триасовых радиолярий Омолонского массива и о-ва Котельный существенно отличаются от одновозрастных комплексов радиолярий Дальнего Востока России, Японии и Средиземноморья, существовавших в тепловодных условиях. Например, в бореальном среднем триасе полностью отсутствуют представители тропического семейства Oertlispongiidae, рода *Yeharaia* и других групп. Такие роды, как *Triassocampe* и *Pseudostylosphaera*, встречаются здесь спорадически. С другой стороны, бореальные комплексы характеризуются высокой количественной доминацией представителей рода *Glomeropyle* Aita et Bragin, неизвестного в низкоширотных местонахождениях, но встречающегося на Омолонском массиве, Новосибирских островах и в Новой Зеландии [Aita, Bragin, 1999]. Этот род, скорее всего, имеет биполярное распространение, что неудивительно, если принять во внимание широкое распространение этого явления у современных радиолярий [Петрушевская, 1986].

Анализ комплексов радиолярий среднего и верхнего триаса о-ва Котельный позволяет сделать следующие выводы:

1. Комплексы радиолярий в этих разрезах встречаются от верхнего анизия до верхнего нория. Обилие и разнообразие радиолярий возрастает на стратиграфических интервалах, богатых фосфатами и битуминозными осадками, характеризующихся появлением тепловодных аммоноидей, и, вероятно, соответствующих эпизодам трансгрессий. Радиолярии могут быть применены для местной стратиграфии, поскольку их комплексы демонстрируют быструю сменяемость вверх по разрезу.

2. Комплексы бореальных радиолярий триаса существенно отличаются по таксономическому составу от одновозрастных низкоширотных. Они значительно беднее таксономически и содержат ряд видов-индикаторов, встречающихся только в высоких широтах, и имеющих биполярное распространение. Соответственно, данные по радиоляриям могут использоваться при палеоклиматических реконструкциях.

3. Комплексы радиолярий Омолонского массива и о-ва Котельный включают ряд видов-космополитов, широко распространенных в более южных районах и характеризующихся малыми интервалами стратиграфического распространения. Эти виды представляют особый интерес для бореально-тетической корреляции.

## ЛИТЕРАТУРА


*Брагин Н.Ю.* Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. Вып. 469. 125 с. (Тр. ГИН АН СССР).

*Брагин Н.Ю.* Детализация стратиграфии мезозойских кремнистых толщ подвижных поясов // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: Геос, 2001. С. 184–193.

*Брагин Н.Ю., Егоров А.Ю.* Средне- и позднетриасовые радиолярии из разреза Джугаджак (Омолонский массив) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 49–58.

*Егоров А.Ю., Богомолов Ю.А., Константинов А.Г., Курушин Н.И.* Стратиграфия триасовых отложений о-ва Котельный (Новосибирские острова) // Бореальный триас. М.: Наука, 1987. С. 66–80.

*Константинов А.Г., Соболев Е.С., Клец Т.В.* Новые данные по фауне и биостратиграфии норийских отложений о. Котельного (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 3. С. 27–39.

*Петрушевская М.Г.* Радиоляриевый анализ. Л.: Наука, 1986. 199 с.

*Aita Y., Bragin N.Yu.* Non-Tethyan Triassic Radiolaria from New Zealand and Northeastern Siberia // Geodiversitas. 1999. V. 21, N 4. P. 503–526.

*Carter E.S.* Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. Mem. de Geologie. Lausanne. 1993. N 11. 175 p.

*Kozur H., Mostler H.* Anisian to middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians // Geol.-Paläontol. Mitteil. Innsbruck. 1994. Sonderband. N 3. P. 39–255.

*Sugiyama K.* Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, central Japan. // Bull. Miz. Fossil Museum. 1997. N 24. P. 79-153.

*Yao A.* Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan // J. Geosci. Osaka: City University, 1982. V. 25. P. 53–70.


# РАДИОЛЯРИИ ПОЗДНЕГО ТУРОНА НИЗКИХ ШИРОТ (НА ПРИМЕРЕ АССОЦИАЦИЙ ЮЖНОГО КИПРА)


**Л.Г. Брагина**

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: bragin@ mail.ru*


В последние десятилетия значительные силы направлены на изучение радиолярий позднего мела низких широт. Работа, проведенная в 90-е гг. XX в. на территории Италии и Испании Л. О'Догерти, существенно пополнила представления о радиоляриях сеномана – раннего турона [O'Dogherty, 1994]. Изучение позднемеловых радиолярий Турции расширило представление о таксономическом разнообразии радиолярий сеномана океана Тетис [Bragina, 2004]. В 80– 90-е гг. П. Думитрикой и отечественными специалистами,

такими, как Л.И. Казинцова и В.С. Вишневская, были продолжены исследования меловых радиолярий Карпато-Кавказской провинции океана Тетис [Dumitrica, 1970; Вишневская, 1990; Вишневская, Казинцова, 1990; Казинцова, 1984, 1985]. Итак, в настоящее время довольно хорошо изучены радиолярии сеномана–раннего турона низких широт. Известно более 300 видов радиолярий, относящихся к этому узкому стратиграфическому интервалу. К сожалению, радиолярии позднего турона не столь полно изучены и нуждаются в дальнейших исследованиях. Известно, что в основании офиолитового комплекса Аракапас (Южный Кипр), представленного металлоносными осадками формации Перапеди, встречаются остатки позднемеловых радиолярий [Urquhart, Robertson, 2000]. В 2003 г. было предпринято изучение формации Перапеди в районе карьера Мангалени, предварительные результаты которого представлены в недавно опубликованной статье [Брагина, Брагин, 2006]. Дополнительный отбор образцов на радиолярии из карьера Мангалени, предпринятый в 2007 г., позволил уточнить возраст нижней части нижней толщи формации Перапеди. Результаты исследования изложены ниже.

Для дезинтеграции пород была использована широко применяемая в практике методика [Назаров и др., 1990]: остатки радиолярий выделены из кремнистых пород с помощью 5-10 % раствора фтористоводородной кислоты. В результате получен комплекс радиолярий, характеризующийся весьма значительным таксономическим разнообразием. Этот богатейший комплекс содержит 75 видов: *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *A. macrospina* (Squinabol), *A. umbilicata* (Rust), *Acanthocircus moorei* Foreman, *A. polymorfus* Squinabol, *A.* sp. ex gr. *A. ellipticus* (Campbell et Clark), *Alievium sculptus* (Squinabol), *A. superbum* (Squinabol), *A.* sp. ex gr. *A. praegallowayi* Pessagno, *Archaeocenosphaera* ? *mellifera* O′Dogherty, *Archaeospongoprunum distributum* Bragina, *Crucella aster* (Lipman), *C. cachensis* Pessagno, *C. irwini* Pessagno, *C.* sp. ex gr. *C. messinae* Pessagno, *Halesium quadratum* Pessagno, *H. sexangulum* Pessagno, *Hexapyramis pantanelli* Squinabol, *H. perforatum* Bragina, *Multastrum* cf. sp. *M. robustum* Bragina, *Paronaella* sp. A, *P. solanoensis* Pessagno, *Patulibracchium californiaensis* Pessagno, *P. ingens* (Lipman), *P.* sp. aff. *P. lawsoni* Pessagno, *P.* sp. aff. *P. teslaensis* Pessagno, *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno, *P. universa* Pessagno, *Pseudoacanthosphaera galeata* O′Dogherty, *P. magnifica* (Squinabol), *P.* sp. ex gr. *P. superba* (Squinabol), *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *P. praefloresensis* Pessagno, *P. turce*nsis Bragina, *P. venadoensis* Pessagno, *Quinquecapsularia ombonii* (Squinabol), *Q.* sp. ex gr. *Q. ombonii* (Squinabol), *Staurosphaeretta micropora* Bragina, *S.* sp. ex gr. *S. micropora* Bragina, *Stylosphaera* sp. ex gr. *S. pusilla* Campbell et Clark, *S.* sp. aff. *S. pusilla* Camp. et Cl., *Triactoma fragilis* Bragina, *Triactoma* sp. ex gr. *T. fragilis* Bragina, *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Annikaella omanensis* De Wever, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra* sp., *A. bathropyramis* sp., *B. sanjoquinensis* Campbell et Clark, *Cryptamphorella conara* (Foreman), *C. sphaerica* (White), *Diacanthocapsa ancus* (Foreman), *D. antiqua* (Squinabol), *D. elongata* Bragina, *D. euganea* (Squinabol), *Dictyomitra formosa* Squinabol, *Distylocapsa squama* O′Dogherty, *Doripyle ovoidea* (Squinabol), *Kozurium* sp. A., *Lipmanium sacramentoensis* Pessagno, *Mita magnifica* Pessagno, *M.* sp. A (=*Theocampe* (?) sp. [Брагина, Брагин, 1996], *M.* sp. B., *M.* sp. C, *M.* sp. D., *Neosciadiocapsa* sp. ex gr. *N. jenkinsi* Pes., *Pseudodictyomitra nakasekoi* Taketani, *P.* sp. A, *Pseudoeucyrtis pulchra* (Squinabol), *Rhopalosyringium* sp. ex gr. *R. adriaticum* O′Dogherty, *Squinabollum fossile* (Squinabol), *Stichomitra communis* Squinabol, *S. perapedhia* Bragina, *S.* sp. B. [=Брагина, Брагин, 1996, табл. I, фиг. 17], *Theocoronium subtriquetrus* Bragina, *Ultranapora dendroacanthos* (Squinabol), *U. urkutae* Bragina, *Xitus asymbatos* (Foreman), *X.* sp. A, *X.* sp. B. Изученный комплекс характеризуется присутствием нескольких, не известных по литературным данным, видов. Особый интерес представляют: *Paronaella* sp. A (форма с длинными вздутыми лучами), *Pseudodictyomitra* sp. A ( соединяющая в себе черты двух видов: *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol) и *P. nakasekoi* Taketani.

Анализ таксономического разнообразия комплекса выявил среди его членов 39 видов (что составляет половину его таксономического состава), широко распространенных в сеномане и туроне океана Тетис и южной окраине Северного Перитетиса: *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *A. macrospina* (Squinabol), *A. umbilicata* (Rust), *Acanthocircus polymorfus* Squinabol, *Alievium sculptus* (Squinabol), *Archaeocenosphaera* ? *mellifera* O′Dogherty, *Crucella aster* (Lipman), *C. cachensis* Pessagno, *C. irwini* Pessagno, *Halesium quadratum* Pessagno, *H. sexangulum* Pessagno, *Hexapyramis pantanelli* Squinabol, *H. perforatum* Bragina, *Paronaella solanoensis* Pessagno, *Patulibracchium californiaensis* Pessagno, *P. ingens* (Lipman), *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno, *P. universa* Pessagno, *Pseudoacanthosphaera galeata* O'Dogherty, *P. magnifica* (Squinabol), *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *P. praefloresensis* Pessagno, *P. turcensis* Bragina, *Quinquecapsularia ombonii* (Squinabol), *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Cryptamphorella conara* (Foreman), *C. sphaerica* (White), *Diacanthocapsa ancus* (Foreman), *D. antiqua* (Squinabol), *D. elongata* Bragina, *D. euganea* (Squinabol), *Dictyomitra formosa* Squinabol, *Distylocapsa squama* O′Dogherty, *Lipmanium*

*sacramentoensis* Pessagno, *Pseudodictyomitra nakasekoi* Taketani, *Pseudoeucyrtis pulchra* (Squinabol), *Squinabollum fossile* (Squinabol), *Stichomitra communis* Squinabol.

В изученном комплексе встречены виды *Alievium superbum* (Squinabol), *Triactoma fragilis* Bragina, *Ultranapora dendroacanthos* (Squinabol) и *Xitus asymbatos* (Foreman), существующие с начала турона. Особенно важно присутствие в комплексе вида *Alievium superbum* (Squinabol), являющегося видом-индексом одноименной зоны турона Калифорнии [Pessagno, 1976], которая также прослежена в Италии и Испании [O′Dogherty, 1994].

Интересно присутствие в составе комплекса видов *Mita magnifica* Pessagno (характерен для верхнего альба Калифорнии) и *Doripyle ovoidea* (Squinabol) (не встречен позднее сеномана), что расширяет временные границы существования этих видов.

Значительная часть видов, например: *Crucella cachensis* Pessagno, *Halesium sexangulum* Pessagno, *Patulibracchium californiaensis* Pessagno, *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno, *P. universa* Pessagno, *Stichomitra communis* Squinabol, *Xitus asymbatos* (Foreman), характерны для верхнего мела Калифорнии.

Анализируемый комплекс имеет значительное количество общих видов с комплексом *Multastrum robustum*, известным из отложений верхнего турона Горного Крыма [Брагина, Брагин, 2007], а именно: *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *A. macrospina* (Squinabol), *Alievium sculptus* (Squinabol), *Archaeocenosphaera? mellifera* O′Dogherty, *Archaeospongoprunum distributum* Bragina, *Crucella aster* (Lipman), *C. cachensis* Pessagno, *Halesium sexangulum* Pessagno, *Hexapyramis pantanelli* Squinabol, *Patulibracchium californiaensis* Pessagno, *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno, *P. universa* Pessagno, *Pseudoacanthosphaera galeata* O'Dogherty, *P. magnifica* (Squinabol), *Pseudoaulophacus lenticulatus* (White), *P. venadoensis* Pessagno, *Staurosphaeretta micropora* Bragina, *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Diacanthocapsa antiqua* (Squinabol), *Dictyomitra formosa* Squinabol, *Pseudodictyomitra nakasekoi* Taketani, *Stichomitra communis* Squinabol, *S. perapedhia* Bragina, *Ultranapora urkutae* Bragina, *Xitus asymbatos* (Foreman). В формации Перапеди встречен *Multastrum* cf. sp. M. *robustum* Bragina. Плохая сохранность этого таксона, к сожалению, не позволяет установить более четкий диагноз. Тем не менее присутствие в комплексе Кипра *Archaeospongoprunum distributum* Bragina и *Stichomitra perapedhia* Bragina, появляющихся в Горном Крыму не ранее позднего турона, дает возможность определить возраст комплекса нижней части нижней толщи формации Перапеди как поздний турон.

Итак, благодаря новым данным по радиоляриям удалось уточнить время начала формирования основания офиолитового комплекса Аракапас (нижняя толща формации Перапеди) как поздний турон. Изученный комплекс наполовину представлен видами, широко распространенными в сеноманское и туронское время в тетическом бассейне. Однако значительное количество видов характерны как для океана Тетис, так и для Пацифики, что дает возможность проводить широкие корреляции на основе радиолярий.

## ЛИТЕРАТУРА


*Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю.* Стратиграфия и радиолярии стратотипического разреза формации Перапеди верхнего мела Кипра // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 38–45.

*Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю.* Стратиграфия и радиолярии верхнемеловых отложений осадочного чехла офиолитового комплекса Аракапас (Кипр) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 50–66.

*Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю.* Радиолярии в отложениях верхнего мела (турона – коньяка) бассейна р Бельбек (Юго-Западный Крым) // Материалы конференции УПО. Киев: Нора-прінт, 2007. С. 187–191.

*Вишневская В.С.* Позднемезозойские вулканогенно-кремнистые толщи: стратиграфия и условия формирования на основе изучения радиолярий: Автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1990. 46 с.

*Вишневская В.С., Казинцова Л.И.* Радиолярии мела СССР // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 44–59.

*Казинцова Л.И.* Меловые радиолярии Украинских Карпат // Морфология, экология и эволюция радиолярий. Л.: Наука, 1984. С. 172–186.

*Казинцова Л.И.* Новые позднемеловые насселлярии (радиолярии) Малого Кавказа // Палеонтол. сб. Львовского ун-та. 1985. № 22. С. 5–11.

*Назаров Б.Б., Аристов В.А., Витухин Д.И., Афанасьева М.С.*. Методы изучения микрофауны (радиолярии и конодонты). М.: ГИН РАН, 1990. 52 с.

*Bragina L.G.* Cenomanian – Turonian radiolarians of Northern Turkey and the Crimean Mountains // Paleontol. J. 2004. V. 38, Suppl. 4. P. 325–456.

*Dumitrica P.* Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania // Rev. Roum. Geol., Geophys. Geogr. Ser. Geol. 1970. V.14, N 1. P. 45–124.

*O'Dogherty L.* Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Mem. Geol. Laus. 1994. N 21. P. 413.

*Pessagno E.A.Jr.* Radiolarian zonation and stratigraphy of Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // Micropaleontology. Spec. publ. 1976. N 2. P. 1–96.

*Urquhart E., Robertson A.H.F.* Radiolarian evidence of Late Cretaceous exotic blocks at Mangaleni, Cyprus and implications for the origin and emplacement of the related Moni Melange // Proc. Third Int. Conf. Geology of eastern Mediterranean. Nicosia: Print. Geol. Surv. Dep. 2000. P. 299–307.

## ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕЮРСКИХ-РАННЕМЕЛОВЫХ БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ (РОССИЙСКИЙ ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

**Е.В. Бугдаева, В.С. Маркевич**

*Биолого-почвенный институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, просп. 100-летия, 159; e-mail: bugdaeva@ibss.dvo.ru*

**Введение.** Болото – это экосистема, в которой степень продуцирования органического вещества растениями значительно превышает степень их разложения. Для болотных экосистем характерно застойное или слабопроточное увлажнение, определяющее специфический характер растительности и особый болотный тип почвообразования, выражающийся в накоплении торфа. Ряд абиотических событий (основной вулканизм – увеличение количества парниковых газов, таких как водяные пары, углекислый газ и метан в атмосфере – потепление климата) приводит к переувлажнению обширных территорий, их заболачиванию и становлению теплолюбивой растительности, продуцировавшей значительный объем биомассы, послужившей основой торфа. При этом немаловажную роль играет тектонический режим региона.

Обширный палеоботанический материал, полученный нами из верхнеюрских и меловых отложений впадин Забайкалья, Приамурья и Приморья (рис. 1), позволил установить углеобразующие растения, реконструировать растительные болотные сообщества и проследить их развитие во времени.

**I. Титон-валанжинский этап углеобразования.** Позднеюрская флора, наиболее хорошо изученная в Буреинском бассейне (талынджанская свита), представлена в основном хвойными, чекановскиевыми и гинкговыми (*Pseudotorellia angustifolia* Dolud., *P. pulchella* (Heer) Vassil.); большая роль принадлежит папоротникам и цикадофитам; значительно участие хвощей и мохообразных [Вахрамеев, Долуденко, 1961; Красилов, 1972, 1973; Krassilov, 1973, 1978].

Соотношение основных групп спор и пыльцы в палинофлоре на протяжении поздней юры менялось: сначала преобладали папоротникообразные, главным образом, близкие к чистоустовым и циатейным (до 90 %), при значительном участии мохообразных. Среди голосеменных доминировали близкие к сосновым и *Ginkgocycadophytus*. Затем к концу поздней юры количественное участие папоротникообразных сокращается (при увеличении их таксономического разнообразия), в то время как голосеменных – возрастает. Последние представлены в основном близкими к сосновым (до 70 %), а также *Ginkgocycadophytus* (до 40 %).

Юрские болотные сообщества Буреинского бассейна были в основном сложены циатейными и чистоустовыми папоротниками, гинкговыми, чекановскиевыми и хвойными, а также мохообразными. Эти фитоценозы формировались в условиях солоновато-водных прибрежных водоемов и дельт.

Для флоры берриаса (дубликанская свита) характерно преобладание узколистной формы *Pseudotorellia angustifolia*, образующей моновидовые тафоценозы или ассоциирующей с *Pityophyllum*. Цикадофиты и папоротники многочисленны и разнообразны [Вахрамеев, Долуденко, 1961; Красилов, 1972, 1973]. Особенностью палинокомплекса является довольно значительное участие папоротникообразных (до 84 %). В составе голосеменных наряду с хвойными преобладают и *Classopollis* (около 20 %). Для бериасских палинофлор востока Азии также характерен "хейролепидиевый пик", в них содержание пыльцы *Classopollis* достигает 45 % [Маркевич, 1995].

В валанжине (солонийская свита) масштаб углеобразования значительно снижается [Шарудо, 1972]. Во флоре этого времени преобладают хвойные со значительной примесью гинкговых и чекановскиевых. Высоко разнообразие цикадофитов [Вахрамеев, Долуденко, 1961; Красилов, 1972, 1973]. В палинокомплексе доминируют хвойные (до 60 %) со значительным участием *Ginkgocycadophytus*. Папоротникообразные сокращаются до 50 %. В их составе довольно большой вес приобретают глейхениевые и схизейные.

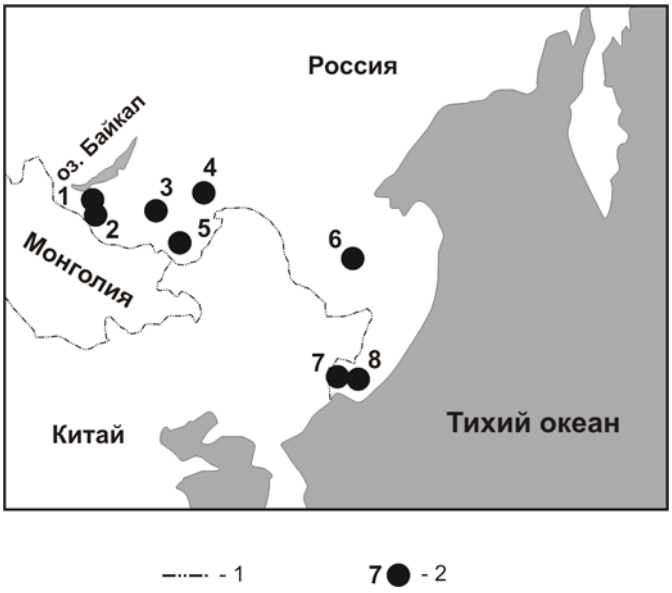



**Рис. 1.** Схема расположения изученных местонахождений позднеюрской и раннемеловой флоры:

1 – государственная граница; 2 – угленосные бассейны: 3 – Гусиноозерский, 4 – Хилокский, 5 – итино-Ингодинский, 6 – Букачачинский, 7 – Тургино-Харанорский, 8 – Буреинский, 9 – Раздольненский, 10 – Партизанский.

**II. Баррем-раннеальбский этап.** Наибольшее развитие болот на востоке Азии имело место в барреме–апте. Торфообразование происходило на территории современной Сибири, Забайкалья, Приамурья и Приморья. Болотные растительные сообщества имеют унаследованный характер: в их составе по-прежнему доминируют циатейные, диксониевые, хвойные и гинкговые. Особое значение имеет появление представителей группы мировиевых. Последние часто встречаются во флорах Ленского бассейна, а в Раздольненском бассейне Южного Приморья листья *Mirovia orientalis* (Nosova) слагают смолистый уголь (рабдописсит) липовецкой свиты аптского возраста.

Спорово-пыльцевой спектр из рабдописсита характеризуется доминированием пыльцы растений, сближаемых с сосновыми и ногоплодниковыми. В небольшом количестве содержится пыльца *Ginkgocycadophytus* и таксодиевых. Таксономическое разнообразие папоротникообразных невелико. Они представлены спорами растений, сближаемыми с циатейными, диксониевыми и глейхениевыми; в меньшей мере схизейными, чистоустовыми и кочедыжниковыми.

В Буреинском бассейне во флорах барремского возраста (чагдамынская свита) преобладают гинкговые *Ginkgoites* с крупными листьями и *Eretmophyllum glandulosum* (Samyl.) Krassil. Резко сокращается участие цикадофитов [Красилов, 1972, 1973]. Для палинокомплекса характерно доминирование спор главным образом *Cyathidites,* а среди голосеменных – *Ginkgocycadophytus* и хвойные.

В аптской флоре (чемчукинская свита) преобладают гинкговые, им сопутствуют чекановскиевые, таксодиевые и цикадофиты. Относительно часто встречаются мохообразные [Вахрамеев, Долуденко, 1961; Красилов, 1972, 1973]. В палинокомплексе высоко разнообразие и количество папоротникообразных (циатейных, глейхениевых и осмундовых), среди голосеменных доминируют сосновые и таксодиевые, остается довольно высоким участие *Ginkgocycadophytus*.

В Буреинском бассейне угленосные отложения перекрываются безугольными терригенными осадками иорекской и кындалской свит альбского возраста.

В альбе развитие болотных растительных сообществ на значительной части восточной окраины Азии редуцировано. Они были распространены лишь на территории современных Забайкалья, Якутии и Северо-Востока России. Забайкальские угли этого возраста сложены остатками гинкговых и хейролепидиевых [Bugdaeva, 1995].

**Заключение.** С поздней юры по ранний мел, как это можно увидеть на примере Буреинского бассейна, в палинофлорах угленосных отложений соотношения основных групп спор и пыльцы остаются в некоторой степени примерно одинаковыми (рис. 2). По-видимому, это обусловлено существованием растительных сообществ в одних и тех же условиях заболоченной равнины. При всем несомненном консерватизме мезофитных климаксных сообществ, просуществовавших на территории Буреинского бассейна несколько миллионов лет, они реагируют на какие-то абиотические события, возможно, воздымание краевых областей бассейна и климатические изменения. Это отражается в палинофлоре рубежа юры и мела нарастанием разнообразия папоротников и усилением роли хейролепидиевых – растений, которые, вероятно, могли существовать в самых неблагоприятных условиях [Маркевич, 1980, 1995]. В палинофлоре терминальных слоев юры высоко значение двумешковой пыльцы, что может говорить об увеличении роли склоновых сообществ. Обычно доминирование этой пыльцы отражает этапы затухания или прекращения углеобразования (например, в конце талынджанского и в иорекское время).

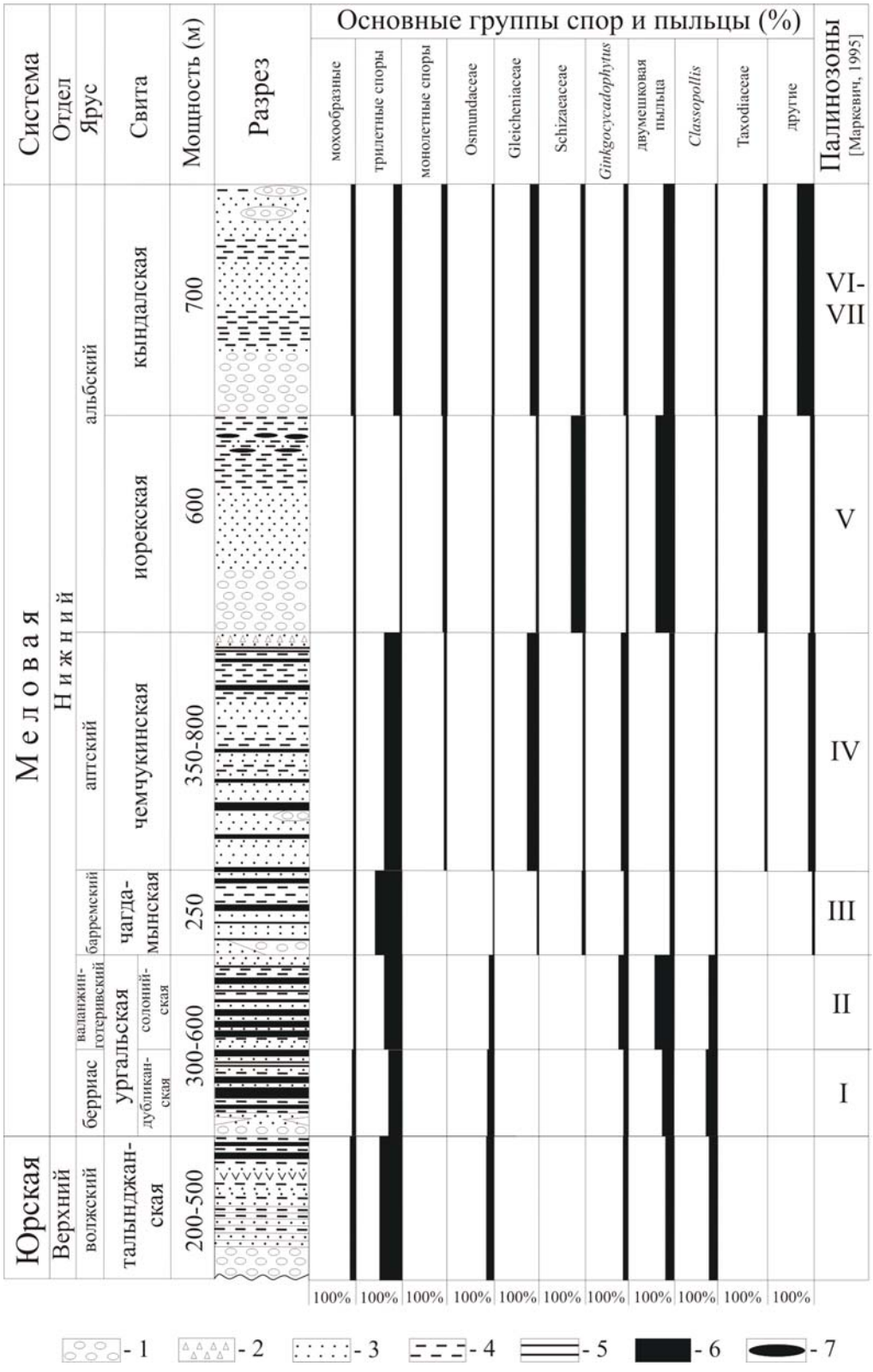



**Рис. 2.** Соотношение основных групп спор и пыльцы в позднеюрских-раннемеловых палинофлорах Буреинского бассейна:

1 – конгломерат; 2 – брекчия; 3 – песчаник; 4 – алевролит; 5 – аргиллит; 6 – уголь; 7 – линзы углей.

В палинофлорах угленосных отложений, как верхнеюрских, так и нижнемеловых, доминируют трилетные споры (Cyatheaceae и *Leiotriletes*) и, в меньшей степени, двумешковая пыльца близких к сосновым (см. рис. 2). Растения, продуцировавшие эту пыльцу, и являлись основными углеобразователями. На отдельных этапах развития болотных сообществ в них большую роль начинают играть хейролепидиевые (берриас) и глейхениевые (апт). Утрата доминантами (диксониевые и циатейные) своего прежнего значения, возможно, была связана с изменениями климата в сторону потепления.

*Исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН, гранты № 06-III-A-06-141, 06-I-П11-022, 06-I-П18-081).*

## ЛИТЕРАТУРА

*Вахрамеев В.А., Долуденко М.П.* Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии. М.: Изд–во АН СССР, 1961. 136 с. (Тр. ГИН. Вып. 54).

*Красилов В.А.* Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 364 с.

*Красилов В.А.* Мезозойская флора реки Буреи (Ginkgoales и Czekanowskiales). М.: Наука, 1972. 150 с.

*Красилов В.А.* Материалы по стратиграфии и палеофлористике угленосной толщи Буреинского бассейна // Ископаемые флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 28–51.

*Маркевич В.С.* Палинофлора берриаса и его место в естественной стратиграфической классификации // Экосистемы в стратиграфии / Ред. В.А. Красилов, Н.И. Блохин. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 175–181.

*Маркевич В.С.* Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.

*Шарудо И.И.* История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1972. 239 с. (Тр. ИГГ СО АН СССР; Вып. 108).

*Bugdaeva E.V. Pseudotorellia* from the Lower Cretaceous coal-bearing deposits of Eastern Transbaikalia // Paleontological Journal (USA). 1995. V. 29, N 1A. P. 182–184.

*Krassilov V.A.* Mesozoic bryophytes from the Bureja basin, Far East of the USSR // Palaeontographica. B. 1973. Bd. 143 Lief. 5–6. P. 95–105.

*Krassilov V.A.* Mesozoic lycopods and ferns from the Bureja basin // Palaeontographica. B. 1978. Bd. 166. Liif. 1–3. P. 16–29.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ ИЗ ТРИАСОВЫХ И ПОГРАНИЧНЫХ ТРИАСОВО-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

**В.Я. Вукс**

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74; e-mail: valery_vuks@vsegei.ru*

В триасе и юре Кавказский регион интересен тем, что он представляет собой связующее звено как между бассейнами на территориях Западной Европы и Средней Азии, так и между территориями Ближнего Востока и Северной Африки, с одной стороны, и Восточной Европы – с другой.

Отложения триаса и юры практически на всей территории Западного Предкавказья перекрыты более молодыми породами, кроме самой его южной части. На большей части этой территории отложения триаса и юры залегают с несогласием на палеозое и несогласно перекрываются меловыми отложениями [Решение..., 1979]. Расчленение отложений триаса и юры значительно затруднено, поскольку имеется только керновый материал, в котором макрофауна встречается редко. Кроме того, за последнее время пробурено не так уж много скважин с отбором керна, в которых были бы найдены органические остатки этого возраста.

В соответствии с принятой схемой [Решение..., 1979] триас Западного Предкавказья представлен последовательно следующими подразделениями – староминская свита (верхний анизий), челбасская серия (ладин-карний), а самая верхняя часть разреза сложена известняково-глинистой толщей, которая в региональной стратиграфической схеме этого региона отнесена к верхнему норию. Позднее была установлена аргиллитовая толща (нижний триас) расположенная в самых низах разреза триаса Западно-Кубанской впадины и Ирклиевской площади. Кроме того, в ряде отчетов сохранились сведения о пограничных триасово-юрских отложениях с описанием комплексов фораминифер из некоторых скважин Западного Предкавказья. Статья П.В. Бигуна и Т.Н. Пинчук [2003] вероятно была первой попыткой собрать все данные по распределению фораминифер в триасовых отложениях по скважинам Западного Предкавказья, хотя часть сведений в ней требует существенного уточнения.

Исследования шлифов из керна скважин Западного Предкавказья позволили обнаружить и определить фораминиферы на нескольких стратиграфических уровнях. Они были изучены в следующих скважинах: Черниговская-1, Северо-Некрасовская-1, Молодежная-4, Граничная-16 и Западно-Бейсугская Р-211 (см. рисунок). Эти скважины расположены в различных частях Западного Предкавказья. Скважина Черниговская-1 расположена в его южной части. Фораминиферы были обнаружены на трех уровнях: 3484–3490, 3514–3519 и 3645–3649 м. На наиболее глубоком уровне были определены *Duotaxis*? *humilis* (Kristan), *Endothyra*? sp., *Planiinvoluta* sp., *Bispiranella*? sp., *Trocholina procerus* (Liebus), *T. ventroplanus* (Oberhauser), *Sigmoilina*? sp., *Ophthalmidium* sp., *Lagena* sp., *Dentalina* sp., *Nodosaria* spp., *Lenticulina* sp. На двух следующих соответственно: *Permodiscus* ex gr. *pragsoides* Oberhauser, *Semiinvoluta clari* Kristan, *S. violae* Blau, *Trocholina turris* Frentzen, *Sigmoilina*? sp., *Nodosaria* spp., *Pseudonodosaria vulgata multicamerata* Kristan-Tollmann, *Frondicularia*? sp. (3484-3490 м); *Semiinvoluta clari* Kristan, *S. violae* Blau, *Trocholina turris* Frentzen, *Piriniella blindi* Blau, *Sigmoilina*? sp., *Nodosaria* spp., *Pseudonodosaria* sp., *Lenticulina* sp. (3514–3519 м). В скв. Северо-Некрасовская-1, которая расположена ближе к центральной части Западного Предкавказья, фораминиферы установлены в инт. 3555–3560 м: *Cornuspira*? sp., *Cornuloculina* ex gr. *orbiculare* (Burbach), *Ophthalmidium lucidum* (Trifonova), *Quinqueloculina*? ex gr. *kunaensis* Antonova, *Dentalina subsiliqua* Franke, *Nodosaria* ex gr. *N. nitidana* Brand, *N.* spp., *Frondicularia* ex gr. *xiphoidea*, *F.* sp., *Lenticulina subquadrata* (Terquem), *L.* sp., *Astacolus* sp. Скв. Молодежная-4 находится в северной части Западного Предкавказья. В керне из интервала 2409–2414 м были определены следующие виды фораминифер: *Auloconus permodiscoides* (Oberhauser), *Triasina*? sp. (*T.* ex gr. *oberhauseri* Koehn-Zaninetti et Broennimann), *Coronipora austriaca* Kristan, *C. etrusca* (Pirini), *Trocholina turris* Frentzen, *Ophthalmidium lucidum* (Trifonova), *Quinqueloculina nucleiformis* Kristan-Tollmann, *Sigmoilina schaeferae* Zaninetti, Altiner, Dager et Ducret, *Lenticulina varians typica* Franke, *Duostomina*? ex gr. *rotundata* Kristan-Tollmann. В скв. Граничная-16, которая тоже находится в северной части Западного Предкавказья, фораминиферы изучены из двух интервалов 2464–2471 и 2478–2485 м. Они представлены мелкими и плохо сохранившимися формами, что позволило определить большую их часть только до рода. Комплексы фораминифер в обоих интервалах очень близки и представлены *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Meandrospira*? sp., *Ammodiscus parapriscus* Но, *Ammobaculites* sp., *Arenovidalina*? sp., *Nodosaria* sp. В восточной части Азовского моря расположена скв. Западно-Бейсугская Р-211. В этой скважине в инт. 1540–1545 м определена бедная ассоциация фораминифер *Trocholina turris* Frentzen, *Nodosaria* spp., *Pseudonodosaria* ex gr. *P. tenuis* (Bornemann), *Marginulina*? sp.

Наиболее древним из перечисленных, вероятно, является комплекс фораминифер установленный в скв. Граничная-16 в интервалах 2464–2471 и 2478–2485 м. Его родовой состав близок оленекско-анизийским ассоциациям фораминифер различных регионов мира [Ефимова, 1991; Zaninetti, 1976; Salaj et al.,1983; Trifonova, 1984; Vuks, 2000, 2007], но более точная возрастная датировка вряд ли возможна.

Более молодым является комплекс из инт. 3645–3649 м скв. Черниговская-1. Родовой и видовой состав фораминифер позволяют рассматривать его возраст как карнийский [Salaj et al., 1983; 1988; Trifonova, 1984; Zaninetti, 1976]. Далее к норийско-рэтскому возрасту могут быть отнесены комплексы фораминифер из уровней 3484–3490 и 3514–3519 м скв. Черниговская-1, хотя часть указанных видов может также встречаться в самых низах нижней юры [Антонова, Пинчук, 1991; Ефимова, 1991; Tollmann, 1964; Kristan- Salaj et al., 1983; Blau, 1987а, б; Vuks, 2000]. В статье же П.В. Бигуна и Т.Н. Пинчук [Бигун, Пинчук, 2003] весь инт. 3317–3833 м отнесен к норийским отложениям, включая также и рассматриваемый выше уровень.

Бедная ассоциация фораминифер из уровня 1540–1545 м скважины Западно-Бейсугская Р-211 может быть также, вероятно, определена как норийско-рэтская.

Комплекс фораминифер из скв. Молодежная-4 (инт. 2409–2414 м) может быть увереннее определен как норийско-рэтский, поскольку установлены *Triasina*? sp. (*T.* ex gr. *T. oberhauseri* Koehn-Zaninetti et Broennimann) и *Duostomina*? ex gr. *D. rotundata* Kristan-Tollmann [Ефимова, 1991; Kristan-Tollmann, 1964; Salaj et al., 1983; Vuks, 2000; Zaninetti, 1976]. К сожалению, сохранность не позволяет определить эти виды точнее, что в свою очередь не дает возможности быть окончательно уверенным в датировке отложений. В статье П.В. Бигуна и Т.Н. Пинчук [Бигун, Пинчук, 2003] уровень 2409–2414 м отнесен к среднему триасу, и приведены названия родов *Ophthalmidium*, *Quinqueloculina*, *Conicospirillina*.

В интервале 3555–3560 м скв. Северо-Некрасовская-1 установлена ассоциация фораминифер, которая представлена таксонами характерными как для верхнего триаса, так и для нижней юры [Антонова, Пинчук, 1991; Ефимова, 1991; Kristan-Tollmann, 1964; Salaj et al., 1983]. Соответственно этот интервал может быть отнесен к пограничным триасово-юрским слоям Западного Предкавказья.

Наиболее богатые, разнообразные и хорошо коррелируемые комплексы фораминифер установлены в норийско-рэтских отложениях скважин Молодежная-4 и Черниговская-1 и в пограничных триасово-юр-




Схема расположения района исследования и изученных скважин Западного Предкавказья.

Скважины: 1 – Черниговская-1; 2 – Северо-Некрасовская-1; 3 – Молодежная-4; 4 – Западно-Бейсугская Р-211; 5 – Граничная-16.

ских отложениях скв. Северо-Некрасовская-1, которые достаточно надежно могут быть сопоставлены с одновозрастными ассоциациями фораминифер Западного Кавказа, Западных Карпат, Балкан и Альп.

Проведенные исследования фораминифер из керна скважин Западного Предкавказья позволили установить наличие различных горизонтов триаса и приграничных триасово-юрских отложений на этой территории: оленекско-анизийские отложения в северной части Западного Предкавказья (скв. Граничная 16), карнийские отложения – в южной части исследуемой территории (скв. Черниговская 1), норийско-рэтские отложения на юге (скв. Черниговская-1) и на севере (скв. Западно-Бейсугская Р-211 и Молодежная-4) Западного Предкавказья. В центральной части рассматриваемой территории (скв. Северо-Некрасовская-1) по фораминиферам определены пограничные триасово-юрские отложения. В результате этих работ удалось детализировать стратиграфическое расчленение триасовых отложений, которые были пробурены в скв. Черниговская-1, а также уточнить возрастную датировку отложений в скв. Молодежная-4. Кроме того, эти исследования дали возможность установить карнийские отложения в южной части Западного Предкавказья, которые ранее [Бигун, Пинчук, 2003] были известны только в северной части этого района.

Таким образом, представленные материалы, а также статью П.В. Бигуна и Т.Н. Пинчук [2003] можно рассматривать как вклад, способствующий дальнейшей детализации и уточнению региональной стратиграфической схемы Западного Предкавказья [Решение..., 1979], ревизия которой представляется вполне актуальной и назревшей проблемой.

Автор благодарен П.В. Бигуну и Т.Н. Пинчук за предоставленную возможность изучить керновый материал и ценные советы.

*Исследования в разное время были поддержаны грантами Международной исследовательской программы Палеонтологического общества США (PalSIR Sepkoski Grants) и Палеонтологической Ассоциацией Великобритании (Paleontological Association, Silvester-Bradley Award), за что автор глубоко признателен упомянутым организациям.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Антонова З.А., Пинчук Т.Н.* Северо-Западный Кавказ и Предкавказье. Юрская система // Практическое руководство по микрофауне СССР. Форминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 28–32.

*Бигун П.В., Пинчук Т.Н.* Новые данные по стратиграфии и условиям формирования коллекторов триасовых отложений Западного Предкавказья // Геология, бурение и разработка газовых и газоконденсатных месторождений. Ставрополь, 2003. С. 10–42.

*Ефимова Н.А.* Триасовая система // Практическое руководство по микрофауне СССР. Форминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 16–25.

*Решение* Второго Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (триас) 1977. Л., 1979. 36 с.

*Blau J.* Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten: Teil I: Die Foraminiferenfauna einer rotten Spaltenfuellung in Oberrhaetkalken // Jahrb. Geol. Bund. 1987a. Bd. 129, H. 3+4. S. 495–523.

*Blau J.* Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten: Teil II (Schluss): Foraminiferen (Involutinina, Spirillinina) aus der Lavanter Breccie (Lienzer Dolomiten) und den Noerdlichen Kalkalpen // JIbid. 1987б. Bd. 130, H. 1. P. 5–23.

*Kristan-Tollmann E.* Die Foraminiferen aus den rhaetischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut // Jahrb. Geol. Bundt. 1964. Sonderband 10. P. 1–189.
*Salaj J., Borza K., Samuel O.* Triassic foraminifers of the West Carpathians. Bratislava: Geologicky Ustav Dionyza Stura, 1983. 213 p.
*Salaj J., Trifonova E., Gheorghian D., Coroneou V.* The Triassic foraminifera microbiostratigraphy of the Carpathian-Balkan and Helenic realm // Miner. Slovaca. 1988. V. 20, N 5. P. 387–415.
*Trifonova E.* Correlation of Triassic foraminifers from Bulgaria and some localities in Europe, Caucasus, and Turkey // Geol. Balcan. 1984. V. 13, N 6. P. 3–24.
*Vuks V.Ja.* Triassic foraminifers of the Crimea, Caucasus, Mangyshlak and Pamirs (biostratigraphy and correlation) // Zbl. Geol. und Paleontol. 2000. T. 1, H. 11–12. P. 1353–1365.
*Vuks V.Ja.* Olenekian (Early Triassic) foraminifers of the Gorny Mangyshlak, Eastern Precaucasus and Western Caucasus // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 2007. N 252. P. 82–92.
*Zaninetti L.* Les Foraminifures du Trias. Essai de synthuse et corrlation entre les domains mйsogйens europйen et asiatique // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 1976. V. 82, N 1. P. 1–258.

## ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗАХ СКВАЖИН ЗАПАДНО-ТЫМСКАЯ 1 И СЕВЕРО-ПРАВДИНСКАЯ 521 (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

**А.А. Горячева**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН*
*630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, e-mail: GoryachevaAA@ipgg.nsc.ru*

Тоарские отложения являются объектом всестороннего изучения геологов разного профиля в связи с их нефтегенерационным потенциалом. Нижнетоарские глинистые толщи в настоящее время рассматриваются как межрегиональный стратиграфический репер на огромной территории Азии и за ее пределами вследствие однородного вещественного состава, однотипной каротажной характеристики и сходных комплексов фауны и флоры [Стратиграфия..., 2000; Решение..., 2004]. Эти отложения были впервые описаны и выделены Ф.Г. Гурари [1959] как "тогурская пачка черных листоватых аргиллитов", а впоследствии выделены в одноименную свиту. Формирование тогурской свиты и ее возрастных аналогов происходило в период раннетоарского потепления и трансгрессии, что привело к существенным изменениям флор в Сибири. В это время евросинийские виды растений мигрировали и расселились по всей Сибирской палеофлористической области [Ильина, 2002]. Характерный реперный раннетоарский палинокомплекс, типичный для палинозоны 6 палиностратиграфической шкалы юры Сибири [Решение..., 2004], определен в разрезах многочисленных скважин на западе, в центральных и южных районах Западной Сибири [Стратиграфия..., 2000; Решение…, 2004].

В настоящей работе приводятся результаты палинологических исследований тоарских отложений по разрезам скважин Западно-Тымская-1 и Северо-Правдинская-521, расположенных в разных структурно-фациальных районах Обь-Тазовской фациальной области (рис. 1).

**Скважина Западно-Тымская-1,** согласно схеме структурно-фациального районирования нижней и средней (без келловея) юры [Решение.., 2004], располагается в западной части Тымского района. Она пробурена в зоне сочленения Усть-Тымской мегавпадины и Александровского свода. При сопоставлении данных ГИС и керна, последний был смещен относительно каротажа на 3.5 м вниз [Ян и др., 2006].

В результате палинологического анализа 45 образцов керна из тогурской свиты в разрезе опорной скважины Западно-Тымская-1 выявлен палинокомплекс 1 (ПК 1), выделенный из инт. 3175.5–3153.8 м (с учетом смещения керна). В самой нижней, более древней части интервала состав палиноспектров обеднен (инт. 3172.8–3175.5 м) по сравнению с вышележащей частью (инт. 3172.25–3153.8 м). Для ПК1 характерно присутствие спор теплолюбивых папоротников из южной Евро-Синийской фитогеографической области [Вахрамеев, 1988; Ильина, 2002]: *Klukisporites variegatus* Coup., *Duplexisporites anogrammensis* (K.-M.) Schug., *Duplexisporites* spp., *Contignisporites problematicus* (Coup.) Dor., а также *Cyathidites* spp., Dipteridaceae.

В общем составе ПК 1 доминируют споры, встречены единичные формы из группы микрофитопланктона (рис. 2). Среди спор преобладают *Cyathidites minor* Couper, *Duplexisporites anogrammensis*, *Duplexisporites* spp., *Contignisporites problematicus*, *Klukisporites variegatus, Cyathidites* spp., *Leiotriletes* spp. В меньшем

количестве содержатся *Marattisporites scabratus* Coup., *Tripartina variabilis* Maljavkina, *Cyathidites australis* Couper, *Uvaesporites scythicus* Sem., Dipteridaceae, *Gleicheniidites* spp., *Matonisporites* spp. Присутствуют *Stereisporites* spp., *Densoisporites velatus* Weyland et Krieger, *Dictyophyllidites* sp., *Matonisporites phlebopteroides* Couper, *Lophotriletes* spp., *Obtusisporis junctus* (K.-M.) Pocock. Пыльца голосемянных характеризуется доминированием *Classopollis* spp., присутствием *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson, *Cycadopites dillucidus* (Bolch) Iljina, *Cycadopites* spp., *Ginkgocycadophytus* spp., *Podocarpidites* spp. Единично встречены *Eucommiidites troedsonii* Erdtman, *Quadraeculina limbata* Maljavkina, *Sciadpityspollenites macroverrucosus* (Thiergart) Iljina, *Sciadpityspollenites multiverrucosus* (Sach. et Iljina) Iljina. Микрофитопланктон, представленный редкими акритархами *Micrhystridium* sp., празинофитами *Tasmanites* sp., колониальными зелеными водорослями *Botryococcus* sp. и формами неясной систематической принадлежности *Aletes striatus* Sach. et Iljina, позволяет предположить солоновато-водные условия осадконакопления.

Подобный комплекс с разнообразием и максимумом содержания спор и пыльцы растений-иммигрантов выявлен в разрезах скважин этого же фациального района – Трассовая-316, 318 и Толпаровская-2 [Ильина и др., 2003.]

Выделенный палинокомплекс сходен с зональным комплексом палиностратиграфической шкалы нижней юры Сибири, характеризующим палинозону 6: Cyathidites spp. – Marattisporites scabratus – Dipteridaceae – Klukisporites variegatus – Classopollis [Решение.., 2004], установленной в морских отложениях на севере Восточной Сибири в диапазоне аммонитовых зон Harpoceras falciferum и нижней половины Dactylioceras commune, что дает основания датировать возраст вмещающих отложений как раннетоарский.

Вышележащие отложения содержали обедненные палиноспектры, что не дало возможность датировать вмещающие отложения на основе палинологических данных.

**Скважина Северо-Правдинская-521** расположена во Фроловском структурно-фациальном районе Обь-Тазовской фациальной области переходного типа седиментогенеза (см. рис. 1).

Палинологическая характеристика нижней и средней юры в разрезе скв. Северо-Правдинская-521 составлена на основе изучения 25 образцов из интервалов 3389–3396 м, 3384–3389, 3374–3384, 3339–3350, 3327–3339 м (рис. 3). В результате комплексного палинологического анализа установлен систематический состав и распределение по разрезу спор и пыльцы наземных растений, а также диноцист, празинофитов и зеленых водорослей сближаемых с современным семейством Zignemataceae (см. рис. 3). Спорово-пыльцевые спектры были не очень представительны. Однако изменение в составе палиноспектров позволило установить два биостратона в ранге слоев с палиноморфами, дать обоснование геологического возраста отложений и провести расчленение разреза.

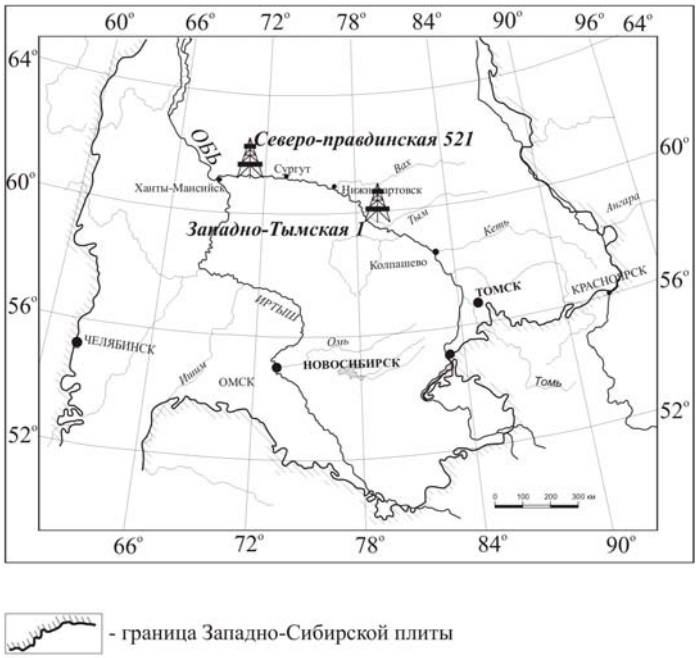
Наиболее древний палинокомплекс 1 выявлен из тогурской пачки нижней подсвиты горелой свиты (инт. 3396-3384 м, обр. 1–6). В целом в комплексе доминируют споры мхов и папоротникообразных, менее представительна пыльца голосемянных, микрофитопланктон – единичен. Среди спор преобладают *Cyathidites minor* Coup., *Cyathidites* sp. ПК 1 характеризуется регулярным участием в палиноспектрах спор папоротников, присущих южной Евро-Синийской фитогеографической области *Dictyophyllidites* sp., *Marattisporites scabratus* Couper, *Matonisporites* sp., *Duplexisporites anogrammensis* (K.-M.) Schug. Также присутствуют *Lophotriletes* sp., *Densoisporites* sp., *Densoisporites velatus* Weyland et Krieger, *Cyathidites australis* Couper, *Tripartina variabilis* Mal., *Obtusisporis junctus* (K.-M.) Pocock. Кроме того, определены *Osmundacidites* spp., *Leiotriletes* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Stereisporites* sp., *Neoraistrickia* sp. (см. рис. 3).

Пыльцевая часть представлена в основном двухмешковой пыльцой хвойных, единичными *Classopollis* sp., *Perinopollenites elatoides* Couper, *Quadraeculina limbata* Maljavkina, а также моносулькатной пыльцой *Ginkgocycadophytus* spp., *Cycadopites* spp. и др.

Интересным является присутствие почти во всех палиноспектрах ПК 1 представителей группы микрофитопланктона: диноцист ?*Horologinella* sp., празинофитов *Tasmanites* sp., таксонов неясной систематической принадлежности *Sangarella lenaensis* Fradkina et Pestchevitskaya и зеленых водорослей, сближаемых с семейством Zignemataceae – *Schizosporis* sp. и *Ovoidites* sp., что может говорить о солоновато-водной обстановке в момент формирования исследуемых отложений.

Палинокомплекс, сочетающий сибирские формы со спорами и пыльцой растений-иммигрантов из Евро-Синийской области, выявлен и широко прослежен в тогурской свите и ее возрастных аналогах на территории Западной Сибири в разных фациальных районах [Стратиграфия .., 2000; Ильина и др., 2003; Геологическое строение.., 2005; и др.].

В частности, подобный раннетоарский палинокомплекс с доминированием группы *Marattisporites scabratus*, *Duplexisporites* sp., Matoniaceae, Dipteridaceae, *Classopollis* sp., но присутствием спор *Klukisporites*




- граница Западно-Сибирской плиты

**Рис. 1.** Схема расположения изученных разрезов.

*variegatus* Coup. выделен в инт. 3202–3220 м в разрезе соседней скв. Ханты-Мансийская (Горелой)-6 [Глушко, Шейко, 1987; Глушко и др., 1988; Ровнина, 2002; Мясникова и др., 2003].

По данным Л.В. Ровниной [2002], комплекс с доминированием лейотрилетных спор и присутствием *Duplexisporites* sp., *Dictyophyllum* sp., *Klukisporites variegatus*, *Marattisporites scabratus* тоарского возраста был установлен в разрезах скважин Приобской и Усть-Балыкской площадей.

Сходный палинокомплекс был определен В.И. Ильной [1985] в тоарских отложениях Ханты-Мансийской скважины с присутствием цист динофлагеллат рода *Nannoceratopsis* (с. 123)

Сравнительный палинологический анализ ПК 1 из нижней подсвиты горелой свиты показал сходство систематического состава спор и пыльцы, который с определенными вариациями в содержании отдельных таксонов хорошо прослеживается и сопоставляется с комплексом палинозоны 6 – Cyathidites spp., Dipteridaceae, Marattisporites scabratus, Klukisporites variegates, Classopollis палиностратиграфической шкалы юры Сибири [Решение..., 2004] позволяют отнести вмещающие отложения к нижнему тоару.

Выше по разрезу в образцах из инт. 3374–3384 м (пласт $Ю_{10}$) почти полное отсутствие спор, а также широкий диапазон стратиграфического распространения выявленных таксонов пыльцы голосемянных и единичных зерен микрофитопланктона (*Ovoidites* sp.) не позволили обосновать возраст вмещающих отложений на основе палинологических данных.

Из вышележащих пород, отнесенных к радомской пачке верхней подсвиты горелой свиты (инт. 3339-3350 м; 3327–3339 м) выделен палинокомплекс 2 (ПК 2), для которого характерны преобладание пыльцы голосемянных и полное отсутствие представителей группы микрофитопланктона. Выжным является почти полное исчезновение спор теплолюбивых евро-синийских папоротников, однако в некоторых палиноспектрах в виде единичных экземпляров встречается пыльца *Classopollis* sp. (см. рис. 3). Существенное сокращение разнообразия и постепенное исчезновение спор и пыльцы растений-иммигрантов из Евро-Синийской фитогеографической области при одновременном росте содержания форм сибирской теплоумеренной палинофлоры являются определяющими признаками выделенного палинокомплекса.

Споры ПК 2 представлены *Cyathidites minor*, *Cyathidites* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Lycopodiumsporites marginatus* Singh, *Stereisporites* sp., *Osmundacidites* sp., единичными *Obtusisporis junctus*, *Tripartina variabilis* и *Densoisporites* sp. и др.

Пыльцевую часть спектров составляют *Ginkgocycadophytus* spp., *Pinuspollenites* spp., *Piceapollenites* spp., *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) M. Petr., *Alisporites* spp., редкие *Podocarpidites* sp., единичные *Quadraeculina limbata* Mal. и др.

Основываясь на том, что рассматриваемый палинокомплекс 2 имеет черты зональных комплексов палиностратиграфической шкалы средней юры Сибири, характеризующих палинозону 7 (слои 7б) – *Piceapollenites* spp., *Stereisporites* spp., *Quadraeculina limbata*, *Cyathidites minor*, *Osmundacidites* spp., Dipteridaceae, *Marattisporites scabratus,* и палинозону 8 – *Cyathidites minor*, *Osmundacidites jurassicus*, *Piceapollenites variabiliformis*, *Stereisporites* spp., *Ginkgocycadophytus* spp., *Sciadopityspollenites multiverrucosus* [Ильина, 1997; Ильина и др., 2003; Решение..., 2004], можно условно датировать вмещающие отложения поздним тоаром–ааленом в объеме радомской пачки.

В заключение хотелось бы добавить, что сравнительный анализ палинокомплексов, выделенных в относительно удаленных разрезах тогурской свиты из разных фациальных районов, еще раз подтвердил

Рис. 2. Распределение палиноморф и расчленение нижнеюрских отложений скв. Западно-Тымской 1 по палинологическим данным.

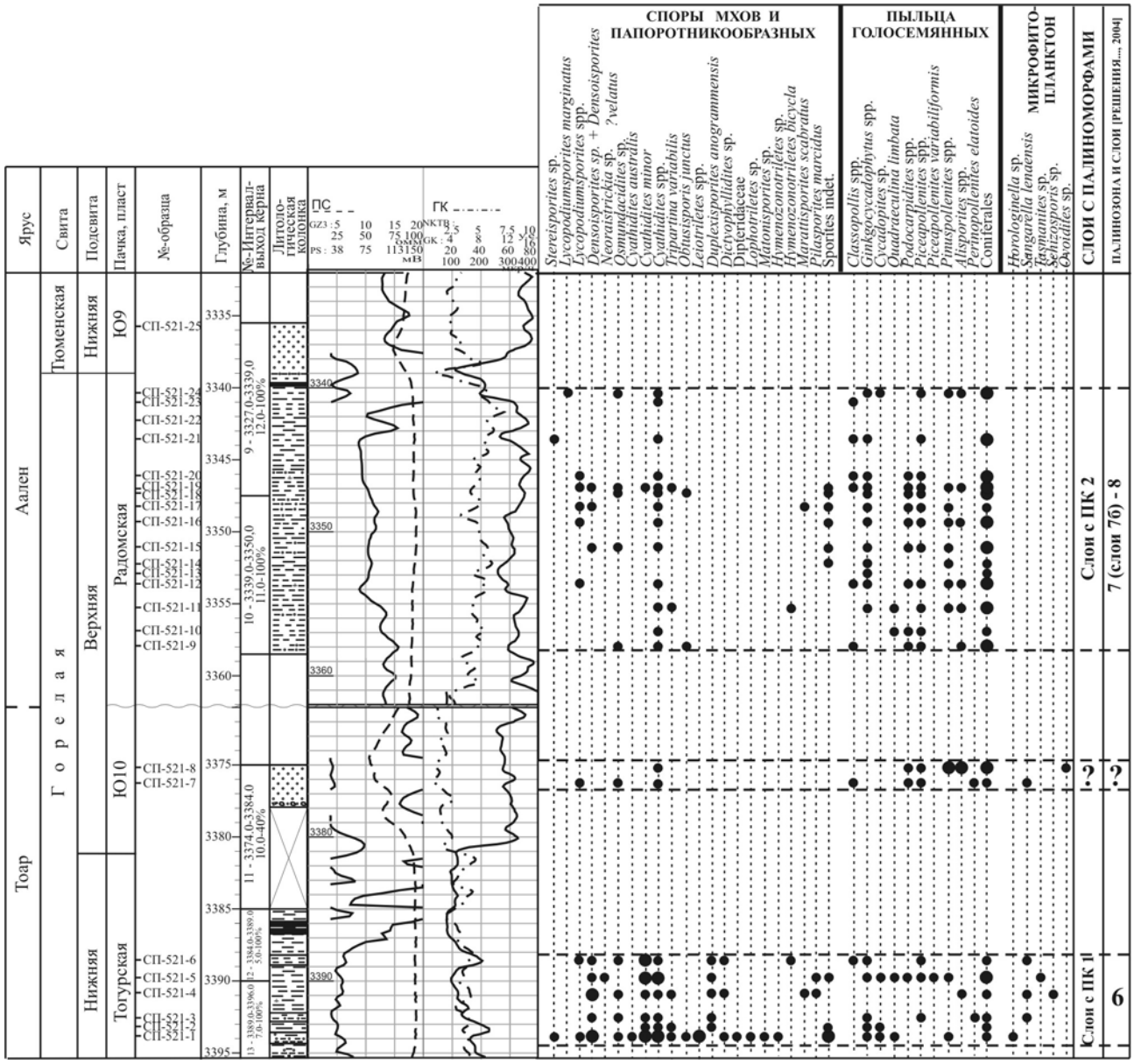



**Рис. 3.** Палинологическая диаграмма нижней–средней юры по разрезу скв. Северо-Правдинская-521. Усл. обозн. см. рис. 2.

устойчивость определяющих признаков палинокомплекса, отражающего раннетоарский климатический оптимум. Раннетоарская миграция евросинийских видов растений и их расселение в большем или меньшем количестве по всей Сибири снивилировали различия между Сибирской и Европейско-Синийской областями, что способствовало образованию своеобразного типа смешанной флоры. В.А. Вахрамеев [1988] характеризовал климат Сибири в это время как умеренно-субтропический.

Присутствие солоновато-водного микрофитопланктона в раннетоарских палинокомплексах обоих скважин говорит о повышении уровня моря на территории Западной Сибири в это время. Согласно палеогеографической карте китербютского горизонта [Геологическое строение..., 2005] формирование вмещающих отложений происходило в мелководной части шельфа и прибрежной зоне.

Автор выражает благодарность за предоставленные геологические материалы В.А. Казаненкову, Л.Г. Вакуленко и О.В. Золотовой.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 06-05-64224, 06-05-64291 и гранта научной школы № 628.2006.5.*

## ЛИТЕРАТУРА


*Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 209 с.

*Геологическое* строение и нефтегазоносность нижней – средней юры Западно-Сибирской провинции / Ф.Г. Гурари (ред.); В.П. Девятов, В.И. Демин, А.Е. Еханин, А.М. Казаков, Г.В. Касаткина, Н.И. Курушин, Н.К. Могучева, В.В. Сапьяник, О.В. Серебренникова, Л.В. Смирнов, Л.Г. Смирнова, В.С. Сурков, Г.Г. Сысолова, О.В. Шиганова. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.

*Глушко Н.К., Шейко Л.Н.* Новые данные по биостратиграфическому исследованию нижнеюрских отложений Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Сб. науч. трудов. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 12–17.

*Глушко Н.К., Пуртова С.И., Шейко Л.Н.* Палинологическое обоснование расчленения отложений нижней юры для целей построения структурных карт по реперным горизонтам // Ускорение поисков нефти и газа в Западной Сибири: Сб. науч. трудов. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1988. С. 3–6.

*Гурари Ф.Г.* Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 174 с.

*Ильина В.И.* Палинология юры Сибири. Москва: Наука, 1985. 235 с.

*Ильина В.И.* Палиностратиграфическая шкала нижней и средней юры Сибири и ее применение для детального расчленения нефтегазоносных толщ // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб.: ВНИГРИ, 1997. С. 86–95.

*Ильина В.И.* Основные этапы в развитии раннеюрской флоры Сибирской палеофлористической области (по данным палинологии) // Сборник памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора В.А. Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002. С. 150–152.

*Ильина В.И., Кабанова В.М., Костеша О.Н., Касаткина Г.В., Сушакова А.В., Трубицына А.Н., Фрадкина А.Ф.* К палинологическому обоснованию региональной стратиграфической схемы нижней и средней юры (без келловея) Западной Сибири // Проблемы стратиграфии мезозоя Западно-Сибирской плиты: Материалы к Межведом. стратигр. совещ. по мезозою Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2003. С. 49–68.

*Мясникова Г.П., Мухер А.Г., Тугарева А.В., Лагутина С.В.* Предложения по уточнению региональных стратиграфических схем нижней юры центральных районов Западной Сибири // Там же. С. 68–85.

*Решение* 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск 2003. Новосибирск, 2004.

*Ровнина Л.В.* Палинология в стратиграфии нефтегазоносных толщ нижней юры Западной Сибири // Методические аспекты палинологии: Материалы X Всерос. палинол. конф. М., 2002. С. 219–222.

*Стратиграфия* нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Б.Н. Шурыгин, Б.Л. Никитенко, В.П. Девятов, В.И. Ильина, С.В. Меледина, Е.А. Гайдебурова, О.С. Дзюба, А.М. Казаков, Н.К. Могучева. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 480 с.

*Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Горячева А.А., Костырева Е.А., Москвин В.И.* Строение, состав и условия формирования тогурской свиты по результатам бурения Западно-Тымской скважины № 1 (нижний тоар Западная Сибирь) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес., г. Новосибирск, 26–28 апр., 2006 г. Новосибирск: Акад. изд-во "Гео", 2006. С. 213–216.


## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОСТРАКОД ОКСФОРДА И КИММЕРИДЖА РАЗРЕЗА МИХАЛЕНИНО (КОСТРОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)


**С.М. Демидов[1], Е.М. Тесакова[1], Д.Н. Киселев[2], М.А. Рогов[3]**

*[1]Московский государственный университет им. Ломоносова, 119991, Ленинские горы; e-mail: elvisgibson@mail.ru; e-mail: ostracon@rambler.ru*
*[2]Ярославский государственный педагогический университет, 150000, Ярославль, Которосльная наб.,46; e-mail: dnkiselev@mail.ru*
*[3]Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7; e-mail: rogov_m@rambler.ru*


В настоящее время остракоды центральных и восточных районов Восточно-Европейской платформы наиболее полно изучены из отложений средней и верхней юры. Их исследование началось в довоенные годы на Общем Сырте и в районе оз. Индер [Шарапова, 1937, 1939]. Оно было продолжено в Поволжье [Мандельштам, 1949; Любимова, 1955], в Центрально-Черноземном районе [Преображенская, 1961, 1962, 1966,

1968], в Тимано-Печорской провинции [Лев, Кравец, 1982; Колпенская, 1993] и в Московской синеклизе [Колпенская, 1995, 1999; Tesakova, 2003].

В России остракодовые зоны в интересующем нас интервале никогда не выделялись. Известны только слои с остракодами. Впервые они были выделены в Костромском Заволжье Н.Н. Колпенской [1995, 1999] для нерасчлененных нижне-среднеоксфордских (слои с Sabacythere nikiforovae) и нижнекимериджских (слои с Neurocythere jakovlevae–Klentnicella rodewalgensis) отложений. В том же разрезе Макарьев-южный на р. Унже Е.М. Тесаковой [Tesakova, 2003] были установлены слои с Sabacythere attalicata–Vesticytherura costaeirregularis для нижнего оксфорда и слои с Paranotacythere (Unicosta) solei для среднего оксфорда.

В работе П.С. Любимовой [1955] биостратиграфические подразделения по остракодам не выделялись, но очень подробно описан комплекс остракод оксфорда, который расчленялся автором на нижний и верхний в соответствии с аммонитовыми зонами. На основании характеристики, данной П.С. Любимовой, Е.М. Тесакова [Tesakova, 2003] присвоила им формальные названия по наиболее характерным видам. Для нижне-среднеоксфордских отложений Поволжья предложен комплекс с *Pontocypris arcuata–Paracypris acuta*. В настоящей работе аналогичным образом предлагается выделять в Поволжье комплекс с *Mandelstamia facilis, Exophthalmocythere tricornis* для верхнего оксфорда и комплекс с *Galliaecytheridea volgaensis* – для нижнего кимериджа.

Комплекс остракод из нижнего-среднего оксфорда известен также на Украине [Пермякова, 1975; Пяткова, Пермякова, 1978]. Используя его описание, ему дали формальное название: комплекс остракод с *Paracypris acris* и *Patellacythere aliena* [Tesakova, 2003]. Для отложений верхнего оксфорда и нижнего кимериджа Украины предлагается выделять комплексы с *Patellacythere denticulata–Galliaeciteridea grigorievi* и Paranotacythere interrupta, Exophthalmocythere fuhrbergiensis соответственно.

Остракодовые зоны впервые были установлены в Англии [Christensen, Kilenyi, 1970; Christensen, 1974]. Для нижнего и частично среднего оксфорда (аммонитовые зоны mariae, cordatum, plicatilis) выделена зона Neurocythere oxfordiana. Для остальной части оксфорда и нижнего кимериджа (верхи зоны transversarium, зоны cautisnigrae, decipiens, pseudocordata, baylei, cymodoce, низы mutabilis) – зона Galliaecytheridea dissimilis.

Во Франции [Bodergat, 1997] зоне mariae нижнего оксфорда отвечает остракодовая зона Terquemula oertlii. Зонам cordatum и plicatilis нижнего–среднего оксфорда соответствует остракодовая зона Progonocythere multipunctata. Зонам transversarium и cautisnigrae среднего и верхнего оксфорда отвечает остракодовая зона Schuleridea minuta. Всю остальную часть разреза, соответствующую аммонитовой зоне pseudocordata, относят к зоне Macrodentina (P.) pulchra pulchra, Galliacytheridea postrotunda.

Надо отметить, что все упомянутые стратиграфические подразделения по остракодам очень плохо или совсем не коррелируются между собой. Вплоть до того, что слои с остракодами из одного и того же разреза (Макарьев-Южный), изученного разными авторами [Колпенская, 1995, 1999; Tesakova, 2003], практически не содержат общих видов. Очевидно, что для объяснения этой ситуации, которая может быть связана как с разным пониманием авторами конкретных видов, так и с различным объемом исследованных проб, а также частотой и уровнями их отбора в разрезе, требуется повторное, более тщательное и подробное изучение остракод оксфорда и кимериджа Костромской области.

В настоящей работе исследовались остракоды из всех аммонитовых зон и биогоризонтов среднего, верхнего оксфорда и низов нижнего кимериджа из соседнего с Макарьевым-Южным разреза Михаленино (р. Унжа) (рис. 1). Разрез был описан и изображен в работе М.А. Рогова и Д.Н. Киселева [2007]. Изученный материал представлял собой 17 проб глин массой около 500 г. Обработка проводилась методом кипячения с содой и последующей промывки под струей воды. Всего встречено 570 экземпляров (отдельные створки) остракод хорошей сохранности. Распределение остракод по разрезу приведено на рис. 2.

Особенности их распределения по разрезу позволили выделить 11 различных ассоциаций (см. рис. 2), при выделении которых учитывались как общее разнообразие и обилие остракод на разных уровнях разреза, так и появление и исчезновение отдельных видов, а также смена доминирующих таксонов. Поскольку изученные виды широко распространены по всему оксфорду, а некоторые и в келловее [Tesakova, 2003], их появление или исчезновение на разных уровнях разреза связано не с эволюционными этапами, а с экологическими причинами и отражает периодические изменения среды.

Сравнение изученных ассоциаций остракод с одновозрастными комплексами из восточных районов Восточно-Европейской платформы, Украины и Западной Европы показывает их низкое сходство: выявлено всего несколько общих видов. Однако остракоды из Михаленино имеют много общего с таковыми из соседнего разреза Макарьев-южный [Tesakova, 2003]: большинство оксфордских видов присутствуют в обоих разрезах. С другой стороны, ряд таксонов, установленных в оксфорде Макарьевского разреза, в




**Рис. 1.** Географическое положение разреза Михаленино.

Михаленино не встречен. Нижнекимериджская ассоциация из Михаленино не имеет общих видов с одновозрастным комплексом из разреза Макарьев-Южный.

Сравнительный анализ показал низкую стратиграфическую значимость остракод для оксфорда и кимериджа на данном этапе их изученности. Следует также отметить, что, по-видимому, слои с остракодами, выделенные ранее в оксфорде и кимеридже Костромской области, требуют переизучения и дополнительного обоснования.

На графиках видового разнообразия и численности остракод (см. рис. 2), видно, что в начале каждой аммонитовой зоны величины обоих параметров низкие, возрастают к середине зоны, а в ее конце или в начале следующей опять резко убывают. Характерно, что в разрезе выделяются и более крупные циклы с аналогичной закономерностью в распределении остракод. Все ассоциации образуют четыре таких цикла. В первый попадают ассоциации с первой по третью, во второй – с четвертой по седьмую, в третий – восьмая, ассоциации с девятой по одиннадцатую попадают в четвертый цикл. Выявленные в разрезе особенности распределения остракод могут соответствовать относительным колебаниям глубины бассейна.

*Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64284.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Колпенская Н. Н.* Новые виды остракод из кимериджских и волжских отложений в бассейне р. Печоры // Палентол. журн. 1993. № 4. С. 80–86.

*Колпенская Н. Н.* Остракоды и их биостратиграфическое значение для верхнеюрских отложений восточной части Русской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 1995. 16 с.

*Колпенская Н.Н.* Юра. Практическое руководство по микрофауне. Т. 7. Остракоды мезозоя. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. С. 125–129.

*Лев О.М., Кравец В.С.* Юрские остракоды Тимано-Печорского региона и их стратиграфическое значение // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л., 1982. С. 65–75.

*Любимова П.С.* Остракоды мезозойских отложений Волго-Уральской области // Труды ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 84. 1955. С. 3–190.

*Мандельштам М.И.* Остракоды // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. 9. М.: Госгеолиздат, 1949. С. 255–264.

*Пермякова М.Н.* Юрские остракоды платформенной Украины // Обоснование стратиграфических подразделений мезо-кайнозоя Украины по микрофауне. Киев: Наук. думка, 1975. С. 30–47.

*Пяткова Д.М., Пермякова М.Н.* Фораминиферы и остракоды юры Украины. Киев: Наук. думка, 1978. 288 с.

*Преображенская В.Н.* Фаунистические комплексы юрских отложений территории Курской магнитной аномалии и их связь с фациями // Труды ВНИГРИ. 1961. Вып. 29. Т. 3. С. 227–230.

*Преображенская В.Н.* Значение остракод для стратиграфии юрских отложений территории ЦЧО // Тезисы Межобластного геологического совещания по геологическим и минералогическим ресурсам ЦЧО. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1962. С. 155–156.

*Преображенская В.Н.* Стратиграфия отложений юры и низов нижнего мела территории ЦЧО. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 281 с.

*Преображенская В.Н.* Остракоды из отложений зоны Virgatites virgatus нижнего волжского яруса территории КМА // Труды Воронеж. ун-та. 1968. № 66. С. 105–115.

*Рогов М.А., Киселев Д.Н.* Кимериджские отложения России и сопредельных регионов. Путеводитель геологической экскурсии. М.: ГИН РАН, 2007. 35 с.

*Шарапова Е.Г.* Стратиграфия мезозойских отложений Эмбинского района по Ostracoda // Труды ВНИГРИ. Сер. А. 1937. Вып. 106. С. 69–86.

*Шарапова Е.Г.* Данные изучения верхнеюрских и меловых остракод района станции Озинки // Труды ВНИГРИ. Сер. А. 1939. Вып. 126. 52 с.

*Bodergat A.-M.* Les ostracodes marins du Jurassique europeen. Utilisation stratigraphique // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mem. 17. 1997. P. 197–223.

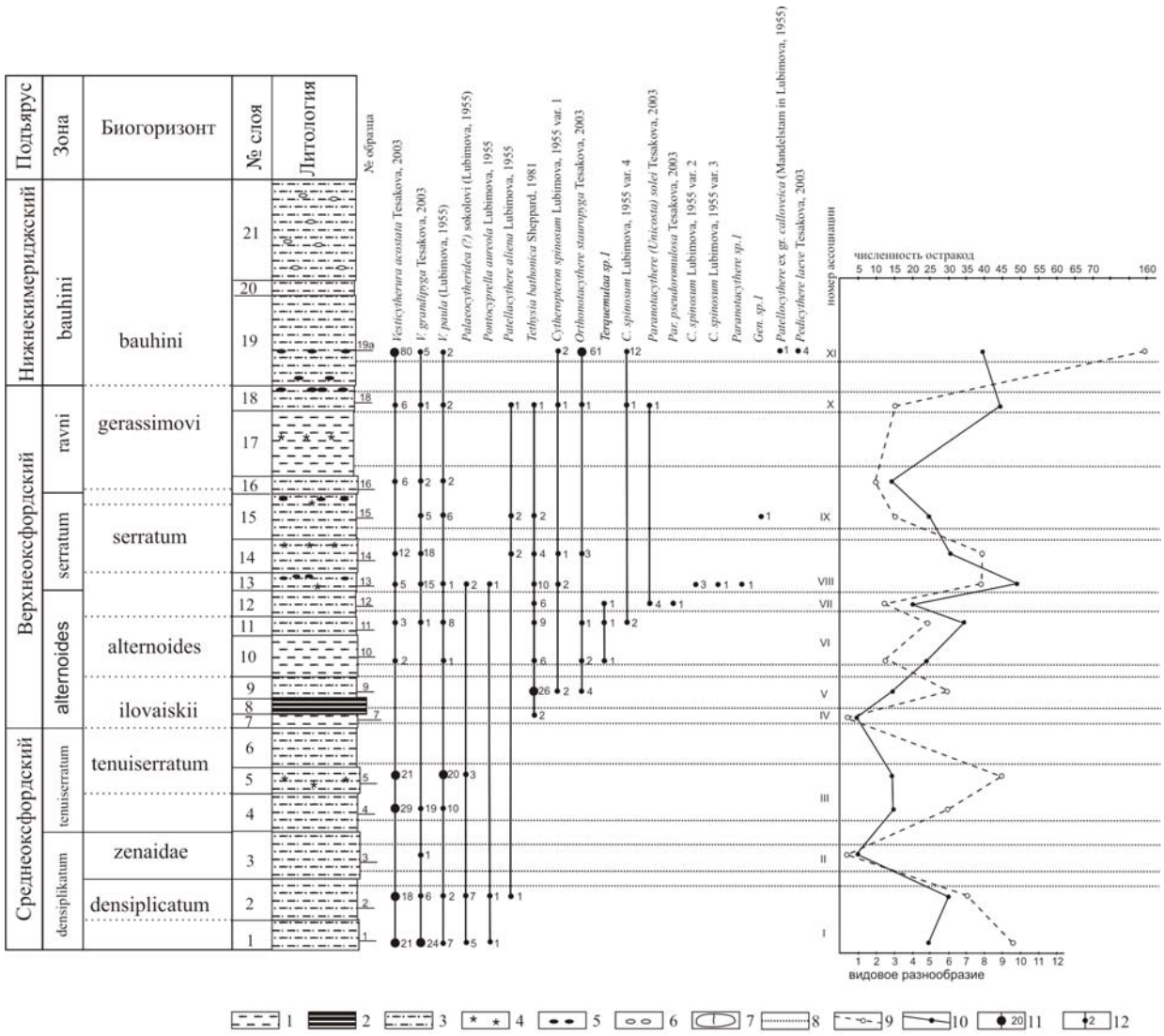



**Рис. 2.** Распределение остракод по разрезу Михаленино и графики изменения их видового разнообразия и численности. [Колонка и расчленение разреза по: Рогов, Киселев, 2007]:

1 – глины, 2 – битуминозные глины, 3 – глинистые алевриты, 4 – скопления глауконита, 5 – фосфоритовые конкреции, 6 – пиритовые стяжения, 7 – конкреции известняка, 8 – границы ассоциаций остракод; 9 – численность остракод; 10 – видовое разнообразие остракод, 11 – вид представлен большим числом экземпляров и является доминирующем на этом стратиграфическом уровне, 12 – вид представлен незначительным числом экземпляров.

*Christensen O.B.* Marine communications through ihr Danish Embayment duaring Uppermost Jurassic and Lowermost Cretaceous // Geoscience and Man. 1974. V. 6. P. 99–115.

*Christensen O.B., Kilenyi T.I.* Ostracod Biostratigraphy of the Kimmeridgian in Northern and Western Europe // Geol. Surv. Denm. Ser. II. 1970. V. 95. P. 1–65.

*Tesakova E.M.* Callovian and Oxfordian Ostracodes from the Central Region of the Russian Plate // Paleontol. J. 2003. Suppl. 2, V. 37. P. 107–227.

# К ВОПРОСУ О РОЛИ РАДИОЛЯРИЙ КАК ПРОДУЦЕНТА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЕ

**Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, В.Р. Лившиц, В.Г. Эдер**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им.А,А, Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3; e-mail: zaninynYN@ipgg.nsc.ru*

Большинством исследователей баженовская свита поздней юры-раннего мела Западно-Сибирского бассейна рассматривается как основной продуцент углеводородов месторождений нефти Западной Сибири. Этот вывод базируется в первую очередь на высоком содержании в составе свиты органического углерода. Первичная природа этого органического вещества была в центре внимания многих исследователей. Уже на начальных стадиях исследования был сделан вывод о сапропелитовом характере органического вещества среднеюрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. Как указывал Г.П. Сверчков [1958, с. 10] "юрские глинистые осадки в отличие от вышележащих отложений повсеместно обогащены сапропелевым органическим веществом". Несколько позднее утверждалось уже о планктогенном характере этого сапропелевого материала [Конторович и др., 1967; Булынникова и др., 1978]. Однако характер этого сапропелевого материала трактовался по-разному. И.Н. Ушатинский [1979, с. 252], одним из первых высказавший свое мнение по этому вопросу, полагал, что "основным источником биогенного кремнезема в отложениях (баженовской свиты – *Ю.З.*) являются диатомеи, следовательно, они же служили основным источником органического вещества, вклад остальных организмов подчиненный". Этот тезис подчеркивался указанным автором и в более поздних публикациях, хотя место диатомей заменили радиолярии. По представлениям С.И. Филиной с соавторами [1984, с. 23], источником органического вещества баженовской свиты "были преимущественно планктонные организмы, радиолярии и водоросли". При этом указанные авторы [с. 33] отмечали, что "области с высоким содержанием $C_{орг}$ совпадают с областями, характеризующимися повышенным содержанием пиритного железа, свободного кремнезема и пониженным содержанием карбоната и алевритовой примеси". Близкий тезис приведен в несколько более поздней работе [Занин и др., 1997, с. 25], в которой был сделан вывод, что "исходя из весьма высокой корреляции ОВ с кремнеземом и значительного его содержания, можно предполагать, что именно радиолярии наряду с бескелетным, главным образом бактериальным, планктоном являлись основным поставщиком органического углерода в осадок". Ранее, однако, Т.Ф. Дорофеева с соавторами [1983, с.14], указывая на наблюдаемую "прямую зависимость между содержанием органического вещества и свободного органогенного кремнезема" отмечали все же необязательность для некоторых районов "совпадения органического вещества и аутигенного кремнезема". Другими же авторами высказывалась точка зрения, в которой кремнескелетным организмам в накоплении органического углерода в породах баженовской свиты места вообще не находилось или им отводилась подчиненная роль, тогда как наибольшее количество органического вещества баженовской свиты "поступало в захоронение в результате смены поколений зеленых водорослей, скорее всего, празинофицей (*Pterospermella* и др.)" [Брадучан и др., 1986, с. 87].

Как видно, по вопросу о природе первичного материала в накоплении органического вещества в составе баженовской свиты высказывались принципиально различные точки зрения. С одной стороны, в качестве такого источника рассматривались почти исключительно организмы с кремнистым скелетом (радиолярии), с другой – их роль практически не принималась во внимание. Рассмотрение этой проблемы и является целью настоящей работы.

Баженовская свита сложена тонкодисперсными углеродистыми глинисто-кремнистыми породами с переменным содержанием того и другого компонента с постоянно повышенным содержанием пирита. Низкое содержание зерен обломочного кварца алевритовой размерности позволяет рассматривать основную его массу в свите в качестве аутигенного. Рядом авторов [Занин и др., 1997, 1999; Конторович и др., 1998; и др.], как это принято и в настоящей работе, в генерализованном плане все глинисто-кремнистые породы баженовской свиты разделены на две группы. Первая из них (баженовиты) включает собственно глинисто-кремнистые породы и силициты, вторая – аргиллиты. При этом темп седиментации материала баженовитов был существенно более низок по сравнению с аргиллитами [Занин и др., 2005]. Среднее содержание органического углерода в породах свиты по всей совокупности изученных проб (198)составило 8.04 %, в том числе в баженовитах (135 проб) 10.59 % и в аргиллитах (63 пробы) 2.61 %. По одной из скважин (№ 8155 Северо-Нивагальской площади) разрыв между содержанием органического углерода в баженовитах (11 проб) и

**Корреляционный анализ связи органического углерода с породообразующими минеральными компонентами баженовской свиты центральной части бассейна для различных выборок для доверительной вероятности 0.95**

| Порода | *n* | Кварц | Глина | Пирит | Кальцит | Доломит | Апатит | Пол.шпат |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Весь массив проб аргиллитов и баженовитов | 198 | **0.407** | **–0.638** | **0.608** | 0.055 | –0.008 | –0.094 | **–0.449** |
| Баженовиты – все пробы | 135 | **–0.326** | 0.081 | **0.501** | **0.216** | –0.165 | 0.093 | **–0.225** |
| Аргиллиты - все пробы | 63 | –0.011 | –0.241 | **0.338** | –0.053 | 0.157 | –0.152 | –0.106 |
| Баженовиты и аргиллиты – скв. 8155 | 21 | 0.431 | **–0.788** | **0.842** | 0.32 | 0.112 | 0.162 | **–0.719** |
| Баженовиты – скв. 8155 | 11 | **–0.800** | –0.091 | 0.469 | 0.319 | –0.500 | 0.014 | 0.209 |
| Аргиллиты – скв. 8155 | 10 | –0.297 | –0.236 | 0.227 | –0.256 | –0.174 | 0.470 | 0.006 |

Примечание: жирным шрифтом выделены значимые значения парной корреляции.

аргиллитах (10 проб) еще более велик – 18,46 % и 2.13 % соответственно. При этом значительная часть органического вещества свиты была утеряна на стадиях диагенеза и катагенеза. Потери его по данным С.И. Филиной с соавторами [1984] могли составлять 10–30 % от исходного, а по расчетам А.Э. Конторовича с соавторами [1967] – до 30–40 и даже 50 %.

Для оценки роли организмов с кремнистым скелетом (прежде всего радиолярий, имея в виду ограниченное развитие в баженовской свите диатомей) в первичном накоплении в свите органического вещества важно знать содержание в породах органического углерода и аутигенного кремнезема и их соотношение, что могло бы помочь ответить на вопрос, в какой мере радиолярии были способны принести в осадок достаточное количество органического вещества, наблюдаемого в составе свиты, даже без учета его позднейшей потери. Проведенные расчеты показали, что в баженовской свите для различных выборок баженовитов и аргиллитов, рассматриваемых раздельно и по совокупности, на 100 % кварца, принимаемого за аутигенный, содержится от 9 до 54 % органического углерода. К сожалению, мы не смогли найти в литературе сведений о прижизненном содержании в радиоляриях органического углерода и использовали в настоящей работе сведения о содержании его в радиоляритах. По приводимым В.С. Вишневской [1984] химическим анализам, пересчитанным нами на минералогический состав по методике О.М. Розена и Ю.А. Нистратова [1984], в радиоляритах и радиоляритовых илах на 100 % кварца содержится не более 0.8 % органического углерода, что во много раз меньше, чем это наблюдается в баженовской свите. Следует признать, что при любых допущениях радиоляриты привносили в состав баженовской свиты самое минимальное количество органического вещества. Этот вывод находится в кажущемся противоречии с данными проведенных ранее статистических (корреляционных) анализов, показывавших существование значимой положительной корреляции между содержаниями в породах баженовской свиты органического углерода и кварца [Занин и др., 1997] или $SiO_2$ [Гурари и др., 1988]. В настоящей работе мы повторили соответствующий корреляционный анализ, но уже не только по совокупности баженовитов и аргиллитов, как это было сделано ранее, но и по каждому из этих типов пород (см. таблицу). Полученные результаты оказались весьма показательными.

По совокупности анализов для всего массива проб прослеживается значимая положительная корреляция органического углерода с кварцем и пиритом и значимая отрицательная – с глинистым материалом и полевым шпатом, что отвечает более ранним нашим анализам [Занин и др., 1997]. Однако существенно иная картина наблюдается раздельно для баженовитов и аргиллитов. По пробам баженовитов по всей их выборке отмечается уже не положительная, а значимая отрицательная корреляция органического углерода с кварцем при сохранении значимой положительной корреляции с пиритом и значимой отрицательной – с полевым шпатом. Симптомично появление в этой группе баженовитов значимой положительной корреляции с кальцитом. Значимая отрицательная корреляция органического углерода с кварцем наблюдается для баженовитов и по скв. № 8155. Для аргиллитов корреляция органического вещества с кварцем также отрицательная, хотя и не значимая. Как видно, значимая корреляция органического вещества с глинистым материалом и полевым шпатом в тех случаях, когда она проявлена – всегда отрицательная, с пиритом – всегда положи-

тельная. Сложнее стоит вопрос о характере связи с органическим веществом кварца – для всего массива проб кварц и $C_{орг}$. коррелируются на значимом положительном уровне (для скв. № 8155 – тоже на положительном уровне, хотя и не значимом), а отдельно для баженовитов в обоих случаях их связь значимая отрицательная. Следует думать, что существенно более медленный темп седиментации материала баженовитов по сравнению с аргиллитами сопровождался и более высокой по сравнению с аргиллитами концентрацией в формируемом осадке как реликтов радиолярий, так и бесструктурных органических форм. Это и привело к значимым положительным значениям парной корреляции кварца и органического вещества, проводимой по совокупности анализов той и другой групп пород, тогда как вклад самих радиолярий в общий баланс органического материала в осадке (а затем в породе) был, очевидно, минимален.

Наблюдаемые значимые почти во всех выборках положительные коэффициенты корреляции органического вещества с пиритом следует связывать опосредованно с сульфатредуцирующими бактериями, игравшими, очевидно, существенную роль в накоплении органического вещества в баженовской свите. Вопрос о соотношении бентосного и планктонного бактериального материала в свите остается открытым.

Таким образом, проведенный анализ подтвердил представления исследователей, связывающих органическое вещество баженовской свиты с преимущественно бесскелетными формами.

## ЛИТЕРАТУРА


*Брадучан Ю.В. Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынников С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С.* Баженовский горизонт Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

*Булынникова С.Л., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С.* Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1978. 86 с.

*Вишневская В.С.* Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 120 с.

*Гурари Ф.Г., Вайц В.Я., Меленевский В.Н., Москвин В.И., Перозио Г.Н., Предтеченская Е.А., Рудницкая Д.И., Стасова О.Ф., Фролов В.Х., Фролова Л.*А. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. М.: Недра, 1988. 199 с.

*Дорофеева Т.В., Краснов О.Г., Лебедев Б.А., Петрова Г.В., Позиненко Б.В.* Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. Л.: Недра, 1983. 131 с.

*Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Меленевский В.Н., Давыдов Д.Ю.* О двух вещественно-генетических типах черных сланцев баженовской свиты // Докл. РАН. 1999. Т. 368. С. 91–94.

*Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Эдер В.Г.* Некоторые аспекты формирования баженовской свиты в центральных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. 2005. № 4. С. 118–135.

*Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Давыдов В.Ю., Меленевский В.Н.* Корреляционные связи органического вещества с минеральными компонентами в баженовской свите // Геология нефти и газа. 1997. № 1. С. 23–25.

*Конторович А.Э., Бабина Н.М., Богородская Л.И., Винокур Б.Г., Замин Ю.Г., Колганова М.М., Липницкая Л.Ф., Луговцов Г.М., Мельникова В.М., Парпарова Г.М., Рогозина Е.А., Стасова О.Ф., Трушков П.А., Фомичев А.С.* Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западной Сибири. Л.: Недра, 1967. 223 с.

*Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н, Замирайлова А.Г., Казаненков В.А., Казарбин В.В., Махнева Е.Н., Ямковая Л.С.* Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород баженовской свиты (*Западная* Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1477–1491.

*Розен О.М., Нистратов Ю.А.* Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам // Сов. геология. 1984. № 3. С. 3–12.

*Сверчков Г.П.* Формирование нефтяных и газовых залежей в северо-западной части Западно-Сибирской низменности // Геология нефти. 1958. № 6. С. 8–14.

*Ушатинский И.Н.* Природа органического вещества в отложениях баженовской свиты Западной Сибири // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках (Седикахиты): Тез. докл. М., 1979. С. 251–253.

*Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С.* Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Наука, 1984. 36 с.

# ОСОБЕННОСТИ ФАЦИАЛЬНОЙ ЗАВИСИМОСТИ РАННЕОЛЕНЕКСКИХ КОНОДОНТОФОРИД ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ

**Т.В. Клец**

*Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2;*
*e-mail: fossil@lab.nsu.ru*

Северо-западное обрамление Пацифики по современным представлениям состоит из мозаики различных по размерам тектонических блоков, характеризующихся принципиально различной геологической историей, в расшифровке которой значительную роль играют стратиграфические исследования [Дагис и др., 1989; Кемкин, 2006]. Среди них выделяются кремнистые глубоководные океанические фации, накапливающиеся ниже уровня карбонатной компенсации на значительном расстоянии от палеоберега. Разнообразие и богатство радиоляриевой и конодонтовой фаун свидетельствуют о приуроченности ее к тропической зоне [Брагин, 1991; Клец, 1995]. К западу от зоны развития кремнистых триасовых толщ развиты исключительно терригенные отложения. Это верхоянский комплекс, сложенный песчаниками, алевролитами, аргиллитами, практически без карбонатных и кремнистых пород, содержащий разнообразные однотипные остатки относительно мелководных бореальных организмов. На IV Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья для вышеназванных толщ триаса разработаны отдельные стратиграфические схемы по различным группам фаун [Решения...,1994]. Обильный палеонтологический материал по конодонтам, выделенным из кремнистых толщ Дальнего Востока России, показал следующее. В палеобассейнах в удаленных от берега пелагических обстановках обитал практически единственный род *Neospathodus* [Рыбалка, 1987; Бурий, 1989; Брагин, 1991; Клец, 1995]. Это послужило основанием для выделения в нижнеоленекском ярусе зоны Neospathodus waageni, стратиграфического аналога аммоноидных зон Дальневосточного региона Hedenstroemia bosphorensis (верхняя часть) и Anasibirires nevolini или аналога зон Lepiskites kolymensis и Wasatchites tardus Общей стратиграфической шкалы [Решения...,1994]. Также доказано, что территория Приамурья и Приморского края по резкому преобладанию в ассоциациях моллюсков тетических родов в раннем и среднем триасе относилась к северной окраине Восточного Тетиса [Захаров и др., 1996]. Между биохориями первого ранга, надобластями Панбореальной и Тетис–Панталассы (номенклатура принята по: [Брагин, 2002; Шурыгин, 2005]) нет тождества синхронных комплексов раннетриасовых конодонтофорид из различных регионов [Клец, 2006, 2008].

Дальнейшее достаточно уверенное районирование в пределах выделенных биохорий и совершенствование биостратиграфических схем сопряжено с необходимостью учета данных биофациального анализа. Г.И. Бурий [1989] в Южно-Приморском бассейне проследила ассоциации конодонтофорид для времени Parachirognathus–Furnishius (ранний оленек). Во внутришельфовых (прибрежно-мелководных) отложениях о-ва Русский ею установлена обедненная ассоциация с характерным видом *Parachirognathus symmetrica* (Staesche) (биофация Parachirognathus). Во внешнешельфовых отложениях (побережье Уссурийского залива, бассейны рек Артемовки и Каменушки) ею выделена биофация Neogondolella–Smithodus по появлению видов родов *Neospathodus* (4 вида), *Smithodus* (в нашем понимании – *Neospathodus*) (3 вида) и вида *Neogondolella milleri* (в нашем понимании – *Scythogondolella milleri*). Однако в данной ассоциации явно доминирует *Furnishius triserratus* (до 170 экз.).

Т.М. Окуневой (ВСЕГЕИ) и автором (ПГО "Дальгеология", в настоящее время НГУ) в 1986 г. на хр. Большие Чурки, в 5.5 км к юго-западу от пос. Унгун (рис. 1) был изучен разрез нижнего триаса, собран палеонтологический материал по аммоноидеям из зон Hedenstroemia bosphorensis и Anasibirites nevolini, а также отобраны пробы на конодонты. Полученные из данного местонахождения сведения по конодонтам остались неопубликованными в Решениях IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья [Решения...,1994] и в настоящей статье приводятся впервые. Найденные на двух стратиграфических уровнях желто-коричневые конодонты имеют хорошую сохранность, характеризуются утолщенными платформой и зубцами.

Нижний комплекс с *Furnishius triserratus* Clark и неопределимыми стержневидными элементами (*Parachirognathus*(?) sp.) выделен из 50-сантиметровых конгломератов, связанных постепенным переходом с песчаниками и приуроченных к средней части пачки чередующихся пластов плотного массивного слюдистого песчаника и зеленоватых алевролитов с обилием аммоноидей, характерных для верхней части нижней зоны оленекского яруса, Hedenstroemia bosphorensis. В их составе определены *Owenites nevolini* (Buriji et




**Рис. 1.** Схема местонахождения конодонтов на территории Еврейской автономной области:

1 – местонахождение конодонтов; 2 – населенные пункты; 3 – автомобильная дорога.

Zhar.), *Dieneroceras chaoi* Kipar., *Arctoceras septentrionale* (Dien.), *A. simile* Kipar., *Churkites egregious* Zhar. et Okun.) и другими [Окунева, 1990; Решения..., 1994]. Второй более молодой комплекс со *Scythogondolella milleri* (Muller) установлен в зоне Anasibirites nevolini, представленной в изученном разрезе песчаниками, местами известковистыми и охарактеризованными аммоноидеями *Anasibirites onoi* (Yehara), *A.* cf. *kinguanus* (Waagen), *Wasatchites* sp. ind. [Окунева, 1990; Решения..., 1994]. На основе двух перечисленных комплексов предлагается выделить два местных биостратиграфических подразделения в ранге "зон": зоны Parachirognathus–Furnishius и Scythogondolella milleri (см. таблицу).

Обобщая палеонтологический материал по раннеоленекским конодонтам Еврейской автономной области, югу Хабаровского и Приморского краев следует отметить следующее.

1. Для отложений, накапливающихся в раннеоленекскую фазу Parachirognathus–Furnishius в условиях мелководного шельфового теплого экваториально моря, характерны следующие ассоциации конодонтофорид ("биофации"). Биофация Parachirognathus с характерным видом *Parachirognathus symmetrica* соответствует прибрежным внутришельфовым отложениям (о-в Русский). Для внешнешельфовых отложений (хр. Большие Чурки, побережье Уссурийского залива, бассейны рек Артемовки и Каменушки) характерна ассоциация Furnishius triserratus–Scythogondolella milleri, в которой доминируют виды-индексы. Для глубоководных океанических фаций (фазы Parachirognathus–Furnishius и Scythogondolella milleri) типична ассоциация Neospathodus (рис. 2).

2. Предлагаемая закономерность распределения ассоциаций конодонтофорид от палеоберега в сторону открытого моря в тропическом поясе не противоречит закономерностям, установленным ранее для бореальных областей [Клец, Курушин, 2005]. В высоких широтах по мере удаления от палеоберега в зоне нижней сублиторали и псевдоабиссальной зоне в ассоциациях увеличивается процентное содержание *Scythogondolella milleri*, видов рода *Neospathodus*, а также *Neogondolella composita* Dagys, имеющего узкую удлиненную платформу.

Установленная зависимость раннеоленекских конодонтовых ассоциаций от обстановок осадконакопления не была учтена при составлении региональных стратиграфических схем триасовых отложений Восточного Забайкалья и Дальнего Востока России в 1990 г. [Решения..., 1994]. Для нижнего оленекского подъяруса юга Дальнего Востока по конодонтам нами предлагается уточненная схема, учитывающая особенности их геохронологического распространения и фациальной зависимости (см. таблицу).

Ниже приводится описание раннеоленекских конодонтов из карбонатно-терригенных отложений хр. Большие Чурки.

## СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

ТИП **CONODONTA Pander 1856**
Отряд **CONODONTOPHORIDA Eichenberg 1930**
Род ***Scythogondolella* Kozur 1989**

***Scythogondolella milleri* (Muller 1956)**
Таблица, фиг. 1

1956 *Gondolella milleri* Muller: Muller, p. 823, pl. 95, figs. 1–9.
1971 *Neogondolella milleri* (Muller): Sweet et al., p. 448, pl. 1, figs. 37.
1973 *Neogondolella milleri* (Muller): Mosher, p. 167, pl. 19, figs. 22, 23, 25.
1979 *Neogondolella milleri* (Muller): Бурий, с. 64, табл. XI, фиг. 1–8, табл. XV, табл. XVI.
1979 *Neogondolella milleri* (Muller): Solien, p. 302, pl. 2, figs. 19–26.
1996 *Neogondolella milleri* (Muller): Дагис и др., с. 141, табл. 64, фиг. 15.
2006 *Scythogondolella milleri* (Muller): Клец, Копылова, с.99, табл. I, фиг. 1, 6, 7.

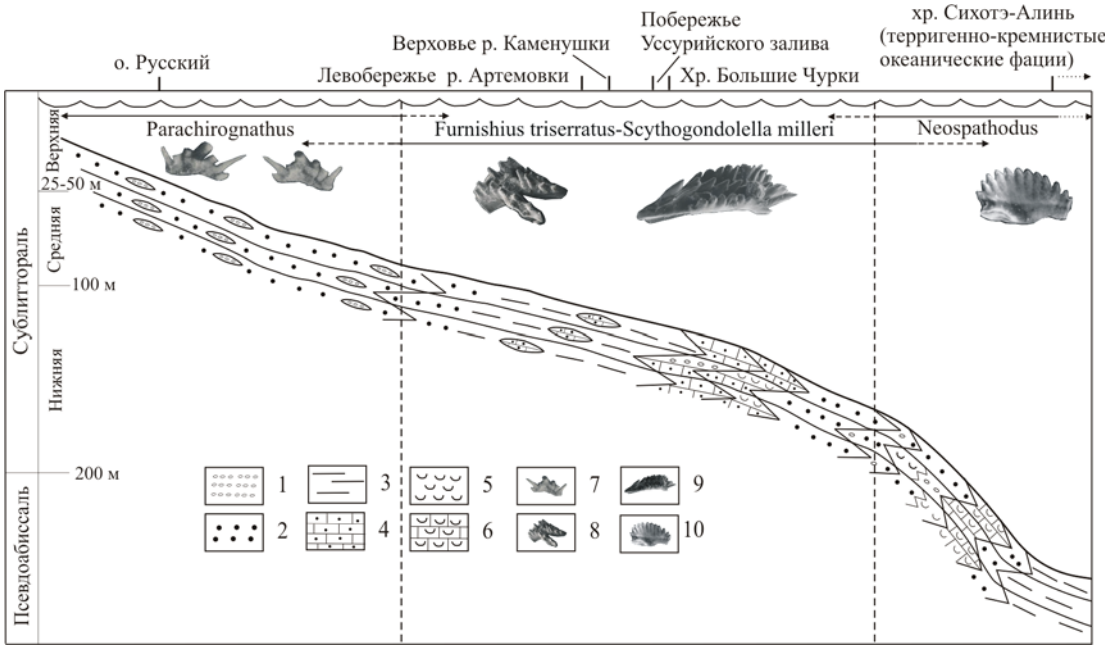



**Рис. 2.** Схематический батиметрический профиль через северную окраину восточного Тетиса и ассоциации конодонтофорид в фазы Parachirognathus–Furnishius и Scythogondolella milleri:

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – песчаники известковистые; 5 – ракушняки; 6 – органогенные известняки; роды: 7 – *Parachirognathus*; 8 – *Furnishius*; 9 – *Scythogondolella*; 10 – *Neospathodus*.

Г о л о т и п . *Gondolella milleri* Muller (Muller, 1956, табл. 95, фиг. 46), Северная Америка, штат Невада, нижний триас, слои с Anasibirites.

О п и с а н и е . Платформа широкая с утолщенными, приподнятыми краями. Соотношение длины к ширине – 4:1. Наибольшая ширина платформы приходится на среднюю треть. На боковых сторонах платформы расположены достаточно высокие 9 – 10 зубцов. Осевой гребень состоит из 10 – 11 зубцов с треугольными вершинами. Зубцы на боковых сторонах слиты на большую часть высоты, чем зубцы осевого гребня. В передней части гребня зубцы вертикальные, по направлению к заднему краю наклон зубцов увеличивается. Главный зубец краевой, высокий, сильно отклонен назад. Киль низкий, к заднему концу превращается в петлевидное утолщение, окружающее борозду, переходящую в базальную ямку. Нижняя сторона слабо асимметрично аркообразно изогнута.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е . Нижний триас, оленекский ярус, нижнеоленекский подъярус (смитский ярус) Индии (Кашмир), Невады, Британской Колумбии, Арктических островов Канады и России.

М а т е р и а л . Хр. Большие Чурки, обр. 2-2 (17 экз.).

### Род *Furnishius triserratus* Clark 1959

Таблица, фиг. 2

1959 *Furnishius triserratus* Clark: Clark, p. 311, pl. 44, figs. 1–6.

1971 *Furnishius triserratus* Clark: Sweet et al., pl. 1, fig. 35.

1973 *Furnishius triserratus* Clark: Mosher, p. 162, pl. 17, figs. 24, 26.

1979 *Furnishius triserratus* Clark: Solien, p. 301, pl. 2, figs. 3, 5, 10, 14, 16–18.

1979 *Furnishius triserratus* Clark: Бурий, с. 48, табл. VI, фиг. 1–4, табл. XXI, фиг. 1.

Г о л о т и п . *Furnishius triserratus* Clark (Clark, 1959, табл. 44, фиг. 3, 4), Северная Америка, штат Невада, нижний триас, микоцерасовый слой.

О п и с а н и е . Конодонты, задний отросток которых более тонкий, чем два передних. Имеется один ряд зубцов, который слегка загнут на внутреннюю боковую сторону. Зубцы на обеих передних отростках располагаются в два-три продольных ряда, образуя при этом и поперечные ряды. Зубцы на всех трех отростках приблизительно одинаковой высоты, за исключением крайних, самых маленьких, которые слиты только у основания и наклонены назад.

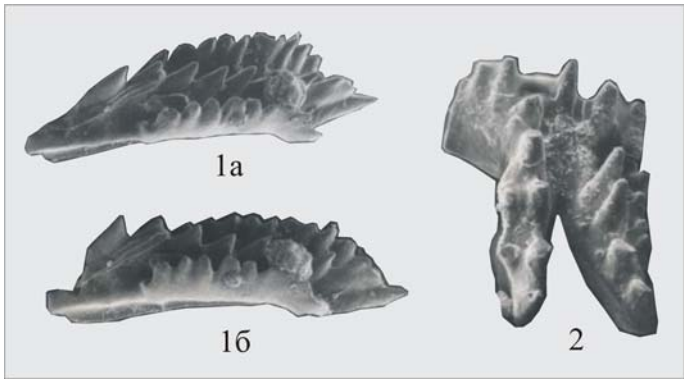
Конодонтовая биостратиграфическая схема нижнего оленекского подъяруса юга Дальнего Востока России

| ОСШ | | Региональные стратиграфические подразделения | | |
|---|---|---|---|---|
| Подъярус | Зоны | Зоны по аммоноидеям | конодонтовые зоны (предлагаемые) | |
| | | | шельфовые фации | океанические фации |
| Нижнеоленекский | Wasatchites tardus | Anasibirires nevolini | Scythogondolella milleri | Neospathodus waageni |
| | Lepiskites kolymensis | Hedenstroemia bosphorensis | Parachirognathus-Furnishius | |
| | Hedenstroemia hedenstroemi | | ? | |

**ПОЯСНЕНИЕ К ТАБЛИЦЕ**

Коллекция хранится в г. Хабаровске, в геологическом музее ФГУП “Дальгеофизика” под номером 47. Все экземпляры из нижнеоленекских отложений хр. Большие Чурки (Дальний Восток России, Еврейская автономная область).

Фиг. 1. *Scythogondolella milleri* (Muller), 1а – экз. № 2-2/1, Ч 60, вид сверху и сбоку; 1б – экз. № 2-2/1, Ч 60, вид сбоку.
Фиг. 2. *Furnishius triserratus* Clark, 2 – экз. № 2-1/1, Ч 80, вид спереди и сверху.



Геологический возраст и географическое распространение. Нижний триас, оленекский ярус, нижнеоленекский подъярус (смитский ярус) Невады, Британской Колумбии, Арктических островов Канады, России.

Материал. Хр. Большие Чурки, обр. 2-1 (20 экз.).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 06-05-64205а и 07-05-00204а и Инновационного образовательного проекта Рособразования № 456.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Брагин Н.Ю.* Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.

*Брагин Н.Ю.* Радиолярии триаса: зональная стратиграфия и палеобиогеографическое районирование: Автореф. дис. ... д-ра геол.–мин. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 54 с.

*Бурий Г.И.* Конодонты и стратиграфия триаса Сихотэ-Алиня. Владивосток: ГИН ДВО АН СССР, 1989. 136 с.

*Бурий Г.И.* Нижнетриасовые конодонты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. 142 с.

*Дагис А.С., Дагис А.А., Ермакова С.П., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Соболев Е.С., Трущелев А.М.* Триасовая фауна Северо–Востока Азии. Новосибирск: 1996, Наука. 167 с.

*Дагис А.С., Дагис А.А., Клец Т.В.* Вопросы биостратиграфии и палеобиогеографии триаса экзотических блоков Северо-Западной Пацифики // Ярусные и зональные шкалы Бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 52–60.

*Захаров В.А. Курушин Н.И., Похиалайнен В.П.* Палеобиогеографические критерии геодинамики террейнов Северо-Восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 3–22.

*Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 257 с.

*Клец Т.В.* Биостратиграфия и конодонты триаса Среднего Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Изд-во НГУ, 1995. 118 с.

*Клец Т.В.* Основные черты палеогеографической дифференциации конодонтофорид в раннетриасовую эпоху // Палеонтология, биостратиграфии и палеобиогеографии Бореального мезозоя: Материалы науч. сес., посвященной 95-летию со дня рождения чл.-кор. АН СССР В.Н. Сакса. Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал “Гео”, 2006. С. 140–143.

*Клец Т.В.* Палеогеографическое районирование триасовых морей по конодонтофоридам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. (В печати).

*Клец Т.В., Копылова А.В.* Новые находки триасовых конодонтофорид на Северо-Востоке Азии // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2006. Т. 47, вып. 8. С. 95–105. (Прил. к журн. Геология и геофизика).

*Клец Т.В., Курушин Н.И.* Раннетриасовые ассоциации конодонтофорид и двустворчатых моллюсков на севере Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 3. С. 53–62.

*Окунева Т.М.* Биостратиграфия триасовых отложений южных районов востока СССР (без Приморского края) // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Проект № 272. Владивосток, 1990. С. 125–136.

*Решения* Четвертого межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. Хабаровск, 1994. 124 с.

*Рыбалка С.В.* Триасовые конодонты из кремнистых пород Приморья // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. Владивосток, 1987. С. 82–87.

*Шурыгин Б.Н.* Биогеография, фации и стратиграфия нижней и средней юры Сибири по двустворчатым моллюскам. Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал “Гео”, 2005. С. 155.

*Clark D.L.* Conodonts from the Triassic of Nevada and Utah // Journal of Paleontology. 1959. V. 33, N 2. P. 305–312.

*Mosher L.C.* Triassic conodonts from British Columba and the northern Arctic Islands // Geol. Surv. Cana. 1973. Bull. 222. P. 141–142.

*Muller K.J.* Triassic Conodonts from Nevada // J. Paleontol. 1956. N 30. P. 818–830.

*Solien M.A.* Conodonts biostratigraphy of Laver Triassic Thaynes Formation, Utah // J. Paleontol. 1979. V. 53, N 2. P. 276 – 306.

*Sweet W.C., Mosher L.C., Clark D.L, Collinson J.W., Hasenmueller W.A..* Conodont biostratigraphy of the Triassic // Symposium on Conodont Biostratigraphy / Ed. Sweet W. C. Bergstrom S.M. 1971. P. 441–465. (Geol. Soc. Amer. Mem. V. 127).

# ПЕРВАЯ НАХОДКА РОДА *CHIOSELLA* KOZUR 1989 (КОНОДОНТЫ, ВЕРХНИЙ ОЛЕНЕК) НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

**Т.В. Клец, А.В. Копылова**

*Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2;*
*e-mail: fossil@lab.nsu.ru*

Раннетриасовые конодонты на Северо-Востоке России (Омулевское поднятие) впервые найдены в бассейне р. Колымы в верховье р. Зырянки в 1.2 км ниже по течению от оз. Тургояк (рис. 1), где в 1993 г. А.Г. Константиновым, Е.С. Соболевым и А.В. Ядренкиным на 20-километровом участке выше устья руч. Горный проведено детальное биостратиграфическое изучение ряда обнажений триаса [Константинов и др., 1997]. В обр. М1-1, отобранном на расстоянии 1.5–2 м ниже кровли слоя 1 обн. М1 (рис. 2) на северо-восточном крыле антиклинальной складки в стратотипе сасырской свиты [Константинов, Соболев, 2000], в черных, известковистых алевролитах с линзами и прослоями (0.2–0.3 м) темно-серых глинистых известняков обнаружены многочисленные (более 600 экземпляров) конодонты черного цвета хорошей и удовлетворительной сохранности [Клец, 1998]. Среди разнообразных пектиниформных элементов были установлены ранее известные на территории Средней Сибири [Дагис, 1984] позднеоленекские *Neogondolella jubata* Sweet, *N. taimyrensis* Dagys, *Neogondolella* (=*Paragondolella*) *paragondolellaeformis* Dagys, *N.* sp. A, а также новые виды *Neogondolella captica*, *N. amica* Klets и *Neospathodus* aff. *timorensis* (Nogami). Среди обильных рамиформных элементов Т.В. Клец [1998] определила *Xaniognathus* sp., *Enantiognathus* sp., *Prioniodina* sp. и *Hindeodella* sp. Видимая мощность свиты в данном разрезе составляет 8 м.

Проведенный авторами анализ морфологии триасовых конодонтов, основанный на материалах по Северо-Востоку Азии [Копылова, 2006; Klets, Kopylova, 2007] и литературных данных, позволил уточнить объемы наиболее стратиграфически значимых для территории Арктики родов *Neogondolella*, *Paragondolella*, *Neospathodus* и *Chiosella*. Так, например, по форме платформы, строению свободного листа и неразделенной на две части базальной ямки вид *Neogondolella paragondolellaeformis* Dagys следует включить в состав рода *Paragondolella* Mosher 1968 [Клец, Копылова, 2008].

Детальное дополнительное монографическое изучение найденных в бассейне р. Зырянки конодонтов позволило доказать существование в Арктических широтах рода *Chiosella* Kozur1989, виды которого, по мнению многих исследователей, имеют первостепенное значение при проведении границы между нижнем и среднем триасом в Тетическом регионе [Kozur, 2003; Orchad et al., 2007]. *Neospathodus* aff. *timorensis* (Nogami) по наличию четкого ребра на боковой стороне, V-образной борозде и конусовидной базальной ямке относится нами к роду *Chiosella* Kozur 1989 с типовым видом *Gondolella timorensis* Nogami [Kozur, 1989] и является новым видом *Chiosella omulyovika* Kopylova, Klets sp. nov. В данном местонахождении также установлен и другой новый вид – *Chiosella crepidica* Klets, Kopylova sp. nov. В филоморфогенетической линии род *Chiosella* представляет, наиболее вероятно, группу между *Neospathodus* и *Nicoraella* (*Neospathodus* → *Chiosella* → *Nicoraella)* и существовал в переходное позднеоленекское–раннеанизийское время. Учитывая важное биостратиграфическое значение рода *Chiosella* и дальнейшую возможность бореально-тетической корреляции, а также широкое географического распространение на территории севера Средней Сибири и Северо-Востоке России вида *Paragondolella paragondolellaeformis*, нами для этих регионов предлагается уточненная конодонтовая шка-

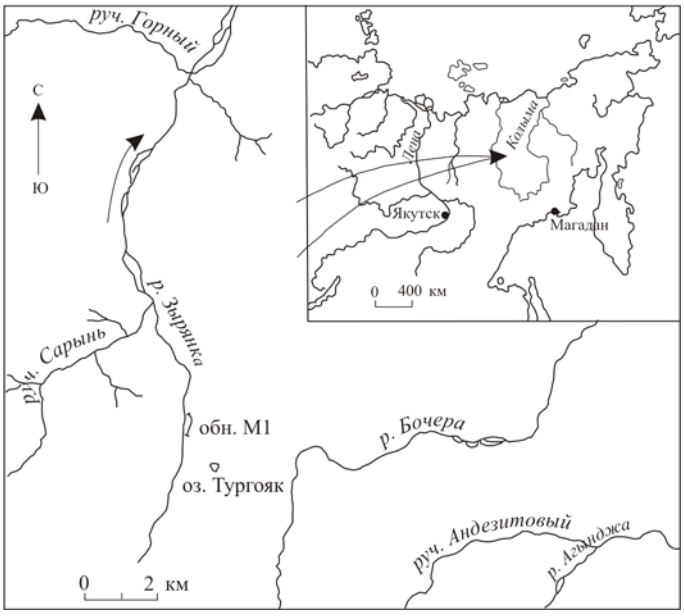



**Рис.1.** Схема местонахождения раннетриасовых конодонтов в бассейне р. Зырянки (Северо-Восток России).

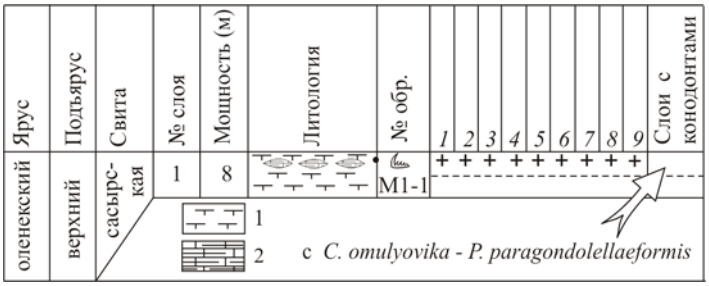



**Рис. 2.** Разрез верхнеоленекских отложений и местонахождение конодонтов в бассейне р. Зырянки. Геологические данные по А.Г. Константинову и др., 1997; А.Г. Константинову и Е.С. Соболеву, 2000:

1 – известковистый алевролит, 2 – глинистый известняк; конодонты: *1 – N. jubata, 2 – N. taimyrensis, 3 – N. captica, 4 – N. amica, 5 – P. paragondolellaeformis, 6 – C. crepidica, 7 – C. omulyovika, 8 – A. borealis, 9 – X. expansus.*

Таблица. Сопоставление биостратиграфических схем по конодонтам пограничного интервала оленекского и анизийского ярусов

| Ярус | Подъярус | Тетис-Панталассы надобласть | | | Северо-Восток Азии |
|---|---|---|---|---|---|
| | | [Sweet et al., 1971] | С-З Пацифика [Igo, Koike, 1983; Клец, 1995], с уточнением | [Kozur, 2003] | [Дагис, 1984; Клец, 1998 с уточнением] |
| анизийский | нижний | N. regale | N. regale | N. germanica | ? |
| | | | | N. regale | |
| | | | C. timorensis | C. timorensis | |
| оленекский | верхний | C. timorensis | C. gondolelloides | C. gondolelloides | Слои с *C. omulyovika-P. paragondolellaeformis* |
| | | N. jubata | N. triangularis-N. homeri | N. triangularis | P. paragondolellaeformis |
| | | | | N. homeri | |
| | | I. collinsoni | | I. collinsoni | N. jubata |
| | | Platyvillosus | | | |

ла для терминального нижнего триаса (см. таблицу). Нижнюю границу впервые выделенных слоев с Chiosella omulyovika–Paragondolella paragondolellaeformis следует проводить по появлению рода *Chiosella*, имеющего широкое распространение в Тетис-Панталассы надобласти. Полная палеонтологическая характеристика слоев дана на рис. 2.

Ниже приводятся описания впервые установленных на Северо-Востоке России конодонтов рода *Chiosella* Kozur, 1989 с двумя новыми видами *Chiosella omulyovika* Kopylova, Klets sp. nov. и *Chiosella crepidica* Klets, Kopylova sp. nov. и слоев с конодонтами Chiosella omulyovika–Paragondolella paragondolellaeformis.

## СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

### Род *Chiosella* Kozur 1989

1968 *Gondolella*: Nogami, p. 127 (pars).
1970 *Neospathodus*: Sweet, p. 244 (pars).
1979 *Neospathodus*: Бурий, с. 49 (pars).
1989 *Neospathodus*: Бурий, с. 25 (pars).
1989 *Chiosella*: Kozur, p. 415.
1995 *Neospathodus*: Клец, с. 57 (pars).
2005 *Chiosella*: Orchad, p. 87.

Т и п о в о й в и д. *Gondolella timorensis* Nogami (1968), p. 127, tab. 10, fig. 17, Новая Гвинея (о. Тимор), верхи нижнего триаса (или низы анизийского яруса).

О п и с а н и е. Конодонты с узкой ребровидной или достаточно широкой платформой, которая не охватывает задний край. Поверхность платформы гладкая. Верхняя сторона несет осевой гребень с примерно одинаковыми по высоте, дискретными или наполовину слитыми, наклоненными назад или прямыми зубцами. На нижней стороне находится киль с глубокой V-образный бороздой, переходящей в конусовидную базальную ямку с выступающими краями.

С р а в н е н и е. Описываемый род по строению осевого гребня и нижней поверхности похож на *Neospathodus*. Основное отличие заключается в том, что род *Chiosella* имеет платформу, что не характерно для представителей рода *Neospathodus*. По наличию платформы *Chiosella* имеет сходство с *Neogondolella*, но отличается строением киля, который у *Chiosella* имеет V-образную борозду, переходящую в глубокую конусовидную базальную ямку, не разделенную на две части, как у *Neogondolella*.

В и д о в о й с о с т а в. *Chiosella timorensis* (Nogami), *C. gondolelloides* (Bender), *C. omulyovika* Kopylova, Klets sp. nov., *C. crepidica* Klets, Kopylova.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний оленек–нижний анизий Непала, Пакистана, Омана, Новой Гвинеи (о. Тимор), США (Невада, Аляска), России, Индии, Японии, Китая, Иордании, Греции.

***Chiosella omulyovika* Kopylova, Klets sp. nov.**

Таблица, фиг. 1–10

1998 *Neogondolella* aff. *timorensi* (Nogami): Клец, с. 118, табл. II, фиг. 6–10.
2002 *Neogondolella* aff. *timorensi* (Nogami): Клец, с. 341, табл. CXIII, фиг. 8.

Н а з в а н и е в и д а происходит от Омулевского поднятия.

Г о л о т и п. Экз. № 1073/45, ЦСГМ [Клец, 1998, табл. II, фиг. 7]; Северо-Восток России, Омулевское поднятие, верхнее течение р. Зырянка ниже оз. Тургояк, обн. М1-1; нижний триас, верхний оленек, слои с конодонтами Chiosella omulyovika–Paragondolella paragondolellaeformis.

Д и а г н о з. Верхняя часть основания несет четко выраженное ребро. Высота осевого гребня увеличивается по направлению к переднему краю, главный зубец наклонен назад. Изогнутый элемент.

О п и с а н и е. Конодонты, вытянутые в длину, соотношение ширины к длине примерно 1:5. Осевой гребень состоит из 8–13 слитых у основания или до половины длины конусовидных зубцов. Высота осевого гребня постепенно возрастает по направлению к переднему краю. Главный зубец краевой, массивный, конусовидный, отклонен назад. У основания зубцов проходит четко выраженное ребро. В задней части элемента ребро имеет максимальную ширину и напоминает узкую платформу. Основание составляет 1/3 высоты элемента. Асимметрично дугообразно изогнутая нижняя поверхность несет киль. В осевой части киля проходит глубокая борозда, переходящая в широкую конусовидную базальную ямку, напоминающую полость с развернутыми краями.

И з м е н ч и в о с т ь. Изменчивость проявляется в различной степени изогнутости элементов. Встречаются экземпляры со значительно отогнутой назад задней половиной или четвертой частью элемента, другие – с незначительно отклоненной назад задней частью. Наблюдается различная степень выраженности бокового ребра: у некоторых экземпляров ребро слабо выраженное, у других – широкое, напоминающее узкую платформу.

С р а в н е н и е. Описываемый вид по общей форме элементов, по наличию ребра, строению осевого гребя напоминает *Chiosella timorensis* (Nogami) [Nogami, 1968, tab. 10, figs. 17–21; Wang et al., 2005, p. 624, pl. I, figs. 14, 17, 19]. Отличия состоят в том, что элементы *Chiosella omulyovika* (см. таблицу, фиг. 1–9) имеют в разной степени изогнутую форму. Главный зубец значительно отклонен назад, отличается от зубцов осевого гребня большими размерами. Зубцы гребня дискретные, расположены по отношению друг к другу на небольшом расстоянии, высота их постепенно возрастает по направлению к переднему краю. *Chiosella timorensis* Nogami имеет ровную нижнюю поверхность со слегка наклоненным вниз задним краем. Зубцы осевого гребня одинаковы по высоте, близко расположены друг к другу, главный зубец по величине слабо отличается от зубцов осевого гребня.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний триас, верхний оленекский подъярус Северо-Востока России, слои с конодонтами Chiosella omulyovika–Paragondolella paragondolellaeformis.

М а т е р и а л. Бассейн р. Зырянка (Омулевская структурно-фациальная область), обр. М1-1 (65 экз.) хорошей и удовлетворительной сохранности.

***Chiosella crepidica* Klets, Kopylova sp. nov.**
Таблица, фиг. 11–15

Название вида происходит от crepido (лат.) – платформа.

Голотип. Экз. № 1073/117, ЦСГМ; Северо-Восток России, Омулевское поднятие, верхнее течение р. Зырянка ниже оз. Тургояк, обн. М1-1; нижний триас, верхний оленек, слои с конодонтами Chiosella omulyovika–Paragondolella paragondolellaeformis.

Диагноз. Платформенный элемент. Зубцы осевого гребня конусовидные, дискретные. На нижней поверхности расположена широкая конусовидная базальная ямка с развернутыми краями, напоминающая полость.

Описание. Платформа относительно общей длины конодонтов широкая, наибольшая ее ширина приходится на среднюю треть. В заднем направлении плавно сужается, образуя округлый край, не охватывает главный зубец. В переднем направлении сужается довольно резко. Свободный лист короткий, занимает примерно седьмую часть всей длины элемента. Осевой гребень состоит из 8–10 конических дискретных или слитых у основания зубцов. Главный зубец наиболее широкий и высокий, краевой, конический, сильно отклонен назад. Нижняя поверхность асимметрично дугообразная, несет киль, в центре которого проходит узкая борозда, переходящая в глубокую коническую базальную ямку, окруженную флангами и напоминающую полость.

Сравнение. Описываемый вид по форме осевого гребня и главного зубца, строению базальной ямки имеет сходство с *Chiosella omulyovika* Kopylova, Klets sp. nov**.** Отличия заключаются в том, что *Chiosella crepidica* имеет хорошо развитую широкую платформу. У *Chiosella omulyovika* хорошо развито ребро, напоминающее узкую платформу в задней части элемента.

Распространение. Нижний триас, верхний оленекский подъярус Северо-Востока России, слои с конодонтами Chiosella omulyovika–Paragondolella paragondolellaeformis.

Материал. Омулевское поднятие, бассейн р. Зырянки (Омулевская структурно-фациальная область), обр. М1-1 (18 экз.) хорошей сохранности.

## БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Слои с Chiosella omulyovika–Paragondolella paragondolellaeformis

Виды-индексы. *Chiosella omulyovika* Kopylova, Klets sp. nov., таблица, фиг. 10, верховье р. Зырянки, Омулевское поднятие, нижний триас, верхний оленекский подъярус, слои с конодонтами Chiosella omulyovika–Paragondolella paragondolellaeformis. *Paragondolella paragondolellaeformis* (Dagys) (=*Neogondolella paragondolellaeformis* Dagys) [Дагис, 1984, с. 16, табл. IV, фиг. 14], устье руч. Менгилях, нижнее течение р. Оленек, нижний триас, верхний оленекский подъярус, аммоноидная зона Olenekites spiniplicatus.

Номенклатура. На Северо-Востоке России слои устанавливаются впервые.

Палеонтологическая характеристика. Слои охарактеризованы многочисленными конодонтами *Neogondolella jubata* Sweet, *N. taimyrensis* Dagys, *N. captica* Klets, *N. amica* Klets, *Paragondolella paragondolellaeformis* (Dagys), *Chiosella crepidica* Klets, Kopylova sp. nov., *C. omulyovika* Kopylova, Klets sp. nov., *Arctocristatus borealis* (Dagys), *Xaniognathus expansus* Mosher.

Стратиграфический объем. Соответствуют верхней части региональной аммоноидной зоне Olenikites spiniplicatus верхнего оленекского подъяруса.

Распространение. Северо-Восток России.

Корреляция. Слои сопоставляются с конодонтовыми зонами C. timorensis [Sweet et al., 1971] или C. gondolelloides [Kozur, 2003] верхнего оленекского подъяруса Тетис-Панталассы надобласти.

Авторы признательны М. Очеду (M.J. Orchad), просмотревшему фототаблицы с конодонтами в работе Т.В. Клец [1998] и поддержавшему идею выделения новых видов рода *Chiosella*.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 06-05-64205а и 07-05-00204а и Инновационного образовательного проекта Рособразования № 456.*

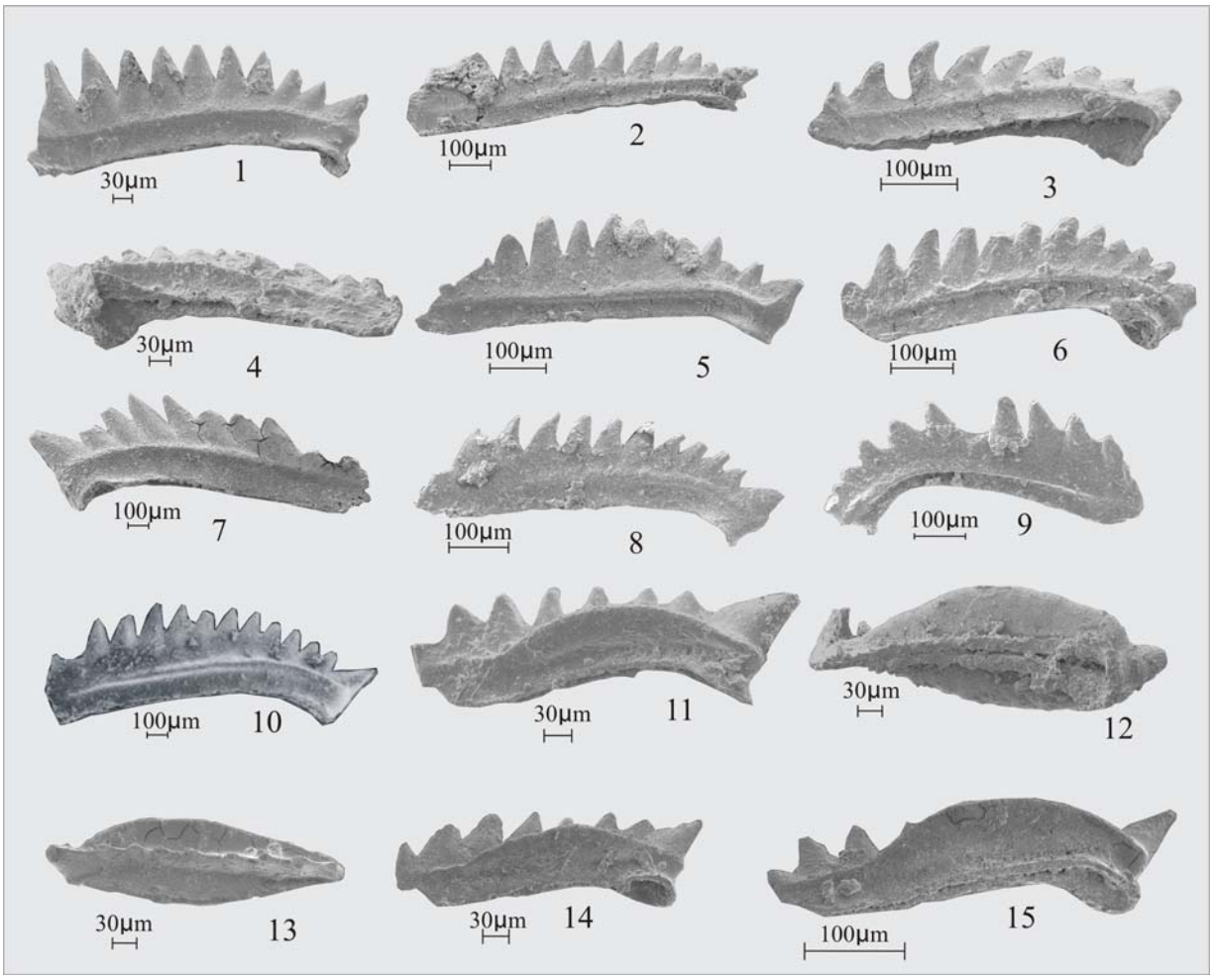
## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

### Таблица

Коллекция хранится в Центральном Сибирском геологическом музее (ЦСГМ) при Институте геологии и минералогии СО РАН в г. Новосибирске под № 1073. Все экземпляры конодонтов из верхнего оленекского подъяруса, из слоев с конодонтами Chiosella crepidica–Paragondolella paragondolellaeformis (Северо-Восток России, Омулевское поднятие, верхнее течение р. Зырянки ниже оз. Тургояк, обн. М1, полевой обр. М1-1).

Фиг. 1–9. *Chiosella omulyovika* Kopylova, Klets: 1 – экз. № 1073/53, вид сбоку, 2 – экз. № 1073/54, вид сбоку, 3 – экз. № 1073/55, вид снизу и сбоку; 4 – экз. № 1073/56, вид снизу и сбоку; 5 – экз. № 1073/57, вид сбоку, 6 – экз. № 1073/58, вид сбоку, 7 – экз. № 1073/59, вид сбоку, 8 – экз. № 1073/60, вид сбоку, 9 – экз. № 1073/61, вид сбоку,10 – экз. № 1073/45, голотип, вид сбоку.

Фиг. 11–15. *Chiosella crepidica* Klets, Kopylova: 11 – экз. № 1073/117, голотип, вид сбоку, 12 – экз. № 1073/118, вид снизу, 13 – экз. № 1073/119, вид сверху, 14 – экз. № 1073/120, вид сбоку и снизу, 15 – экз. № 1073/121, вид снизу и сбоку.




## ЛИТЕРАТУРА

*Бурий Г.И.* Нижнетриасовые конодонты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. 143 с.

*Бурий Г.И.* Конодонты и стратиграфия триаса Сихотэ-Алиня. Владивосток: Изд-во ГИН ДВО АН СССР, 1989. 136 с.

*Дагис А.А.* Раннетриасовые конодонты севера Средней Сибири. М.: Наука, 1984. 69 с.

*Клец Т.В.* Биостратиграфия и конодонты триаса Среднего Сихотэ-Алиня. Новосибирск. НГУ, 1995. 118 с.

*Клец Т.В.* Новые виды конодонтов из нижнего триаса бассейна р. Колымы // Новости палеонтологии и стратиграфии. 1998. Вып. 1. С. 113–121. (Прил. к журналуГеология и геофизика. Т. 39).

*Клец Т.В.* Описание конодонтов // Атлас фауны и флоры палеозоя–мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2002. 710 с.

*Клец Т.В., Копылова А.В.* Проблемы систематики триасовых гондолеллид (Conodontophorida, Conodonta) // Палеонтол. журн. 2008. (В печати).
*Константинов А.Г., Соболев Е.С.* Литостратиграфия триаса северо-востока Омулевкого поднятия // Отечественная геология. 2000. № 3. С. 43–47.
*Константинов А.Г., Соболев Е.С., Курушин Н.И., Клец Т.В., Ядренкин А.В.* Зональное расчленение триасовых отложений Омулевского поднятия (бассейн р. Колымы) // Геологич и геофизика. 1997. Т. 10, № 38. С. 1653–1669.
*Копылова А.В.* Систематика раннетриасовых гондолеллид Северо-Востока Азии (на примере родов *Paragondolella* и *Neogondolella*) // Современная палеонтология: классические и новейшие методы: Тез. докл. 3-й Всероссийской науч. школы молодых ученых-палеонтологов. М., 2006. С. 30–31.
*Igo H., Koike T.* Conodont biostratigraphy of cherts in the Japanese Islands // Reprinted from: Siliceons Deposits in the Pacific Region / Ed. A. Iijima, J. Hein, R. Siever. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company. 1983. P. 65–77.
*Klets T.V., Kopylova A.V.* The problem of Triassic gondolellid conodonts systematics (Conodontophorida, Conodonta) // The Global Triassic. New Mexico Museum of Natural History and Science. 2007. Bull. 41. P.131–133.
*Kozur H.* The Taxonomy of the Gondolellid Conodonts in the Permian and Triassic // Courier Forsch.-Inst. Senckenberg. 1989. № 117. P. 409–469.
*Kozur H.* Integrated ammonoid-, conodont and radiolarian zonation of the Triassic // Hallesches Jahrb. Geowiss. 2003. Bd. 25. P. 49–79.
*Mosher L.C.* Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation // J. Paleontol. 1968. V. 42, N 4. P. 895–946.
*Nogami Y.* Trias-Conodonten von Timor, Malaysien und Japan (Palaeontological Study of Portuguese Timor, 5) // Reprinted from the Memovis of the Facylty of Sciense. Kyoto University. 1968. V. XXXIX, N 2. P. 115–136.
*Orchad M.J.* Multielement conodont apparatuses of Triassic Gondolelloidea // Spec. Pap. in Paleontol. N 73. 2005. P. 73–101.
*Orchad M.J., Gradinaru E., Nicora A.* A summary of the Conodont succession around the Olenekian-Anisian boundary at Desli Caira, North Dobrogea, Romania // The Global Triassic. New Mexico Museum of Natural History and Science. 2007. Bull. 41. P. 341–346.
*Sweet W.C.* Uppermost Permian and Lower Triassic Conodonts of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan // Stratigraphic boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan. Kummel B. et Teichert C. Univ. Kansas Dent. Geol. Spec. 1970. Publ. 4. P. 207–275.
*Sweet W.C., Mosher L.C., Clark D.L, Collinson J.W., Hasenmueller W.A.*. Conodont biostratigraphy of the Triassic // Symposium on Conodont Biostratigraphy / Ed. Sweet W.C. Bergstrom S.M. 1971. P. 441–465. (Geol. Soc. Amer. Mem. V. 127).
*Wang H.M., Wang X.L., Li R.X., Wei J.Y.* Triassic Conodonts Succession and Stage Subdivision of the Guandao section, Bianyang, Luodian, Guizhou // Acta Micropalaeontol. Sini. 2005. V. 44, N 4. P. 611–626.

## БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В РАЗВИТИИ ГЛОБОТРУНКАНИД (ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ) КАК ИНСТРУМЕНТ ДЕТАЛИЗАЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

**Л.Ф. Копаевич**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские Горы, 1; e-mail: lkopaev@geol.msu.ru*

Развитие филогенетически и морфологически обособленной группы глоботрунканид, начавшееся в раннем мезозое, происходило путем выработки и совершенствования приспособлений к флотации в пелагиали. На протяжении юры и мела развитие глоботрунканид шло по пути биологического прогресса, т. е. увеличения систематического разнообразия, широкого географического расселения, многочисленности особей в популяции. Различные приспособления к планктонному образу жизни в процессе эволюции глоботрунканид формировались и совершенствовались постепенно. Образовывались различные морфотипы раковин, осваивавших различные участки акватории Мирового океана. В развитии глоботрунканид существовала периодичность, отраженная в чередовании этапов возрастания и спада систематического разнообразия, соответствующих периодам крупных структурных и климатических перестроек в истории Земли.

Как известно, планктонным фораминиферам принадлежит ведущая роль в разработке зональных стратиграфических схем. Это связано: с их быстрой эволюцией на протяжении позднемеловой эпохи; широким географическим распространением; постоянным присутствием в морских осадочных толщах разных палеогеографических областей; глоботрунканиды легко диагностируемы.

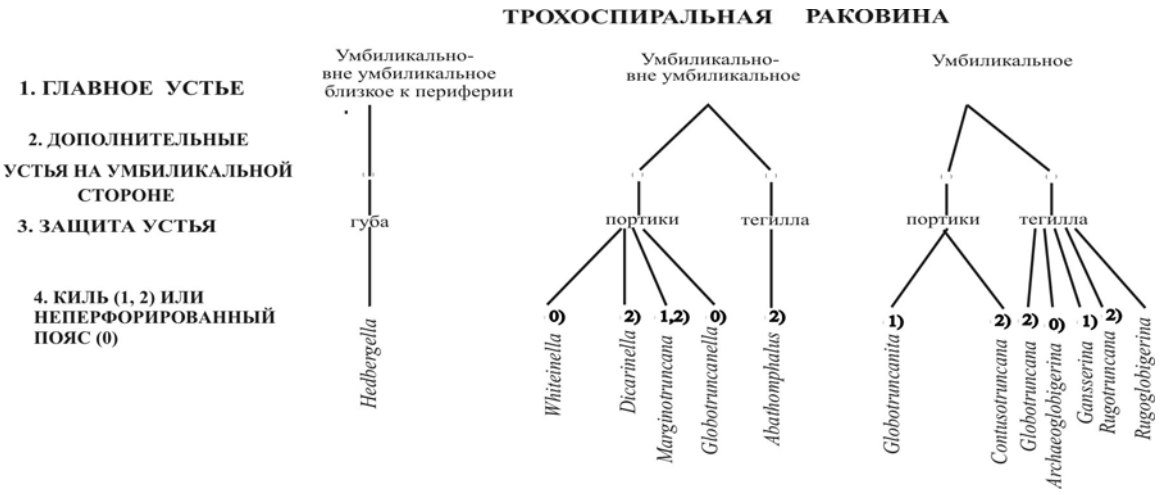



**Рис. 1.** Ключ к определению глоботрунканид (по:[Caron, 1985]).

Начиная с мелового периода при идентификации глоботрунканид используются такие морфологические характеристики раковины, как: 1) строение раковины и характер навивания камер; 2) положение главного устья; 3) пластинки, прикрывающие устье; 4) присутствие дополнительных устьев и их положение; 5) форма периферического края; 6) характер орнаментации. На основании сочетания этих признаков среди глоботрунканид выделяются следующие родовые таксоны: *Hedbergella, Ticinella, Praeglobotruncana, Rotalipora, Whiteinella, Helvetoglobotruncana, Dicarinella, Marginotruncana, Globotruncana, Contusotruncana, Globotruncanita, Archaeoglobigerina, Rugoglobigerina, Rugotruncana, Globotruncanella, Gansserina, Abathomphalus* (рис. 1).

Развитие и усложнение морфологии раковин глоботрунканид находилось в неразрывной связи и под существенным влиянием изменений палеоокеанографических обстановок [Caron, 1983; Caron, Homewood, 1983]. В целом поздний мел представлял собой исключительно благоприятный, политаксонный этап в эволюции глоботрунканид, когда возрастала плотность популяции, возникали и быстро развивались новые морфотипы, обитавшие в самых различных участках водной колонки – от эуфотической зоны до глубин 200–300 м; кроме того,они обладали различным типом "жизненной стратегии" [Caron, Homewood, 1983; Горбачик, Копаевич, 1992; Petrizzo, 2002]. Этапы политаксонных фаз высокого таксономического разнообразия прерывались относительно кратковременными, но весьма четко выраженными олиготаксонными эпизодами, которые были обусловлены неблагоприятными палеоокеанографическими обстановками – регрессиями, условиями дефицита кислорода, резкими климатическим флуктуациями.

В основу зональных схем положено выделение определенных этапов в истории развития глоботрунканид [Маслакова, 1978; Caron, 1983, 1985]. Наиболее часто применяемая в настоящее время шкала, представляющая своего рода "планктонный стандарт", содержит 16 зональных подразделений [Robaszynski, Caron, 1995].

Эта схема, основанная на филогенетических построениях, сохранила многие маркирующие индекс-виды предшествующих шкал, в частности для терминального альба, сеномана, турона и позднего маастрихта. Выделенные в сеноман-маастрихтском интервале зоны основаны на первом появлении (FO) и исчезновении (LO) маркирующих, т. е. важных в стратиграфическом отношении видов. Корреляция планктонных зон со стандартной ярусной шкалой осуществлялись через аммонитовую и иноцерамовую зонации, посредством привязки комплексов фораминифер в совместно изученных разрезах, а также через данные магнитостратиграфии (рис. 2).

В составе выделяемых комплексов глоботрунканид можно выделить три группы видов: 1. Виды, существующие на протяжении краткого промежутка геологического времени. Само присутствие этих таксонов указывает на определенный стратиграфический интервал (зона или подзона). 2. Виды, существовавшие на протяжении некоторого времени вместе со своими дочерними формами. Эти таксоны могут быть встречены в интервалах одного-двух ярусов. 3. Длительное одновременное существование предковых и дочерних форм, когда обе развиваются одновременно. Такие таксоны могут существовать на протяжении нескольких веков.

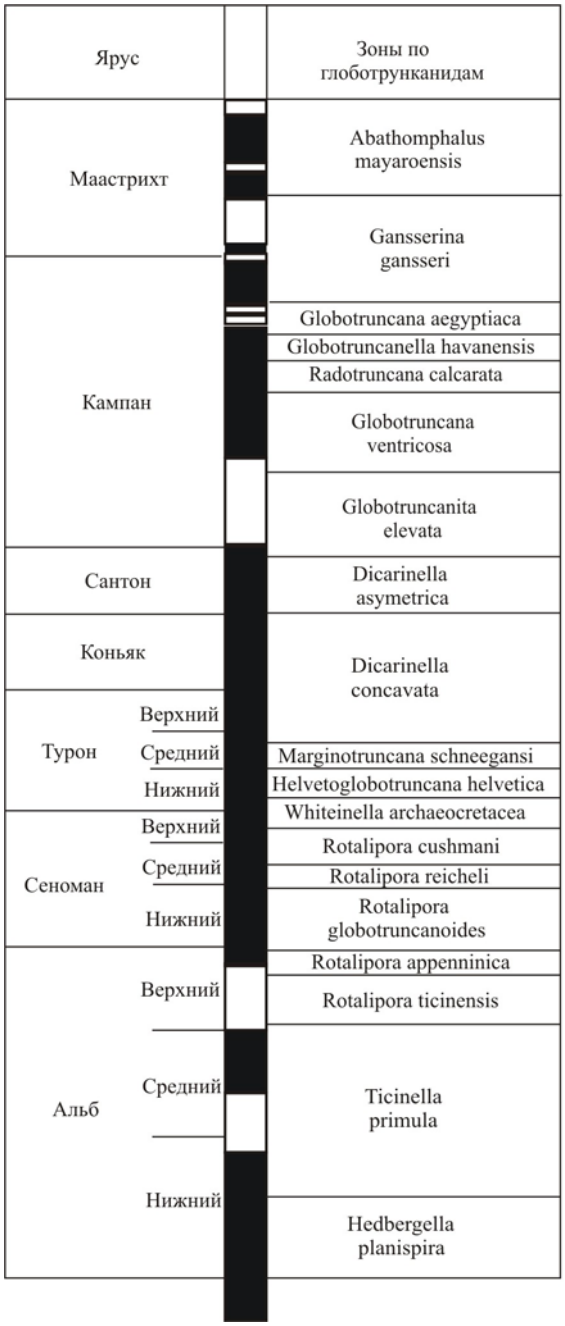



**Рис. 2.** Зональное расчленение альбских и верхнемеловых отложений по глоботрункanидам (по: [Robaszynski, Caron, 1995], с упрощениями).

Из приведенного на рис. 2 перечня существующих зональных подразделений видно, что они по своей длительности весьма неравномерны. Одни интервалы расчленены дробно, другие зоны могут превышать объем целого яруса. Поэтому для детализации стратиграфических построений приходится прибегать к выделению внутризональных уровней, фиксирующих появление определенных эволюционных изменений в морфологии раковин глоботрункanид. При этом удается выделить интервалы, не превышающие по своей длительности 500 тыс. лет.

Хорошим примером такого расчленения могут служить отложения терминальной части альба и сеномана в стратотипическом разрезе альб-сеноманской границы – Монт-Ризу (Юго-Восточная Франция). В пределах терминальной части верхнего альба выделяется зона Rotalipora appenninica. Граница зоны включает в себя интервал от первого появления зонального вида до появления *Rotalipora globotruncanoides* Sigal [Robaszynski, Caron, 1995; Gale et al., 1996]. Внутри зоны можно выделить следующую последовательность событий: в нижней ее части фиксируется интервал совместного присутствия зонального вида и планоспиральной килеватой формы *Planomalina buxtorfi* Gandolfi; следующий уровень совпадает с последним присутствием в разрезах *Planomalina buxtorfi;* затем – диапазон совместного присутствия *Rotalipora appenninica* и *R. ticinensis* Gandolfi (подзона Rotalipora appenninica/ticinensis); следующий интервал совпадает с исчезновением *R. ticinensis* (промежуток *Rotalipora appenninica* без *ticinensis*). Эта событийная шкала основана на целой серии морфологических изменений в строении раковины планктонных фораминифер (рис. 3).

К числу таких изменений относятся следующие [Горбачик, 1986; Gorbachik, Kopaevich, 2002; Вишневская и др., 2006]. Сначала субсферические камеры заменяются уплощенными в филогенетической линии *Hedbergella trochoidea – Ticinella roberti – Ticinella preaticinensis*. Этот процесс, начавшись в апте, продолжается вплоть до начала сеномана; затем умбиликальное отверстие расширяется, возникают дополнительные умбиликальные устьевые отверстия *Ticinella roberti – Ticinella preaticinensis – Rotalipora subticinensis.* Этот процесс происходил на протяжении позднего апта и всего альба. Одновременно у некоторых таксонов дополнительные умбиликальные устья трансформируются в шовные – *Ticinella preaticinensis – Ticinella primula*, *T. raynandi* и ранние *Rotalipora subticinensis, ticinensis* в позднем альбе. Наконец, киль у форм переходных от *Ticinella* к *Rotalipora* образуется в результате приострения периферического края сначала на ранних стадиях онтогенеза, а затем переходит на его более поздние стадии вплоть до последнего оборота (конец позднего альба). Форма раковины у роталипор меняется от линзовидной (начало сеномана) к умбиликально- и спирально-выпуклой (середина–конец сеномана) (см. рис. 4, [Вишневская и др., 2006]).

В детализации определенных интервалов стратиграфических схем с успехом используется влияние окружающей обстановки на состав и таксономическое разнообразие планктонных фораминифер. В этом

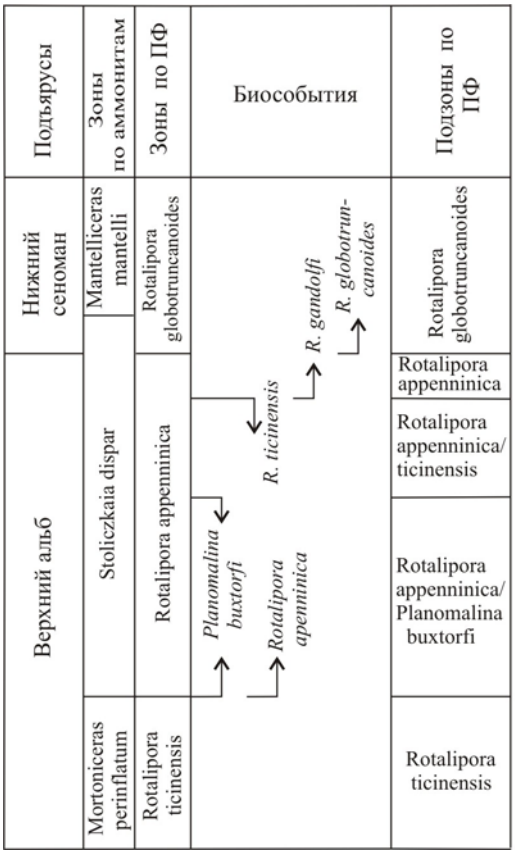



**Рис. 3.** Событийная шкала расчленения верхнеальбских отложений (по: [Gale et al., 1996]); ПФ – планктонные фораминиферы.

аспекте наиболее интересным можно считать проявление обстановок дефицита кислорода. Одним из таких интервалов дизоксии является граница сеномана и турона. Дефицит кислорода в придонных участках и внутри водного столба вызвал значительные изменения в составе комплексов планктонных фораминифер и способствовал вымиранию представителей рода *Rotalipora*. На рубеже сеномана и турона выделяется обычно зона Whiteinella archaeocretacea (см. рис. 2), в состав которой входят относительно примитивные безкилевые таксоны. Нижняя граница определяется исчезновением *Rotalipora*, верхняя – появлением первых *Helvetoglobotruncana helvetica.* Однако комплексное изучение стратотипического разреза границы сеномана и турона на территории Северной Америки (разрез Пуэбло в Рок-Каньон антиклинории) позволило не только детализировать биостратиграфическое расчленение зоны Whiteinella archaeocretacea, но и связать эти изменения с данными геохимических исследований и определениями абсолютного возраста реперных уровней [Keller, Pardo, 2004]. В результате в верхней части зоны Rotalipora cushmani выделены подзоны Praeglobotruncana praehelvetica (94. 88–94. 50 млн лет) и Anaticinella multiloculata (94.5–93.94 млн лет). Интервал вымирания *Rotalipora* охватывает интервал от 93.94 до 93.90 млн лет. Подзона Praeglobotruncana praehelvetica заключена в промежутке от FO зонального вида до FO *Whiteinella archaeocretacea.* Подзона Anaticinella multiloculata охватывает интервал от FO *Whiteinella archaeocretacea* до LO *Rotalipora greenhornensis.* Подзона, отвечающая вымиранию FO, маркируется вымиранием *R. greenhornensis* и *R. deeckei* в основании и *R. cushmani* в кровле. Следующие подзоны выделяются уже в составе зоны Whiteinella archaeocretacea, которая имеет протяженность от 93.90 до 93.29 млн лет Она подразделяется на три подзоны. Первая – Globigerinelloides bentonensis (93.9-93.86 млн лет) – охватывает интервал от LO *R.cushmani* до LO *Globigerinelloides bentonensis*. Этой подзоне также отвечает промежуток между двумя пиками $\delta^{13}C$ (рис. 4). Следующая подзона Dicarinella hagni (93.86–93.78 млн лет) ограничена LO *Globigerinelloides bentonensis* в подошве и резким возрастанием особей рода *Heterohelix* в кровле. Кроме того, в стратотипическом разрезе к этому уровню приурочено первое появление вида *Dicarinella hagni.* Подзона Heterohelix moremani охватывает интервал с резким преобладанием зонального вида до FO вида *Helvetoglobotruncana helvetica* (93.78–93.29 млн лет). Пик *Heterohelix* является надежным глобальным биомаркером, который отражает экспансию зоны кислородного минимума и пика $\delta^{13}C$. Начало зоны Helvetoglobotruncana helvetica совпадает с появлением зонального вида, приуроченного к отметке 93.29 млн лет. Граница между ярусами проводится по макропалеонтологическим данным и совпадает с отметкой 93.49 млн лет.

**Вывод**: на примере границ альба и сеномана, сеномана и турона видно, как изменение качественного и количественного состава комплексов планктонных фораминифер группы глоботрунканид, а также морфологические изменения раковин помогают детализировать расчленение разрезов. Сочетание биособытий с данными хемостратиграфии позволяет "привязать" определенные эволюционные уровни к датировкам абсолютного возраста вмещающих отложений, что значительно повышает корреляционный потенциал стратиграфических построений.

*Работа выполенена при поддержке грантов РФФИ № 08-05-00283-а и 08-05-00588-а, а также гранта ФУП "Ведущие научные школы" НШ-841.2008.5.*

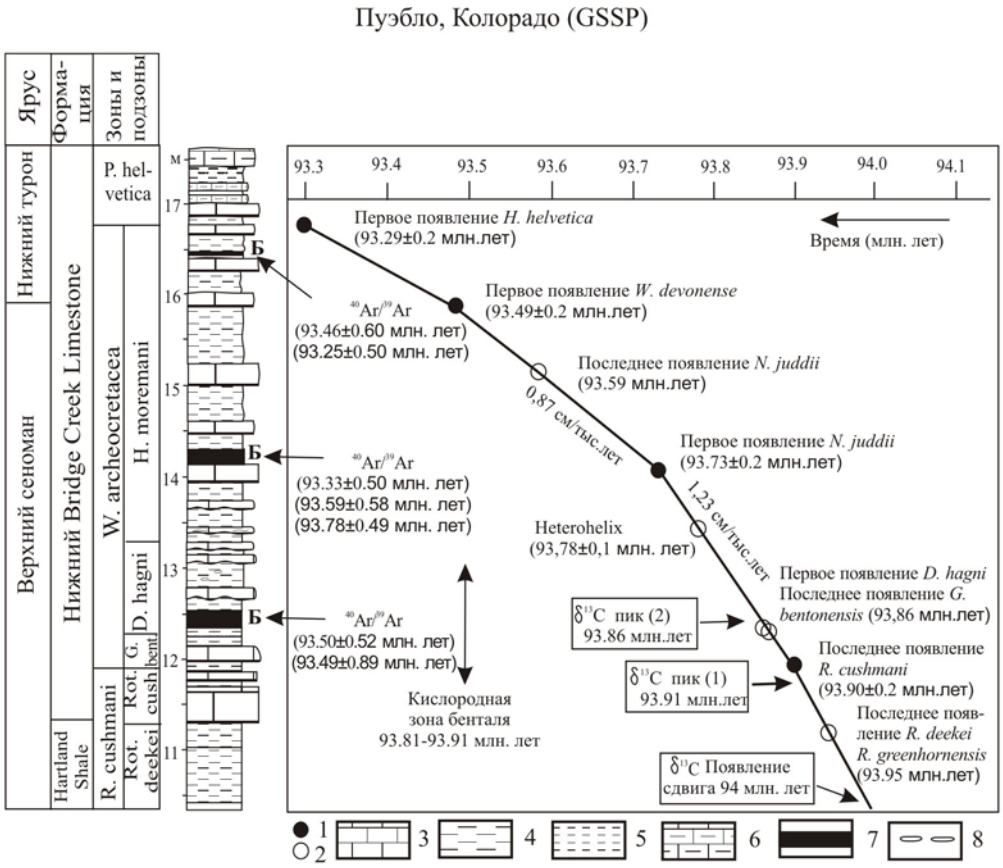



**Рис. 4.** Геохронологическая и событийная шкала расчленения сеноман-туронского пограничного интервала в разрезе Пуэбло, Колорадо [Keller, Pardo, 2004].

1 – геохронологические датировки основных биособытий [по данным Hardenbol et al., 1998]; 2 – геохронологические датировки, полученные по результатам изотопного анализа бентонитовых прослоев; 3 – известняки; 4 – мергели; 5 – аргиллиты; 6 – калькарениты; 7 – "черные сланцы"; 8 – кремневые конкреции; Б –- бентонитовые прослои.

## ЛИТЕРАТУРА


*Вишневская В.С., Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф., Брагина Л.Г.* Развитие фораминифер и радиолярий на критических рубежах альба–сеномана и сеномана–турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 42–63.

*Горбачик Т.Н.* Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы юга СССР. М.: Наука, 1986. 238 с.

*Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф.* Влияние меловых событий на эволюцию глобигеринид // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб., 1992. С. 17–29.

*Маслакова Н.И.* Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука,1978. 168 с.

*Caron M.* La spéciation chez les Foraminifera planctiques: une response adaptйe aux contraintes de l'enviroment // Zitteliana. 1983. V. 10. P. 671–676.

*Caron M.* Cretaceous planktic foraminifera // H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.). Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press, 1985. P. 17–86.

*Caron M., Homewood P.* Evolution of early planktic foraminifers // Mar. Micropaleontol. 1983. N 7. P. 453–462.

*Gale A.S., Kennedy W.J., Burnett J.A., Caron M. and Kidd B.E.* The Late Albian to Early Cenomanian sucession at Mont Risou near Rosans (Drome, SE France: an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifers, nannofossils, oxygen and carbon isotopes) // Cretaceous Res. 1996. V.17, N 5. P. 515–606.

*Gorbachik T.N., Kopaevich L.F.* Biotic events of Planktonic Foraminifer evolution at the Early-Late Cretaceous boundary // EMMM Congress. Austria, 2002. P. 23–25.

*Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B,. Jaquin Th., de Graciansky P.-Ch., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // SEPM (Soc. Sedim. Geol.). Spec. Publ. 1998. N 60. Charts 1.4.

*Keller G., Pardo A.* Biostratigraphy and palaeoenvironments of the Cenomanian-Turonian stratotype section at Pueblo, Colorado // Mar. Micropalaeontol. 2004. N 51. P. 95–128.

*Petrizzo M.R.*. Palaeoceanographic and paleoclimatic inferences from Late Cretaceous planktonic foraminiferal assemblages from the Exmouth Plateau (ODP Sites 762 and 763, eastern Indian Ocean) // Mar. Micropaleontol. 2002. V. 45. P. 117–150.

*Robaszynski F., Caron M.* Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Mediterranée // Bull. Soc. Geol. France. 1995. T. 166, N6. P. 681–692.

## БИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА СИБИРИ ПО ПАЛИНОМОРФАМ

**Н.К. Лебедева**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: LebedevaNK@ipgg.nsc.ru*

Биофациальный анализ отложений по палиноморфам, в состав которых могут входить споры и пыльца наземных растений, диноцисты, празинофиты, зигнемовые водоросли, споры водных папоротников, акритархи и другие группы неясного систематического положения, является актуальной задачей при палеогеографических исследованиях. Литературный обзор по экологии современных динофлагеллат и их цист, а также ископаемых диноцист, показал недостаточность и даже разноречивость имеющихся сведений для детальных фациальных реконструкций [Лебедева, 2008]. Это определяет необходимость исследований по выявлению зависимости распределения ископаемых диноцист и других групп палиноморф от различных факторов среды на разрезах, хорошо изученных палеонтологическими, литологическими и седиментологическими методами. Поэтому в качестве эталонного был выбран разрез верхнемеловых отложений в Усть-Енисейском районе, поскольку он наиболее полон, представлен разнофациальными отложениями с большим количеством макрофауны и богатыми комплексами растительных микрофоссилий [Лебедева, 2008]. В изученном разрезе выявлены закономерности фациальной приуроченности и индикаторные свойства отдельных групп палиноморф, морфотипов и таксонов диноцист. На основании количественных соотношений морфологических группировок и таксономических единиц выделено семь ассоциаций палиноморф [Лебедева, 2008], краткая характеристика которых приведена ниже.

**Ассоциация 1.** Споры и пыльца доминируют (90–100 %). Нередки споры водных папоротников. Микрофитофоссилии представлены пресноводными родами *Schizosporis*, *Schizocystia*, *Tetraporina*.

**Ассоциация 2а.** Споры и пыльца доминируют. Содержание пресноводных водорослей составляет 0–10 %, акритарх (роды *Micrhystridium*, *Veryhachium*, *Leiofusa*) – 0–8 %, празинофитов (роды *Pterospermella*, *Cymatiosphaera*) – 0–12 %, род *Paralecaniella* – 5–45 %. В составе диноцист количественно доминирует гониаулякоидная группа. Хоратные формы (роды *Pervosphaeridium*, *Spiniferites*, *Oligosphaeridium*, *Exochosphaeridium*, *Downiesphaeridium*) составляют 0–40 %, многочисленны и разнообразны каватные цисты. Голокаватные могут содержаться в небольших количествах (до 6 %). Характерно присутствие группы проксимохоратных цист *Cyclonephelium-Circulodinium*, а также *Fromea*, *Microdinium* (иногда более 5 %).

**Ассоциация 2б.** Споры и пыльца доминируют. Все группы присутствуют в незначительных количествах, только содержание пресноводных водорослей составляет 5–20 % и род *Paralecaniella* до 50 %. Разнообразие диноцист крайне низкое. Наиболее существенную роль играет *Fromea*.

**Ассоциация 3.** Доминирует *Paralecaniella* (80–100 %). Диноцисты отсутствуют или состав их весьма однообразен.

**Ассоциация 4.** Споры и пыльца доминируют. Пресноводные водоросли – 0–10 %, акритархи – 0–20 %, празинофиты – 0–12 %, род *Paralecaneilla* – 0–20 %. В составе диноцист доминирует перидиниоидная группа, в основном за счет каватных форм. Среди проксиматных могут быть многочисленны роды *Microdinium*, *Rhiptocorys*, *Glyphanodinium*. Содержание хоратных 0–24 %, но состав их очень однообразен.

**Ассоциация 5.** Споры и пыльца доминируют. Пресноводные водоросли – 0–5 %, акритархи – 0–15 %, празинофиты – 1–25 %, род *Paralecaniella* – 0–40 %. В составе диноцист доминируют перидиниоидные цисты. Каватные и проксиматные формы содержатся примерно в равных пропорциях и состав их разнообразен. Хоратные и голокаватные редки.

**Ассоциация 6**. Доминирует морской микрофитопланктон. Пресноводные водоросли, акритархи, празинофиты, род *Paralecaneilla* иногда присутствуют в небольших количествах. Среди диноцист могут доминировать как гониаулякоидные, так и перидиниоидные цисты, характерно чередование доминант. Кавatные и проксиматные формы содержатся примерно в равных пропорциях и состав их разнообразен. Содержание хоратных до 40 %.

**Ассоциация 7.** Доминирует морской микрофитопланктон. Пресноводные водоросли и акритархи отсутствуют. Празинофиты и род *Paralecaneilla* составляют небольшой процент. Диноцисты представлены всеми морфотипами и разнообразны.

Базируясь на сведениях по экологии современного и ископаемого микрофитопланктона, имеющихся палеогеографических реконструкциях, выделенные ассоциации были выстроены по увеличению степени "мористости" и отнесены к континентальным (ассоциация 1), прибрежно–морским (ассоциации 2а, 2б, 3), мелководным (ассоциации 4, 5), глубоководным (ассоциации 6, 7) [Лебедева, 2008]. Названия "мелководный", "глубоководный" являются достаточно условными, поскольку микрофитопланктон не дает четких свидетельств глубин бассейна. Эти термины отражают в большей степени удаленность от береговой линии.

На основании этих фациальных типов ассоциаций и закономерностей распределения различных групп микрофитофоссилий были проанализированы разрезы из окраинных и центральных частей Западно-Сибирского бассейна, а затем проведен сравнительный анализ ассоциаций палиноморф из одновозрастных отложений.

Материалом послужили разрезы сеноман-коньякских отложений Усть-Енисейского района, скважин Березовская-23к, Южно-Русская-113, Ленинградская-1, а также сантон-кампанских осадков из Усть-Енисейского и Хатангского районов, Полярного Предуралья (рис. 1). Х. Ли и Д. Хабиб [Li, Habib, 1996] указывали, что трансгрессивно-регрессивные колебания, отражающиеся в структуре сообществ, наиболее ярко проявляются в прибрежных разрезах (особенно в точке перехода от континентальных осадков к морским) и более сглажены внутри морского разреза. Это наглядно выражено и в проведенном исследовании.

Слои с Eurydinium saxoniense (верхний сеноман) в скв. Ленинградская-1 представлены прибрежно-морскими фациями (ассоциация 2а), тогда как в разрезе на р. Ниж. Агапа эти фации установлены только в основании биостратона, а остальная часть относится к глубоководным (ассоциации 6 и 7) (рис. 2). Однако в скв. Ленинградская-1 слои с Eurydinium saxoniense присутствуют не в полном объеме, что затрудняет сопоставление.

Слои с Chlamydophorella nyei-Chlonoviella agapica (верхний сеноман-нижний турон) прослежены только в Усть-Енисейском районе и представлены регрессивным рядом от глубоководных фаций (ассоциации 6 и 7) до прибрежно-морских (ассоциации 2а, 3). В середине турона отмечается глубокая регрессивная фаза, следы которой прослеживаются по всей периферии Западно-Сибирского бассейна [Амон, Папулов, 1989]. В

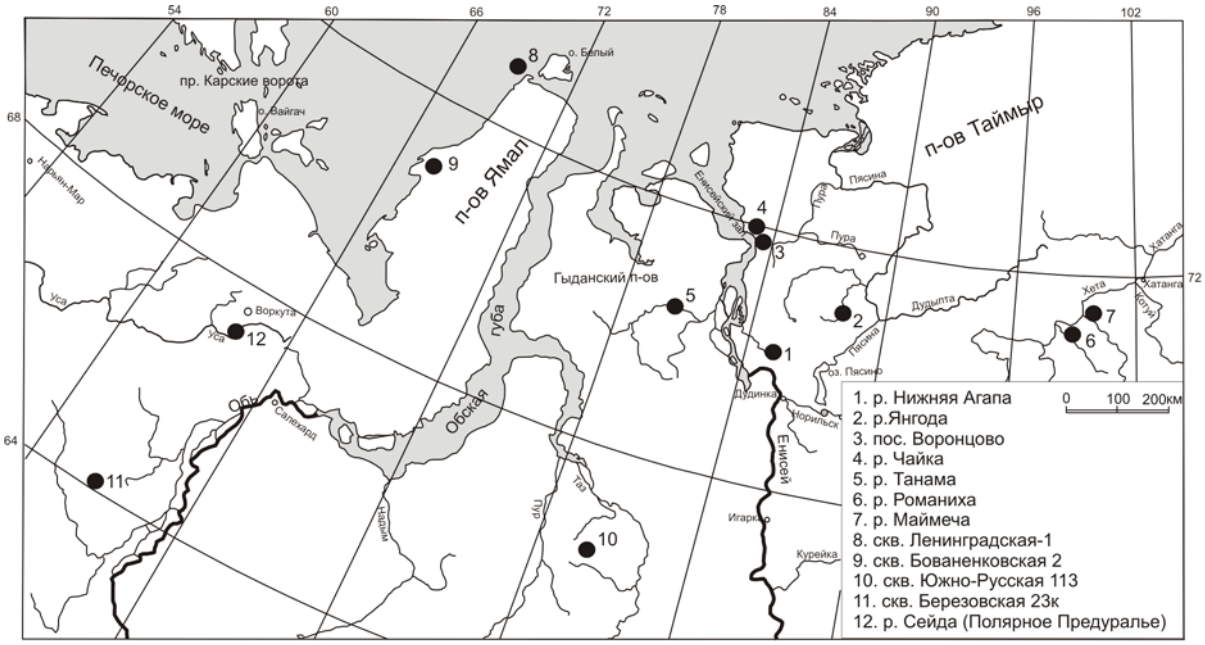



**Рис. 1.** Схема расположения изученных разрезов верхнего мела.

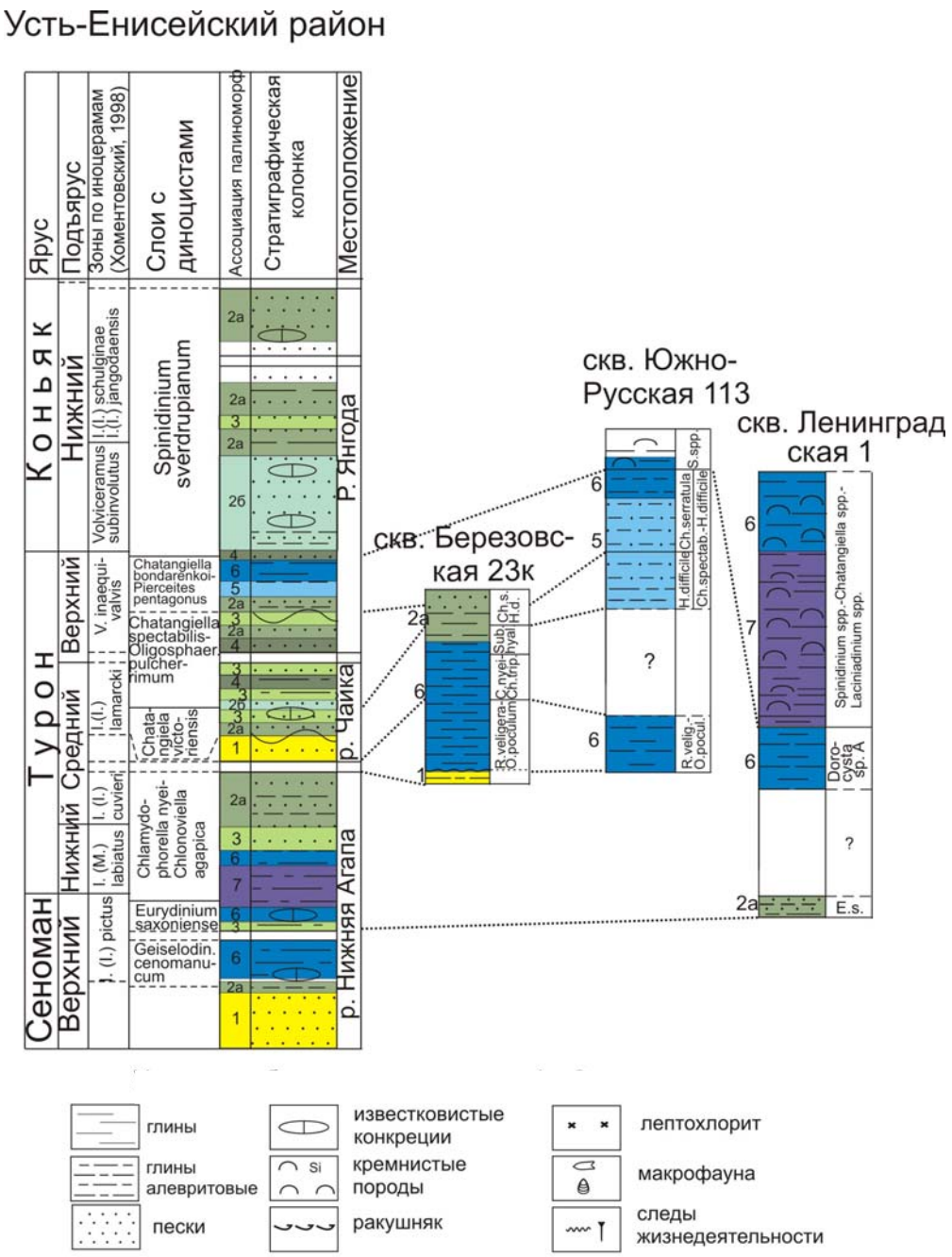



**Рис. 2.** Ассоциации палиноморф в разрезах сеноман-коньякских отложений Усть-Енисейского района и скважин Западной Сибири и Карского шельфа.

результате регрессии море, по всей видимости, полностью покинуло пределы Усть-Енисейской впадины, и здесь существовали проградирующие континентальные фации [Захаров и др., 1991].

Начало новой туронской трансгрессии в Усть-Енисейском районе фиксируется в разрезе на р. Чайка в центральной части впадины. Здесь наблюдается постепенный переход от континентальных отложений к морским. Биостратиграфически, на основе сопоставления последовательностей диноцистовых комплексов, обосновано положение слоев с Rhiptocorys veligera–Oligosphaeridium poculum между слоями с Chlamydophorella nyei-Chlonoviella agapica и Chatangiella victoriensis [Лебедева и др., 2004]. Слои с Rhiptocorys veligera–Oligosphaeridium poculum, вскрытые скв. Березовская-23к, Южно-Русская-113, представлены глубоководными фациями (ассоциация 6).

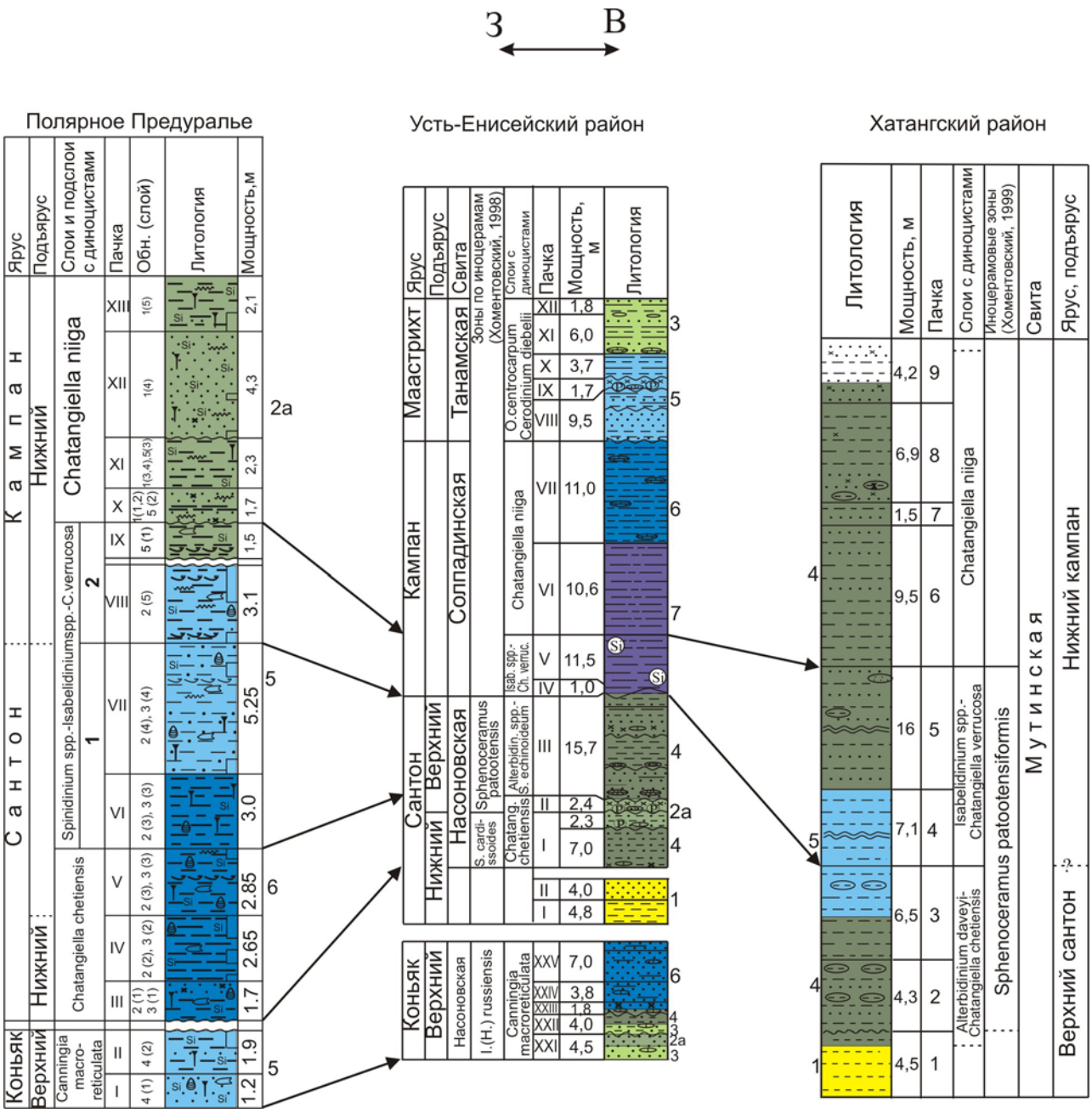



**Рис. 3.** Ассоциации палиноморф в разрезах коньяк-кампанских отложений Полярного Предуралья, Усть-Енисейского и Хатангского районов (усл. обоз. см. рис. 2)

Слои с Chatangiella victoriensis (средний турон) Усть-Енисейского разреза накапливались преимущественно в нестабильных прибрежно-морских условиях (частое чередование ассоциаций 2а и 3) с активной гидродинамикой и, возможно, незначительным опреснением. В одновозрастных отложениях, вскрытых скв. Березовская 23к установлены глубоководные фации (ассоциация 6).

Для слоев с Chatangiella spectabilis–Oligospharidium pulcherimum (средний-верхний турон) характерно чередование прибрежно-морских и мелководных ассоциаций. Эти же отложения в скв. Южно-Русская-113 (центральная часть Западно-Сибирского бассейна) представлены мелководными фациями (ассоциация 5), а в скв. Березовская 23к (западная окраина Западно-Сибирского бассейна) – прибрежно-морскими (ассоциация 2а).

В слоях Chatangiella bondarenkoi–Pierceites pentagonus (верхний турон) Усть-Енисейского разреза наблюдается ярко выраженный трансгрессивный ряд от прибрежно-морских до глубоководных фаций (ас-

социации 2а–5–6). В этом стратиграфическом интервале в скв. Березовская 23к установлены прибрежно-морские фации. А в скв. Южно-Русская-113 наблюдается та же трансгрессивная направленность, что и в Усть-Енисейском разрезе (ассоциации 5–6) (см. рис. 1). В скв. Ленинградская-1 в самых верхних слоях верхнего турона также установлена ассоциация 6.

Нижнеконьякские отложения Усть-Енисейского разреза представлены прибрежно-морскими регрессивными фациями с возможным опреснением в нижней части (ассоциация 2б). В середине коньяка произошло дальнейшее сокращение площади морского Усть-Енисейского бассейна. В центральных же частях Западно-Сибирского моря (скв. Южно-Русская-113, Медвежья 50) и на Карском шельфе (скв. Ленинградская-1) формировались опоковидные глины в относительно глубоководных условиях (ассоциации 6 и 7).

Позднеконьякская трансгрессия нашла отчетливое отражение в разрезе у пос. Воронцово. Здесь наблюдается последовательная смена прибрежно-морских фаций (ассоциации 2а, 3) мелководными (ассоциация 4) и затем глубоководными (ассоциация 6). В одновозрастных отложениях Полярного Предуралья установлена мелководно-морская ассоциация 5 (рис. 3).

Разрез на р. Танама Усть-Енисейского района начинается регрессивными континентальными отложениями. Выше сантон представлен преимущественно мелководными фациями (ассоциация 4) (см. рис. 2). Наиболее глубоководные фации установлены в кампане (ассоциация 7). Затем, от кампана к маастрихту наблюдается последовательная регрессивная смена ассоциаций 7–6–5–3. В разрезе на р. Хета (Хатангский район) часть верхнего сантона представлена мелководными фациями (ассоциация 4). Наиболее "мористая" часть фиксируется в пограничных сантон-кампанских отложениях (ассоциация 5). Накопление вышележащих осадков вновь происходило в мелководных условиях (ассоциация 4). Таким образомУсть-Енисейский и Хатангский разрезы имеют сходные тенденции фациальных изменений, однако формирование последнего происходило в более прибрежных условиях.

Другая картина наблюдается в разрезе на р. Сейда Полярного Предуралья. Наиболее глубоководные фации здесь установлены в III–VI пачках сантона (ассоциация 5). Затем следует регрессивная смена фаций. Пограничные сантон-кампанские отложения охарактеризованы мелководной ассоциацией 5, сменяющейся выше прибрежно-морской ассоциацией 2а.

Подобная "несогласованность" развития фаций может объясняться влиянием на Полярно-Уральский пролив (где происходило формирование Сейдинского разреза) не только Западно-Сибирского бассейна, но и Северо-Восточного пролива, по мнению Э.О. Амона [2001], соединявшего в сантоне и кампане Печорское и Русское моря.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64224, 06-05-64291.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Амон Э.О.* Морские акватории Уральского региона в средне- и позднемеловое время // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 471–483.

*Амон Э.О., Папулов Г.Н.* К биостратиграфии верхнего мела на р. Сыня (Приполярное Зауралье) // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 122–125.

*Захаров В.А., Бейзель А.Л., Лебедева Н.К., Хоментовский О.В.* Свидетельства эвстатики мирового океана в верхнем мелу на севере Сибири // Геология и геофизика. 1991. Т. 8. С. 9–14.

*Лебедева Н.К.* Биофациальный анализ верхнемеловых отложений Усть-Енисейского района по палиноморфам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 81–97.

*Лебедева Н.К., Агалаков С.Е., Бейзель А.Л.* Палиностратиграфия и строение разреза верхнего мела по скв. 113 Южно-Русской площади (Пур-Тазовское междуречье, Западная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2004. Вып. 6–7. С.191–207. (Прил. к журн. Геология и геофизика. Т. 45).

*Li H., Habib D.* Dinoflagellate stratigraphy and its response to sea level change in Cenomanian-Turonian sections of the Western Interior of the United States // Palaios. 1996. V. 11. P. 15–30.

## СПИСОК ЗОНАЛЬНЫХ ТАКСОНОВ ДИНОЦИСТ

*Achomosphaera ramulifera* (Deflandre 1937) Evitt 1963
*Canningia macroreticulata* Lebedeva in Ilyina et al. 1994
*Cerodinium diebelii* (Alberti 1959) Lentin et Williams 1987
*Cerodinium* aff. *medcalfii* (Stover 1974) Lentin et Williams 1987
*Chatangiella bondarenkoi* (Vozzhennikova 1967) Lentin et Williams 1976
*Chatangiella chetiensis* (Vozzhennikova 1967) Lentin et Williams 1976

*Chatangiella niiga* Vozzhennikova 1967
*Chatangiella spectabilis* (Alberti 1959) Lentin et Williams 1976
*Chatangiella verrucosa* (Manum 1963) Lentin et Williams 1976
*Chatangiella victoriensis* (Cookson et Manum 1964) Lentin et Williams 1976
*Chlamydophorella nyei* Cookson et Eisenack 1958
*Chlonoviella agapica* Lebedeva in Ilyina et al. 1994
*Eurydinium saxoniense* Marshall et Batten 1988
*Fromea chytra* (Drugg 1967) Stover et Evitt 1978
*Geiselodinium cenomanicum* Lebedeva in Ilyina et al. 1994
*Heterosphaeridium difficile* (Manum et Cookson 1964) Ioannides 1986
*Oligosphaeridium poculum* Jain 1977
*Operculodinium centrocarpum* (Deflandre et Cookson, 1955) Wall 1967
*Palaeocystodinium golzowense* Alberti 1961
*Pierceites pentagonus* (May 1980) Habib et Drugg 1987
*Rhiptocorys veligera* (Deflandre 1937) Lejeune-Carpentier et Sarjeant 1983
*Spinidinium echinoideum* (Cookson et Eisenack 1960) Lentin and Williams 1976
*Spinidinium sverdrupianum* (Manum 1963) Lentin et Williams 1973

## КЕЛЛОВЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР ПРИУРАЛЬСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ШАИМСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ РАЙОН)

**Л.К. Левчук**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail:LevchukLK@ipgg.nsc.ru*

Современный этап исследований нефтегазоносных толщ Западно-Ссибирской низменности постоянно требует дальнейшей детализации стратиграфических схем. На ее территории в начале келловея произошла крупная трансгрессия, которая повлекла за собой широкое расселение фораминифер. На закрытых территориях Западной Сибири они являются основным инструментом детального биостратиграфического расчленения осадочной толщи в глубоких скважинах, поскольку имеют высокую таксономическую и количественную представительность. Распределение комплексов фораминифер и их таксономическое разнообразие существенно зависят от условий среды обитания, поэтому состав одновозрастных комплексов бентосных фораминифер неоднороден. При детальном изучении сообществ удается установить диапазон изменчивости таксономического состава и структуры, как во времени, так и в пространстве, что позволяет отработать навыки распознавания изменчивых одновозрастных комплексов. Для келловея Шаимского нефтегазоносного района (ШНГР), расположенного в Приуральской части Западной Сибири, разработана достаточно детальная биостратиграфическая основа, состоящая из ряда биостратонов согласованных друг с другом [Шурыгин и др., 2000, Решение …, 2004; Никитенко и др., 2005]. Однако уточнение стратиграфического положения и объема местных стратиграфических подразделений не потеряло актуальность до настоящего времени. За последние годы получено много новых микропалеонтологических данных для ШНГР. В процессе изучения келловейских комплексов фораминифер удалось проследить изменения таксономического состав и выявить их качественные и количественные характеристики на всей территории района (см. рисунок).

Самое широкое распространение в изученном районе имеют комплексы фораминиферовой зоны Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF25. Они прослежены более чем в 10 исследованных скважинах – Тугровские-15, 19; Сыморьяхские-10268, 10257, 10262; Мало-Шушминская-10527, Ловинская-10292, Даниловская-10554, Убинская-10054, Андреевская-10374, Усть-Иусская-8000. По современным представлениям зона JF25 охватывает верхнюю часть верхнего бата–келловей и соответствует нижней части абалакской свиты. В целом по району в состав зонального комплекса входит более 50 видов фораминифер (табл.1). Это разнообразные агглютинирующие формы (24 вида), наиболее массовые: *Trochammina rostovzevi, T. tumefacta, Recurvoides scherkalyensis, R. singularis, Dorothia insperata, Cribrostomoides mirandus*

и некоторые другие. Численность агглютинирущих фораминифер обычно от первых десятков до нескольких сотен, а в отдельных образцах и до 1.5 – 2.0 тыс. экземпляров. Группа извесковистых фораминифер более представительна по числу видов (27), но существенно уступает по численности экземпляров. Это единичные формы, иногда это первые десятки, в редких случаях количество экземпляров достигает первой сотни, но они создают своеобразие каждой отдельной ассоциации фораминифер.

Наиболее богатый и разнообразный по таксономическому составу келловейский комплекс фораминифер в ШНГР содержится в скв. 19 (инт. 2194.8–2222.3 м). Он представлен 27 видами (см. табл. 1). Агглютинирущие формы многочисленны, достигают 250 экземпляров на образец: *Trochammina rostovzevi, T. tumefacta, Recurvoides scherkalyensis, R. singularis, Dorothia insperata, Haplophragmoides magnus, Ammobaculites igrimensis, Cribrostomoides mirandus* и некоторые другие. Известковистые формы таксономически более разнообразны (16 видов), но количественно существенно проигрывают. Число экземпляров каждого из видов не превышает 10 на стандартный образец. В верхней части интервала в комплексе присутствуют *Trochammina tumefacta*, свидетельствующая о верхнем подъярусе келловея. Это подтверждают и обнаруженные здесь аммониты [Левчук и др., 2000]. Аналогичный, но несколько менее разнообразный комплекс фораминифер обнаружен и в скв. 15, инт. 2215.0–2219.6 м. Он состоит из 11 видов, это преимущественно агглютинирующие формы, которые присутствуют в значительном количестве, достигая до 1.5 тыс. на стандартный образец. Известковистые единичны, плохой сохранности, сохраняются в основном только ядра, стенка раковин обычно разрушена.

В скважинах Сыморьяхской площади в комплексе, соответствующем фораминиферовой зоне JF25, также преобладают агглютинирующие формы. В скв. 10262 (инт. 2090.5–2094.5 м) зональный комплекс состоит из восьми видов агглютинирующих фораминифер. Здесь благодаря находкам аммонитов установлен верхнекелловейский возраст отложений, зона Longaeviceras keyserlingi [Левчук и др., 2006]. Подобный же комплекс из восьми видов обнаружен и в скв. 10268 (верхняя часть инт. 2053.2–2065.0 м). Наиболее многочисленны агглютинирующие формы *R. scherkalyensis*, более редки *R. singularis, R.* ex gr. *anabarensis, T. tumefacta, Kutsevella* ex gr. *memorabilis.* Известковистые формы представлены лишь единичными экземплярами *Lenticulina subpolonica* и *Pseudonodosaria brandi*. Комплекс, выделенный в скв. 10257 (инт. 2035.8–2037.8 м) и состоящий из 17 видов, самый представительный в этой группе скважин. Он отличается большим числом видов и количеством их экземпляров, а присутствие в его составе *T. tumefacta* указывает на верхнюю часть зоны JF25 – верхний келловей. Очень близкий таксономический состав имеет комплекс зоны JF25 в скв. Мало-Шушминская 10527 (инт. 1987.2–1994.5 м). И количество, и численность видов в комплексе возрастает снизу вверх. В нижней части преобладают агглютинирующие формы, выше появляются в заметном количестве известковистые виды, состав которых аналогичен таковому в Тугровских скважинах [Левчук и др., 2000]. В комплексе постоянно в значительном количестве присутствуют *T. rostovzevi, D. insperata, R. scherkalyensis, R. singularis* и единичные *L. subpolonica.*

Зональная ассоциация JF25 в скв. Ловинская-10292 (инт. 2129.5–2136.2 м) практически не отличается от уже рассмотренных выше комплексов, в массовом количестве присутствуют виды с агглютинированными раковинами: *Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi, T. tumefacta, Recurvoides scherkalyensis, R. singularis, Ammodiscus uglicus, Cribrostomoides mirandus* и некоторые другие (см. табл. 1). Известковистые фораминиферы представлены девятью видами в виде единичных экземпляров. В скв. Убинская-10054 (инт. 1861–1866 м) и Андреевская 10374 (инт. 1734.5–1752.2 м) зона Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF25 охарактеризована единичными экземплярами агглютинирущих и известковистых форм, видовой состав которых несколько более разнообразен, чем в описанном выше комплексе. Все фораминиферы довольно плохой сохранности. В Усть-Иусской скв. 8000 (инт. 1561.7–1565.2 м) обнаружен многочисленный комплекс преимущественно агглютинирующих видов. Известковистые формы представлены единичными экземплярами плохой сохранности. Обнаружено значительное количество (более 300 экз. на стандартный образец) раковин вида *Recurvoides singularis*. Таксономический состав и структура описанных комплексов имеют значительное сходство друг с другом. И только комплекс фораминифер из скв. Даниловская-10554 (инт. 1797–1981 м) состоит исключительно из агглютинирующих форм *Trochammina rostovzevi,* число которых достигает 3600 экземпляров на образец, и единичных – *Dorothia insperata*.

В самых низах f-зоны JF25 во многих районах Западной Сибири выделены слои с Kutsevella memorabilis, Guttulina tatarensis JF28 (объем верхи верхнего бата – нижняя часть нижнего келловея), в изученном районе комплекс соответствующий этим слоям обнаружен только в скв. Мало-Шушминская-10527 (инт. 1984.3–1982.3 м). Комплекс фораминифер состоит из десяти видов, три из них агглютинирующие, семь – известковистые. Зональные виды: *Kutsevella memorabilis* присутствует постоянно, *Guttulina tatarensis* единична.

Таблица 1

**Видовой состав зонального комплекса фораминифер**

| Вид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Dorothia insperata* | + | + | + | + | + | + | + | | + | + | + |
| *Trochammina rostovzevi* | + | + | + | | + | + | | + | + | + | + |
| *T. tumefacta* | + | | | + | + | + | + | | | | |
| *T. gryci* | + | | | | | | | | | | |
| *Recurvoides singularis* | + | + | + | + | + | + | | | | + | |
| *R. scherkalyensis* | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | |
| *R. ex gr. anabarensis* | | | | | + | + | | | | | |
| *Cribrostomoides mirandus* | + | + | + | | + | + | + | | | | |
| *Ammodiscus uglicus* | + | | | | | | + | | + | | |
| *A. arangastachiensis* | + | + | + | | | + | | | | + | |
| *Haplophragmoides magnus* | + | + | + | | + | + | | + | | | |
| *H. incognitus* | | + | | | | | | | | + | |
| *H. loeblichi* | | | | | | + | | | | | |
| *Saccammina compacta* | + | | | | | | | | | | |
| *Ammobaculites igrimensis* | | + | + | + | + | + | | | | + | |
| *A. borealis* | | | | | | + | | | | | |
| *A.* ex gr. *lapidosus* | | | | | | + | | | | | |
| *A. lobus* | | | | | | | | | | | |
| *A. pungaensis* | | | | | | + | | | | | |
| *Kutsevella memorabilis* | | | | + | | | | | | + | |
| *K.* ex gr. *labytnangiensis* | | | | | | | | | + | | |
| *Glomospirella galinae* | + | | | | | + | | | | | |
| *Bulbobaculites taigensis* | | | | | | + | | | | | |
| *Reophax* ex gr. *adaptatus* | | | | | | | | | + | | |
| *Lenticulina subpolonica* | * | | | * | * | * | * | | | | |
| *L. subinvolvens* | * | | | | * | * | | | * | | |
| *L. darbyellaformis* | * | | | | | * | | | | | |
| *L. daschevskajae* | | | | | * | | | * | | | |
| *L. narykaryensis* | | | | | * | | * | | | | |
| *L.* ex gr. *initabilis* | | | | | | | | | * | | |
| *L. ermakovensis* | | | | | | | | | * | | |
| *L. memorabilissima* | * | | | | | | | | | | |
| *L.* ex gr. *mikhailovi* | | | | | | | | | * | | |
| *Astscolus nobilissimus* | * | | | | | * | | | | | |
| *A. inflatiformis* | | | | | | | | | | | |
| *A.* ex gr. *declivatus* | | | | | | | * | | | | |
| *A.* ex gr. *inflatiformis* | | | | | | * | | | | | |
| *Planularia septentrionalis* | * | | | | | * | | | * | | |
| *P. ovalis* | | | | | | * | | * | | | |
| *Marginulina suprajurensis* | * | | | | | | | | | | |
| *Saracenaria carzevae* | * | | | | | | | | * | | |
| *Saracenella juganica* | | | | | | | * | | | | |
| *Pseudonodosaria brandi* | * | * | | * | * | | | | | | |
| *P. tutkowskii* | * | | | | | * | | | | | |
| *P. glanduliniformis* | | | | | | | | * | | | |
| *Guttulina tatarensis* | * | | | | * | | | | | | |
| *Geinitzinita praenodulosa* | * | | | | | | | | | | |
| *Globulina* ex gr. *paalzowi* | * | | | | | | | | | | |
| *Globulina oolithica* | * | | | | * | | | | | * | |
| *Eoguttulina karlaensis* | * | | | | | | | | | | |
| *Dentalina pseudocommunis* | * | * | | | * | | | | | | |

Примечание: 1 – скв. 19; 2 – скв. 15; 3 – скв. 10262; 4 – скв. 10268; 5 – скв. 10257; 6 – скв. 10527; 7 – скв. 10292; 8 – скв. 10054; 9 – скв. 10374; 10 – скв. 8000; 11 – скв. 10554; + – агглютинирующие, * – известковистые формы).

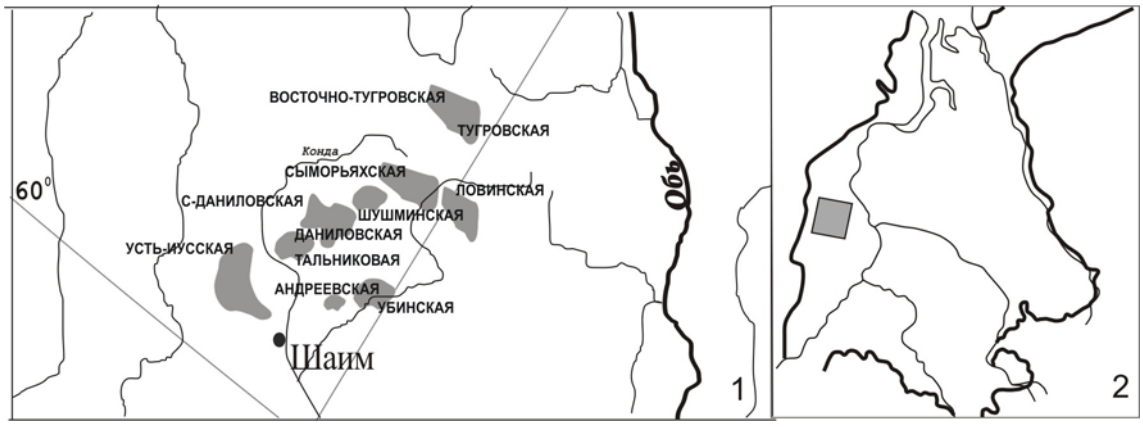



Схема расположения изученных площадей в Шаимском нефтегазоносном районе (1) и его местоположение в Приуральской зоне Западной Сибири (2).

*Recurvoides anabarensis* насчитывает от первых десятков до сотни экземпляров, остальные виды (*Ammobaculites borealis, Lenticulina subinvolvens, Astacolus lectus, Planularia septentrionalis, Marginulinopsis praecomptulaeformis, Dentalina* ex gr. *pellucida, Pseudonodosaria nordvikiana, Glomospirella sp.*) единичны.

В верхней же части фораминиферовой зоны Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF25 в Западной Сибири установлены слои с Dorothia insperata, Eomarssonella paraconica JF33 (верхняя часть верхнего келловея и самые низы оксфорда). В ШНГР комплексы f-слоев JF33 встречены в пяти скважинах: Тугровская-12, 15 , Сыморьяхская-10268, 10262 и Мало-Шушминская-10527. Особенностью,занимающих приграничное положение слоев с JF33, является смешанный характер комплекса фораминифер, в котором встречаются как келловейские (*Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi, Recurvoides scherkalyensis, R. singularis*), так и оксфордские формы, появляется *Eomarssonella paraconica.* Нижняя граница определяется по первым находкам *Eomarssonella paraconica* совместно с *Dorothia insperata,* верхняя – по исчезновению последних келловейских видов. В целом по району комплекс слоев JF33 содержит более 30 видов (табл. 2). Это в основном агглютинирующие формы (более 20 видов) хорошей сохранности. Известковистые формы менее представительны и таксономически (7 видов), и количественно.

В скв. 12 (инт. 2198–2205 м) комплекс состоит из 15 видов. В нем обильны агглютинирующие формы (см. табл. 2). Впервые в комплексе появляются *Eomarssonella paraconica*. Трохаммины представлены двумя видами – *Trochammina oxfordiana* и *T. kosyrevae*. Единичные известковистые формы в основном относятся к семейству Nodosariidae. В расположенной поблизости скв. 15 (инт. 2213–2214 м) одновозрастный комплекс фораминифер таксономически более беден, насчитывает 11 видов, из которых только один *Astacolus* cf. sp. известковистый. Агглютинирующие достаточно многочисленны, особенно *Dorothia insperata, Eomarssonella paraconica, Recurvoides scherkalyensis, Trochammina rostovzevi, Cribrostomoides mirandus.* Остальные насчитывают не более 10 экземпляров на образец. В скв. 10262 (инт. 2090.5–2087.5 м) комплекс состоит из 15 агглютинирующих видов фораминифер. Известковистые формы представлены единственным видом – *Lenticulina subinvolvens*. Подобный, но более богатый и разнообразный комплекс зафиксирован в скв. 10268 (инт. 2053.0–2053.2 м). Из 15 установленных видов фораминифер, 11 – агглютинирующие формы. Четыре известковистых вида единичны. Близкий по составу и структуре позднекелловейский комплекс установлен в скв. Мало-Шушминская-10527 (инт. 1987.0–1988.5 м). Он весьма многочисленный (от 1500 до 2000 экземпляров на образец) и также состоит из 15 видов фораминифер. Преобладают агглютинирущие формы (12), встречающиеся в большом количестве. Зональные виды-индексы, *Dorothia insperata* и *Eomarssonella paraconica,* присутствуют в количестве 50 и 150 экземпляров на образец соответственно. Известковистые формы малочисленны, не более10 экземпляров на образец каждого из них. Здесь также впервые в Западной Сибири встречен вид *Pseudolamarckina rjasanensis* (глубина 1989.1 м), который характерен для верхнекелловейских отложений Европейского Севера [Uhlig, 1883; Григялис, 1985, Практическое руководство…, 1991]. Кроме того, позднекелловейский возраст верхней части зоны JF25 подтверждает и находка ?*Longaeviceras* sp. на глубине 1988.6 м (определения С.В. Мелединой).

В результате проведенного сравнительного изучения комплексов фораминифер с уверенностью можно утверждать, что в келловейское время на начальном этапе трансгрессии комплексы состояли в основном из многочисленных представителей эврифациальных видов. Постепенно, по мере развития келловейской

Таблица 2

**Видовой состав комплекса фораминифер комплекс слоев JF33**

| Вид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| *Eomarssonella paraconica* | + | + | + | + | + |
| *Dorothia insperata* | + | + | + | + | + |
| *Recurvoides singularis* | + | + | + | + | + |
| *R. scherkalyensis* | + | + | + | + | + |
| *R. canningensis* | | | | + | |
| *Trochammina rostovzevi* | | + | + | + | + |
| *T. tumefacta* | | | + | | |
| *T. kosyrevae* | + | | | + | |
| *T. oxfordiana* | + | + | | | |
| *Ammodiscus uglicus* | | | + | | |
| *A. arangastachiensis* | | | + | | + |
| *Haplophragmoides magnus* | + | | + | | |
| *H. canuiformis* | + | | | | |
| *H. incognitus* | | + | + | | + |
| *H. loeblichi* | | | | | + |
| *Cribrostomoides mirandus* | + | + | | + | + |
| *Ammobaculites igrimensis* | + | | + | + | + |
| *A. gracilis* | | | + | + | |
| *A. pungaensis* | | | + | | + |
| *A. tobolskensis* | + | + | | | |
| *A.* ex gr. *lobus* | + | | | | |
| *Bulbobaculites praeelongatum* | | | | + | |
| *Glomospirella galinae* | | + | + | | |
| *Reophax adaptatus* | | | + | | + |
| *Lenticulina subinvolvens* | * | | * | | |
| *L.* cf. *solita* | * | | | | |
| *L.* cf. *narykaryensis* | | | | * | |
| *L. darbyellaformis* | | | | * | |
| *Lenticulina* cf. *lii* | | | | * | |
| *Planularia septentrionalis* | | | | * | * |
| *Planularia* cf. *ovalis* | | | | | * |
| *Anmarginulina* cf. *uprajurensis* | | | | | * |
| *Pseudolamarckina rjasanensis* | | | | | * |

Примечание: 1 – скв. 12; 2 – скв. 15; 3 – скв. 10262; 4 – скв. 10268; 5 – скв. 10257;+ – агглютинирующие, * – известковистые формы).

трансгрессии, структура сообществ фораминифер усложняется, растет таксономическое разнообразие, незначительно меняются доминирующие таксоны. В целом в них преобладают представители рода *Recurvoides*, заметную роль в комплексах играют виды рода *Trochammina* и *Dorothia insperata*. На этом фоне заметно выделяются позднекелловейские сообщества своим богатством и разнообразием. Комплекс, сохраняя свои основные черты и ядро из характерных видов, существенно преображается за счет достаточно разнообразных известковистых форм (см. табл. 1, 2), хотя они и присутствуют в незначительном количестве. Особенно ярко проявили себя нодозариды (*Lenticulina, Astacolus, Globulina, Marginulina, Pseudonodosaria, Guttulina* и др.). Здесь впервые появляются, как уже отмечалось, представители *Pseudolamarckina rjasanensis*, широко распространенные преимущественно в позднем келловее Русской платформы. Выявленные особенности изменчивости комплексов не препятствуют, однако, уверенному распознаванию их на всей территории исследуемого района. А их детальное изучение путем сопоставления палеонтологических данных из большого числа близко расположенных скважин позволяет выработать навыки их распознавания и направлено

на уточнение стратиграфического расчленения и корреляции отложений, что является одним из важных условий нахождения новых продуктивных участков на территориях уже изученных бурением.

## ЛИТЕРАТУРА


*Григялис А.А.* Фораминиферы юрских отложений Юго-Западной Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1985. 240 с.

*Левчук Л.К., Левчук М.А., Меледина С.В.* Биостратиграфия абалакской свиты Приуральской зоны Западной Сибири (Хангокуртская впадина) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, №1. С. 48–61.

*Левчук Л.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л.* Фаунистическая характеристика и хронология келловей – верхней юры Сыморьяхской площади Западной Сибири // Палеонтология, биостратиграфия и палеобиогеография Бореального мезозоя: Материалы научной сессии. Новосибирск: Акад. изд-во "ГЕО", 2006. С. 31–34.

*Никитенко Б.Л., Левчук Л.К., Хафаева С.Н.* Этапность развития и особенности фациальной дифференциации сообществ фораминифер верхов средней и поздней юры // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 5. С. 546–567.

*Практическое руководство* по микрофауне СССР. Фораминиферы мезозоя. Т. 5. Л.: Недра, 1991, 373 с.

*Решение* 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 2003. Новосибирск, 2004. 148 с.

*Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2000. 476 с.

*Uhlig V.* Ueber Foraminiferen aus den rjaesanschen Ornatenthone // Jahrb. Geol. Reich. 1883. V. 33. S. 753–774.


# ФОСФАТИЗИРОВАННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ ПОЗДНЕЙ ЮРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ


**С.Ю. Маленкина**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: maleo@mail.ru*


При изучении верхнеюрских фосфоритов ряда разрезов Восточно-Европейской платформы для последующего восстановления седиментогенных обстановок и условий фосфатонакопления, было установлено, что в подавляющем большинстве они представляют собой фосфатизированные органические остатки. Анализ общего состава породообразующих биокомпонентов изученных фосфоритов показал, что микрофоссилии составляют значительную их часть. Фосфориты отбирались из интервала оксфорд–волжский ярус включительно в основном в Москве (обнажения Дьяково и Кунцево, котлованы театра "Мастерская П.Н. Фоменко" (Дорогомилово), Строгинской линии метрополитена в Крылатском, торгового комплекса на месте Центрального рынка (Цветной бульвар)), а также в карьерах Лопатинского фосфоритового рудника, Пески (Подмосковье) и СГОК (Белгородская обл.). Желваковые фосфориты, распространенные практически по всему интервалу, довольно обильны и наблюдаются как в рассеянном виде (чаще всего in situ), так и образуют сгруженные прослои. В нижнем оксфорде в темно-серых глинах наблюдается 1 прослой (Пески) [Tesakova, 2003], в среднем оксфорде в серых глинах (реже глинистых песках (СГОК) [Рогов, 2003]) – от 1 до 3 прослоев. В верхнем оксфорде в черных алевритистых глинах отмечаются: 2 прослоя в средневолжском подъярусе в темных глауконит-кварцевых глинистых песках – в зоне Dorsoplanites panderi два прослоя, и по одному в зонах Virgatites virgatus и Epivirgatites nikitini, в верхневолжском подъярусе в серо-зеленых глауконит-кварцевых глинистых песках – два прослоя в зоне Kachpurites fulgens, 1–2 мощных прослоя в зоне Craspedites subditus [Маленкина и др., 2007].

Среди микрофоссилий, представленных в желваках, преобладают радиолярии и мелкие остатки иглокожих, гораздо реже наблюдаются фораминиферы, кроме того, отмечаются остракоды, микроскопические двустворки, брахиоподы, фрагменты обызвествленных слоевищ багряных водорослей и, возможно, диатомеи бактериально-водорослевых матов, копролиты, достаточно часто встречаются также спикулы губок, чешуи и фрагменты костей и зубов позвоночных, древесный детрит.

Наиболее распространенными микрофоссилиями в юрских фосфоритах являются радиолярии, с различной степенью сохранности внутренней структуры и замещения ее фосфатом. Некоторые радиолярии

достаточно хорошо сохранились и узнаваемы, другие частично или полностью утратили внутреннюю структуру, превратившись в округлые фосфатные зерна с зубчатыми краями, либо напоминают пористые "блины". Встречаются также фрагменты радиолярий, а также их иглы. В верхнеюрских фосфоритах часто присутствуют башенковидные насселярии и сферические радиолярии спумеллярии, гораздо реже дискоидные формы с губчатой стенкой. Так, при просмотре шлифов В.С. Вишневской опознаны следующие радиолярии: в оксфордских фосфоритах – сферические спумеллярии семейства Praeconocaryommidae, отмечено присутствие неопределимых дискоидных форм (около 20 %), конические насселярии семейств Stichocapsidae (табл. 1, фиг.1) и Parvicingulidae. Насселярии присутствуют также и во вмещающих глинах. В средневолжских фосфоритах наблюдаются конические представители семейств Parvicingulidae, Stichocapsidae, есть сферические Actinommidae, Praeconocaryommidae – *Praeconocaryomma* sp., отмечается некоторое количество дискоидных форм (см. табл. 1, фиг. 2–4). В верхневолжских фосфоритах замечены насселярии семейства Parvicingulidae, а также большое количество спумеллярий. В результате анализа общего состава радиолярий в верхнеюрских фосфоритах и вмещающих породах установлено, что в целом они представлены здесь сферическими спумелляриями и насселяриями примерно в равном количестве. Дискоидные спумеллярии относительно малочисленны и при этом довольно однообразны по составу (лопастные диски полностью отсутствуют). Все это, а также относительно короткие и толстые иглы радиолярий свидетельствует о том, о формировании этих осадков не в условиях открытой пелагиали, а в прибрежных обстановках, с частыми устойчивыми восходящими течениями.

Иглокожие чаще всего представлены обломками стеблей и члениками морских лилий, пластинками и иглами ежей, возможно также скелетными элементами морских звезд (см. табл. 1, фиг. 5–8). Поскольку целых скелетов обнаружить не удалось, их таксономическая принадлежность остается неясной. Можно только отметить, что хотя они распространены по всему интервалу, наибольшее их количество приурочено к оксфорду. В более песчанистых фациях, особенно в верхневолжских отложениях (зона Craspedites subditus) они встречаются достаточно редко, возможно из-за более активных гидродинамических условий, которые не способствовали их сохранению в ископаемом состоянии.

Среди фораминифер, встреченных в фосфатных желваках, имеются планктонные и бентосные формы. Планктонные фораминиферы относятся к семейству Globuligerinidae. В поздней юре присутствуют представители следующих родов: *Globuligerina, Conoglobigerina, Tenuigerina, Compactogerina*, представленные одним, реже двумя одновременно существовавшими видами, при этом общее число видов планктонных фораминифер, обитавших в позднеюрских морях, не превышало 10 [Кузнецова, Корчагин, 2004]. В нижнем и среднем оксфорде наиболее широко распространен вид *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis) в желваках нижнего (?) оксфорда Цветного бульвара и среднего оксфорда СГОКа встречена *Globuligerina* sp. (табл. 2, фиг. 1). Позже, в волжском веке, еще более широкий ареал имеет *Compactogerina stellapolaris* (Grigelis), видовые популяции других видов крайне малочисленны. Бентосные фораминиферы характеризуются большим разнообразием состава, включая 17 семейств, 87 родов и свыше 300 видов, и широко используются для стратиграфических целей. К.И. Кузнецовой [1965, 1979] в разрезах Кунцево и карьерах Лопатинского фосфоритового рудника в верхнем оксфорде, в средневолжском подъярусе (зоны Virgatites virgatus и Epivirgatites nikitini) и в верхневолжском подъярусе (зоны Kachpurites fulgens, Craspedites subditus и Craspedites nodiger) выделены видовые комплексы фораминифер характерные для этих зон [Кузнецова, 1965, 1979]. В шлифах бентосные фораминиферы (преобладают *Lenticulina* sp.) обнаруживаются в нижнем, среднем и верхнем оксфорде, в зонах Epivirgatites nikitini, Kachpurites fulgens, Craspedites subditus волжского яруса (см. табл. 2, фиг. 2–4). Их раковины обычно остаются карбонатными, фосфатизируется лишь материал, выполняющий полости. В некоторых случаях их ядра пиритизируются (см. табл. 2, фиг.3), а сами раковины начинают растворяться. Возможно, фораминиферы отсутствуют в зонах Dorsoplanites panderi и Virgatites virgatus из-за растворения их раковин в восстановительной среде, на что указывают темная окраска пород и большая насыщенность их пиритом.

Диатомеи в юре наблюдаются крайне редко, вероятно из-за того, что редко сохраняются [Harwood et al., 2004]. В верхневолжском подъярусе (см. табл. 2, фиг. 5–6) наблюдались органогенные остатки не очень хорошей сохранности, с механическими повреждениями, предположительно диатомеи, в средневолжском подъярусе и оксфорде они не отмечены, возможно, это связано с раскристаллизацией опала, уничтожающей их тонкую структуру.

Багряные водоросли отмечаются в верхнем оксфорде и среднем подъярусе волжского яруса в слоях с повышенным содержанием карбонатного вещества (см. табл. 2, фиг.7–8). Они не замещены фосфатом. В шлифах в некоторых сечениях можно увидеть сетчатую внутреннюю структуру.

Все изученные микрофоссилии указывают на крайне мелководные прибрежные условия с частыми устойчивыми восходящими течениями и неспокойным гидродинамичеким режимом.

## ЛИТЕРАТУРА


*Кузнецова К.И.* Позднеюрские бореальные фораминиферы и их развитие на Русской платформе. М.: Наука, 1965. 108 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 142).

*Кузнецова К.И.* Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры Бореального пояса по фораминиферам. М.: Наука, 1979. 124 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 332).

*Кузнецова К.И., Корчагин О.А.* Глобальная экспансия планктонных фораминифер: триас, юра, мел // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С.124–148. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).

*Маленкина С.Ю., Школин А.А., Пекин А.А.* Новые данные о строении юрских отложений г. Москвы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 143–146.

*Рогов М.А.* Охетоцератины (Oppeliidae, Ammonoidea) из верхней юры Центральной России // Бюл. МОИП. Отд-ние Геол. 2003. Т. 78, вып. 3. С. 38–52

*Harwood D.M., Chang K.H., Nikolaev V.A.* Late Jurassic to earliest Cretaceous diatoms from Jasong Synthem, Southern Korea: Evidence for a terrestrial origin // 18th International Diatom Symposium. Abstracts. Miedzyzdroje. Poland. 2004. P. 81.

*Tesakova E.M.* Callovian and Oxfordian Ostracodes from the Central Region of the Russian Plate // Paleontol. J. 2003. V. 37, Suppl. 2. P. 107–227.


## ПОЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

### Таблица 1

Фиг.1. Шлиф № Пс-3/96 ГИН. Представитель сем. Stichocapsidae. Желвак фосфорита (Ж.ф.) из среднего оксфорда. Карьер г. Пески (Моск. обл.).

Фиг.2. Шл. № Д-2б/91 ГИН. Многочисленные спумеллярии и насселярии, среди которых присутствуют представители сем. Actinommidae (слева) и Parvicingulidae (в центре). Ж.ф. из основания зоны Dorsoplanites panderi средневолжского подъяруса. Разрез Дьяково (Москва).

Фиг.3. Представитель сем. Actinommidae. Там же.

Фиг.4. *Praeconocaryomma* sp. Там же.

Фиг.5. Шл. № Ц-1/07 ГИН. Фрагмент иглокожего, предположительно продольного сечения стебля морской лилии из Ж.ф. Нижний оксфорд (?). Котлован–Цветной бульвар, 15 (Москва).

Фиг.6. Шл. № Кк-1/05 ГИН. Скелетный элемент иглокожего. Ж.ф. из верхнего оксфорда. Котлован Строгинской линии метрополитена в Крылатском (Москва). В дальнейшем – Крылатское.

Фиг.7. Шл. № К-5 ГИН. Поперечные сечения иглы морского ежа и других скелетных элементов иглокожих. Ж.ф. из верхнего слоя зоны Dorsoplanites panderi средневолжского подъяруса. Крылатское.

Фиг.8. Шл. № Кк-17а/05 ГИН. Фрагмент иглокожего. Ж.ф. из зоны Epivirgatites nikitini средневолжского подъяруса. Крылатское.

### Таблица 2

Фиг.1. СГОК-5/03 ГИН. *Globuligerina* sp. (планктонные фораминиферы). Ж.ф. из среднего оксфорда карьера Стойленского горно-обогатительного комбината (Белгородская обл.).

Фиг.2. Шл. № Ц-1/07 ГИН. Две раковины фораминифер (первая крупная – *Lenticulina sp.*, более мелкая *Globuligerina* sp. расположена над первой). Ж.ф. из нижнего оксфорда (?). Цветной бульвар.

Фиг.3. Шл. № Кк-4/05 ГИН. Пиритизированная фораминифера. Ж.ф. из зоны Epivirgatites nikitini средневолжского подъяруса. Крылатское.

Фиг.4. Шл. № К-11 ГИН. Раковина фораминиферы, с камерами, частично заполненными фосфатным материалом. Ж.ф. из Kachpurites fulgens верхневолжского подъяруса. Крылатское.

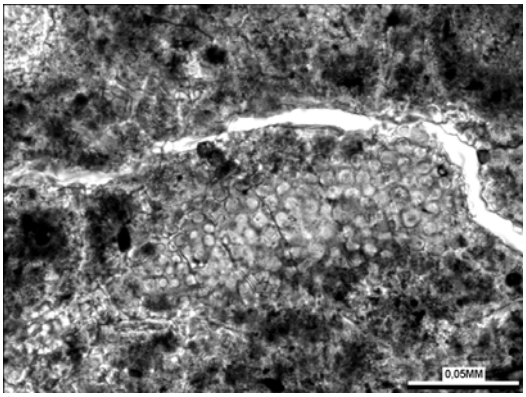
Фиг.5. Шл. № Л-2а/92 ГИН. Фрагмент створки диатомей (?). Ж.ф. из слоя зоны Kachpurites fulgens верхневолжского подъяруса. Лопатинский рудник.

Фиг.6. Шл. № К-11а ГИН. Створка диатомей (?). Ж.ф. из основания зоны Craspedites subditus верхневолжского подъяруса. Крылатское.

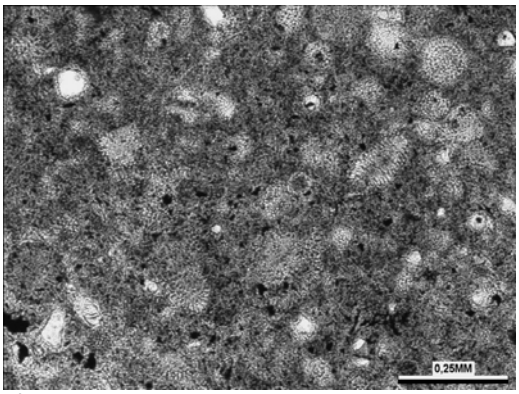
Фиг.7. Шл. № Кк-1/05 ГИН. Фрагменты таломов багряных водорослей. Ж.ф. из верхнего оксфорда. Крылатское.

Фиг.8. Шл. № Кк-17а/05 ГИН. Таломы багряных водорослей. Ж.ф. из зоны Epivirgatites nikitini средневолжского подъяруса. Крылатское.

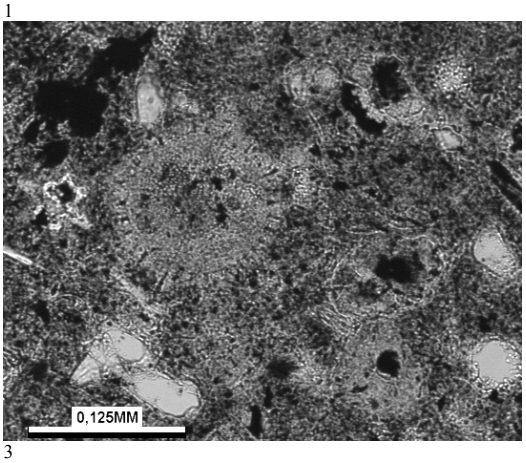
**Таблица 1**



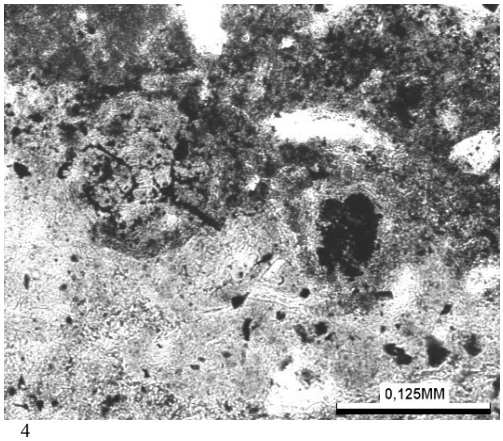

1



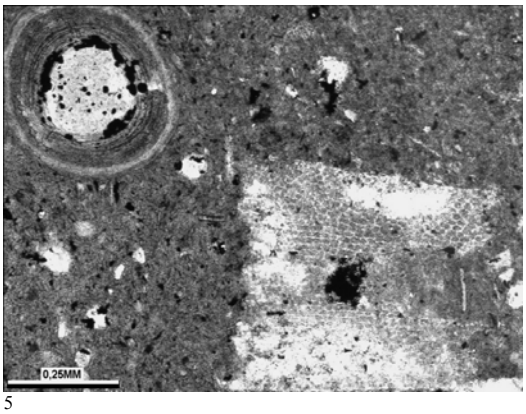

2



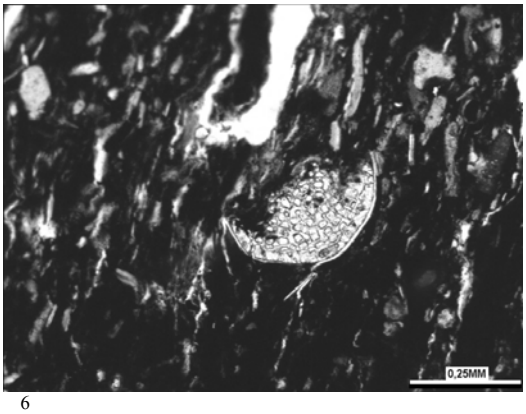

3



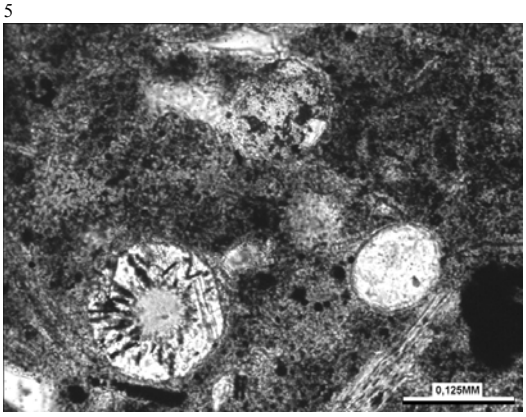

4




5




6



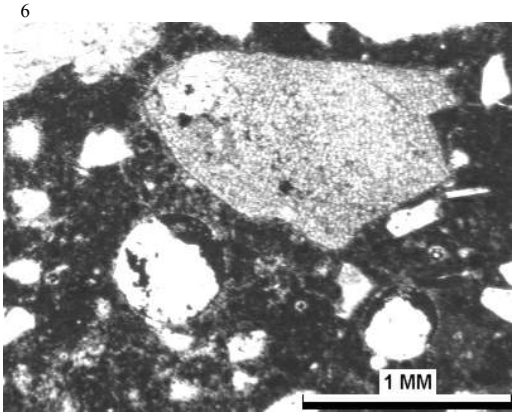
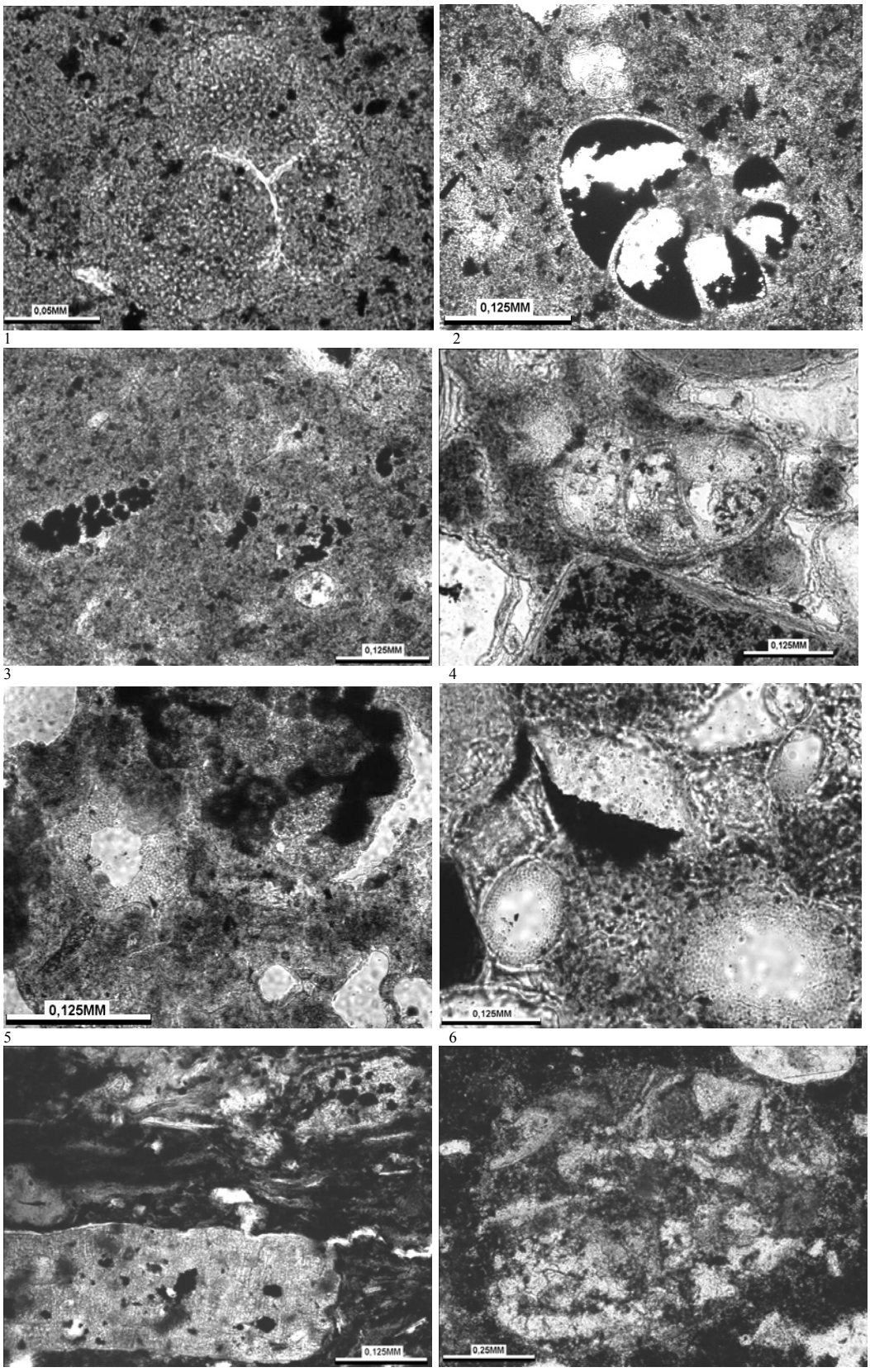



**Таблица 2**




1 2 3 4 5 6

# ОРГАНИЧЕСКАЯ ЖИЗНЬ И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ЮРЕ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

**Р.А. Мандалян**

*Институт геологических наук НАН Армении,*
*Республика Армения, 0019, Ереван, просп. Маршала Баграмяна, 24а; e-mail: rma@geology.am*

Развитие органической жизни неоднозначно сказывалось на формировании юрских осадков Северной Армении и в течение нескольких геологических веков проявлялось весьма ощутимо. Рассмотрим это явление на протяжении юрской истории региона с привлечением комплекса палеонтологических и литологических признаков и в рамках следующей направленности проблемы: 1) организмы и их сообщества как активные породообразователи, их развитие во времени; 2) ископаемая фауна как индикатор фациальной обстановки в сочетании с другими палеогеографическими показателями.

Изученная территория входит в состав Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны Малого Кавказа, которая слагается юрскими (мощность 4200–5000 м) и меловыми (1500–1800 м) вулканическими и осадочными образованиями при ограниченном развитии кайнозойских отложений.

В пределах Северной Армении в ней обособляются крупные Алавердский и Шамшадинский антиклинории с разделяющим их Иджеванским грабен-синклинорием. Рассмотрим осадки в стратиграфической последовательности и поясним, что из-за объема статьи автор избегает понятий формация и серия, требующих дополнительной информации.

**Нижняя юра и нижний аален** сложены терригенной толщей (мощность 250–300 м), залегающей на герцинском кристаллическом фундаменте и обнажающейся лишь в разломной полосе по северным склонам Миапорского хребта (Шамшадинский антиклинорий, истоки рек Тавуш и Ахум). Толща представлена чередованием кварцевых, кварц-слюдистых песчаников (25–40 %), алевролитов (25–35 %) и аргиллитов (30–40 %), характеризующихся низкой карбонатностью (1.0–1.65 %) и слабой битуминозностью. Фауна присутствует редко, обнаружены только нескольких находок пелеципод *Mytiloides dubius* (Sow.) и *M. amygdaloides* Goldf., характерных для верхнего тоара и аалена. Причина этого, вероятно, состоит в специфических геохимических условиях, присущих этой части бассейна, поскольку к востоку, в бассейне р. Асрикчай (Азербайджан) в этой толще найдены аммониты, двустворки, а также белемниты и растительные остатки [Юра Кавказа, 1991].

**Нижний байос** представлен мощной (1000–1500 м) "нижней вулканогенной толщей", развитой на обширном пространстве от бассейнов верхнего течения рек Хндзорут, Тавуш и Агстев до среднего течения р. Дебет и южной окраины Локского массива. В ее составе преобладают вулканиты среднего и основного состава, преимущественно известково-щелочные серии. Это в основном потоки и покровы, разнообразные туфы. В гораздо меньшем количестве присутствуют туффиты, вулканомиктовые песчаники и аргиллиты. Возраст толщи определяется по положению в разрезе: она залегает на терригенные образования нижней юры и нижнего аалена и перекрывается кислыми вулканитами верхнего байоса. В некоторых районах, например в ущелье р. Ахум, в основании толщи присутствуют спилиты [Агамалян, 2006]. В прослоях между вулканитами, выполненных алевролитами и аргиллитами, присутствуют радиолярии. По результатам бурения нижний байос, представленный чередованием андезитов, спилитов и умеренно-кислых пород с прослоями и пачками песчаников и известковых аргиллитов, присутствует также в ущелье р. Карахан [Туманян, 1975]. В разрезе г. Саркут в последних присутствуют радиолярии [Вишневская, Чолахян, 1990].

**Верхний байос.** Основным геологическим телом является кварц-порфировая (риолит-риодацитовая) толща, непрерывно развитая в Шамшадинском антиклинории (мощность до 650–800 м) и слагающая ряд крупных выходов в Иджеванском синклинории и Алавердском антиклинории (рис. 1). В ее составе преобладают массивные и глыбово-брекчиевые лавы, вулканические брекчии, меньше развиты сваренные туфы, агглютинаты, игнимбриты, вулканические бомбы и лапили, сцементированные спекшимся материалом, а также вулкано-терригенные накопления. Примечательно широкое развитие жерловых и прижерловых образований. Редкие фаунистические остатки зафиксированы в нескольких районах. В окрестностях г. Алаверди из кислых туфов и туфопесчаников собраны аммониты, включая руководящую форму верхнего байоса *Parkinsonia parkinsoni* Sow. [Асланян, 1958]. Восточнее, из верхней части разреза [Азарян и др., 1970] собраны аммониты (*Stephanoceras*, *Parkinsonia*, *Oppelia*) и многочисленные пелециподы. В Шамлугском разрезе в туфопесчаниках найдены многочисленные толстостенные двустворки, а также детрит, состоящий из обломков криноидей. Обширный список фауны приводится для Аруваберд-Чоратанского разреза: опре-

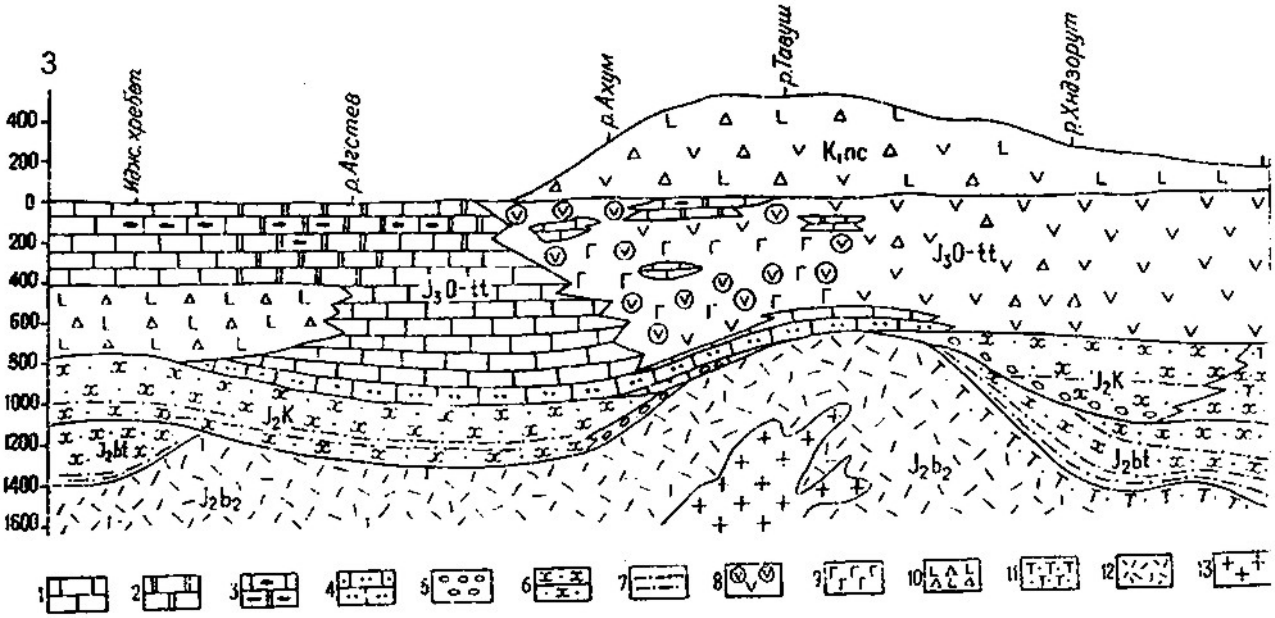



**Рис. 1**. Схематический литологический профиль средней и верхней юры северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны:

1 – известняки, 2– доломиты, 3 – кремнистые линзы в карбонатных породах, 4 – песчанистые известняки, 5 – конгломераты, 6 – песчаники и гравелиты, 7 – глины и алевролиты, 8 – подушечные лавы, 9 – гиалокластиты, 10 – лавы компактного строения и их брекчии, 11 – туфы, туффиты, 12 – риолиты и риодациты, 13 – интрузия плагиогранитов.

делены аммониты, обильные пелециподы и редкие брахиоподы [Азарян, 1982]. Примечательно отсутствие во всех перечисленных разрезах кораллов, в том числе и нерифостроящихся форм [Пелециподы…, 1983]. Показательно развитие раковинок пелеципод, члеников криноидей, игл и щитков морских ежей, реже обрывков мшанок, присутствие линз (0.5–0.9 м) криноидных и эхинодерматовых известняков в составе туффитов и вулканомиктовых песчаников в кровле верхнебайосской толщи [Мандалян, 2007]. Их формирование в позднем байосе можно увязать с развитием узких морских заливов, которые прорезали протяженный вулканический массив, возвышавшийся над поверхностью воды.

**Бат** представлен нижним и средним (?) подъярусами. Первый слагается терригенными осадками, представленными гравелитами, песчаниками и аргиллитами, суммарная мощность которых изменяется от 200 м в Алавердском антиклинории до 350 м в Шамшадинском антиклинории (села Айгедзор и Чинари). В разрезах Алавердского антиклинория помимо аммонитов, характерных для зоны Zigzagiceras zigzag, присутствуют многочисленные пелециподы и морские ежи, появляются кораллы. В районе среднего течения р. Агстев (Иджеванский синклинорий) в терригенной толще присутствуют линзы и пласты каменного угля и углистых аргиллитов. Угленакопление лимнического типа происходило здесь в обстановках, переходных от мелководно-морских к прибрежно-болотным, и связано с развитием влажного теплоумеренного климата. Главными углеобразователями служили папоротники и цикадофиты при меньшем участии другой растительности. Непосредственно к западу от угленосной полосы мощность бата увеличивается до 1100 м, здесь в разрезе преобладают вулканические породы среднего состава.

**Келловей**. Терригенная толща келловея (мощность 100–360 м) развита в крыльях Алавердского и Шамшадинского антиклинориев в прерывистой полосе, протягивающейся от бассейна р. Дебет к р. Тавуш и Хндзорут. Она трансгрессивно, с угловым несогласием залегает на различные горизонты верхнего байоса и бата. Возраст толщи обоснован палеонтологически: установлена зона Macrocephatites macrocephalus [Асланян, 1958], доказано присутствие нижнего подъяруса, а на менее размытых площадях – среднего подъяруса. Помимо характерных аммонитов здесь присутствуют многочисленные двустворки, найдены брахиоподы, морские ежи, кораллы родов *Montlivaltia* и *Heliocoenia* [Пелециподы…, 1983]. В составе терригенных осадков преобладают гравелиты, кислые и смешанные граувакки, а в некоторых разрезах увеличивается мощность глин и аргиллитов (до 15–22 %). Известняки развиты слабее (мощность 0.8–5.5 м, редко 10–15 м), они представлены органогенно-детритовыми и микрокомковатых разностями с многочисленными пелециподами, иглокожими, остракодами и фораминиферами. В верхней части толщи увеличивается количество кораллов.



**Рис. 2.** Слой силицитов в брекчиевидных известняках киммериджа-титона (Иджеванский синклинорий).

**Оксфорд-титон.** Верхнеюрский этап седиментации прослеживается не только на территории изученного района, но и за его пределами. В Сомхето-Карабахской зоне для него характерна карбонатная седиментация аридного типа. Осадкообразование происходило на фоне интенсивного базальт-андезитового вулканизма с образованием преимущественно известково-щелочных пород. В Северной Армении это привело к формированию вулканогенно-карбонатных толщ с изменчивым соотношением двух этих компонентов как по разрезу, так и по латерали [Мандалян, 1990] (см. рис. 1). В междуречье рек Агстев и Ахум мощности известняков с подчиненным количеством доломитов достигают 850–1000 м. В составе первых отчетливо преобладают органогенные разновидности, образовавшиеся за счет накопления раковинного материала, частично испытавшего волноприбойную сортировку, разламывание, водорослевую грануляцию и деятельность илоедов. Кроме того, развиты органогенные постройки, чаще представленные маломощными разновидностями. Среди карбонатных осадков также развиты водорослевые (сгустковые) известняки, характеризующиеся тонкокомковатым строением из-за обилия (70–85 %) водорослевой органики. По составу водорослевой органики выделяются три основных типа: 1) с многочисленными обрывками синезеленых водорослей (в том числе близких к подроду *Ortonella*), кубовидной колонии *Cayeixia* sp. и спорангифор *Acicularia* sp.; 2) с микрокомковатыми водорослевыми тканями с внутренними канальцами и оогониями, а также микроонколитами; 3) с зелеными водорослями (дазикладациями) в виде палочкообразных и лапчатых образований. Широко развиты и комковато-детритовые известняки, в которых помимо водорослей присутствует детрит, в разной степени переработанный органикой. С ними в ассоциациях встречаются сгустково-пелоидные известняки. Иглокожие, в особенности морские лилии, также являются активными породообразователями и слагают следующие разновидности известняков: 1) криноидные, сложенные преимущественно члениками криноидей; 2) эхинодерматовые, сложенные члениками криноидей, а также иглами и щитками морских ежей; 3) криноидно-полидетритовые. Достаточно многочисленны кораллы склеротинии, которые также участвуют в образовании пород, образуя банки и постройки небольшой мощности (биостеллы, биостромы), тяготеющие к верхней половине верхнеюрского разреза. Несколько большие мощности присущи постройкам кораллово-губково-водорослевого состава, часто залегающим на вулканическом цоколе, сложенном подушечными и массивными лавами. Фораминиферы в форме хорошо окатанных и гранулированных зерен слагают мелкообломочные разности микрокомковатых известняков, часто формирующихся в волноприбойной обстановке.

Иногда присутствуют спикуловые известняки и спонголиты. Кроме организмов – активных породообразователей – в составе известняков присутствуют остракоды, брахиоподы, мшанки и белемниты. Силициты представлены маломощными (2–7 см) светло-серыми слоями, чаще развитыми в кровле толщи (рис. 2). Они сложены мелко- и среднезернистым халцедоном с оставшимися после раскристаллизации кремневыми спикулами и небольшим числом радиолярий.

Осадки оксфорда и титона завершают разрез юры Северной Армении, расположенный на северо-западе Сомхето-Карабахской зоны. Выше залегает вулканическая толща нижнего мела, сложенная базальтами, андезитами, их брекчиями и туфами.

Как следует из изложенного, в юрской истории региона обособляются три этапа седиментации, которые характеризуются разной степенью участия организмов в образовании пород:

1) лейас–верхний байос. Участие организмов в образовании пород слабое, к концу байоса несколько возрастает;

2) бат–келловей. Незначительное участие организмов в образовании карбонатных пород, местами углеобразование за счет растительной органики;

3) оксфорд–титон. Интенсивное участие организмов в образовании карбонатных пород, некоторое участие в образовании кремнистых пород.

Установленную тенденцию возрастания участия организмов в образовании пород можно объяснить воздействием двух важнейших факторов: особенностями геологического развития региона как островодужной системы и литологической спецификой каждой эпохи.

## ЛИТЕРАТУРА


*Агамалян В.А.* Геодинамические режимы формирования мезозойской Сомхето-Карабахской островодужной постройки Евроазиатской активной окраины // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Уде, 2006. С. 78–81.

*Азарян Н.Р.* Юрские аммониты Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1982. 191 с.

*Азарян Н.Р., Акопян В.Т., Чубарян Г.А.* Юрская система // Геология СССР. Армянская ССР. М.: Недра, 1970. Т. 43. С. 51–80.

*Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.

*Вишневская В.С., Чолахян Л.С.* Новая находка радиолярий в Армении // Тез. Десятого Всесоюзного семинара по радиоляриям. Уфа, 1990. С. 36–37.

*Мандалян Р.А.* Верхнеюрский–неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1990. 172 с.

*Мандалян Р.А.* О палеогеографии и продуктах размыва кислой вулканической серии верхнего байоса северо-восточной части Армении (Сомхето-Карабахская зона) // Известия НАН РА. Сер. Науки о Земле. 2007. Т. LX, № 2. С. 3–10.

*Пелециподы* и кораллы юрских отложений Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1983. 127 с.

*Туманян Г.А.* Позднемезозойская структура междуречья Дебед и Агстев (Северная Армения). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ереван: Изд-воЕГУ, 1975. 26 с.

*Юра* Кавказа. СПб.: Наука, 1992. 184 с.


## ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ВЕРХНЕГО МЕЛА СИБИРИ


**В.А. Маринов**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: MarinovVA@ipgg.nsc.ru*


Верхнемеловые планктонные фораминиферы Западной Сибири были впервые указаны в работе В.П. Ренгартена [1951] и впоследствии обнаружены на различных стратиграфических уровнях. Некоторые виды были описаны [Глазунова и др., 1960; Субботина и др., 1964], по ним выделены отдельные биостратоны – подзона Rugoglobigerina ordinaria зоны Spiroplectammina variabilis (маастрихт) [Глазунова и др., 1960] и слои с Hedbergella loetterlei (нижний турон) [Василенко, 1997; Подобина, 2000]. Данные о таксономическом составе планктонных форм приводятся в ряде работ [Булатова, 1959, 1960; Подобина, 1975, 1989; Амон, 2000 и др.]. Однако до сих пор планктонные фораминиферы верхнего мела Сибири являются одной из слабоизученных групп мезозойской микрофауны. Причинами этого являются редкость находок и плохая сохранность их тонкостенных раковин в терригенно-кремнистых фациях, преобладающих в меловом осадочном чехле Западно-Сибирской плиты.

В ходе работы были использованы полученные автором материалы из керна скважин Омская-1Р, Бованенковская-4, Покурская-1Р, Березовская-23К и естественных выходов верхнего мела на реках Сыня, Миасс, Уй, Теча, местоположение изученных разрезов показано в работах [Маринов, Хоментовский, 2004; Маринов и др., 2006]. Привлечены также все известные автору литературные источники.

Сеноманский ярус представлен на территории Западно-Сибирской низменности преимущественно континентальными фациями, находки фораминифер в нем редки и планктонные виды среди них неизвестны [Подобина, 2000].

В Тазовском структурно-фациальном районе в нижней части кузнецовской свиты, в иноцерамовой зоне Mytiloides labiatus (нижний турон), возраст которой подтвержден находками зонального вида, обнаружены планктонные формы (*Hedbergella loetterlei* (Nauss) [Булатова, 1967]. Л.В. Василенко [1997] определи-

ла планктоные фораминиферы *Hedbergella* cf. *loetterlei* (Nauss), *H. delrioensis* (Carsey) в комплексе с *Pseudoclavulina hastata – Gavelinella moniliformis – Hedbergella* cf. *loetterlei* на о. Белый совместно с видом-индексом аммонитовой зоны нижнего турона *Mytiloides labiatus* Schloth.

Совместно с зональным видом среднего турона *Inoceramus lamarcki* Woods (определение В.М. Харитонова [Харитонов и др., 2007]), планктонные фораминиферы обнаружены в кузнецовской свите в скв. Березовская-23К (указаны В.М. Подобиной [2000, с. 21] как комплекс с *Hedbergella loetterlei*). Определены виды *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *H. planispira* (Tappan), *Whiteinella aprica* (Loeblich et Tappan), *W. baltica* Douglas et Rankin, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). В средней части свиты к ним добавляются виды *Hedbergella* ex gr. *holzli* (Hagn et Zeil), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *W. brittonensis* (Loeblich et Tappan), *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen). З.И. Булатова [1967] в средней части кузнецовской свиты Тазовского района выделила слои с фораминиферами Pseudoclavulina hastata, Neobulimina canadensis и отнесла их к верхнему турону. В настоящее время эти отложения относят к среднему турону [Решение..., 2008]. В комплексе из этих слоев ею определены виды *Globigerina aspera* (Ehrenb.) (= *Hastigerina aspera*) и *G. portsdownensis* William-Mitchell (=*Hedbergella portsdownensi*).

В слоях с Brotzenella variabilis (нижнеконьякский подъярус) планктонные формы *Hedbergella crassa* (Bolli), *H.* ex gr. *holzli* (Hagn et Zeil), *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) обнаружены на территории Северного Зауралья (усть-маньинская свита, р. Сыня) и в Березово-Тюменском районе (нижнеберезовская подсвита, скв. Березовская-23К) [Маринов, Хоментовский, 2004].

В верхнем сантоне планктонные фораминиферы *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) установлены в зоне по фораминиферам Cribrostomoides cretaceus exploratus, Ammomarginulina crispa (верхняя часть нижнеберезовской подсвиты) на п-ове Ямал (скв. Бованенковская-4).

Обильные комплексы планктонных фораминифер содержатся в мергелистых глинах ганькинской свиты (верхняя часть верхнего кампана и маастрихт). Суммарный состав планктонного комплекса значительный: *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Hedbergella monmouthensis* (Olsson), *Globigerinelloides multispinatus* (Lalicker), *Hastigerina aspera digitata* Subbotina, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen), *Guembelitria* cf. *cretacea* Cushman. В верхнем кампане планктонные фораминиферы представлены двумя видами – *Globigerinelloides multispinatus* (Lalicker) и *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). В нижнем маастрихте отмечается бóльшее разнообразие: *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Hedbergella* ex gr. *holmdelensis* Olsson, *Globigerinelloides multispinatus* (Lalicker), *Hastigerina aspera digitata* Subbotina и *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). В верхнем маастрихте раковины планктонных фораминифер многочисленны, но на большей части территории низменности они представлены двумя видами – *Globigerinelloides multispinatus* (Lalicker) и *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). В самой верхней части ганькинской свиты – в зоне Brotzenella praeacuta – обнаружены единичные раковины вида *Heterohelix globulosa* (Ehrenb.) [Маринов и др., 2006], который ранее был определен Э.Н. Кисельман [1960] как *Gümbelina globifera* Reuss).

Площадное распространение планктонных фораминифер в ганькинском горизонте неравномерное. Некоторые виды присутствуют на всей территории низменности. Это *Globigerinelloides multispinatus* (Lalicker), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). Виды *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) и *Hedbergella holmdelensis* Olsson предположительно теплолюбивые формы, в нижнем маастрихте найдены только в южных и юго-западных районах Западной Сибири – южнее Широтного Приобья. В верхнем маастрихте их распространение ограничено юго-западной окраиной Западной Сибири. Вероятной причиной этого является относительное понижение температуры вод в начале раннего маастрихта [Marinov et al., 2007]. Поэтому находка разнообразного комплекса планктонных фораминифер в верхнем маастрихте Омско-Ларьякского структурно-фациального района (скв. Покурская-1Р) кажется неожиданной. Скважиной вскрыты мелководные отложения восточной части позднемелового Западно-Сибирского палеобассейна. Обнаружены следующие виды: *Globigerinelloides multispinatus* (Lalicker), *Hastigerina aspera digitata* Subbotina, *Hedbergella monmouthensis* (Olsson), *Guembelitria* cf. *cretacea* Cushman, *Heterohelix globulosa* (Ehrenb.), *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen). Некоторые из них (*Hedbergella monmouthensis*, *Guembelitria cretacea*) ранее были известны только в средних и низких широтах. Эта находка дополняет данные В.М. Подобиной и Т.Г. Ксеневой [2007], указавших ряд теплолюбивых бентосных видов фораминифер из маастрихта скв. Северская- Н-15 (район г. Томска, юго-восточный район Западной Сибири), широко распространенных по данным В.П. Василенко [1961] в Перитетических и Бореально-Атлантических регионах, но неизвестных ранее в Западной Сибири: *Orbignyna* cf. *pinguis* Volosh., *Brotzenella* cf. *complanata* (Reuss), *Globorotalites* cf. *emdyensis* Vassilenko. Возможно, появление тепловодных ассоциаций фораминифер в восточных частях Западно-Сибирского палеоморя было связано с существованием теплого морского бассейна на территории Восточной Сибири [Бугрова, 1991].

Стратиграфическое распространение и таксономическое разнообразие планктонных фораминифер в туроне - маастрихте Западной Сибири (западные районы).

Планктонные фораминиферы присутствуют в разрезе практически всех ярусов морского верхнего мела Сибири с турона по маастрихт включительно (см. рисунок). Преобладают неспециализированные формы широкого вертикального распространения. Индексные виды зональных шкал верхнего мела Средиземноморья и Бореально-Атлантической палеогеографической области редки. Дальнейшие исследования позволят установить стратиграфическое значение планктонных фораминифер Сибири. Однако уже предварительное изучение показывает, что состав ассоциаций каждого яруса верхнего мела специфичен (см. рисунок). Практически все установленные виды планктонных фораминифер являются космополитными. Эти особенности стратиграфического и пространственного распределения позволяют высоко оценить стратиграфический потенциал группы.

Проведен сравнительный анализ разнообразия комплексов планктонных фораминифер, обнаруженных в западных районах Сибири – Ямале, Среднем и Северном Зауралье и Омской области. Рассматривалось количество родов, видов и отношение числа видов к родам ($K_в$), как показатели условий существования ассоциации микрофауны [Басов, Кузнецова, 2000], которые определялись рядом параметров бассейна, основными из которых предположительно были температура вод и концентрация растворенного кислорода. Раннетуронские ассоциации включали два вида рода *Hedbergella* (см. рисунок). В среднем туроне отмечены наиболее разнообразные комплексы планктона – девять видов четырех родов ($K_в$=2.25). В раннеконьякском веке ассоциации беднее, представлены тремя родами и четырьмя видами ($K_в$=1.3). В позднем сантоне обнаружен только один вид планктонных фораминифер – *Heterohelix globulosa*. В нижней и средней частях ганькинского горизонта (верхний кампан – нижняя часть верхнего маастрихта) планктонные формы представлены большим количеством экземпляров, принадлежащих пяти видам, среди которых резко преобладают *Globigerinelloides multispinatus* и *Heterohelix globulosa* ($K_в$=1.0). В верхах ганькинского горизонта очень редко встречается единственный вид – *Heterohelix globulosa*. Максимальное разнообразие планктонных форм в среднем туроне свидетельствует об оптимальных за позднемеловое время условиях их существования. В коньякское время условия были менее благоприятными для планктонных ассоциаций и они обнаружены только нижнем коньяке. В сантоне параметры бассейна допускали существование только наиболее толерантного представителя планктона – вида *Heterohelix globulosa*. Обилие раковин планктонных фораминифер в верхнем кампане–маастрихте связано, скорее всего, с наилучшими условиями их сохранности в карбонатных осадках пелитовой размерности. Судя по низкому разнообразию планктонных ассоциаций, их существование не было комфортным. Резкое сокращение разнообразия как планктонных, так и бентосных ассоциаций микрофауны в конце позднего маастрихта отражает значительные изменения условий окружающей среды.

## ЛИТЕРАТУРА


*Амон Э.О.* Верхнемеловые радиолярии Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. 209 с.

*Басов В.А., Кузнецова К.И.* Динамика разнообразия и эволюционные тенденции юрских фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 6. С. 74–88.

*Бугрова Э.М.* Морские позднемеловые фораминиферы в Западной Якутии // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 4. С. 65–105.

*Булатова З.И.* Материалы к изучению фораминифер альба–турона Западно-Сибирской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск: Политиздат, 1959. 11 с.

*Булатова З.И.* Материалы к изучению фораминифер альба, сеномана и турона Западно-Сибирской низменности // Труды ИГиГ СО АН СССР; Вып. 1. Новосибирск, 1960. С. 65–105.

*Булатова З.И.* Зональное расчленение по фораминиферам турон-сантонских отложений в низовьях р. Таз // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири // Труды СНИИГГиМС. Вып. 55. Новосибирск, 1967. С. 111–121.

*Василенко В.П.* Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлака. Л.: Госпотехиздат, 1961. 390 с.

*Василенко Л.В.* Комплексы фораминифер из меловых отложений острова Белый (Карское море) // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 143–152.

*Глазунова А.Е., Балахматова В.Т., Липман Р.Х., Романова В.И., Хохлова И.А.* Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. 347с.

*Кисельман Э.Н.* Микрофаунистические зоны ганкинской свиты Западно-Сибирской низменности // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Л.: Госпотехиздат, 1960. С. 176–188. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 8).

*Маринов В.А., Урман О.С., Соболев Е.С.* Фораминиферы и биостратиграфия пограничных отложений мела и палеоцена Западной Сибири // Литосфера. 2006. Т. 4. С. 112–130.

*Маринов В.А., Хоментовский О.В.* Слои с фораминиферами в разрезе коньякского яруса северо-западных районов Западной Сибири // Бюл. МОИП. 2004. Т. 79. С. 40–47.

*Подобина В.М.* Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: Изд-воТГУ, 1975. 163 с.
*Подобина В.М.* Фораминиферы и зональная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-воТГУ, 1989. 175 с.
*Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: НТЛ, 2000. 388с.
*Подобина В.М.*, *Ксенева Т.Г.* Новые данные по комплексам фораминифер и стратиграфии верхнего мела юго-востока Западной Сибири // Меловая система России и Бближнего Зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Е.М. Первушова (Ред.) Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2007. С. 180–197.
*Ренгартен В.П.* Стратиграфия меловых и третичных отложений Восточного Приуралья. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 136 с.
*Решение* 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (г. Новосибирск, 2003 г.). Меловая система. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2008. (В печати).
*Субботина Н.Н.*, *Алексейчик-Мицкевич Л.С.*, *Барановская О.Ф.*, *Булатова З.И.*, *Булынникова С.П.*, *Дубровская Н.Ф.*, *Кисельман Э.Н.*, *Козлова Г.Э.*, *Кузина В.И.*, *Киселева О.Т.*, *Кривоборский В.В.*, *Ушакова М.В.*, *Фрейман Е.В.* Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1964. 456 с.
*Харитонов В.М.*, *Маринов В.А.*, *Иванов А.В.*, *Фомин В.А.* Верхнемеловые иноцерамы скважинных разрезов Западно-Сибирской низменности и некоторые вопросы стратиграфии туронского яруса // Изв. Сарат. ун-ета. Сер. Науки о Земле. 2007. Вып. 2, Т. 7. С. 61–71.
*Marinov V.A.*, *Dzyuba O.S.*, *Igolnikov A.E.*, *Urman O.S.* Paleogeographic reconstruction of the characteristics of Siberian Arctic basins based on mollusks and microfauna of the Late Cretaceous // Norsk Geol. For. 2007. N 2. P. 269–270.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ (ОДИШСКО-ОКРИБСКИЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ ТИП) И СОПОСТАВЛЕНИЕ СОСТАВА КОМПЛЕКСОВ С НАННОПЛАНКТОНОВЫМИ ЗОНАМИ

**Х.Э. Микадзе**

*Национальный музей Грузии, Институт палеобиологии, 0108, Тбилиси, ул. Поточная 4;*
*e-mail: xatmi@mail.ru*

Верхнемеловые отложения в пределах Одишско-Окрибского фациального типа распространены прерывистой, вогнутой к югу дугообразной полосой, которая в литературе получила название “южной известковой полосы Самегрело” [Цагарели, 1946]. Полоса распространения разрезов этого фациального типа охватывает восточную часть междуречья рек Хобисцкали и Техури.

Для Одишско-Окрибского фациального типа характерна значительная роль терригенных и вулканогенных пород, сформировавшихся на обшем фоне карбонатной седиментации. В бассейнах рек Техури и Цхенисцкали среди белых и красных известняков имеются прослои, обогащенные туфогенным материалом. Породы вулканического происхождения значительно шире распространены в южной полосе Самегрело и Окрибе, где давно уже выделены Б.Ф. Меффертом [1928, 1931] как мтаварская свита. В состав этой свиты входят кирпично-красные, коричневые, желтовато-серые базальтовые и порфиритовые эффузивы и их пирокластолиты с прослоями известняков и песчаников песчаников [Надарейшвили, 1980]. Возраст подошвы свиты на всей площади ее распространения определен как поздний турон. Несколько иначе обстоит дело с верхней границей свиты. В одних районах кровля свиты поднимается до кампана, а в других ее диапазон ограничен туроном и, возможно, частично коньяком [Леквинидзе, 1960]. Мощность ее изменяется от нескольких десятков до первых сотен метров. Наиболее ясно мтаварская свита представлена в междуречье Риони-Цкалцителa, где резко преобладают вулканогенные породы. В пределах этого фациального типа был описан разрез около с. Горди (бассейн р. Цхенисцкали). В нем изучены аммониты, иноцерамы, белемниты, морские ежи и фораминиферы.

По унифицированной схеме здесь выделяются следующие свитные подразделения: мтаварская (верхний турон–верхний сантон), верхнеокумская (кампан) и моквская (маастрихт) [Гамбашидзе, 1984].

Общая мощность мтаварской свиты составляет 80 м. В нижней части она представлена коричневато-розовыми разнозернистыми туфогравелитами. В них встречаются прослойки розоватых известняков (мощность прослоев 0.5–20 см). В основании свиты определены *Inoceramus lamarcki* Park. (определения Р.А. Гамбашидзе). В известняках встречены планктонные фораминиферы: *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *M. schneegansi* (Sigal), *M. marginata* (Reuss), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *D. imbricate* (Mornod), *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *Heterohelix reussi* (Cushman), *H. globulosa* (Ehrenberg), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), в конце слоя появляются *Marginotruncana coronata* (Bolli), *Stensioina granulata kelleri* (Koch.), *Loeblichella* spp. Из известкового наннопланктона можно выделить *Tetralithus pyramidus* Gardet.

Выше разрез представлен чередованием светло-серых, почти желтых и розовато-красных известняков. Здесь найдены *Inoceramus* cf. *sturmi* And. (определения Р.А. Гамбашидзе), а также фораминиферы: *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. marginata* (Reuss), *M. pseudolinneiana* (Pessagno), *M. schneegansi* (Sigal), *Dicarinella imbricata* (Mornod), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), многочисленные *Calcisphaerula innominata* Bonet и *Pithonella ovalis* (Kaufmann).

Разрез продолжают коричневые туфопесчаники с прослоями красных и серых известняков. В это части разреза отмечены находки *Inoceramus* cf. *stuarti* And., *Micraster cortestuidinarium* Agg. (определения А.Л. Цагарели, Р.А. Гамбашидзе). Появляются *Marginotruncana sigali* (Reichel) и *M. renzi* (Sigal). Продолжают существовать *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *M. marginata* (Reuss), *Dicarinella imbricata* (Mornod), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Heterohelix reussi* (Cushman). Среди бентосных форм установлены *Stensioina exculpta* (Reuss), *S. granulate granulata* (Olbertz), *Lenticulina* sp.

Верхнеокумская подсвита мощностью 75 м, сложена пелитоморфными, светло-розовыми, почти белыми, толстослойстыми мелоподобными известняками. В нижней части присутствуют *Micraster schroederi* Stoll., *Inoceramus barabini* Mort., *I. decipiens* Zitt. (определения А.Л. Цагарели, Р.А. Гамбашидзе). Появляются *Globotruncana arca* (Cush.), *G. linneiana* (Orb.), *Rosita fornicate* (Plum.), продолжают существовать *Marginotruncana marginata* (Reuss), *Heterohelix reussi* (Cushman), *H. globulosa* (Ehrenberg).

Верхняя часть подсвиты представлена светло-серыми и белыми, средне- и толстослойстыми пелитоморфными известняками с прослоями зеленовато-серых мергелей и конкрециями серого кремня. Присутствуют *Belemnitella mucronata* Schloth., *B. langei langei* Jel. (определения Т.Ю. Назаришвили). В известняках встречены *Globotruncana ventricosa* White., *Globotruncanita stuartiformis* (Dalb.), *Archaeoglobigerina cretacea* (Orb.), *Heterohelix striata* (Ehrenberg). Продолжают существовать *Globotruncana arca* (Cushman), *G. linneiana* (Orb.), *Rosita fornicata* (Plum.), *Heterohelix reussi* (Cushman).

Моквская свита представлена серыми и светло-серыми, пелитоморфными, толстослойстыми известняками с черными кремнями. Здесь слои охарактеризованы присутствием *Pachydiscus* cf. *colligatus* (Binkh.), чуть выше встречены редкие *Gryphaea vesicularis similes* Push.

Фиксируется множество обломков двукилевых планктонных фораминифер. Видимая мощность свиты 20 м.

Таким образом, в изученном разрезе выделено пять комплексов фораминифер:

- I комплекс с *Marginotruncana pseudolinneiana* и *Marginotruncana schneegansi* встречен совместно с моллюсками зоны Inoceramus lamarcki и соответствует зоне по наннопланктону Tetralitus pyramidus. Комплекс датируется ранним туроном.
- II комплекс с *Marginotruncana coronata* соответствует зоне по двустворкам Inoceramus sturmi и Marthasterites furcatus по наннопланктону. Возраст определяется как раннеконьякский.
- III комплекс с *Marginotruncana sigali* и *Marginotruncana renzi* (мтаварская свита). По своему стратиграфическому положению этот комплекс отвечает зоне Inoceramus involutus. Возраст определяется как позднеконьякский.
- IV комплекс с *Globotruncana arca* отвечает слоям с Micraster schroederi и зоне Tetralithus aculeus по наннопланктону. Датируется ранним кампаном.
- V комплекс с *Globotruncana ventricosa* (верхнеокумская подсвита) отвечает слоям с Belemnitella mucronata и соответствует зоне Tetralithus trifidus по наннопланктону. Возраст определяется как средний кампан.

В заключение можно отметить, что мтаварская свита была впервые детально изучена по планктонным фораминиферам. Выделенные комплексы фораминифер сопоставлены с комплексами макрофауны и наннопланктона. Изучение наннопланктона и фораминифер велось параллельно. Полученные данные дали возможность уточнить возраст свиты.

## ЛИТЕРАТУРА

*Гамбашидзе Р.А.* История геологического развития Грузии в позднемеловую эпоху. Тбилиси: Мецниереба, 1984. 110 с.
*Леквинидзе Р.Д.* О возрасте свиты Мтавари // Тр. КИМС. Вып. 11. 1960. С. 35–68.
*Мефферт Б.Ф.* Геологические исследования в Мегрелии. 1931. 120 с. (Тр. ГГРУ. Вып. 64).
*Мефферт Б.Ф.* Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии // Геологические исследования Грузии. Тбилиси, 1928. С. 67–98.
*Надарейшвили Г.Ш.* Меловой вулканизм и Транскавказское поперечное поднятие // Мезо-кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые: Тез. докл. V Всесоюз. симпоз. Тбилиси: Мецниереба, 1980. С.25.
*Цагарели А.Л. К* стратиграфии верхнемеловой вулканогенной фации (Мтавари). Т.VII, № 1–2. Тбилиси, 1946. 80 с.


# ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ И БИОФАЦИИ СРЕДНЕЙ ЮРЫ АРКТИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ ПО МИКРОФАУНЕ (ФОРАМИНИФЕРЫ И ОСТРАКОДЫ)


**Б.Л. Никитенко**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru*


В течение средней юры седиментогенез арктических морей в значительной степени контролировался Т–Р-событиями, во многом обусловленными эвстатикой. В конце бата отмечается общебореальная трансгрессия, и стабильный морской режим устанавливается на территории Западной Сибири, Баренцевоморского шельфа и Печорской плиты [Палеогеография…, 1983]. В конце позднего аалена биогеографические связи с Палеоатлантикой практически прерываются, и сообщества микробентоса Арктики и севера Европы существенно различаются. Период существенной изоляции бассейнов продолжается до конца бата (рис.1). Только с началом общебореальной "кадоцерасовой" трансгрессии возобновляются стабильные биогеографические связи между арктическими морями и бассейнами Европы.

Комплексный анализ биотических и абиотических событий, как и надежная биостратиграфическая основа создает предпосылки для построения достоверных палеобиогеографических схем. Разработанные зональные шкалы юры по фораминиферам и остракодам (см. рис. 1) на севере Восточной Сибири [Никитенко, 1992, 1994; Захаров и др., 1997; и др.] позволяют широко прослеживать биостратоны по этим группам по всей Арктической области.

В течение средней юры отмечаются как периоды устойчивого развития сообществ микробентоса Арктических палеобассейнов, так и кризисные этапы. Сравнительный анализ таксономического разнообразия ассоциаций микробентоса юры в разных фациальных районах бореальных бассейнов позволяет выявить этапность в развитии ассоциаций микробентоса. В конце аалена завершается второй крупный этап развития фораминифер [Никитенко, 2008] (см. рис. 1). В начале байоса в сибирских морях фиксируется крупное регрессивное событие. Сообщества фораминифер разных биономических зон сибирских бассейнов на этой ступени развития представлены обильными, часто моновидовыми скоплениями *Ammodiscus*. Ассоциации микробентоса с подобной структурой прослеживаются по всей Сибири, в Северном море и на севере Западной Европы [Nagy et al., 1990]. Такие изменения таксономического состава позволяют обособить третий этап в развитии ассоциаций фораминифер (байос–начало позднего бата). Во второй половине раннего байоса отмечается быстрый рост таксономического разнообразия микробентоса. Четвертый этап развития сообществ фораминифер (см. рис.1) начинается в конце позднего бата и завершается в первой половине позднего оксфорда. Как особую ступень в развитии сообществ фораминифер на этом этапе можно обособить поздний келловей. Сообщества позднего келловея самые богатые и разнообразные как в качественном, так и в количественном отношении, на протяжении всего четвертого этапа. В течение аалена–келловея продолжается второй этап развития ассоциаций остракод [Никитенко, 2008]. В конце келловея исчезают последние представители остракод *Camptocythere* и завершается второй этап в развитии остракод (см. рис. 1).

В настоящей работе для биогеографического районирования использовался кластерный анализ родов фораминифер и остракод разных регионов Северного полушария на отдельные временные срезы. Кроме собственных материалов, полученных при изучении многочисленных разрезов юры Сибири и Северной

**Рис. 1.** Зональные шкалы средней юры по микрофауне, этапность развития микробентоса сибирских палеобассейнах и основные абиотические факторы.

Аляски, анализировались опубликованные материалы [Bate, 1963; Norling, 1972; Balkwill et al., 1977; Биостратиграфия…, 1982; Лев, Кравец, 1982; Stratigraphical…, 1989; Басов и др., 1989; Geology…, 1998; Tesakova, 2003; и др.]. Для расчетов матрицы и построения дендрограмм использовалась программа BioDiversity Pro [McAleece et al., 1997]. Кластеризация проводилась по групповому среднему и базировалась на коэффициенте Жаккарта.

В начале средней юры в районе Северного моря происходит прогревание литосферы и подъем расплавленного вещества, так называемый среднеюрский плюм [Neilsen et al., 2003; и др.] (см. рис. 1). Эти явления, вероятно, способствовали формированию серии географических барьеров в районе Северного моря, разделяющих арктические и бореально-атлантические бассейны и затрудняющих взаимные миграции микробентоса. В конце аалена коэффициент сходства ассоциаций микробентоса уменьшается почти в два раза, что свидетельствует об усилении изоляции между бассейнами (см. рис. 1).

В начале раннего байоса происходит нивелировка микробиот по всему Арктическому бассейну и, частично, в морях на северо-западе Европы. На обширных территориях Восточной, Западной Сибири, Баренцевоморском шельфе, даже в Северном море и Англии в сообществах фораминифер начинают резко преобладать представители аммодискусов, образуя часто моновидовые скопления (так называемые "аммодискусовые фации") (рис. 2), в то же время состав остальных групп фораминифер существенно различается [Басов и др., 1989; Никитенко, 1992; Nagy et al., 1983; и др.]. Степень сходства раннебайосских остракод севера Западной Европы и Арктики крайне низка (см. рис.1).

Во многих районах Северного полушария на границе аалена и байоса фиксируется значительное падение уровня моря [Палеогеография…, 1983; Hallam, 2001; и др.] (см. рис. 1). В это же время как в морских бассейнах, так и наземных экосистемах в разных регионах северного полушария, отмечается негативный сдвиг изотопного состава органического и карбонатного углерода [Hesselbo et al., 2003], что обычно связано с похолоданием и низким содержанием $CO_2$ в атмосфере. Об этом также свидетельствуют многочисленные находки глендонитов в нижнем байосе на севере Сибири (см. рис.1). Таким образом, локальные палеогеографические и тектонические причины вызвали изоляцию в приграничных частях Арктического бассейна и Палеоатлантики, что обусловило глобальное изменение систем палеотечений в Арктике, и, вероятно, последующие климатические изменения. Это в итоге и привело к кризису биот (кризис второго типа вызванный локальными причинами в критических экотонных зонах палеобассейнов) [Шурыгин, Никитенко, 1996; Шурыгин и др., 2000].

На послекризисном этапе во второй половине раннего и позднем байосе в Арктических палеобассейнах на фоне обширной трансгрессии формируются новые сообщества микробентоса. Климат становится более мягким и гумидным [Палеогеография…, 1983; Zakharov, 1994] (см. рис. 1). Быстро восстанавливается таксономическое разнообразие фораминифер и остракод, дифференцируются и усложняются катены микробентоса. Формирование новых ассоциаций происходит за счет таксонов-мигранов, вероятно, из Палеопацифики. В западной части арктических бассейнов (Печорский регион, Баренцевоморский шельф, Арктическая Канада) сообщества фораминифер значительно обеднены по сравнению с Сибирскими. Вероятно, в это время и в начале бата происходит внедрение типично арктических микробиот (риаделловые ассоциации) на север Западной Европы, в район Северного моря.

В начале раннего бата в сибирские бассейны на фоне кратковременной трансгрессии отмечается кратковременная экспансия ряда родов и видов фораминифер из Западноевропейских морей, которые, впрочем, не имели здесь дальнейшего развития. Родовой и, частично, видовой состав арктического батского микробентоса носит унаследованный характер от байосских. В течение раннего–начала позднего бата в целом происходило снижение таксономического разнообразия сообществ фораминифер и остракод Сибирских морей. В Сибири на фоне регрессии отмечается незначительное повышение палеотемператур и аридизация [Zakharov, 1994] (см. рис.1). Батские остракоды в Арктическом бассейне известны до настоящего времени из районов Печорской синеклизы и Восточной Сибири. Западно-европейские остракоды резко отличаются от сибирских по семейственному и родовому составу.

В конце бата–начале келловея в Северном полушарии фиксируется обширная трансгрессия [Палеогеография…, 1983; Шурыгин и др., 2000; и др.] (см. рис. 1). Обстановки морского седиментогенеза смещаются в осадочные бассейны западной части Арктики (рис. 3). Морские микробиоты Западно-Сибирского бассейна формировались за счет таксонов-мигрантов как запада, так и востока. Начиная с конца позднего бата происходит рост таксономического разнообразия в сообществах. Наиболее разнообразные ассоциации близкого таксономического состава выявлены в Сибири и Печорской синеклизе. Близкие, но существенно более обедненные комплексы прослеживаются на Баренцевоморском шельфе и в Арктической Канаде. Степень

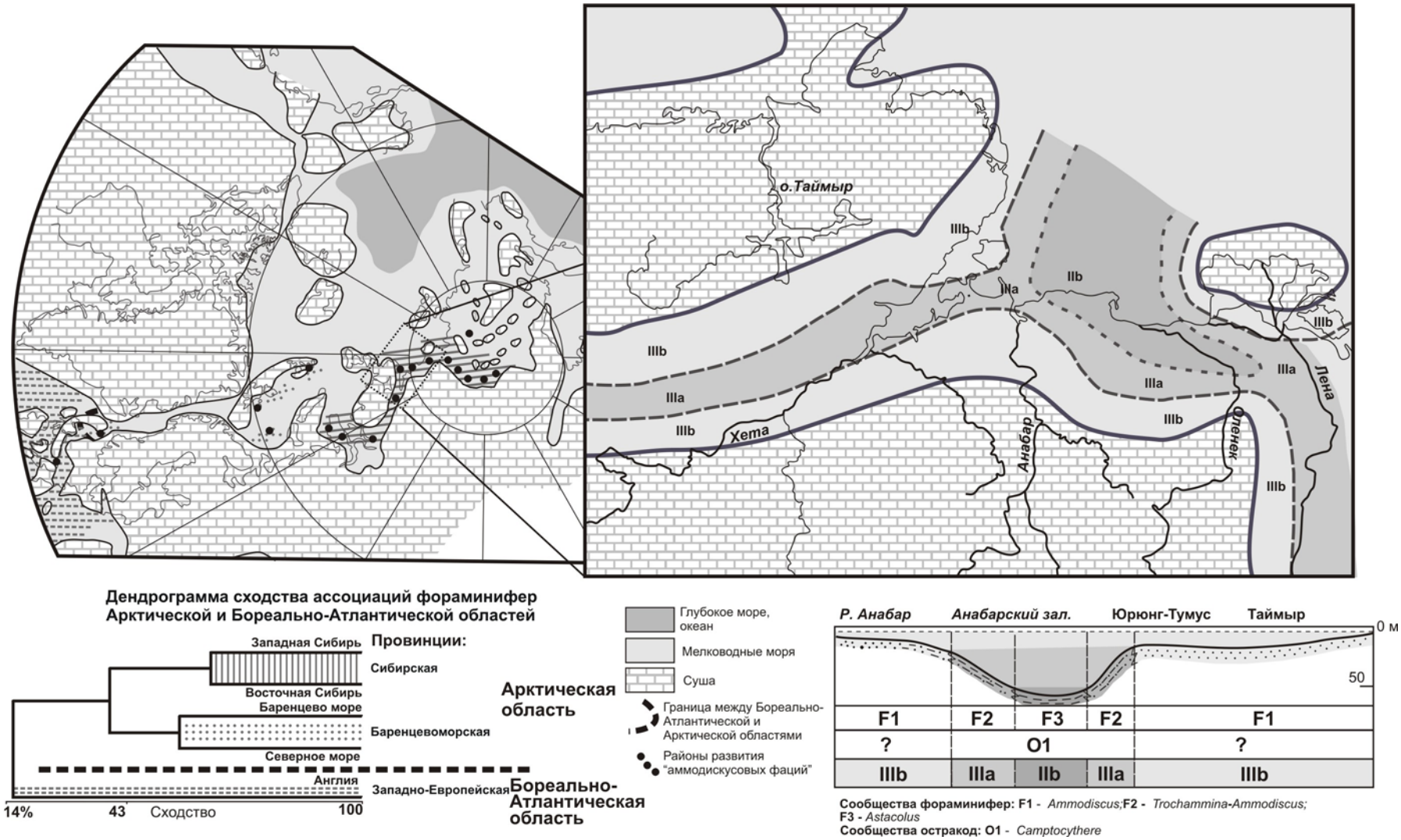



**Рис. 2.** Биогеография Арктического бассейна по фораминиферам в начале раннего байоса, биономические зоны северосибирского моря и батиметрический профиль с распределением ассоциаций фораминифер и остракод. (Палинспатические реконструкции по: [Golonka, Scotese, 1995]; палеогеографические реконструкции по: [Палеогеография..., 1983, с изменениями]).

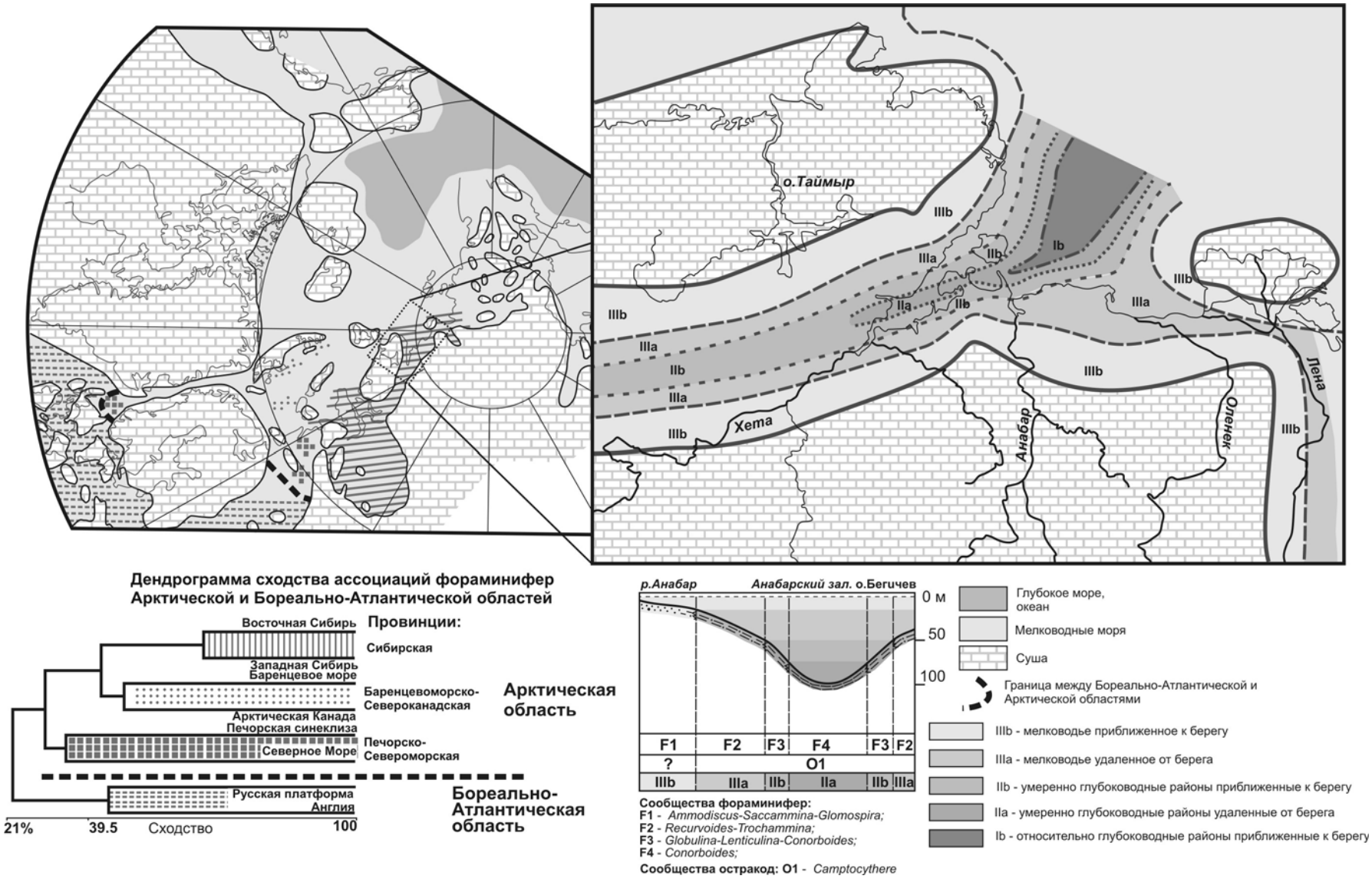



**Рис. 3.** Биогеография Арктического бассейна по фораминиферам в позднем келловее, биономические зоны северосибирского моря и батиметрический профиль с распределением ассоциаций фораминифер и остракод. (Палинспатические реконструкции по: [Golonka, Scotese, 1995]; палеогеографические реконструкции по: [Палеогеография..., 1983, с изменениями]).

близости родового состава фораминифер в конце позднего бата– начале келловея в Артических бассейнах и морях Северо-Запада Европы и Русской платформы достаточно значительна по сравнению с таковым раннего бата. В отличие от фораминифер, ассоциации остракод Арктики и Севера Европы имеют крайне незначительное сходство (см. рис. 1).

В позднем келловее разнообразие микробентоса Арктических бассейнов растет. Происходит дифференциация ассоциаций фораминифер и остракод в отдельных бассейнах (см. рис.3), в связи с чем несколько уменьшается степень сходства между сообществами микробентоса Арктической и Бореально-Атлантической областей. На поздний келловей приходится трансгрессивный этап развития арктических бассейнов, приведший к значительному увеличению площадей морской седиментации в келловее. Этот этап характеризуется максимальными для келловея палеотемпературами и гумидным климатом [Zakharov, 1994] (см. рис.1). На фоне трансгрессии и относительно теплого климата в сибирские моря проникают типично теплолюбивые формы. Значительное влияние на микробиоты сибирских бассейнов начинают оказывать виды-мигранты из восточно-европейских и печорских морей. Остракоды в позднем келловее в Арктических морях крайне редки и представлены главным образом представителями *Camptocythere*. В Печорском море, также постоянно встречаются виды, известные из северных частей Европейских морей. Сообщества остракод севера Бореально-Атлантической и Арктической областей имеют крайне низкое сходство между собой (см. рис. 1, 3).

Особенности биогеографической дифференциации фораминифер и остракод в средней юре Северного полушария позволяют обособить ряд биохорий в ранге областей и провинций. Установлено, что положение границ провинций и областей, оконтуренных по разным группам микробентоса, не совпадает и изменяется во времени. Экотоны между областями (Северное море, Печорский бассейн) на разных этапах меняли свое положение и входили в состав то Арктической области, то Бореально-Атлантической (см. рис. 2, 3).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64291.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Басов В.А., Василенко Л.В., Соколов А.Р., Яковлева С.П.* Зональное расчленение морского мезозоя Баренцевского бассейна // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 60–74.

*Биостратиграфия* верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс: Мокслас, 1982. 172 с.

*Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н.* Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 99–128.

*Лев О.М., Кравец В.С.* Юрские остракоды Тимано-Печорского региона и их стратграфическое значение // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ. 1982. С. 65–78.

*Никитенко Б.Л.* Зональная шкала нижней и средней юры на севере Сибири по фораминиферам // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 3–14.

*Никитенко Б.Л.* Ранне- и среднеюрские остракоды севера Сибири: основные закономерности эволюции и зональная шкала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2, № 4. С. 38–55.

*Никитенко Б.Л.* Палеобиогеография ранней юры и аалена Арктики по микробентосу (фораминиферы и остракоды) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 1. С. 63–84.

*Палеогеография* севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 188 с.

*Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л.* Циркумбореальные реперные уровни нижней и средней юры (по последовательности биособытий в бентосе) // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1996. С. 187–192.

*Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 480 с.

*Balkwill H.R., Wilson D.G., Wall J.H.* Ringnes Formation (Upper Jurassic) Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // Bull. Can. Petrol. Geol. 1977. V. 25, N. 6. P. 1115–1144.

*Bate R.H.* Middle Jurassic Ostracoda from North Lincolnshire // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.). Geol. 1963.V. 8, N. 4. 219 p.

*Geology* of Franz Josef Land. Oslo, Norsk Polarinstitutt, 1998. Medd. N. 146. 190 p.

*Golonka J., Scotese C.R.* Phanerozoic paleogeographic maps of Arctic Margins // Proceedings of International Conference on Arctic Margins. Magadan, 1994. P. 1–16.

*Hallam A.* A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2001. V. 167. P. 23–37.

*Hesselbo S.P., Morgans-Bell H.S., McElwain J.C., McAllister Rees P., Robinson S.A., Ross C.E.* Carbon-Cycle Perturbation in the Middle Jurassic and Accompanying Changes in the Terrestrial Paleoenvironment // J. Geol. 2003. V. 111. P. 259–276.

*McAleece N., Lambshead P.J.D., Paterson G.L.J., Gage J.D.* BioDiversity Professional. 1997. World Wide Web Address: http://www.nhm.ac.uk/zoology/bdpro.

*Nagy J., Løfaldli, M., Bomstad K.* Marginal marine microfaunas of the Jurassic (Bajocian) Yons Nab Beds of the Yorkshire Coast // Proc. first workshop on arenaceous Foraminifera. Norway, 1983. P. 111–127.
*Nagy J., Pilskog B., Wilhelmsen R.M.* Facies controlled distribution of foraminifera in the Jurassic North Sea Basin // Paleoecol., Biostratigr., Paleoceanogr. and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera. Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 621–657.
*Nielsen S.B., Clausen O.R., Trautner S.P., Balling N., Hansen J.P.V., Toft M.D.* Basin evolution constrained by joint inversion of many wells // Geophys. Res.: Abstracts. 2003. V. 5, 08989.
*Norling E.* Jurassic Stratigraphy and foraminifera of Western Scania Southern Sweden. Stockholm // Sveriges geologiska undersokning. 1972. V. 46. P. 1–120.
*Stratigraphical* Atlas of fossil Foraminifera, second edition. Ellis Horwood Ltd., 1989. 417 p.
*Tesakova E.M.* Callovian and Oxfordian ostracodes from the Central Region of the Russian Plate // Paleontol. J. 2003. V. 37, Suppl. 2. 227 p.
*Zakharov V.A.* Climatic Fluctuations and Other Events in the Mesozoic for the Siberian Arctic // Proc. Int. Conf. on Arctic Margins, Anchorage, Alaska. U.S. Department of the Interior Minerals Management Service Alaska Outer Continental Shelf Region. Anchorage, USA, 1994. P. 23–28.

## ФОРАМИНИФЕРЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ КЕЛЛОВЕЯ – НИЖНЕГО ВАЛАНЖИНА ЭТАЛОННОГО РАЗРЕЗА СКВ. МЕДВЕЖЬЯ-316 (УСТЬ-ЕНИСЕЙСКИЙ РАЙОН, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

**Б.Л. Никитенко, Л.А. Глинских, С.Н. Хафаева**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru*

Территория Усть-Енисейского района являлась полигоном для разработки стратиграфии мезозоя севера Сибири [Сакс, Ронкина, 1957; и др.]. Именно в этом и смежных регионах находятся стратотипические разрезы свит юры и мела севера Сибири. Исследования кернового и палеонтологического материала из стратотипических разрезов этих свит проводились более 30-50 лет тому назад. Впоследствии массовые поисковые и геолого-разведочные работы сместились в северные и центральные части Западной Сибири, и стратиграфические схемы мезозоя разрабатывались и совершенствовались уже на этих территориях. Из Усть-Енисейского района керновый материал поступал в крайне ограниченном количестве. Соответственно при разработке и совершенствовании стратиграфических схем мезозоя Сибири приходилось опираться только на старые данные по Усть-Енисейскому району.

На закрытых территориях особое значение приобретают шкалы по микрофоссилиям: фораминиферам, микрофораминиферам, остракодам, спорам и пыльце, диноцистам. Макрофауна в кернах скважин встречается сравнительно редко и биостратоны по макрофауне в конкретных разрезах часто не имеют смыкаемых границ, что снижает их корреляционные возможности. Фораминиферы из-за своих мелких размеров, частоты встречаемости, высокого таксономического разнообразия и относительно высоких темпов эволюции отдельных групп являются одним из наиболее эффективных инструментов для расчленения и корреляции юры и мела на закрытых территориях по материалам бурения. К настоящему времени разработаны или существенно усовершенствованы зональные шкалы по фораминиферам юры и мела, изменилась интерпретация стратиграфического положения ряда биостратонов [Шурыгин и др., 2000; Никитенко и др., 2002; Решение…, 2003; и др.]. Следствием изменений биостратиграфической шкалы является необходимость пересмотра и уточнения стратиграфического положения свит, пачек и пластов на севере Сибири.




**Рис. 1.** Расположение изученного разреза, вскрытого СКВ. Медвежья-316 (Усть-Енисейский район, Западная Сибирь.)

В последние годы в южной части Усть-Енисейского районе, западнее г. Игарка, пробурена скв. Медвежья -16 (рис. 1), вскрывшая разрез по нижнюю

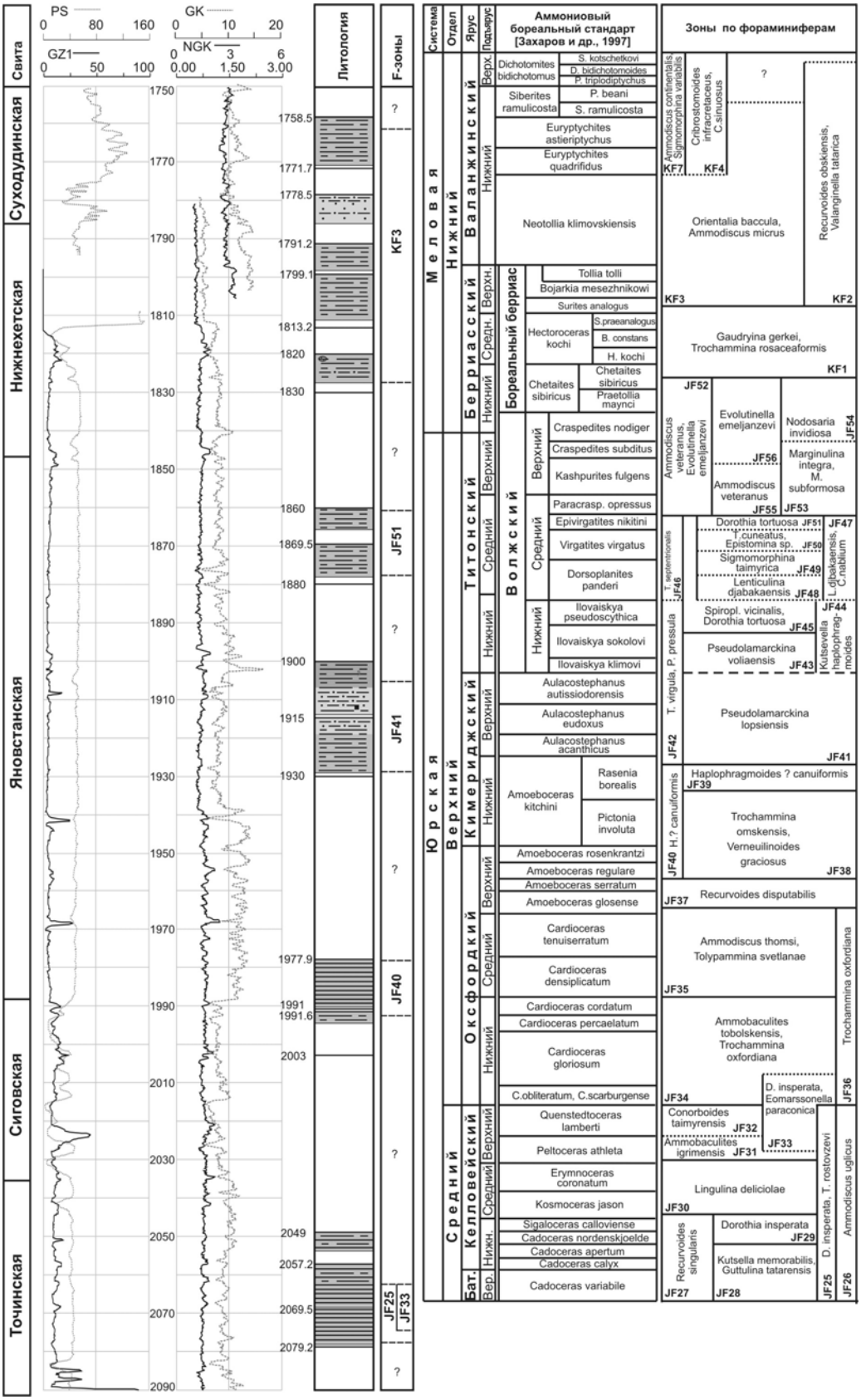



**Рис. 2.** Микропалеонтологическая характеристика эталонного разреза келловея–нижнего валанжина, вскрытого скв. Медвежья-316, и зональная шкала по фораминиферам.

юру (китербютская свита). Интервалами отбора керна были охарактеризованы практически все свиты юры и нижнего мела (рис. 2). Столь частый отбор керна в этой скважине позволяет решить многие спорные вопросы стратиграфии юры и мела, относительно точно определить положение границ между свитами и пачками, уточнить положение границ между биостратонами по фораминиферам и стратиграфическое положение ряда литостратонов. Микропалеонтологический анализ полученных препаратов из точинской, сиговской, нижнехетской и суходудинской свит (келловей–нижний валанжин) выявил богатые комплексы фораминифер (см. рис.2), что в итоге позволяет обеспечить детальное биостратиграфическое расчленение изученного разреза, уточнить характерные зональные комплексы.

Из аргиллитов точинской свиты (см. рис. 2), в инт. 2057.2–2079.2 м выявлены многочисленные *Trochammina rostovzevi* (табл., фиг.1), *Recurvoides scherkalyensis*, более редки *Dorothia insperata*, *Haplophragmoides magnus, Kutsevella memorabilis, Lenticulina subinvolvens* (см. табл., фиг. 2, 3), *Astacolus* sp., *Globulina* ex gr. *oolithica*, *Pseudonodosaria brandi* (см. табл., фиг. 6), *Geinitzinita praenodulosa, Ichtyolaria antiqua*, позволяющие обособить зону Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF25 (верхи верхнего бата–келловей).

В верхней части разреза точинской свиты (верхняя половина инт. 2069.5 –2079.2 м и нижняя часть 2057.2–2069.5 м) (см. рис. 2) таксономическая структура комплекса меняется, многочисленными и разнообразными становятся известковистые формы. В комплексах определены: *Trochammina rostovzevi, Recurvoides scherkalyensis, Lenticulina subinvolvens, L. subpolonica, Planularia* sp.1, *Planularia* sp. 2, *Saracenaria carzevae, Astacolus nobilissima, Marginulinopsis suprajurensis, Pseudonodosaria brandi, Geinitzinita praenodulosa, Anmarginulina suprajurensis, Globulina* ex gr. *oolithica, Pseudolamarckina rjasanensis* (см. табл., фиг. 4, 5), *Bojarkaella* sp., Dentalina sp., *Saccammina* sp., *Glomospirella* sp. и др. Комплексы с подобной таксономической и структурной характеристиками типичны для слоев с Dorothia insperata, Eomarssonella paraconica JF33 (верхняя часть верхнего келловея – ? основание нижнего оксфорда). Интересно отметить находки мигрантов из европейских морей – *Pseudolamarckina rjasanensis*, которые на севере Печорской плиты встречены с позднекелловейскими аммонитами.

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

### Таблица

Фиг. 1. *Trochammina rostovzevi* Levina 1972, ×75.6, вид со спинной стороны; Западная Сибирь, скв. Медвежья-316, инт. 2069.5–2079.2 м, 0.3 м от конца керна, точинская свита, верхи верхнего бата–келловей, фораминиферовая зона Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF25.

Фиг. 2, 3. *Lenticulina subinvolvens* Scharovskaja 1961, 2 – ×46.6, вид с боковой стороны, 3 – ×46.6, – вид со стороны устьевой поверхности; там же; инт. 2069.5–2079.2 м, 0.3 м от конца керна; то же.

Фиг. 4, 5. *Pseulolamarckina rjasanensis* (Uhlig 1883), 4 – ×63.3, вид со спинной стороны, 5 – ×63.3, вид с брюшной стороны; инт. 2069.5–2079.2 м, 3.8 м от конца керна, то же, верхний келловей, слои с Dorothia insperata, Eomarssonella paraconica JF33.

Фиг. 6. *Pseudonodosaria brandi* (Tappan 1955), ×78.4; там же, инт. 2069.5–2079.2 м, 0.3 м от конца керна; то же, верхи верхнего бата – келловей, фораминиферовая зона Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF25.

Фиг. 7, 8. *Darbyella erviei* Levina 1972, ×49.5; там же; инт. 1977.9–1991.0 м, 9.15 м от конца керна, яновстанская свита, верхи верхнего оксфорда–низы нижнего кимериджа, фораминиферовая зона Haplophragmoides? canuiformis JF40

Фиг. 9. *Citharinella costromensis* K.Kuznetsova et Umanskaja 1970, ×37.2; там же; инт. 1915.0–1930.0 м, 7.1 м от конца керна, яновстанская свита, верхи нижнего–верхний кимеридж, фораминиферовая зона Pseudolamarckina lopsiensis JF41.

Фиг. 10. *Saracenaria eloguica* Bulynnikova 1962, ×71.5; там же; инт. 1915.0–1930.0 м, 5.5 м от конца керна; то же.

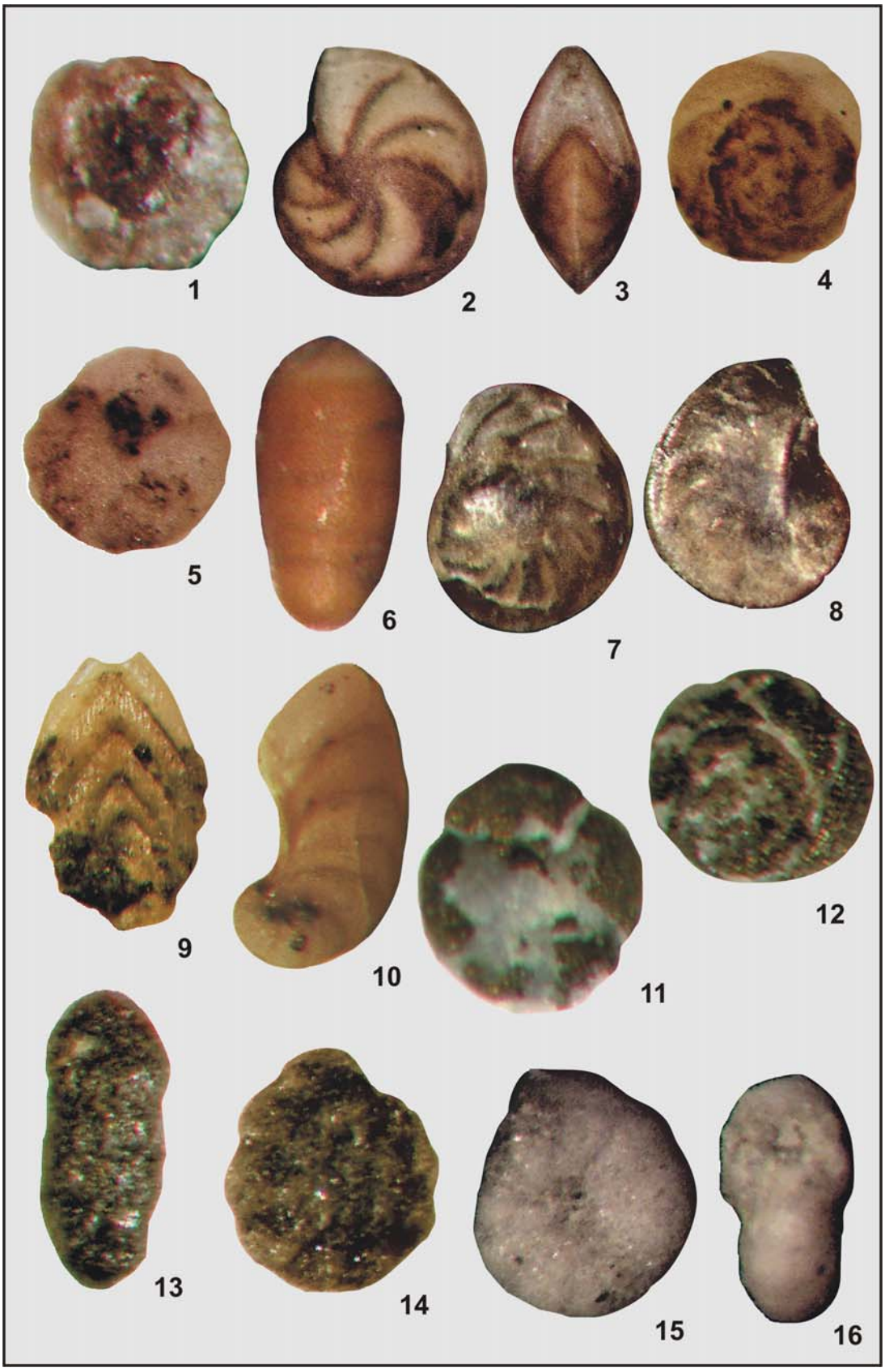
Фиг. 11, 12. *Pseudolamarckina lopsiensis* Dain 1972, 11 – ×73.4, вид со спинной стороны, 12 – ×74.3, вид с брюшной стороны; там же; инт. 1915.0–1930.0 м, 7.1 м от конца керна; то же.

Фиг. 13. *Dorothia tortuosa* Dain et Komissarenko 1972, ×1.2; там же; инт. 1869.5–1880.0 м, 0.4 м от конца керна, яновстанская свита, верхняя часть средневолжского подъяруса, слои с фораминиферами Dorothia tortuosa JF51.

Фиг. 14. *Evolutinella emeljanzevi* (Schleifer 1966), ×54; там же; то же.

Фиг. 15, 16. *Cribrostomoides infracretaceous* (Mjatliuk 1973), 15 – ×45.4, вид с боковой стороны, 16 – ×45.4, вид со стороны устьевой поверхности; там же; инт. 1799.1–1813.2 м, 1.1 м от конца керна, суходудинская свита, верхи верхнего берриаса низы нижнего валанжина, слои с фораминиферами Orientalia baccula, Ammodiscus micrus KF3.

**Таблица**



В аргиллитах и алевролитах верхней части сиговской и основания яновстанской свит (рис. 2) выявлены комплексы зоны Haplophragmoides? canuiformis JF40 (верхи верхнего оксфорда – низы нижнего кимериджа). Из фораминифер наиболее многочисленны *Recurvoides sublustris, Lenticulina mikhailovi* и *Globulina alexandrae*, несколько более редки *Ammodiscus thomsi, Trochammina taboryensis, Spiroplectammina suprajurassica, Lenticulina nordformis, L. lauta, Planularia* sp.3, *Saracenaria subsuta, Astacolus identatus, Darbyella erviei* (табл., фиг. 7, 8), *Marginulinopsis* ex gr. *robusta*, *Pseudonodosaria tutkowskii, Geinitzinita nodulosa, Globulina alexandrae, Saccammina* sp., *Hyperammina* sp. и др.

Комплекс фораминифер зоны Pseudolamarckina lopsiensis JF41 (верхи нижнего – верхний кимеридж) установлен в средней части яновстанской свиты в инт. 1930.0–1915.0 м и инт. 1915.0–1900.0 м (нижняя половина) (см. рис. 2). В препаратах определены многочисленные и таксономически разнообразные комплексы фораминифер с *Recurvoides sublustris, Evolutinella tota, Ammobaculites verus, Bulbobaculites* sp., *Pseudolamarckina lopsiensis* (см. табл., фиг. 11, 12), *Lenticulina mikhailovi, L. iatriensis, L. semipellucida, L. sibirensis, Saracenaria subsuta, S. eloguica* (см. табл., фиг. 10), *Astacolus identatus, Dainitella perrarum, Planularia colligatiformis, Marginulinopsis subrusticus, Vaginulina* ex gr. *pseudoparallela, Citharinella kostromensis* (табл.1, фиг. 9), *Pseudonodosaria tutkowskii, Geinitzinita nodulosa, Globulina alexandrae* и др.

Верхняя часть яновстанской свиты (интервалы 1880.0–1869.5 м и 1869.5 – 1860.0 м) охарактеризована комплексом фораминифер с *Ammodiscus zaspelovae, A. veteranus, Dorothia tortuosa* (см. табл., фиг. 13), *Evolutinella vallata, E. emeljanzevi* (см. табл., фиг. 14), *Kutsevella labythnangensis, Spiroplectammina vicinalis, Trochammina annae, T.* ex gr. *kumaensis, Saccammina* sp., *Lenticulina* ex gr. *mikhailovi, L. postsolita, L. sosvaensis, Saracenaria eloguica, Marginulinopsis embaensis, Marginulina palenovae, Marginulinita kasakhstanica, Globulina* sp., *Cribrostomoides* sp. и другими характерными для слоев с Dorothia tortuosa JF51 (верхняя часть средневолжского подъяруса) (рис. 2).

В верхней половине нижнехетской и низах суходудинской свит (инт. 1830–1758.5 м) (см. рис. 2) определены относительно немногочисленные и обедненные комплексы фораминифер *с Ammodiscus micrus, Trochammina* ex gr. *anabarensis, Trochammina* sp., *Cribrostomoides infracretaceous* (см. табл. 1, фиг. 15, 16), *Recurvoides obskiensis, Lenticulina pseudoarctica, L. gigantella, Marginulina zaspelovae, Globulina praelacrima* и др. слоев с Orientalia baccula, Ammodiscus micrus KF3 (верхи бореального берриаса–нижняя половина нижнего валанжина). Учитывая таксономические особенности строения комплекса, можно предположить, что наиболее вероятное стратиграфическое положение изученного комплекса – это верхняя часть аммонитовой зоны Surites analogus – зона Neotollia klimovskiensis.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64291.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н.* Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 99–128.

*Никитенко Б.Л., Ильина В.И., Глинских Л.А.* Стратиграфия, микрофоссилии и биофации опорного разреза келловея и верхней юры Тюменской сверхглубокой скважины (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2002. Т. 43, № 8. С. 762–790.

*Решение* 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003. Региональные стратиграфичесие схемы триасовых и юрских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 113 с.

*Сакс В.Н., Ронкина З.З.* Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. М.: Госгеолиздат. 1957. 229 с.

*Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 480 с.

# РАДИОЛЯРИЕВЫЙ АНАЛИЗ И ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

**Т. Н. Палечек**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: tatiana@ilran.ru*

Датирование с помощью радиоляриевого анализа мезозойских кремнистых отложений в составе кремнисто-базальтовых толщ офиолитовых ассоциаций, лишенных макрофауны и широко развитых на западе Тихоокеанского складчатого пояса, стало одним из важных источников информации для реконструкции тектонических обстановок формирования и деструкции коры океанического типа, перемещения тектонических фрагментов в аккреционные и орогенные призмы.

Изучая отложения в сложно построенных зонах аккреции, важно помнить, что часто мы имеем дело не со стратиграфическими разрезами, а с тектоностратиграфическими последовательностями пород, сформированными при тектоническом скучивании отложений [Соловьев и др., 1998]. В методическом отношении изучение тектоностратиграфических последовательностей пород требует детального отбора проб на микрофаунистическй анализ из каждой структурной единицы, тщательного описания характера взаимоотношений между слоями и точного описания литологических особенностей отложений. В настоящее время изучение радиолярий с использованием последних достижений науки и техники, а именно – возможности выделения скелетов радиолярий из плотных пород и последующего изучения объемных форм в сканирующем электронном микроскопе, вывело их в ранг ведущих микроорганизмов, используемых для зональной стратиграфии и межконтинентальных корреляций.

На примере ряда районов Камчатки [Вишневская, 2001; Западная Камчатка…, 2005], Корякского нагорья [Геология…, 1987; Палечек, 1997], п-ова Тайгонос [Палечек, Паланджян, 2007], о-в Сахалин [Казинцова, 2000] показано значение данных радиоляриевого анализа при решении тектонических и палеогеографических проблем. Рассмотрим несколько примеров.

Так, возраст вулканогенного комплекса в районе хр. Омгон (Западная Камчатка) был обоснован определениями радиолярий как среднеюрский-раннемеловой [Богданов и др., 1991, 2003; Казинцова, Лобов, 1987]. Изучение комплексов хр. Омгон показало, что в его структуре тектонически совмещены разновозрастные отложения, сформированные в разных геодинамических обстановках. Образования среднеюрского-раннемелового вулканогенного комплекса океанического и/или окраинно-морского генезиса залегают в виде тектонических пластин и блоков в терригенном цементе альб-кампанского возраста. Терригенный комплекс накапливался в окраинно-континентальной обстановке. Все это позволило рассматривать комплексы хр. Омгон как фрагмент меловой аккреционной призмы, сформированной за счет соскабливания пластин и блоков океанической природы и совмещения их с окраинно-континентальными отложениями [Богданов и др., 2003].

На мысе Витгенштейна (Олюторский п-ов) был изучен флишоидно-олистостромовый комплекс и перекрывающие его аллохтонные пластины кремнистых образований [Богданов и др., 1999]. Благодаря радиоляриевому анализу был сделан вывод, что возраст кремнистых олистолитов комплекса и кремней аллохтонных пластин, перекрывающих его, близок и оценивается как кампан-маастрихтский. Находка включений триасовых яшм, чужеродных по отношению к кремнистым породам Олюторского хребта, подчеркивает олистостромовую природу комплекса (см. таблицу).

Благодаря впервые найденным радиоляриям кампанского возраста из кремнисто-вулканогенных отложений, слагающих разрез в береговых обрывах бухты Моховая в районе г. Петропавловска-Камчатского, эти отложения были датированы и сопоставлены с валагинской серией Восточной Камчатки. Такая датировка для этих отложений получена впервые, ранее возраст определялся лишь предположительно как позднемеловой [Савельев и др., 2005].

Проведенный анализ кремнисто-терригенных отложений в бухте Хромова (о-в Шикотан) [Палечек и др., 2008] позволил подтвердить кампан-маастрихтский возраст малокурильской свиты. Данные радиоляриевого анализа совпадают с данными по иноцерамам. Здесь впервые были обнаружены многочисленные представители рода *Prunobrachium*, которые относятся к видам холодноводно-умеренных областей и имеют биполярное распространение.

Таким образом, радиолярии играют важную роль при решении различных задач в районах со сложным геологическим строением.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект №06-05-64859, программы государственной поддержки ведущих научных школ (НШ-651.2008.5).*

## ЛИТЕРАТУРА

*Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н.* Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиолярий Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 2. С. 344–348.

*Богданов Н.А., Гарвер Дж.И., Чехович В.Д., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Соловьев А.В., Коваленко Д.В.* Обстановки формирования флишоидно-олистостромового комплекса Западного побережья Алеутской глубоководной впадины // Геотектоника. 1999. № 5. С. 52–66

*Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В.* Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.

*Вишневская В.С.* Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.

*Геология* юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.

*Западная* Камчатка: геологическое развитие в мезозое / Кол. авт. М.: Научный мир, 2005. 24 с.

*Казинцова Л.И., Лобов Л.М.* О находке берриас-валанжинских радиолярий в вулканогенно-кремнистых отложениях Западной Камчатки // Радиолярии и биостратиграфия: Тез. докл. Свердловск, 1987. С. 38–39.

*Казинцова Л.И.* Радиолярии альба-маастрихта Западного Сахалина // Радиоляриология на рубеже тысячелетий: итоги и перспективы. СПб.; М., 2000. С. 31–32.

*Палечек Т.Н.* Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевого анализа): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1997. 25 с.

*Палечек. Т.Н., Паланджян С.А.* Юрские радиолярии и возраст кремнистых пород мыса Поворотного, полуостров Тайгонос (Северо-Восток России) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 1. С. 73–94.

*Палечек Т. Н., Терехов Е. П., Можеровский А. В.* Кампан-маастрихтские радиолярии из малокурильской свиты острова Шикотан // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. (В печати).

*Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В.* Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 46–54.

*Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М.* Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 92–105.

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

### Таблица

Комплекс триасовых (верхний анизий – нижний ладиний) радиолярий (фиг. 1-8) в сантон-кампанском матриксе (фиг. 9-18) (Олюторский п-ов, мыс Витгенштейна). Изученная коллекция радиолярий хранится в лаборатории биостратиграфии и палеогеографии океанов Геологического института РАН (г. Москва) под номером 94/1.

Таксоны, приведенные в таблице, происходят из пробы 45, отобранной из олистолита кремнистых пород на мысе Витгенштейна. Номер образца соответствует номеру, который был присвоен автором (Т.Н. Палечек ) при отборе образца и номеру точки на карте во время проведения этого полевого сезона.

Фиг. 1–3. *Pseudostylosphaera tenuis* Nakaseko et Nishimura: 1 – экз. № 94/1-1, ГИН РАН, ×100; обр. 45; 2 – экз. № 94/1-64, ГИН РАН, ×200; там же; 3 – экз. № 94/1-20, ГИН РАН, ×180; там же.

Фиг. 4. *Pseudostylosphaera* aff. *goestlingensis* Kozur et Mostler: экз. № 94/1-22, ГИН РАН, ×150; там же.

Фиг. 5–7. *Triassocampe scalaris* Dumitrica, Kozur et Mostler: 5 – экз. № 94/1-1, ГИН РАН, ×120; там же; 6 – экз. № 94/1-11, ГИН РАН, ×130; там же;7 – экз. № 94/1-2, ГИН РАН, ×100; там же.

Фиг. 8. *Triassocampe* cf. *scalaris* Dumitrica Kozur et Mostler: экз. № 94/1-53, ГИН РАН, ×180; там же.

Фиг. 9, 10. *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark): 9 – экз. № 94/1-23, ГИН РАН, ×180; там же; 10 – экз. № 94/1-26 – ГИН РАН, ×100; там же.

Фиг. 11,12 . *Theocampe* sp.: 11 – экз. № 94/1-35– ГИН РАН, ×110; там же; 12 – экз. № 94/1-4, ГИН РАН, ×100; там же.

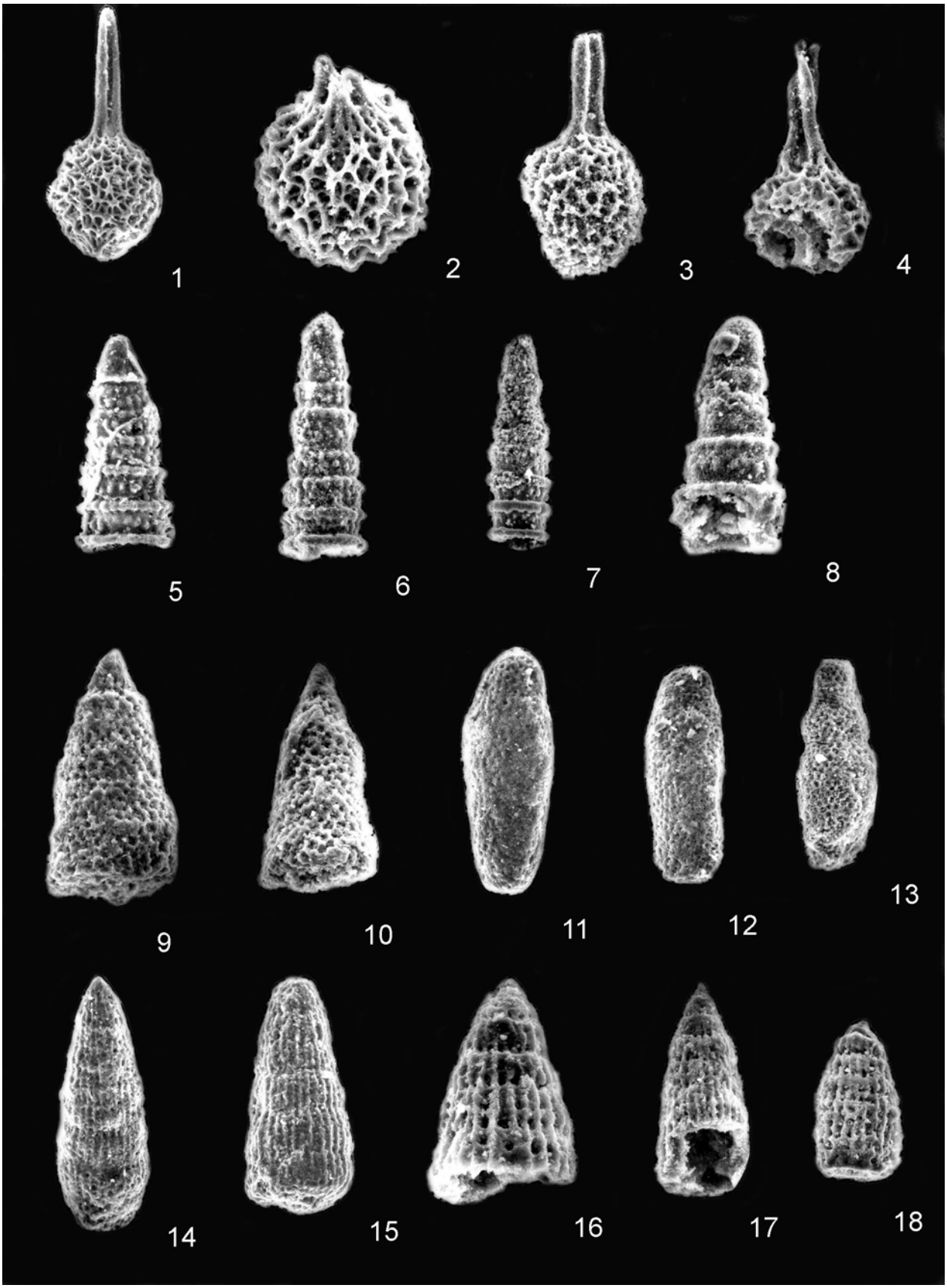
Фиг. 13. *Stichomitra* sp.: экз. № 94/1-36 – ГИН РАН, ×100; там же.

Фиг. 14. *Dictyomitra* cf. *lamellicostata* Foreman: экз. № 94/1-25, ГИН РАН, ×100; там же.

Фиг. 15,17,18. *Dictyomitra* sp.: 15 – экз. № 94/1-33, ГИН РАН, ×120; там же; 17 – экз. № 94/1-38, ГИН РАН, ×150; там же; 18 – экз. № 94/1-51.– ГИН РАН, ×110; там же.

Фиг. 16. *Archaeodictyomitra* sp.: экз. № 94/1-16, ГИН РАН, ×200; там же.

**Таблица**



# РАСЧЛЕНЕНИЕ БЕРРИАСА И НИЖНЕГО ВАЛАНЖИНА ПО МИКРОФОССИЛИЯМ В СКВАЖИНЕ УРЕНГОЙСКАЯ 739 (СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

**Е.Б. Пещевицкая, Б.Л. Никитенко**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,*
*630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга 3;*
*e-mail: PeschevickayaEB@ipgg.nsc.ru, NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru*

Скважина Уренгойская-739 расположена в южной части Уренгойского подрайона [Решение…, 1991], где берриасские и валанжинские толщи сложены серыми глинами и песчаниками сортымской свиты (рис. 1). Микропалеонтологическим и палинологическим методами изучен инт.3580.4–3521.7 м (рис. 2). Комплексы фораминифер количественно и таксономически обеднены и обнаружены только в нижней части интервала. На глубине 3580.4 м определены единичные представители *Orientalia* cf. *baccula* Schleif., *Lenticulina pseudoarctica* E.Ivan. типичные для слоев с Orientalia baccula, Ammodiscus micrus (верхняя часть берриаса–нижняя часть нижнего валанжина; analogus–ramulicosta) [Захаров и др., 1996]. Палинологические спектры оказались более представительными: основная часть образцов содержала обильные споры и пыльцу наземных растений и разнообразный микрофитопланктон в количестве, достаточном для определения палинологических комплексов и процентного соотношения слагающих их компонентов. Споры и пыльца отмечены примерно в равных пропорциях (36–41 и 34–47 % соответственно). Микрофитопланктон составляет 23–28 % от общего количества палиноморф, но его систематический состав наиболее показателен с точки зрения стратиграфии.

На глубине 3580.4 м определен комплекс диноцист, характерный для слоев с Pareodinioideae, Batioladinium varigranosum, Cassiculasphaeridia reticulata (см. рис. 2), которые установлены в Усть-Енисейском районе и Хатангской впадине в верхней части берриаса и низах нижнего валанжина (analogus – низы klimovskiensis) [Пещевицкая, 2005, 2007а; Pestchevitskaya, 2006]. Важной чертой является присутствие *D.* ?*spinosum* (Duxbury) Davey, который рассматривается в качестве зонального вида-индекса для берриаса северных районов Западной Европы [Пещевицкая, 2007а]. *Cassiculasphaeridia reticulata* Davey и *Batioladinium varigranosum* (Duxbury) Davey появляются в средней части берриаса на севере Сибири, Приполярном Урале, в Московской области и Арктической Канаде [Pestchevitskaya, 2006; Пещевицкая, 2007а]. Характерным берриасским таксоном является также *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Mantell. Самые древние находки этого вида отмечены в основании берриаса в Московской области и Норвегии [Aarhus et al., 1986; Iosifova, 1996]. В Хатангской впадине он появляется только в нижнем валанжине [Пещевицкая, 2007а]. В комплексе присутствуют *Nannoceratopsis* sp. и *N. deflandrei* subsp. *senex* (van Helden) Ilyina, которые характерны для юрских комплексов диноцист и, возможно, являются переотложенными. Проследить верхнюю границу слоев с Pareodinioideae, Batioladinium varigranosum, Cassiculasphaeridia reticulata в скв. Уренгойская-739 не удалось, так как образцы из инт. 3577.5–3557.3 м оказались слабо насыщены палиноморфами.

В интервале глубин 3555.5–3539.6 м установлены слои с Escharisphaeridia spp., Oligosphaeridium spp., Circulodinium spp. (нижняя часть валанжина, верхняя часть klimovskiensis – нижняя часть quadrifidus). В Хатангской впадине и Усть-Енисейском районе для этих слоев характерно сокращение общего разнообразия диноцист и широкое развитие форм "простой морфологии", представленных родами *Escharisphaeridia*, *Batiacasphaera*, *Sentusidinium* и *Kallosphaeridium* [Пещевицкая, 2005, 2007а; Pestchevitskaya, 2006], что также наблюдается и в скв. Уренгойская-739 (см. рис. 2). Важной чертой является исчезновение *Dingodinium* ?*spinosum*, которое прослеживается в северных районах Западной Европы практически изохронно в кровле берриаса [Пещевицкая, 2007а].

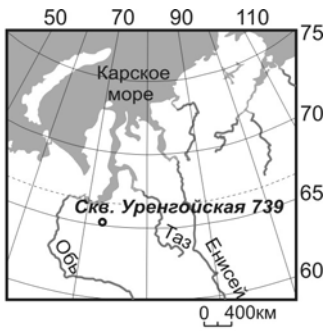



**Рис. 1.** Расположение скв. Уренгойская-739.

В интервале глубин 3539.6–3521.7 м определен комплекс диноцист, характерный для слоев с *Oligosphaeridium complex, Dingodinium cerviculum* (см. рис. 2), которые установлены в Пур-Тазовском междуречье и Хатангской впадине в средней части нижнего валанжина (верхняя часть quadrifidus – нижняя часть ramulicosta) [Pestchevitskaya, 2006; Пещевицкая, 2005, 2007а]. Среди стратиграфически важных таксонов определены *Aprobolocysta galeata* Backhouse, *Trichodinium speetonense* Davey, *Batioladinium radiculatum* Davey, *Muderongia* "*tomaszowensis*" Alberti emend. Riding et al. Первые два вида являются характерными таксонами для слоев с Oligosphaeridium complex, Dingodinium

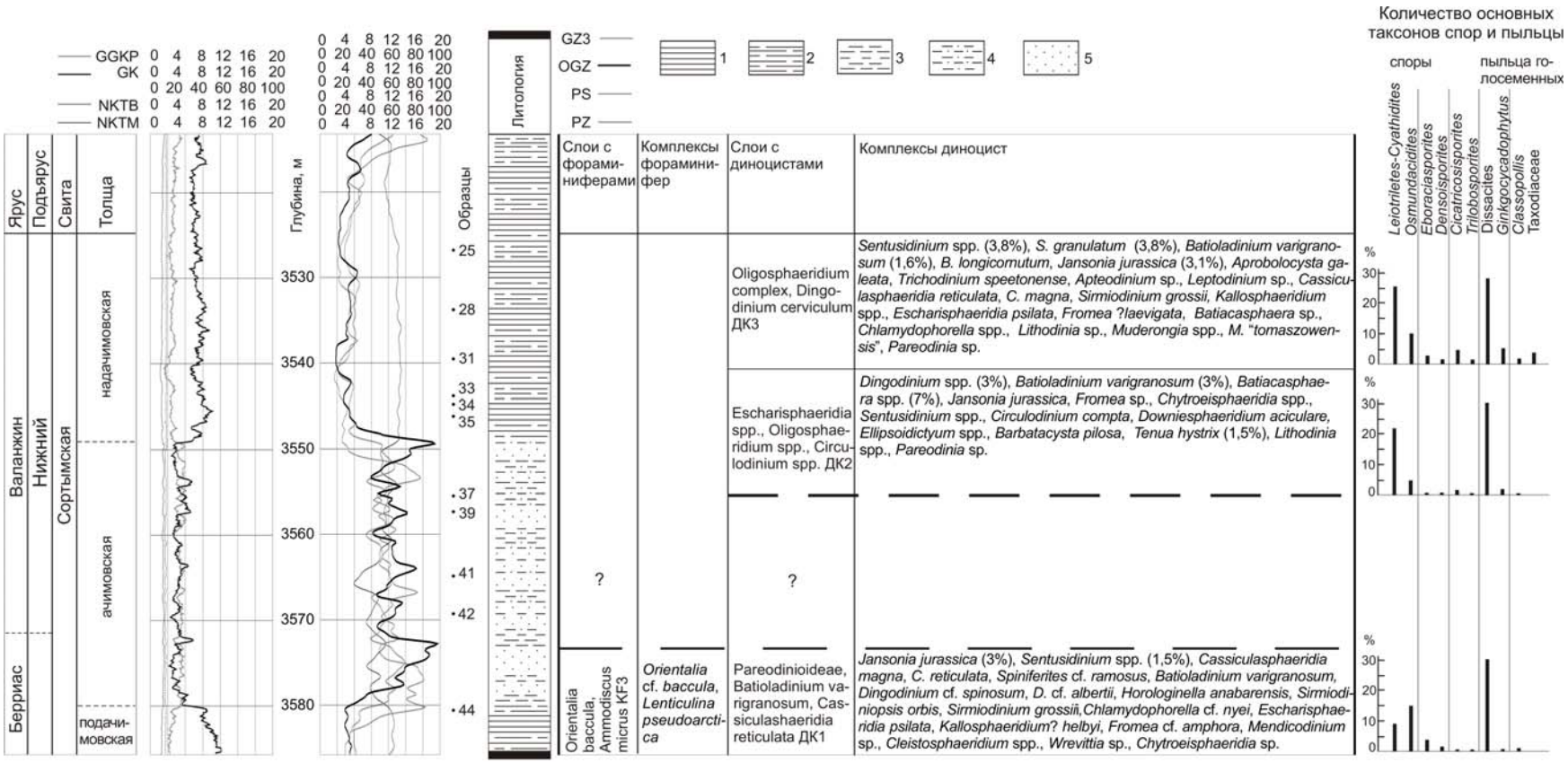



**Рис. 2.** Микропалеонтологическая и палинологическая характеристика и расчленение берриаса-нижнего валанжина по скв. Уренгойская-739:
1 – аргиллиты; 2 – глинистые алевролиты; 3 – алевролиты; 4 – песчанистые алевролиты; 5 – песчаники.

cerviculum; *Trichodinium speetonense* – для Хатангской впадины [Пещевицкая, 2000], *Aprobolocysta galeata* – для Пур-Тазовского междуречья [Пещевицкая, 2007а], в Хатангской впадине он появляется выше верхней части нижнего валанжина (подзона ramulicosta) [Пещевицкая, 2006, 2007а]. Вид *Aprobolocysta galeata* также является типичным представителем валанжинских и готеривских комплексов диноцист Западной Австралии [Backhouse, 1987]. Самые древние находки *Batioladinium radiculatum* обнаружены в берриасе на севере Западной Европы и в Московской области [Aarhus et al., 1986; Iosifova, 1996; A stratigraphic…, 1992]. В Западной Сибири сходные морфотипы обнаружены только в нижнем валанжине [Мчедлишвили, 1971]. Они определены как *Batioladinium longicornutum* (Alberti) Brideaux, что, возможно, связано с таксономическими проблемами внутри рода *Batioladinium* (см. Пещевицкая Е.Б. "Диноцисты рода *Batioladinium*…", наст. издание). Первое появление *Muderongia* "*tomaszowensis*" наблюдается в валанжине Арктической Канады [Davies, 1983], Франции, Германии и Польши [Riding et al., 2000]. В нижнем валанжине Сибири этот вид обнаружен впервые. Ранее его присутствие отмечалось в отложениях готерива Хатангской впадины и Широтного Приобья [Пещевицкая, 2007а].

В комплексах микрофитопланктона кроме диноцист по всему разрезу встречаются единичные акритархи (*Michrystridium fragile* Deflandre, *Solisphaeridium deflandrei* (Valensi) Pocock). Празинофиты (*Leiosphaeridia* spp., *Pterospermella* spp.) отмечены единично в нижней части изученного интервала (слои с ДК1 и ДК2). В верхней части разреза (слои с ДК3) их количество возрастает: *Leiosphaeridia* spp. – 4 %, *Pterospermella australiensis* (Defflandre et Cookson) Eisenack et Cramer – 0.5 %. Здесь же определены формы неясного систематического положения *Chomotriletes minor* (Kedves) Pocock и ископаемые остатки грибов *Pluricellasporites* spp.

Споры и пыльца наземных растений представлены в разрезе скв. Уренгойская-739 в основном видами и родами широкого стратиграфического распространения. Процентное соотношение наиболее многочисленных таксонов приведено на рис. 2. Среди них достаточно разнообразны споры циатейных (*Cyathidites minor* Couper, *C. australis* Couper, *C. rafaeli* (Burger) Burger, *Biretisporites vallatus* Sajjadi et Playford, *B. potoniaei* Delcourt et Sprumont), схизейных (*Cicatricosisporites ludbrookiae* Dettmann, *C. subrotundus* Brenner, *Concavissimisporites multituberculatus* (Bolchovitina) Döring, *C. variverrucatus* (Couper) Brenner, *Impardecispora gibberula* (Kara-Mursa) Venkatachala, *Lygodium rufescens* Bolchovitina, *Lygodiumsporites* spp.) и осмундовых папоротников (*Osmundacidites jurassicus* (Kara-Mursa) Kuzitschkina, *O. wellmanii* Couper, *Osmunda longirimosa* E. Ivanova, *O. nicanica* Verbitskaja, *O. tuberculata* E. Ivanova, *O. longirimosa*, *O. diversispinulata* Klimova, *Todites kolpascheviensis* Klimova, *Osmundopsis rotundus* Klimova), а также представители рода *Eboracia* (*E. granulosa* (Tralau) Timoshina, *E. microverrucosa* (Tarassova) Timoshina, *E. torosa* (Sachanova et Iljina) Timochina. Пыльца Dissacites представлена *Dipterella oblatinoides* Maljavkina, *Protopodocarpus vulgaris* Bolchovitina, *Alisporites similis* (Balme) Dettmann, *A. grandis* (Cookson) Dettmann, *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson, *Phyllocladidites* spp., *Piceapollenites mesophyticus* (Bolchovitina) Petrosjanz, *P. valanjinicus* (Rovnina) Petrosjanz, *P. variabiliformis* (Maljavkina) Petrosjanz, *Pinuspollenites* spp., *Podocarpidites luteus* (Bolchovitina) Petrosjanz, *Podocarpus tricocca* (Maljavkina) Bolchovitina, *P. cretacea* Kara-Mursa. Остальные таксоны постоянно присутствуют в малом количестве (0.5–1.5 %) или встречены единично. Определены *Lycopodiumsporites subrotundus* (Kara-Mursa) Vinogradova, *L. eminulus* Dettmann, *Stereisporites psilatus* (Ross), *S. congregatus* (Bolchovitina) Schulz, Pflug, *S. antiquasporites* (Wilson et Webster) Dettmann, *Tripartina variabilis* Maljavkina, *Concavisporites junctum* (Kara-Mursa) Semenova, *Leptolepedites major* Couper, *Klukisporites pseudoreticulatus* Couper, *Contignisporites burgeri* Filatoff, McKellar et Price, *Foraminisporis wonthaggiensis* (Cookson et Dettmann) Dettmann, *Undulatisporites undulapolus* Brenner, *Neoraistrickia trichosa* Filatoff, *Crybelosporites vectensis* Kemp, *Verrucosisporites* sp., *Januasporites* spp., *Laevigatosporites ovatus* Wilson et Webster, *Lakhnavititriletes* spp., а также пыльца *Sciadopityspollenites macroverrucosus* (Thiergart) Iljina. В верхней части разреза (слои с ДК3) появляется *Gnetaceaepollenites strictus* Shirokova. Состав спорово-пыльцевого комплекса характерен для отложений берриаса и нижнего валанжина [Пещевицкая, 2007б]. Более детальное расчленение разреза на основе анализа спорово-пыльцевых данных невозможно из-за отсутствия стратиграфически важных таксонов.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64224, 06-05-64291.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Захаров В.А., Никитенко Б.Л., Алейников А.Н., Богомолов Ю.И., Меледина С.В.* Биостратиграфия верхней юры и неокома // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Ч. 1. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. С. 75–78.

*Пещевицкая Е.Б.* Палинологическая характеристика валанжинских отложений Анабарского района // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. С. 1637–1654.

*Пещевицкая Е.Б.* Диноцисты и палиностратиграфия раннего мела севера Сибири // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии: Материалы Междунар. палеоботан. конф. Москва, 17–18 мая, 2005 г. М.: ГЕОС, 2005. С. 245–261.

*Пещевицкая Е.Б.* Диноцисты рода *Aprobolocysta* из нижнемеловых отложений Сибири: морфология, систематика и стратиграфическое значение // Материалы мемориальной научной сессии, посвященной 95-летию со дня рождения чл.-кор. АН СССР В.Н. Сакса "Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя", Новосибирск, 2006. С. 41–44.

*Пещевицкая Е.Б.* Биостратиграфия нижнего мела Сибири по диноцистам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007а. Т. 15, № 6. С. 28–61.

*Пещевицкая Е.Б.* Спорово-пыльцевые биостратоны нижнего мела северных районов Сибири и их корреляционное значение // Геология и геофизика. 2007б. Т. 48, № 11. С. 1210–1230.

*Решение* 5-го межведомственного стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990). Тюмень, 1991. 54 с.

*A stratigraphic* Index of dinoflagellate cysts / Ed. A.J. Powel. London, 1992. 290 p.

*Aarhus N., Verdenius J., Birkelund T.* Biostratigraphy of a Lower Cretaceous section from Sklinnabanken, Norway, with some comments on the Andoya exposure // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1986. V. 66. P. 17–43.

*Backhouse J.* Microplankton zonation of the Lower Cretaceous Warnbro Group, Perth Basin, Western Australia // Jell P.A. (Ed.) Studies in Australian Mesozoic palynology. Association of Australian Palaeontologists, Memoir. 1987. N 4. P. 205–226.

*Davies E.H.* The dinoflagellate oppel-zonation of the Jurassic – Lower Cretaceous sequence in the Sverdrup Basin, Arctic Canada // Geol. Sur. Can. 1983. Bull. 359. P. 1–59.

*Iosifova E.K.* Dinocysts from Tchernaya Retchka (Ryazanian-Aptian, Lower Cretaceous) of the Moscow Basin, Russia // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1996. V. 91. P. 187–240.

*Pestchevitskaya E.B.* Early Cretaceous dinocysts of northern Siberia and their stratigraphic significance // Palaeontol. J. 2006. V. 40, Suppl. 5. P. S429–S647.

*Riding J.B., Poulsen N.E., Bailey D.A.* A taxonomic study of the dinoflafellate cyst *Muderongia simplex* Alberti 1961 and related species // Palynology. 2000. V. 24. P. 21–35.

## ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НИЖНЕМЕЛОВОГО РАЗРЕЗА СКВ. СЕВЕРО-ВОЛОГОЧАНСКАЯ-18 (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) ПО ФОРАМИНИФЕРАМ И ПАЛИНОМОРФАМ

**Е.Б. Пещевицкая, С.Н. Хафаева**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга 3; PeschevickayaEB@ipgg.nsc.ru*

Скважина Северо-Вологчанская-18 расположена в северо-восточной части Западной Сибири, между р. Енисей и о. Пясина (рис. 1). Разрез нижнего мела (нижнехетская и суходудинская свиты) сложен сероцветными алевритами с маломощными прослоями глин и песков (рис. 2). Его биостратиграфическое расчленение обосновано находками аммонитов, фораминифер, диноцист и спорово-пыльцевых комплексов [Никитенко и др., 2004; Пещевицкая, 2007а,б]. В настоящей работе представлены результаты биофациального анализа, основанные на данных по бентосным фораминиферам, микрофитопланктону, спорам и пыльце наземных растений.

Распределение фораминифер, их таксономический состав и структура ассоциаций существенно зависят от многих абиотических факторов, колебание каждого из них вызывает ответные изменения в составе и структуре сообществ [Булатова и др., 1975; Киприянова и др., 1975; Саидова, 1976]. При описании и характеристики раннемеловых сообществ фораминифер был использован метод количественного подсчета таксонов на уровне семейств и родов, с последующим пересчетом их процентного соотношения [Киприянова и др., 1975]. Это позволило выявить определенные типы ископаемых сообществ, название которых дается по преобладанию того или иного таксона с содержанием в сообществе более 20 % (рис. 3).

Выделение экологических групп палиноморф основано на комплексном анализе материалов автора по палинологии раннего мела Сибири и литературных данных по фациальной и экологической характеристике микроскопических водорослей (динофлагеллаты, зеленые водоросли – празинофиты, зигнемовые) и наземных растений [Маркова, 1971; Шахмундес, 1973; Хлонова, 1974; Жизнь растений, 1978; Вахрамеев, 1988; Конова-

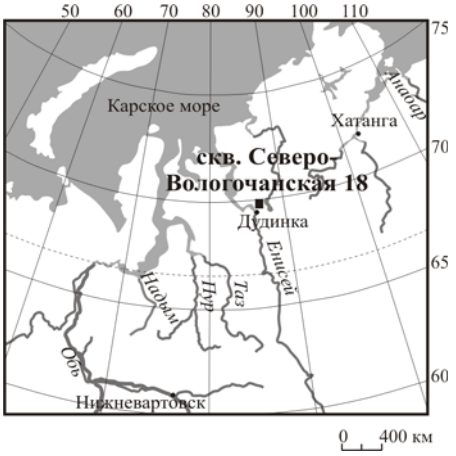



**Рис. 1.** Схема расположения разреза.

лова, 1998; Лебедева, Никитенко, 1998; Пещевицкая, 2003; Бугдаева и др., 2006; Лебедева, 2008; Leerveld, 1995; Abbink, 1998; Nikitenko et al., 2008 и др.] (рис. 4). Следует отметить, что это является только попыткой систематизировать существующие данные, и для окончательных выводов нужны дополнительные исследования. Восстановление древних растительных сообществ по данным палинологии сопряжено с определенными трудностями. Для выяснения экологических потребностей растений, продуцировавших те или иные споры или пыльцу, важно определить ботаническую принадлежность последних. Палинологи привлекают палеоботанические данные (споры in situ), а также используют сравнительный морфологический анализ с современными палиноморфами. Однако проводить прямую аналогию между экологией современных и меловых растений невозможно, поскольку растительные ассоциации содержат значительное количество древних вымерших таксонов [Хлонова, 1974; Вахрамеев, 1988]. Изучение фациальных особенностей мезозойского микрофитопланктона на территории России, особенно цист динофлагеллат (диноцист), находится еще на начальном этапе, и работ, посвященных этой теме, мало [Шахмундес, 1973; Пещевицкая, 2003; Лебедева, 2008; Nikitenko et al., 2008 и др.]. Ситуация осложняется слабой изученностью экологических потребностей современных динофлагеллат [Околодков, 2000; Лебедева, 2008; и др.].

Комплексный подход при реконструкции древних палеообстановок и использование нескольких групп микрофоссилий (бентосные фораминиферы, микрофитопланктон (динофлагеллаты и зеленые водоросли), споры и пыльца наземных растений) повышают степень достоверности полученных интерпретаций.

Общий систематический состав фораминифер и морских палиноморф свидетельствует, что в течение позднего берриаса, валанжина и раннего готерива на территории Усть-Енисейского района существовал относительно мелководный морской бассейн с нормальной соленостью. В большинстве образцов установлены ассоциации фораминифер, характерные для верхней сублиторали (см. рис. 2, 3). На небольшие глубины палеобассейна указывают широкое развитие бентосных агглютинирующих фораминифер с толстостенной раковиной довольно крупных размеров (до 80 % в песчано-алевритистых осадках), присутствие в ассоциациях небольшого количества известковистого бентоса. В мелководной зоне сообщества фораминифер немногочисленны, отличаются обедненным составом (2–4 рода из 2–3 семейств), среди живущих здесь форм в изученном разрезе преобладают представители *Cribrostomoides, Recurvoides*, *Ammodiscus*, составляя 80–90 % популяции; такие сообщества микробентоса свойственны мелководной части сублиторали с нормальной соленостью вод и глубинами до 50 м [Саидова, 1969, 1976; Киприянова и др, 1975; Булатова и др., 1975; Хабарова, 1975].

Микрофитопланктон присутствует в небольшом количестве (в основном, 5–10 %) и представлен, главным образом, диноцистами и празинофитами, причем последняя группа часто более многочисленна (см. рис. 2). Такой состав ассоциаций палиноморф характерен для мелководной области неритовой зоны [Шахмундес, 1973; Лебедева, 2008]. Обилие празинофитов также отмечается в разрезах с глубоководными аноксидными обстановками [Лебедева, 2008; Nikitenko et al., 2008]. Однако в этом случае в палинологических спектрах практически отсутствуют диноцисты. Следует отметить, что группы микрофитопланктона, типичные для прибрежных и опресненных обстановок (см. рис. 4), в изученном разрезе содержатся в очень малом количестве (0–1 %). Это подтверждают данные по фораминиферам, свидетельствующие об удаленности береговой линии и отсутствии притока пресных вод.

Распределение ассоциаций фораминифер и экологических групп микрофитопланктона по разрезу отражает два этапа в развитии Сибирского палеобассейна в изученном районе: 1) конец берриаса – средняя часть валанжина, период нестабильных палеообстановок и часто меняющихся глубин; 2) средняя часть валанжина – начало готерива , период относительно постоянных палеообстановок (см. рис. 3).

В периоды обмеления палеобассейна на песчаных грунтах, в условиях подвижной гидродинамики обитали моновидовые сообщества микробентоса (см. рис. 3Ю, типы 1, 1а). С увеличением глубины разнообразие сообществ микробентоса возрастает. Во время максимальных трансгрессий ассоциации наиболее разнообразны (8–13 родов из 6–7 семейств, см. рис. 3, типы 3а, 3б, 3в, ) [Киприянова и др., 1975, Nikitenko et al., 2008]. В периоды углубления палеобассейна увеличивается также количество диноцист и представителей групп внешней неритовой зоны среди них (см. рис. 2). Процентное содержание празинофитов, напротив, сокращается.

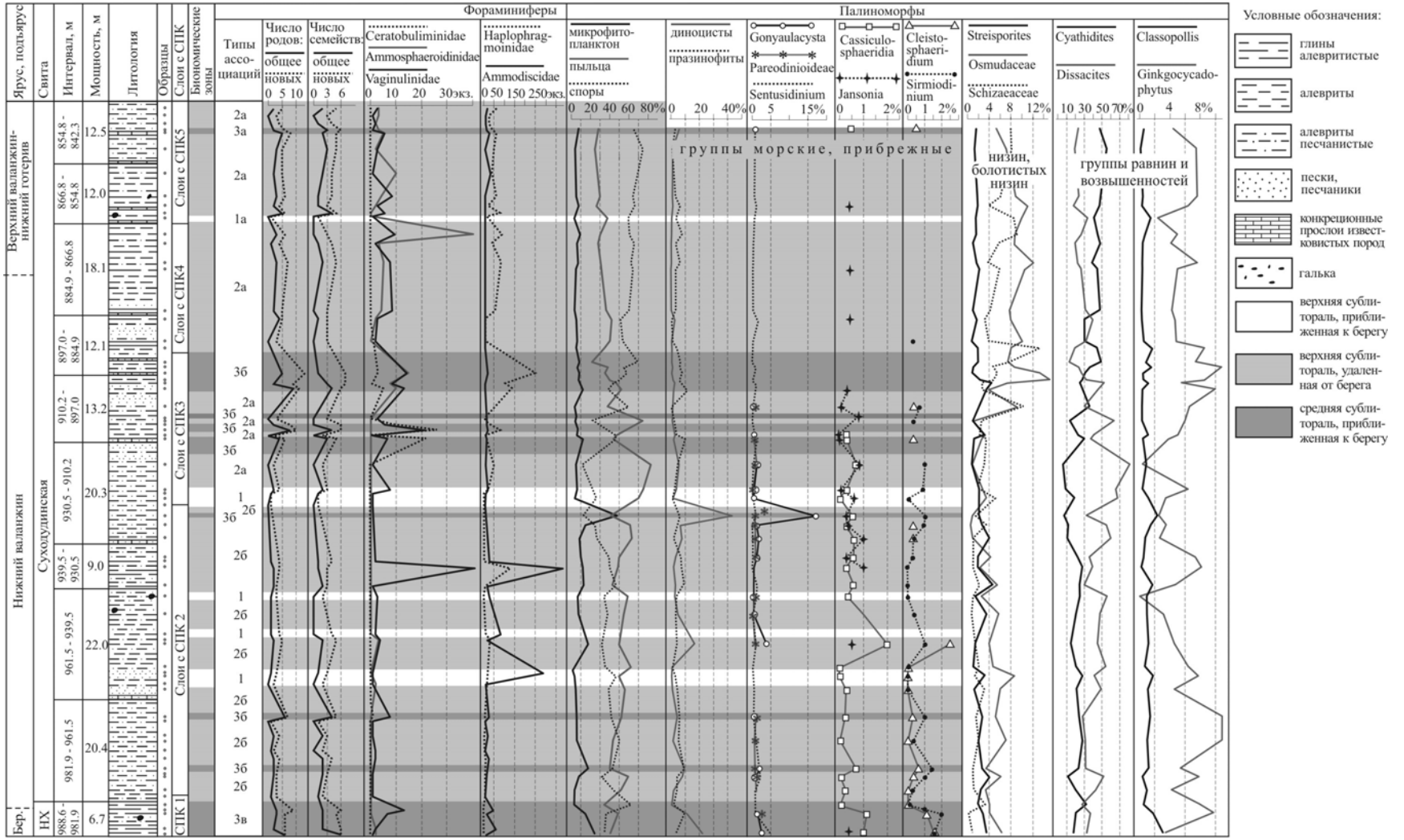



**Рис. 2.** Фациальные особенности ассоциаций фораминифер и палиноморф.
Х – нижнехетская свита, Бер. – берриас, СПК – спорово-пыльцевой комплекс; типы ассоциаций фораминифер и группы палиноморф см. рис. 3, 4.

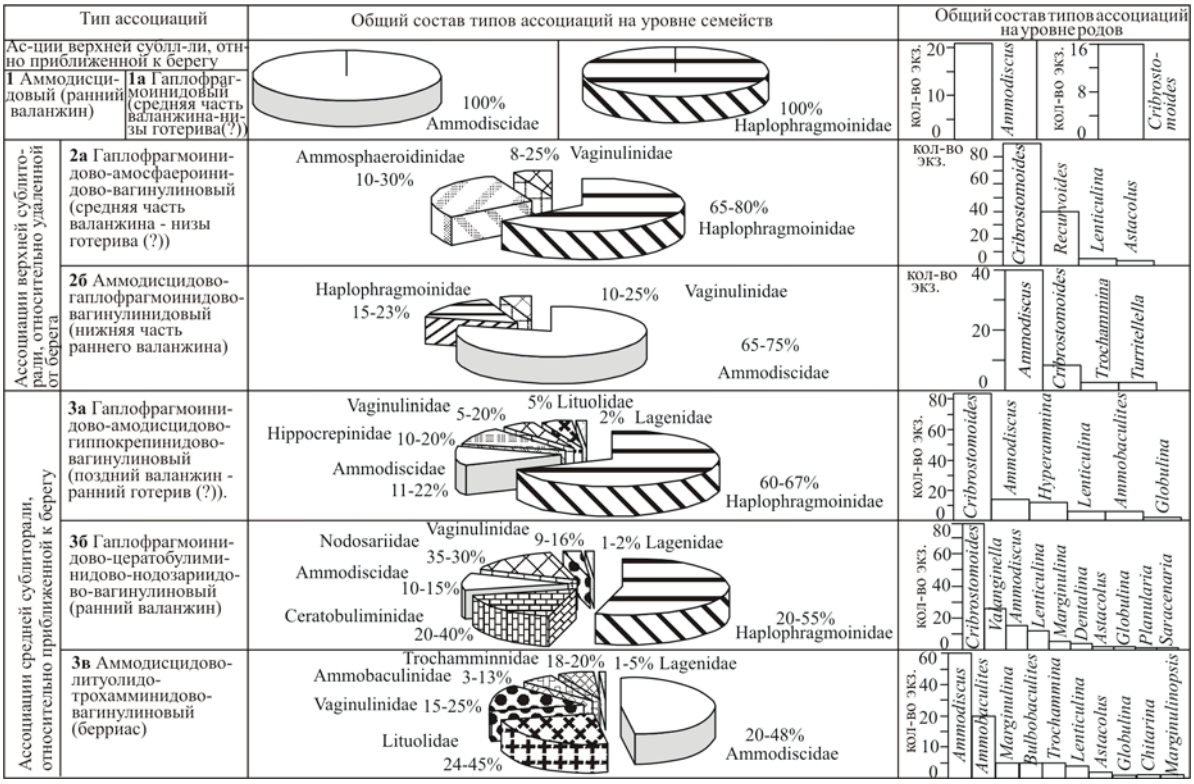



**Рис. 3.** Типы ассоциаций фораминифер.

Общий систематический состав фораминифер и диноцист типичен для умеренных и относительно холодноводных обстановок бореальных областей: присутствие сообществ фораминифер, представленные агглютинирующими формами (*Ammodiscus*, *Trochammina*, *Ammobaculites, Cribrostomoides, Recurvoides*), небольшое количество известковистого бентоса (преимущественно *Lenticulina*, *Marginulina*, *Astacolus*, *Saracenaria*), отсутствие среди диноцист характерных тетических таксонов [Leerveld, 1995], а также обилия и разнообразия хоратных (с радиальными выростами) форм. Это не противоречит палеотемпературным реконструкциям вод раннемелового Сибирского палеобассейна (11–20 °С, по ростам белемнитов) [Гольберт, 1987]. Возможно, влиянием температурного режима можно объяснить и относительно бедный систематический состав ассоциаций диноцист, особенно в позднем валанжине и готериве. Обычно ассоциации неритовой зоны отличаются обилием и значительным разнообразием [Лебедева, Никитенко, 1998; Коновалова, 1998; Пещевицкая, 2003]. Следует отметить, что видовое богатство динофлагеллат характерно для теплых вод тропических и субтропических зон [Жизнь растений, 1978; Лебедева, 2008; Leerveld, 1995; и др.]. Число видов в бореальных ассоциациях меньше, зато их представители более многочисленны [Жизнь растений, 1978; Коновалова, 1998; Околодков, 2000; и др.]

В изученном разрезе в ассоциациях фораминифер валанжина, характеризующих более глубоководные обстановки, отмечается присутствие теплолюбивых форм (*Valanginella*, *Epistomina*). Это, возможно, связано с возникновением в периоды трансгрессий небольших субширотных проливов в районе Урала, соединяющих Сибирский палеобассейн с Русским морем-проливом [Барабошкин и др., 2007]. Связи бореальных морей и Тетиса могли осуществляться через Каспийский пролив [Барабошкин и др., 2007]. Предполагается, что система этих проливов в основном закрылась в позднем валанжине [Барабошкин и др., 2007]. Это косвенно коррелируется с данными по изученному разрезу: с конца раннего валанжина обстановки становятся более стабильными, наблюдается только один период трансгрессии, что приводит к увеличению разнообразия ассоциаций фораминифер ( рис. 3, тип 3а). Внедрения теплолюбивых форм не наблюдается (см. рис. 2).

Состав наземных палиноморф характерен для Сибирско-Канадской палеофлористической области с умеренно-теплым гумидным климатом [Маркова, 1971; Вахрамеев, 1988]: доминируют гладкие трехлучевые споры циатейных папоротников, достаточно многочисленны споры осмундовых и схизейных, а также пыльца гинкговых (см. рис. 2). Термофильные компоненты (см. рис. 4) постоянно присутствуют в малом количестве (0–

| Палеофациальные обстановки | Палинологические группы и таксоны |
|---|---|
| Морские | Группа Cleistosphaeridium (хоратные- формы с длинными радиальными выростами): в основном *Cleistosphaeridium*, редко *Oligosphaeridium*, *Hystrichodinium*, *Tanyosphaeridium*; хоратные формы обычно рассматриваются как показатель открытых морских обстановок (внешняя неритовая зона (*Cleistosphaeridium*), пелагиаль), хотя некоторые виды характерны для внутренней неритовой зоны и даже лагун; также могут расматриваться как показатель более тепловодных обстановок (увеличивается разнообразие)<br>Группа Sirmiodinium (гониаулякоидные каватные - с полостью между внутренним и вшеним слоем стенки): *Sirmiodinium*, *Sirmiodiniopsis*, *Dingodinium*, *Leberidocysta*, *Wallodinium*,*Ambonosphaera*, *Endoscrinium*, *Scriniodinium*, *Tubotuberella*; внешняя неритовая зона (увеличиваетя количество), в прибрежных обстановках больше разнообразие, но количество сокращается<br>Группа Gonyaulacysta (гониаулякоидные, акаватные): *Apteodinium*, *Cribroperidinium*, *Gonyaulacysta*, *Wrevittia*, *Aldorfia*, *Occisucysta*, редко- *Leptodinium*, *Lithodinia*, *Acanthaulax*, *Trichodinium*; показатель пелагиали и внешней неритовой зоны (*Apteodinium*, *Cribroperidinium*- иногда, внутренняя неритовая зона)<br>Группа Pareodinioideae (подсемейство): *Pareodinia*, *Paragonyaulacysta*, *Pluriarvalium*; нет данных, в раннем валанжине сокращение количества и разнообразия этой группы связано с эволюционными процессами (вымиранием)<br>Группа Sentusidinium: *Sentusidinium*, *Escharisphaeridia*, редко- *Kallosphaeridium*, *Batiacasphaera*; повышенное количество первых 2-х характерно для внутренней неритовой зоны и прибрежных обстановок (иногда лагунных), а последних- для внешней неритвой зоны и пелагиали<br>*Cassiculosphaeridia*: неритовая зона, возможно показатель более тепловодных обстановок (в Сибири, в северных разрезах встречается в меньших количествах)<br>Группа Jansonia: *Jansonia*, *Horologinella*, редко *Microdinium*; повышенное количество характерно для внешней неритовой зоны |
| Морские прибрежные | Группа Circulodinium (проксимохоратные- формы с короткими радиальными выростами): *Circulodinium*, *Cyclonephelium*; обычно рассматриваются как показатель прибрежных и лагунных обстановок<br>Группа Chlamydophorella (голокаватные формы): *Chlamydophorella*; для раннего мела характерно доминирование в прибрежных и лагунных обстановках; иногда отмечается как характерный компонент неритовой зоны<br>Акритархи: *Micrhystridium*, *Solisphaeridium*, *Veryhahium*, *Polygonium*, *Leiofusa*, *Paucilobimorpha*; обычно рассматриваются как показатель прибрежных обстановок<br>Празинофиты: *Leiosphaeridia* (доминирует), *Pterospermella*, *Cymatyosphaera*, редко *Tasmanites*; обычно рассматриваются как показатель прибрежных обстановок, иногда - глубоководных, застойных |
| Опресненные | Зигнемовые: *Schizosporis*, *Ovoidites*; опресненные, пресноводные обстановки<br>*Sangarella* (планктон, неясное систематическте положение): опресненные обстановки, затопленные прибрежные равнины |
| Низины, переодически затопляемые водой | Группа Densoisporites: споры плауновидных- *Densoisporites*, *Aequitriradites*, *Leptolepidites*, *Selaginella*, *Lycopodiumsporites*, *Neoraistrickia*, *Ceratosporites*, *Hymenozonotriletes bicycla* (первые 4 могут рассматриваться как термофильные компоненты)<br>Группа Foraminisporis: споры печеночных мхов- *Rouseisporites*, *Coptospora*, *Foraminisporis* |
| Низины, заболоченные низины | Группа Osmundaceae: споры осмундовых папоротников- *Osmundacidites*, *Todisporites*, *Baculatisporites*<br>*Stereisporites*: споры сфагновых мхов<br>Группа Schizaeaceae: споры схизейных папоротников- *Cicatricosisporites*, *Lygodiumsporites*, *Trilobosporites*, *Concavissimisporites*, *Klukisporites* (термофильный); современные схизейные папоротники, в основном, занимают прибрежные и речные долины |
| Равнины и возвышенности | Группа Gleicheniaceae: споры глейхениевых папоротников- *Gleicheniidites*, *Plicifera*, *Clavifera*, *Ornamentifera*; термофильные, влаголюбивые, светолюбивые; прибрежные и речные долины, иногда склоны гор<br>Группа Cyathidites: споры циатейных и диптерисовых папоротников- *Leiotriletes*, *Cyathidites*, *Biretisporites*, *Deltoidospora*, *Eboraciasporites*, *Tripartina*, *Concavisporites*, *Obtusisporis*, *Murospora*, *Matonisporites* (5 последних - термофильные); современные представители обитают во влажных лесах на склонах гор, реже - по берегам широких рек; светолюбивы<br>Группа Ginkgocycadophytus (пыльца гинкговых): умеренно-теплые, умеренно-влажные обстановки; прибрежные равнины, склоны гор<br>Taxodiaceae (пыльца таксодиевых): теплые, умеренно-влажные обстановки; прибрежные равнины, склоны гор<br>*Classopollis* (пыльца хейролепидиевых): жаркие, аридные обстановки; прибрежные равнины, склоны гор<br>Группа Dissacites (палиноморфы с воздушными мешками): семенные папоротники, хвойные; умеренно-теплые, умеренновлажные обстановки; прибрежные равнины, склоны гор, иногда заболоченные леса |

**Рис. 4.** Экологические группы палиноморф.

1.5 %). Наблюдаются только незначительные пики в распределении пыльцы *Classopollis* (см. рис. 2). Таким образом, можно предположить, что периодов значительного потепления не было. Это подтверждает гипотезу о миграционной природе теплолюбивых форм фораминифер во время валанжинских трансгрессий.

Интересно отметить, что в позднем берриасе и первой половине раннего валанжина в палинологических спектрах преобладает пыльцевая составляющая (в основном группа Dissacites), в то время как, начиная со второй половины раннего валанжина, основная роль уже принадлежит спорам папоротникообразных растений (в основном группа Cyathidites). По всей вероятности, климат постепенно становился более влажным. Эта тенденция гумидизации климата Сибири от поздней юры к готериву, отмечается и другими исследователями [Гольберт, 1987].

Со второй половины раннего валанжина увеличивается количество спор осмундовых папоротников, что может свидетельствовать об увеличении площади заболоченных областей (см. рис. 2). Возможно, с этим косвенно связано сокращение разнообразия сообществ микрофитопланктона в этот период, развитие которого, наряду с глубиной, температурой и соленостью, лимитируется также и концентрацией питательных веществ в толще воды [Жизнь растений, 1978]. Имеются наблюдения, что вблизи болотистых областей образуются воды с их пониженным количеством [Жизнь растений, 1978]. К тому же привнос питательных веществ с континента вместе с речными водами, вероятно, был ограничен. В противном случае в комплексах фораминифер и микрофитопланктона мелководных зон присутствовало бы значительное количество пресноводных форм.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64291, 06-05-64224.*

## ЛИТЕРАТУРА


*Барабошкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Герман А.Б., Ахметьев М.А.* Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М.: Изд-во МГУ, 2007. 200 с.

*Бугдаева Е.В., Волынец Е.Б., Голозубов В.В., Маркевич В.С., Амельченко Г.Л.* Флора и геологические события середины мелового периода (Алчанский бассейн, Приморье). Владивосток: Дальнаука, 2006. 204 с.

*Булатова З.И., Булынникова С.П., Кисельман Э.Н., Решетникова М.А.* К методике палеоэкологических конструкций меловых бассейнов Западной Сибири по фораминиферам и остракодам // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 165–170.

*Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 210 с.

*Гольберт А.В.* Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 220 с.

*Жизнь* растений. В 6 т. М.: Просвещение, 1978. Т. 4. 656 с.

*Киприянова Ф.В., Белоусова Н.А., Богомякова Е.Д., Тылкина К.Ф., Комисаренко В.К., Киселева О.Т., Рылькова Г.Е., Таначева М.И.* К вопросу экологии мезозойских фораминифер Западно-Сибирской равнины // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 157–165.

*Коновалова Г.В.* Динофлагелляты (Dinophyta) дальневосточных морей России и сопредельных акваторий Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1998. 300 с.

*Лебедева Н.К.* Биофациальный анализ верхнемеловых отложений Усть-Енисейского района по палиноморфам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 81–97.

*Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л.* Микрофитопланктон и микрофораминиферы опорного разреза нижнего мела Приполярного Зауралья (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. Т. 38, № 6. С. 799–821.

*Маркова Л.Г.* История развития раннемеловой флоры Западно-Сибирской низменности (по данным палинологии). М.: Недра, 1971. 100 с.

*Никитенко Б.Л., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Ядренкин А.В., Трофимова Л.И., Амосов Ю.Н, Кокорин Н.И, Ситников В.В.* Новые данные по геологии и стратиграфии юры и мела юга Усть-Енисейского района (Норильский промышленный район) // Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа и перспективы их освоения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 131–136.

*Околодков Ю.Б.* Динофлагеллаты (Dinophyceae) морей Евразийской Арктики: Автореф. дисс. ... д-ра биол. наук. СПб., 2000б. 50 с.

*Пещевицкая Е.Б.* Микрофитопланктон и палеообстановки в нижнемеловых отложениях севера Сибири // Вестн. Том. гос. ун-та. Прил.: Материалы научных конф., симпоз., школ, проводимых в ТГУ. 2003. № 3. С. 150–154.

*Пещевицкая Е.Б.* Биостратиграфия нижнего мела Сибири по диноцистам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 6. С. 28–61.

*Пещевицкая Е.Б.* Спорово-пыльцевые биостратоны нижнего мела северных районов Сибири и их корреляционное значение // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 11. С. 1210–1230.

*Саидова Х.М.* Распределение и условия обитания современных бентосных фораминифер в Тихом океане // Тихий океан. Т. 8. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. Москва: Наука, 1969. С. 120–191.

*Саидова Х.М.* Бентосные фораминиферы Мирового океана (зональность и количественное распределение). М.: Наука, 1976. 160 с.

*Хабарова Т.Н.* К вопросу о палеоэкологии фораминифер и палеогеографии юрских и раннемеловых бассейнов некоторых районов юго-востока Русской платформы // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 197–201.

*Хлонова А.Ф.* Палинология меловых отложений Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.

*Шахмундес В.А.* Микрофитопланктон как показатель фациальной принадлежности // Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973. С. 50–57.

*Abbink O.A.* Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. Utrecht: LPP Foundation, 1998. 192 p. (LPP Contribution Ser. № 8).

*Leerveld H.* Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Rio Argos succession (SE Spain) // LPP Contribution Series. 1995. N 2. P. 1–176.

*Nikitenko B.L., Pestchevitskaya E.B., Lebedeva N.K., Ilyina V.I.* Micropalaeontological and palynological analyses across the Jurassic – Cretaceous boundary on Nordvik Peninsula, Northeast Siberia) // News Lett. Stratigr. 2008. V. 42, N 3. P. 181–222.

# ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ И ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ЗОНАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

**В.М. Подобина**

*Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36;*
*e-mail: podobina@ggf.tsu.ru ; podobina@mail.tsu.ru*

Позднемеловые и палеогеновые фораминиферы Западной Сибири – широко распространенная и быстро эволюционирующая группа микрофауны. По разрезу они сгруппированы в возрастные комплексы, отличающиеся систематическим составом и количественным содержанием. На основе детальных монографических исследований установлены местные зоны по фораминиферам, прослеженные преимущественно в непрерывных разрезах морских отложений центральных районов [Подобина, 1998, 2000]. В окраинных районах выделены слои с фауной, так как зачастую они не имеют смыкаемых границ в конкретных разрезах и характеризуются локально распространенными комплексами фораминифер, которые иногда значительно отличаются своим видовым составом от одновозрастных зональных комплексов центрального района. В основу выделения зональных комплексов положены широко распространенные ассоциации видов, различие в систематическом составе которых по разрезу обусловлено как разнообразием экологических условий, так и филогенезами отдельных групп фораминифер. Границы зон установлены преимущественно по первому появлению новых видов, а также по исчезновению ряда таксонов из комплекса нижележащей зоны. Палеонтологические данные, в частности фораминиферовые комплексы, являются ведущими не только при расчленении разрезов, установлении возраста стратонов, но и для их межрегиональных корреляций. В высоких широтах (Арктический циркумполярный и частично Бореальный пояса) для этих целей широко использованы бентосные фораминиферы, так как планктонные здесь обычно представлены единичными малохарактерными видами или вообще отсутствуют. Так, в пределах Западной Сибири они обнаружены в основном в нижних слоях маастрихта и почти полностью отсутствуют в остальной части разреза верхнего мела. Подобные особенности в распределении планктонных фораминифер наблюдаются и по разрезу морского палеогена.

В верхнем мелу из-за резкого различия в систематическом составе установлены две группы разновозрастных комплексов фораминифер: сеноман-сантонская, преимущественно агглютинирующих кварцево-кремнистых форм, и кампан-маастрихтская – секреционных известковых форм. Однако следует отметить, что в окраинных районах, соответствующих мелководным и прогреваемым частям бассейна, наряду с агглютинированными кварцево-кремнистыми встречаются секреционно-известковые раковины. Сеноман-сантонская группа фораминифер оказалась в некоторой мере сходной по систематическому составу с канадскими и аляскинскими комплексами, относимыми к Арктической области одноименного циркумполярного пояса [Подобина, 1975, 2000]. Кампан-маастрихтские комплексы Западной Сибири, относимые ко второй группе фораминифер, представлены преимущественно секреционно-известковыми бентосными формами. Они имеют небольшое сходство по систематическому составу с таковыми северной части Средней Азии и Восточно-Европейской платформы. Все указанные регионы по систематическому составу комплексов фораминифер в кампан-маастрихтское время входят в состав Бореально-Атлантической области Бореального пояса. Указанные две группы комплексов (сеноман-сантонская и кампан-маастрихтская) включают многие эндемичные виды и до последнего времени сопоставлялись с таковыми сопредельных регионов по единичным таксонам. С хронозонами верхнего мела и палеогена Международной стратиграфической шкалы фораминиферовые зоны Западной Сибири ранее сопоставлялись условно, в основном по положению в разрезе и редким датировкам по моллюскам.

В последнее время на основании полученных новых данных из пробуренных скважин на юго-востоке Западной Сибири появилась возможность сопоставить позднемеловые и палеогеновые комплексы фораминифер с таковыми из сопредельных территорий [Подобина, 2006; Подобина, Ксенева, 2006; Podobina, 2007; Podobina, Kseneva, 2007]. По-видимому, в этой части Западно-Ссибирского бассейна в позднем мелу существовал пролив, напрямую соединяющий его с морями Средней Азии, через которые осуществлялись взаимные миграции фораминифер. Автором этот пролив назван Мариинским (см. рис. к статье В.М. Подобиной и Т.Г. Ксеневой в наст. издании). Позднее новейшие тектонические движения, вероятно, привели к поднятиям на юго-востоке, изолировавшим эти бассейны.

Благодаря исследованию новых материалов уже на первом этапе выяснилось, что позднемеловые комплексы фораминифер включают единичные агглютинирующие кварцево-кремнистые формы из цент-

**Литологическая и микропалеонтологическая характеристика разреза скв.Т-29 (г. Северск)**

Таблица 1

| Система | Отдел | Ярус | Горизонт | Глубина, м | Колонка | Глубина находок Фор. | Глубина находок Фл. | Литологическая характеристика пород | Слои с фораминиферами | Зоны фораминифер Западной Сибири | Флора (по И.В. Рычковой) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Палеогеновая | Эоцен | Приабон-рюпель(?) | Бартонский | 205.0 | | 197.0<br>200.0<br>204.5<br>206.0 | | Глина серая с зеленоватым оттенком, алевритовая, комковатая, жирная на ощупь | *Nonion graniferum* | *Cibicidoides pseudoungerianus, Evolutononion decoratum*<br>*Labrospira honesta* | не обнаружено |
| | | Бартонский | | 210.0 | | 208.0<br>208.2<br>211.15<br>211.3 | 212.0<br>212.8<br>213.0 | Глина темно-серая, алевритистая,слегка опоковидная, слоистая | *Cibicidoides ungerianus, Pararotalia spinigera* | *Gaudryinopsis subbotinae* | *Araliaephyllum* sp.<br>*Platanaceae* gen. indet.<br>*Sequoia* sp. |
| | | Лютетский | Люлинворский | 215.0 | | 214.6<br>215.2 | 215.4<br>215.6<br>216.0<br>216.6 | Глина желтовато-серая, слоистая, с прослойками песка и растительного детрита, с галькой кварца | *Eponides candidulus, Cibicides tenellus* | Слои с *Bolivinopsis spectabilis* | *Platanophyllum* sp.<br>*Araliaephyllum* sp.<br>*Platanus newberryana* Heer<br>*Taxodium* sp.<br>*Platanus* sp.<br>*Trochodendroides* sp. |
| | | Ипрский | | 220.0 | | 216.2<br>217.5<br>218.4 | 217.6<br>218.0<br>218.5 | Песок желтовато-серый с редкими прослоями серых глин и растительного детрита | не обнаружено | *Textularia sibirica, Anomalinoides ypresiensis ovatus* | *Taxodium* sp.<br>*Menispermites sibirica* (Heer) Golovn. |
| Палеоцен | | | | 225.0 | | 224.0<br>224.2<br>226.0<br>227.0<br>227.5<br>228.0<br>229.0<br>229.4 | 224.6<br>225.0 | Глина темно-серая, алевритовая, слоистая и оскольчатая, внизу с прослойками желтой глины, с окатышами светло-желтого песка и глины, с растительным детритом, со следами ожелезнения в виде прослойков и галек сидерита | *Textularia sibirica, Anomalinoides ypresiensis ovatus*<br>*Glomospira gordialiformis, Cyclammina coksuvorovae* | *Glomospira gordialiformis, Cibicidoides favorabilis* | |
| | Зеландский | Танетский | Талицкий | 230.0 | | 230.0<br>230.2<br>230.8<br>231.0<br>231.2<br>231.8<br>232.6<br>233.0<br>234.4 | | Глина темно-серая, алевритовая, вверху слоистая, ниже оскольчатая, местами с включениями светло-желтого песка и прослоев сидеритизированной глины, местами жирная на ощупь | *Cibicidoides proprius* | *Ammoscalaria friabilis* | не обнаружено |
| | | | | 235.0 | | | | | | | |

Палеоцен-нижнеэоценовые фораминиферовые зоны и слои
Западно-Сибирской провинции

Таблица 2

| Система | Отдел | Ярус | Свита | Зоны и слои бентосных фораминифер | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Западный и центральный районы. Зоны | Восточный район. Слои | Юго-восточный район. Слои |
| Палеогеновая | Эоцен | Ипрский | Люлинворская | *Textularia sibirica, Anomalinoides ypresiensis ovatus* | Единичные фораминиферы | *Textularia sibirica, Anomalinoides ypresiensis ovatus* |
| | Палеоцен | Танетский | Талицкая | *Glomospira gordialiformis, Cibicidoides favorabilis* | *Glomospira gordialiformis, Cyclammina coksuvorovae* | *Glomospira gordialiformis, Cyclammina coksuvorovae* |
| | | Зеландский | | *Ammoscalaria friabilis* | *Cyclammina coksuvorovae* | *Cibicidoides proprius* |
| | | Датский | Ганькинская | *Brotzenella praeacuta* | *Bathysiphon nodosarieformis, Glomospira charoides* | Не обнаружены |

Среднеэоценовые фораминиферовые зоны и слои
Западно-Сибирской провинции

Таблица 3

| Система | Отдел | Ярус | Свита | Зоны и слои бентосных фораминифер | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Западный и центральный районы | Восточный район. Слои | Юго-восточный район. Слои |
| Палеогеновая | Эоцен | Бартонский | Люлинворская | Зона *Gaudryinopsis subbotinae* | *Gaudryinopsis subbotinae* | *Cibicidoides ungerianus, Pararotalia spinigera* |
| | | Лютетский | | Слои с *Bolivinopsis spectabilis* | *Bolivinopsis spectabilis* | *Eponides candidulus, Cibicides tenellus* |

рального района и разнообразные по систематическому составу известковые видовые ассоциации, ранее не известные в Западной Сибири. Позднемеловые характерные виды, по-видимому, проникли на юго-восточную окраину Западно-Сибирского бассейна из южных морей через Мариинский пролив, так как почти полностью соответствуют позднемеловым комплексам фораминифер из сопредельных провинций. Эти комплексы уже предварительно изучены, и полученные результаты дают надежду на решение проблемы уточнения стратиграфического положения западносибирских зон и слоев с фораминиферами, а также литологических подразделений – горизонтов и свит [Подобина, 2006; Podobina, Kseneva, 2007].

В настоящей статье приведены сведения по стратиграфии палеогена на основании фораминиферового анализа при изучении разреза скв. Т-29, расположенной юго-восточнее г. Томска – близ г. Северска (материал для исследования получен от главного геолога СХК А.А. Зубкова). Осадконакопление талицкой и люлинворской свит одноименных горизонтов на исследуемой территории проходило в мелководно-прибрежном морском бассейне при постоянно меняющемся положении береговой линии. Поэтому в разрезе скв. Т-29, выбранном в качестве типового, отсутствуют сплошные глинистые отложения указанных свит по сравнению с центральным районом, а наблюдается чередование глинистых и песчаных прослоев (табл. 1).

Исходя из литологического состава пород (скв. Т-29, инт. 234.4–197.0 м), можно отметить, что нижняя часть разреза (инт. 234.4–230.0 м) состоит преимущественно из глинистых пород, соответствующих более углубленному бассейну по сравнению с вышележащими отложениями (инт. 229.4–197.0 м). На это указывает систематический состав и сохранность ассоциаций фораминифер среднепалеоценового (зеландского) комплекса с *Cibicidoides proprius*. Раковины зеландского комплекса по сравнению с вышележащими удовлетворительной сохранности. В этом комплексе присутствуют характерные бентосные и планктонные фор-

мы. Слои, включающие этот комплекс, замещаются к центральной части бассейна более глубоководными фациями с кварцево-кремнистыми агглютинирующими фораминиферами комплекса с *Ammoscalaria friabilis* одноименной зоны. В танетских слоях (инт. 229.4–228.0 м) наряду с псевдоморфозами прослежены единичные сахаристо-белые раковины, по которым можно судить о существовании здесь (разрез скв. Т-29) комплекса фораминифер с *Glomospira gordialiformis, Cyclammina coksuvorovae,* широко распространенного в восточной половине Западной Сибири (табл. 2).

Интерес представляют находки бентосных и планктонных форм в нижнеэоценовых отложениях (скв. Т-29, инт. 227.5–224.0 м). Здесь обнаружены характерные для ипрского яруса планороталитесы, а также *Textularia* cf. *sibirica* Podobina, *Anomalinoides* cf. *ypresiensis* (ten Dam) *ovatus* Podobina и другие формы. В центральном районе слоям с этими фораминиферами соответствует зона Textularia sibirica, Anomalinoides ypresiensis ovatus ипрского возраста [Подобина, 1998].

В вышележащих желтовато-серых глинах с прослоями песка и растительного детрита (инт.218.4–214.6 м) обнаружены разнообразные ассоциации фораминифер и их псевдоморфозы. В выделяемом комплексе с *Eponides candidulus, Cibicides tenellus*, наряду с видами-индексами, характерными для лютетского яруса являются *Cibicides carinatus* Terquem, *Rotalia discoides* Orb., *Bolivina* cf. *crenulata* Cushman. Причем последний вид характерен для среднего лютета. В целом комплекс фораминифер соответствует таковому из лютетского яруса Северной Европы [ Murray, Wright, 1974; Doppert, Neele, 1983]. В центральной части Западной Сибири в породах среднелюлинворской подсвиты этого стратиграфического уровня встречены два комплекса фораминифер: нижний с *Bolivinopsis spectabilis* и верхний с *Gaudryinopsis subbotinae* [Подобина, 1998]. Исследуемый комплекс (скв. Т-29) сходен по систематическому составу с аналогичным комплексом из стратотипа лютетского яруса Парижского бассейна и почти не имеет общих видов с западно-сибирскими комплексами из центрального района.

Темно-серые алевритистые, слегка опоковидные глины вышележащих пород в интервале глубин 214.6–206.0 м (скв. Т-29) содержат разнообразные секреционные известковые фораминиферы и их псевдоморфозы. В комплексе наиболее характерны *Cibicidoides ungerianus* (Orb.), *Pararotalia* cf. *spinigera* (Le Calvez), которые предложены в качестве видов-индексов для данного комплекса. Большинство обнаруженных в комплексе видов характерны для бартонского яруса Северной Европы (табл. 3).

В вышележащих серых алевролитах и песчаниках, соответствующих верхам люлинворской и тавдинской свит, обнаружен комплекс псевдоморфоз роталиид, нонионид, эльфидиид и других секреционных известковых фораминифер (инт. 206.0–197.0 м). Подобный систематический состав фораминифер наблюдается в стратотипических разрезах приабонского и рюпельского ярусов Северной Европы. Это указывает на общее поднятие территорий Европы и Западной Сибири, что сказалось на изменении и в основном обеднении систематического и количественного состава фораминифер. Можно предположить, что пути миграции североевропейских фораминифер проходили через северные территории Европы, проливы на Урале (поскольку юго-восточный Мариинский пролив, по-видимому, уже не существовал) и далее в более подходящие для обитания окраинные и в основном южные и юго-восточные районы западносибирского бассейна. Не исключен и обратный путь их расселения. Но первоначально более детально изучены фораминиферы отдельных веков палеогена в стратотипических разрезах Северной Европы, что позволило, как указывалось, уточнить возраст как прибрежно-морских ассоциаций преимущественно известковых бентосных, реже планктонных фораминифер, их окварцованных псевдоморфоз, а также и аналогичных ассоциаций кварцево-кремнистых агглютинированных форм из относительно глубоководных фаций центрального района Западной Сибири.

Новые данные по находкам фораминифер, полученные из юго-восточных разрезов Западной Сибири, их сходство с аналогичными североевропейскими ассоциациями позволят решить проблему ярусного расчленения морских палеогеновых отложений этого региона.

## ЛИТЕРАТУРА

*Подобина В.М.* Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во ТГУ, 1975. 163 с.

*Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 1998. 338 с.

*Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. 388 с.

*Подобина В.М.* Новые данные по стратиграфии и фораминиферы морского палеогена юго-востока Западной Сибири // Геология и полезные ископаемые Южной Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 2006. С. 17–21. (Вестн. ТГУ. Бюл. оператив. науч. информ.; № 104).

*Подобина В.М., Ксенева Т.Г.* Палеоэкология палеогеновых фораминифер юго-востока Западной Сибири // Геология и полезные ископаемые Южной Сибири. Томск: ТГУ, 2006. С. 48–51. (Вестн. ТГУ. Бюл. оператив. науч. информ.; № 104).

*Doppert J.W.C., Neele N.G.* Biostratigraphy of Marine Paleogene deposits in the Netherlands and adjacent areas // Geol. Surv. of the Netherlands. 1983. V. 37–2. P. 3–79.

*Murray J.W., Wright C.A.* Paleogene Foraminiferida and Paleoecology, Hampshire and Paris basins and the English chamnel. Special Papers in Palaeontology. N 14. London, 1974. 129 p.

*Podobina V.M.* Stratigraphy and peculiarities of the marine Paleogene paleogeography of south-eastern areas of Western Siberia (assessed by foraminifera) // Abstracts of the 6th Polish Micropaleontol. Workshop "MIKRO-2007", June 18–20, 2007, Gdansk / Ed. J. Krzyminska. Gdansk, 2007. P. 57–59.

*Podobina V.M., Kseneva N.G.* Recent data on Upper Cretaceous foraminiferal assemblages and stratigraphy of the south-east areas of Western Siberia // Abstracts of the 6th Polish Micropaleontological Workshop "MIKRO-2007", June 18–20, Gdansk / Ed. J. Krzyminska.Gdansk, 2007. P. 60–63.

## ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ОБИТАНИЯ НА СОСТАВ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**В.М. Подобина, Т.Г. Ксенева**

*Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36;*
*e-mail: podobina@ggf.tsu.ru или podobina@mail.tsu.ru*

В позднем мелу Западно-Сибирский морской бассейн населяли преимущественно бентосные фораминиферы. Наиболее значительные таксономические изменения фораминифер по разрезу верхнего мела прослежены ранее в центральном районе, где установлены две группы фораминифер: позднесеноман-сантонская и кампан-маастрихтская, отличающиеся систематическим составом на уровне высоких таксонов – отрядов и семейств [Подобина, 2000]. Позднесеноман-сантонская группа фораминифер в этом районе состоит в основном из агглютинированных кварцево-кремнистых форм в противоположность кампан-маастрихтской группе, представленной известковыми раковинами.

В окраинных районах Западно-Сибирского бассейна в разрезе верхнего мела такой резкой разницы в систематическом составе не наблюдается: в прибрежной, более прогреваемой части бассейна известковые формы появляются уже в начале позднего мела. Во время формирования первой группы фораминифер (позднесеноман-сантонской) Западно-Сибирский бассейн имел непосредственную связь с Арктикой и, по-видимому, агглютинирующие фораминиферы, обитавшие на этой территории, беспрепятственно проникали в более низкие широты. Начавшиеся с кампана положительные тектонические движения привели к поднятиям территории Арктики, что почти изолировало западносибирский бассейн со стороны северных морей (см. рисунок) [Podobina, 1995].

Анализ материала из разрезов скважин, недавно пробуренных на юго-востоке Западной Сибири (окрестности г. Северска, скв. ЗН-1, ЗН-2, ЗН-3, Н-15, Н-33; главный геолог СХК А.А. Зубков), показал, что в сантонских комплексах наряду с единичными агглютинированными кварцево-кремнистыми формами преобладают известковые раковины, широко распространенные в Казахстанской и Восточно-Европейской провинциях. Следует отметить, что в этих разрезах нижележащие отложения сеномана-коньяка не вскрыты. В комплексе из нижней части славгородского горизонта в разрезе скв. ЗН-1 на глубине 354.0 м определены виды: *Stensioeina exculpta* Reuss *gracilis* Brotzen, *Osangularia whitei* (Brotzen) и *Gavelinella infrasantonica* (Balakhmatova), характерные для раннесантонской зоны Gavelinella infrasantonica указанных провинций. В разрезах ЗН-1 (глубина 340.0 м) и Н-15 (инт. 342.0–330.0 м) обнаружены характерные для верхнесантонской зоны Gavelinella stelligera виды: *Spiroplectammina rosula* (Ehrenberg), *Ataxophragmium orbignyiformis* Mjatliuk, *Gaudryina rugosa* Orb., *Hagenowella obesa* (Reuss), *Gavelinella santonica* (Akimez), *G.* cf. *stelligera* (Marie), *Osangularia whitei* (Brotzen) *praeceps* (Brotzen), известные в Казахстанской и Восточно-Европейской провинциях (см. таблицу). Это предполагает существование Мариинского пролива в позднем мелу на юго-востоке Западно-Сибирского бассейна, соединяющего его с южными морями (Казахстанские бассейны). Благодаря этому проливу западно-сибирские позднемеловые (сантон-раннемаастрихтские) комплексы обогатились южными мигрантами, среди которых оказались и виды-индексы из комплексов южных бассей-

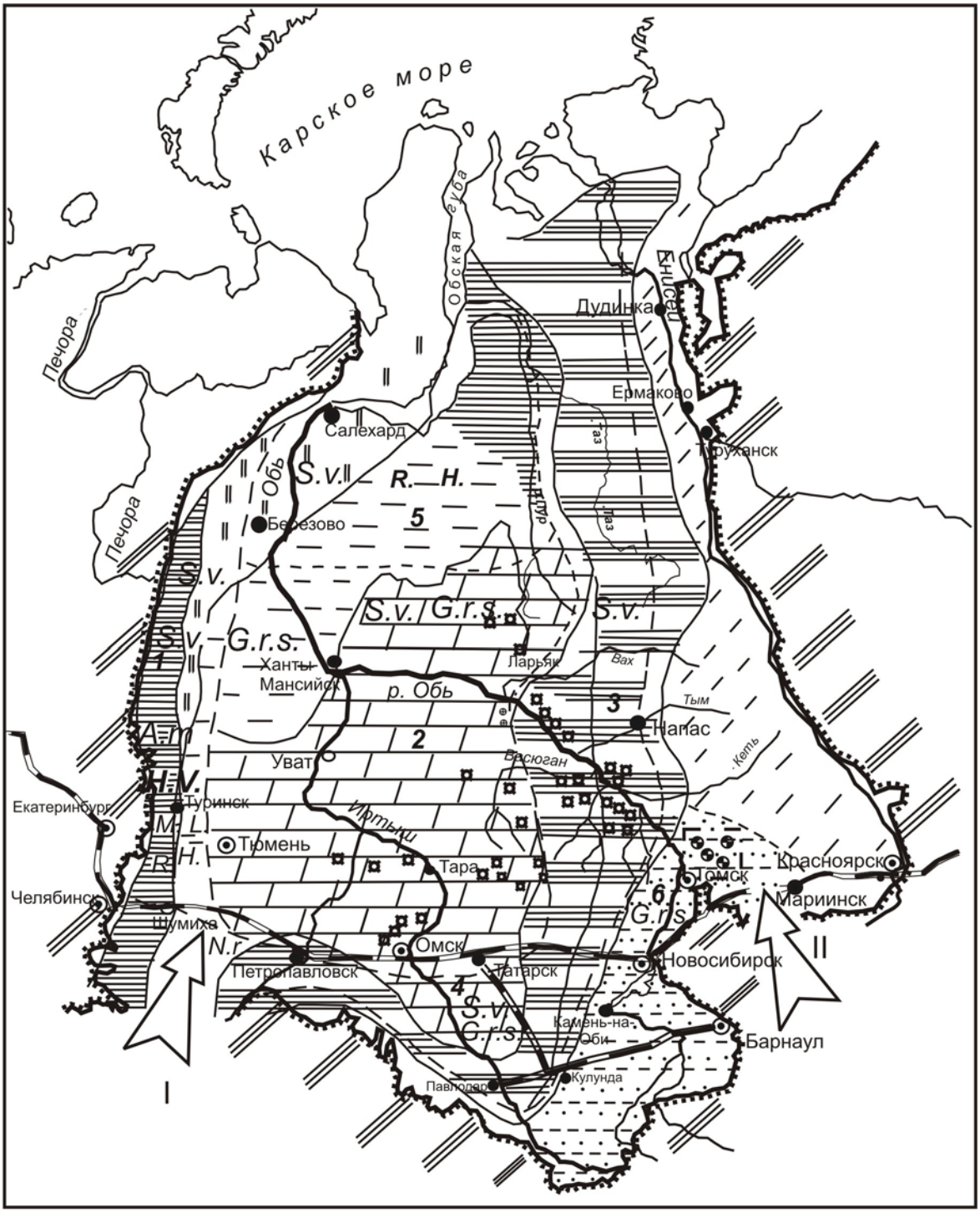
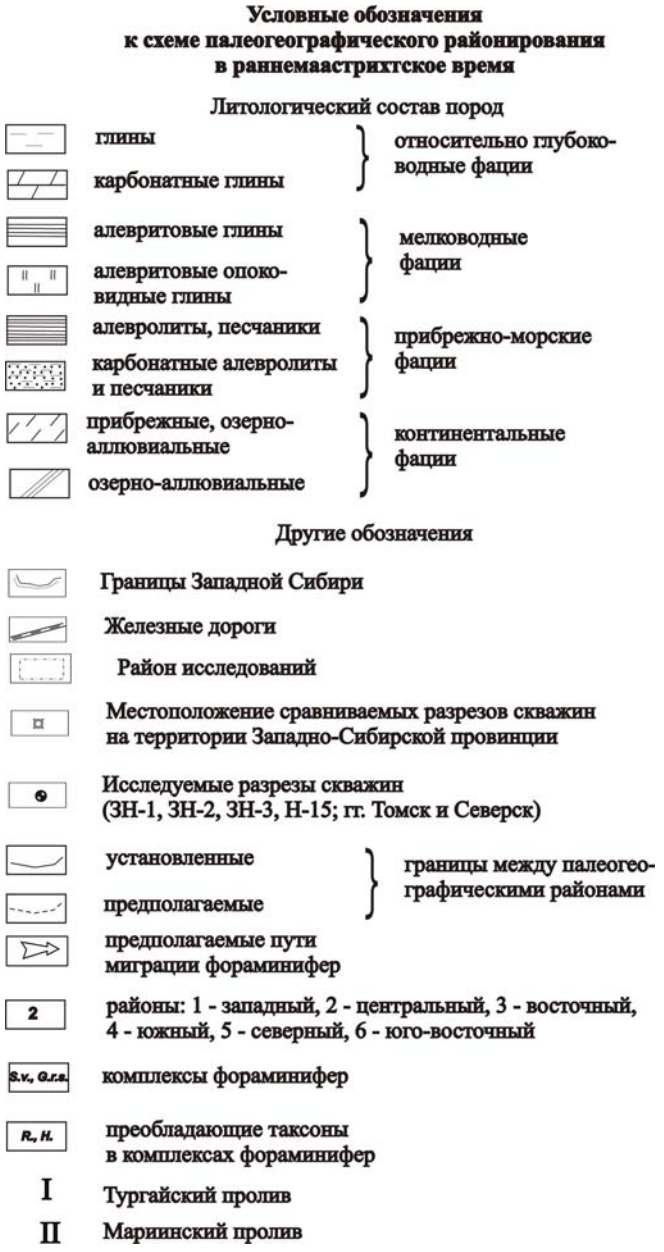



Схема палеогеографического районирования Западно-Сибирской провинции в раннемаастрихтское время. Комплексы фораминифер зоны Spiroplectammina variabilis – Gaudryina rugosa spinulosa (S.v., G.r.s.).

1. Комплексы фораминифер обеднены к северу, а к югу – разнообразнее и богаче. В терригенно-карбонатных фациях южной половины Западно-Сибирской провинции увеличивается содержание известковых раковин, тогда как к северу в отложениях с небольшим содержанием карбонатов – известковые секреционно-агглютинированные формы *Dorothia*, *Gaudryina*, *Ataxophragmium*, а также кварцево-кремнистые агглютинированные *Reophax* (R.), *Haplophragmoides* (H.), *Ammoscalaria* (A.), *Trochammina* (T.), *Verneuilinoides* (V.) и др. 2. Разнообразные комплексы, обогащенные роталиидами и булиминидами (особенно *Eponides*, *Gyroidinoides*, *Anomalinoides*, *Cibicides*, *Bulimina*, *Reussella* и др.). Боливинитиды редки. 3. *Gaudryina rugosa spinulosa* и атаксофрагмииды редки, но наблюдается

обилие *S. variabilis*. К востоку (по р. Тым) комплекс обеднен. Присутствуют некоторые виды *Quinqueloculina*, *Lenticulina*, *Ceratobulimina*, *Nonionellina*, *Eponides*, *Gyroidinoides*, *Epistomina*, *Cibicidoides*. 4. Комплексы значительно обеднены. Количество Gaudryina rugosa spinulosa увеличивается (до 10 экз.), более разнообразны атаксофрагмииды. Присутствуют единичные *Neoflabellina reticulata* (Reuss); Bolivinitidae разнообразны. 5. Комплекс однообразен и обеднен количественно, встречены отдельные раковины Spiroplectammina и различные известковые формы (*Eponides*, *Gyroidinoides*, *Epistomina*, *Cibicides*, *Cibicidoides* и др.) Gaudryina rugosa spinulosa отсутствует. К северу (Обская губа, Новый Порт) комплексы содержат единичные раковины Spiroplectammina, *Eponides*, *Gyroidinoides*, *Cibicides*, *Praebulimina*, *Bulimina* и др. 6. Комплексы смешанного состава. Присутствуют преимущественно известковые секреционные раковины видов из Казахстанской и Восточно-Европейской провинций, проникшие на юго-восток (р-н гг. Томска и Северска) через Мариинский пролив, существовавший, по-видимому, в позднем мелу.



Корреляция фораминиферовых зон и слоев верхнего мела
Западно-Сибирской и Восточно-Европейской провинций

Таблица

| Система | Отдел | Ярус | Подъярус | Западно-Сибирская провинция | | | Восточно-Европейская провинция |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Горизонт | Центральный район | Юго-восточный район (р-н гг. Томск и Северск) | |
| | | | | | Зоны | Слои с фауной | Зоны |
| Меловая | Верхний | Маастрихт | Нижний | Ганькинский | *Spiroplectammina variabilis, Gaudryina rugosa spinulosa* | *Spiroplectammina variabilis, Gaudryina rugosa spinulosa* | *Brotzenella complanata, Angulogavelinella gracilis* |
| | | Кампан | Верхний | | *Cibicidoides primus* | *Cibicidoides primus* | *Globorotalites emdyensis, Brotzenella monterelensis* |
| | | | Нижний | Славгородский | *Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus* | *Recurvoides magnificus* | *Gavelinella clementiana* |
| | | Сантон | Верхний | | *Cribrostomoides exploratus, Ammomarginulina crispa* | *Gavelinella stelligera* | *Gavelinella stelligera* |
| | | | Нижний | | *Ammobaculites dignus, Pseudoclavulina admota* | *Gavelinella infrasantonica* / *Ammobaculites dignus, Pseudoclavulina admota* | *Gavelinella infrasantonica* |

нов. Позднее этот пролив, по мнению авторов, закрылся в результате новых тектонических движений. Следует отметить, что во всех ранее изученных юго-западных и южных разрезах скважин данные формы не были обнаружены.

Подобные изменения наблюдаются и в систематическом составе второй группы кампан-маастрихтских комплексов фораминифер. Эти комплексы в центральном районе, как указывалось, в отличие от нижележащих (сеноман-сантонских) состоят в основном из известковых бентосных форм. Однако в исследуемых разрезах на юго-востоке Западной Сибири в них обнаружены, наряду с единичными видами из центрального района, характерные таксоны из Казахстанской и Восточно-Европейской провинций. Особенно отчетливо это наблюдается в раннемаастрихтском комплексе фораминифер. Отложения, их вмещающие (ганькинский горизонт), установлены в разрезе скв. ЗН-1 (инт. 275.4–272.5 м) и скв. Н-15 (инт. 229.4–229.2 м). В этих породах обнаружен комплекс фораминифер с *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*, который относится в Западной Сибири к одноименной зоне. Кроме ранее известных из центрального района видов известковых бентосных форм здесь определены виды, характерные для раннего маастрихта соседних провинций: *Orbignyna* cf. *pinguis* Voloshinova, *Pseudouvigerina cristata* (Marrson), *Globorotalites* cf. *emdyensis* Vassilenko, *Stensioeina praecaucasica* Vassilenko. Для раннемаастрихтского времени составлена палеогеографическая схема, на которой совмещены разные типы фаций с приуроченными к ним комплексами фораминифер. Предполагается, чточерез открывшийся в позднем мелу пролив вблизи Мариинска западно-сибирские сантон-раннемаастрихтские комплексы обогатились таксонами из соседних провинций в пределах единой Бореально-Атлантической области (см. рисунок) [Подобина, Ксенева, 2006, 2007; Podobina, Kseneva, 2007].

Комплексы фораминифер раннего маастрихта отличаются различным распространением, а также таксономическим содержанием. В изменении систематического состава и количественного содержания намечаются примерно те же закономерности, что и для нижележащих позднемеловых комплексов. В центральном и южном районах в относительно глубоководных фациях фораминиферы наиболее обильны и разнообраз-

ны, на западе и на востоке они заметно обеднены и в северном районе представлены в основном единичными формами распространенных родов. Восточная граница центрального района здесь совпадает с границей относительно глубоководных и мелководных фаций. Здесь изменяется не только систематический состав комплексов, но и литология пород, так как ганькинская свита представлена более песчанистыми породами. Западный район отделяется от центрального более условно, по различию комплексов фораминифер, и их граница также не совпадает с таковой для различных фаций. Граница центрального и северного районов проведена условно из-за недостатка сведений по распространению фораминифер севернее широтного течения р. Оби. В центральном и южном (южнее Транссибирской железнодорожной магистрали) районах увеличивается содержание планктонных фораминифер родов *Rugoglobigerina*, *Guembelina*. Граница между центральным и южным районами проведена южнее Транссибирской железнодорожной магистрали и не совпадает с границей относительно глубоководных и мелководных фаций. В целом отдельные районы Западно-Сибирской провинции выделены на основании прослеживания ареалов различных видов и по общей структуре комплексов фораминифер. Палеогеографическое районирование Западной Сибири оказалось наиболее эффективным для тех интервалов времени, которым соответствует широкое распространение комплексов фораминифер, как например, для раннего маастрихта. Среди видов каждого комплекса установлены узколокальные и широко распространенные формы. Их количественное соотношение наряду с учетом литологии пород легло в основу выделения отдельных районов, положение которых показано на рисунке.

## ЛИТЕРАТУРА


*Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ. 2000. 388 с.

*Подобина В.М., Ксенева Т.Г.* Палеоэкология палеогеновых фораминифер юго-востока Западной Сибири // Геология и полезные ископаемые Южной Сибири. Томск: Изд-во ТГУ,. 2006. С. 48–51. (Вестн. ТГУ. Бюл. оператив. науч. информ.; № 104).

*Подобина В.М., Ксенева Т.Г.* Новые данные по комплексам фораминифер и стратиграфии верхнего мела юго-востока Западной Сибири // Новые идеи в науках о Земле: Материалы докл. VIII Междунар. конф. (10–13 апреля 2007 г., РГГУ, Москва). М., 2007. Т. 1. С. 270–273.

*Podobina V.M*. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basins based on foraminifera // Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated foraminifera. Grzybowski Foundation. Spec. Publ. 1995. N 3. P. 239–247.

*Podobina V.M., Kseneva N.G.* Recent data on Upper Cretaceous foraminiferal assemblages and stratigraphy of the south-east areas of Western Siberia // Abstracts of the 6th Polish Micropaleontological Workshop "MIKRO-2007", June 18–20, Gdansk / Ed. J. Krzyminska.Gdansk, 2007. P. 60–63.

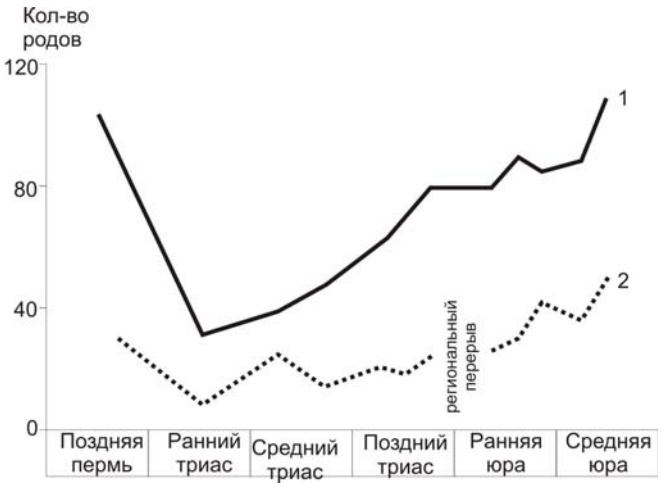

## ВОССТАНОВЛЕНИЕ РАЗНООБРАЗИЯ ФОРАМИНИФЕР ПОСЛЕ МАССОВОГО ВЫМИРАНИЯ НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ И ТРИАСА


**Д.А. Рубан**

*Южный федеральный университет, 344090, Ростов-на-Дону, ул. Зорге, 40;*
*e-mail: ruban-d@mail.ru*


Массовое вымирание на рубеже перми/триаса, вызванное катастрофическими изменениями климата, состава атмосферы и океана и т.п. в результате быстрого изливания Сибирских траппов или падения астероида, привело к уничтожению 95 % всего живого на Земле [Erwin, 2006]. Общеизвестно, что фораминиферы подверглись значительной деградации. Их общее родовое разнообразие снизилось в 3 раза [Tappan, Loeblich, 1988], что произошло главным образом за счет окончательного исчезновения физулинин [Ross, 1982; Tappan, Loeblich, 1988].

Восстановление фораминифер после массового вымирания на рубеже перми/триаса происходило постепенно (см. рисунок). Направленный рост имел место на протяжении всего триаса, замедлился в ранней юре, но продолжился с новой силой в средней юре, и уже в аалене был достигнут уровень родового разнообразия фораминифер поздней перми [Tappan, Loeblich, 1988]. Данные по пермским и триасовым фораминифе-




Изменение глобального [Tappan, Loeblich, 1988] (1) и регионального (Северо-Западный Кавказ [Котляр и др., 1984; Kotlyar et al., 1999; Pronina-Nestell, Nestell, 2001; Ruban, Tyszka, 2005; Ruban, 2006]) (2) родового разнообразия фораминифер в поздней перми–средней юре.

рам Северо-Западного Кавказа [Котляр и др., 1984; Kotlyar et al., 1999; Pronina-Nestell, Nestell, 2001; Ruban, 2006] позволяют установить некоторые региональные особенности проявления отмеченных выше глобальных закономерностей (см. рисунок). В указанном регионе массовое вымирание проявилось несколько сильнее, снизив родовое разнообразие фораминифер примерно в 3.5–4 раза, как следует из сопоставления разнообразия ассоциаций поздней перми (ярус чанси) и раннего триаса. Наличие фораминифер в отложениях абагской свиты [Стратиграфический словарь..., 1977], датируемой переходным интервалом от перми к триасу [Ruban et al., in press], свидетельствует о способности некоторых представителей данной группы успешно пережить внешний стресс. Раннетриасовые ассоциации отличаются достаточным разнобразием, которое в значительной степени восстановилось уже в анизии. Тем не менее до конца триаса роста числа родов не происходило. Возможно, это было связано со стрессом, которому подверглась вся региональная фауна в ладине в результате резкого углубления морского бассейна. В ранней юре произошло увеличение разнообразия, которое достигло уровня конца перми, а затем превысило последний [Ruban, Tyszka, 2005].

Глобальное восстановление морских фаунистических сообществ началось в самом конце раннего триаса и продолжалось до конца этого периода. К этому времени родовое разнообразие морской фауны почти достигло уровня конца перми, однако последующие массовые вымирания на рубежах триаса/юры и плинсбаха/тоара нарушили этот процесс. Полное восстановление таксономического разнообразия произошло лишь в поздней юре [Newman, 2001]. Сравнение изменений глобального родового разнообразия фораминифер [Tappan, Loeblich, 1988] и морской биоты в целом [Newman, 2001] показывает их значительное соответствие. Вместе с тем следует отметить, что снижение разнообразия фораминифер после массового вымирания было чуть менее значительным. Окончательное его восстановление произошло раньше, чем для других групп, что особенно хорошо видно на примере региональной палеонтологической летописи Северо-Западного Кавказа [Ruban, 2006] (см. рисунок). Более того, глобальное разнообразие фораминифер не претерпевало существенного снижения вследствие массовых вымираний, которые происходили на рубежах триаса/юры, плинсбаха/тоара, а также юры/мела [Tappan, Loeblich, 1988].

Причину большей устойчивости фораминифер следует искать в особенностях механизма их эволюции на протяжении всей геологической истории. Проведенные расчеты изменений в структуре глобального таксономического разнообразия (анализировалось количество подотрядов и семейств) показали, что последняя оказалась достаточно сходной (значения коэффициента корреляции $R_{st}$ = 0.8–0.9) для триасовых и юрских форамифифер, с одной стороны, и кембрийских и ордовикских – с другой [Рубан, 2001]. Это позволяет говорить о своего рода рестарте эволюции фораминифер после массового вымирания на границе перми и триаса. Сама способность к нему определяет высокий эволюционный потенциал данной группы организмов. Если рассматривать эффект массового вымирания в свете эволюционной коррекции, т.е. "выправления" пути развития [Рубан, 2007], то это объясняет, почему мезозойские кризисы практически не отразились на родовом разнообразии фораминифер.

Эволюция триасовых фораминифер в пределах Северо-Западного Кавказа демонстрирует еще одну интересную особенность. Среди проанализированных групп морской биоты, включающих также аммоноидей, брахиопод и двустворчатых моллюсков, фораминиферы оказываются единственными организмами, демонстрирующими пониженные эволюционные скорости, фиксируемые показателями сходства комплексов (объяснение методики [Ruban, Tyszka, 2005]). Для других фаунистических групп темпы эволюции снизились лишь в позднем триасе. Анализ стратиграфического распространения таксонов [Ruban, 2006] позволяет установить, что фораминиферы – единственная из проанализированных групп, чьи роды часто существовали на протяжении более чем одного века в раннем и среднем триасе. Продолжительность существова-

ния родов аммоноидей, брахиопод и двустворчатых моллюсков зачастую не выходила за пределы века, что, однако, может быть лишь региональной особенностью Северо-Западного Кавказа. Не исключено, что именно способность к рестарту эволюции после массового вымирания на границе перми и триаса объясняет более равномерное, устойчивое развитие фораминифер, тогда как макрофауна после пережитой катастрофы эволюционировала в достаточной степени хаотично и ее восстановление шло по пути "проб и ошибок".

Предложенные выше объяснения следует считать гипотетическими и требующими дальнейшей верификации. Однако вне зависимости от окончательного вывода, более успешное восстановление фораминифер после массового вымирания на границе перми и триаса очевидно.

*Работа выполнена при поддержке Sepkoski Grant-2007 (Палеонтологическое общество, США).*

## ЛИТЕРАТУРА

*Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кочиркевич Б.В., Кропачева Г.С., Ростовцев К.О., Чедия И.О., Вукс Г.П., Гусева Е.А.* Позднепермский этап эволюции органического мира. Джульфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1984. 199 с.

*Рубан Д.А.* О структурно-таксономическом сходстве возрастных комплексов ископаемых организмов // Изв. вузов. Северо-Кавказский регион. Естеств. науки. 2001. № 2. С. 88.

*Рубан Д.А.* Нелинейный анализ изменения структуры таксономического разнообразия ископаемых организмов в геологической истории // Современные проблемы биологической эволюции: Материалы конф. М.: Изд-во ГДМ, 2007. С. 65–67.

*Стратиграфический словарь* СССР. Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. 535 с.

*Erwin D.H.* Extinction: How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago. Princeton: Princeton University Press, 2006. 296 p.

*Kotlyar G.V., Nestell G.P., Zakharov Y.D., Nestell M.K.* Changhsingian of the Northwestern Caucasus, Southern Primorye and Southeasterm Pamirs // Permophiles. N 35. P. 18–22.

*Newman M.* A new picture of life's history on Earth // Proc. Nat. Acad. Sci. 2001. V. 98. P. 5955–5956.

*Pronina-Nestell G.P., Nestell M.K.* Late Changhsingian foraminifers of the Northwestern Caucasus // Micropaleontology. 2001. V. 47. P. 1–30.

*Ross C.A.* Paleobiology of fusulinaceans // Third North American Paleontological convention. 1982. V. 2. P. 441–445.

*Ruban D.A.* Diversity dynamics of the Triassic marine biota in the Western Caucasus (Russia): A quantitative estimation and a comparison with the global patterns // Rev. Paléobiol. 2006. V. 25. P. 699–708.

*Ruban D.A., Tyszka J.* Diversity dynamics and mass extinctions of the Early-Middle Jurassic foraminifers: A record from the Northwestern Caucasus // Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol. 2005. V. 222. P. 329–343.

*Ruban D.A., Zerfass H., Pugatchev V.I.* Triassic synthems of southern South America (southwestern Gondwana) and the Western Caucasus (the northern Neotethys), and global tracing of their boundaries // J. South Amer. Earth Sciences. (In press).

*Tappan H., Loeblich A.R.* Foraminiferal evolution, diversification, and extinction // J. Paleontol. 1988. V. 62. P. 695–714.

# РАСЧЛЕНЕНИЕ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

**Л.А. Селькова**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Сыктывкар, Первомайская, 54; laselkova@mail.ru*

Юрские отложения широко распространены на территории севера Русской плиты. В частности? значительно развиты келловейские образования. В литературе, как правило, палеонтологическая характеристика этих отложений (главным образом палинологическая) приводится в целом для крупных районов: бассейна р. Сысолы, Мезенской синеклизы, реже бассейна р. Печоры [Чирва, Куликова, 1986]. Характеристики палинокомплексов, которые наиболее часто встречаются в рассматриваемых отложениях, обобщены [Добруцкая, 1973; Розанов, 1986]. Они не отражают своеобразия палинофлор на отдельных участках. Обнажения, в которых можно было бы наблюдать и изучать всю юрскую толщу в полном объеме, крайне редки. Естественные выходы или сильно задернованы, или вскрывают небольшую часть разреза. Изучение строе-

ния отложений и распределения в них ископаемых организмов в конкретных разрезах открывает возможности для их биостратиграфического расчленения и кореляции, а также уточнения их объема и генезиса в различных районах. Обнажения келловейского возраста известны в среднем течении р. Сысолы, у сел Вотча, Ыб, Визинга, Ягдор [Горючие сланцы ..., 1989; Киселев, 2006]. Объектом наших исследований явилось естественное обнажение, расположенное в двух километрах к югу от с. Ягдор (см. рисунок).

**Описание разреза.** От уреза воды наблюдается следующая последовательность (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песок мелкозернистый светло-серый, буровато-серый, слегка зеленоватый с конкрециями серного колчедана размером 0.05–0.1 м ..... 5

2. Глина буровато-серая, тонкослоистая, слабослюдистая, не известковистая. Встречаются отдельные конкреции сидерита и редкие мелкие конкреции серного колчедана ..... до 1.5

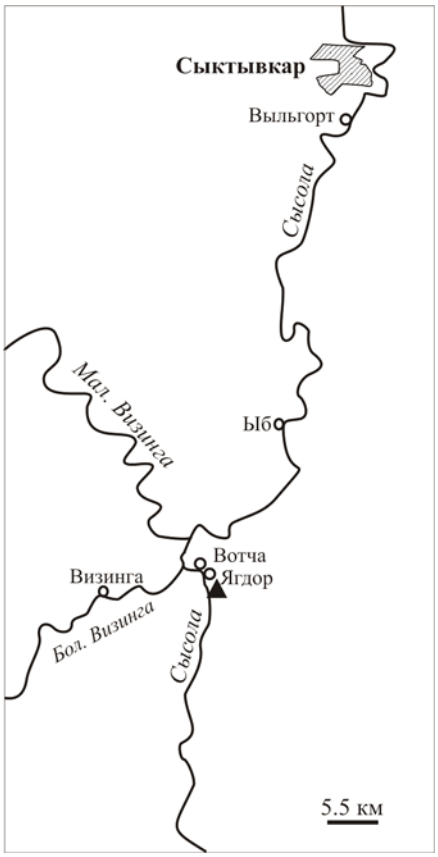
3. Сидерит плотный светло-серый или синевато-серый, окисленный с поверхности ..... до 0.2

4. Глина алевритистая, пепельно-серая, серо-зеленая, слабослюдистая с редкими конкрециями пирита и очень крупными до 1.2 м в диаметре конкрециями сидеритадо ..... 3

5. Песок крупнозернистый белый, светло-желтый, светло-коричневый косослоистый. В слое горизонт плотных темно-серых сидеритовых конкреций неправильной формы, сильно окисленных с поверхности .. 2

Для определения геологического возраста вмещающих отложений из слоев 2 и 4 отобраны образцы на палинологический анализ. Пыльца и споры присутствуют в достаточном количестве и отличаются хорошей сохранностью. Выделенные палиноспектры близки по составу миоспор, поэтому они объеденены в один палинокомплекс. Кроме спор и пыльцы во всех спектрах обнаружены цисты динофлагеллат и акритархи.

**Характеристика палинокомплекса.** Для комплекса характерно преобладание пыльцы голосеменных. В пыльцевой части доминантами является безмешковая пыльца *Classopollis*. Причем количество ее увеличивается по разрезу снизу вверх. Среди этой группы наиболее часто встречается вид *Classopollis classoides* Pflug, реже отмечаются *C. itunensis* Pocock, *C. minor* Pocock, *C. torosus* (Reissinger). Многочисленна и разнообразно представлена (в видовом отношении) группа двухмешковой пыльцы Disaccites. В спектрах обнаружены: *Piceapollenites exilioides* (Bolchovitina), *P. magnificus* (Bolchovitina), *P. mesophyticus* (Pocrovskaj), *P. singularae* (Bolchovitina), *P. variabiliformis* (Maljavkina) Petrosjanz, *Piceapollenites* sp., *Pinuspollenites divulgatus* (Bolchovitina), *P. pernobilis* (Bolchovitina), *Pinuspollenites* sp., а также *Podocarpidites major* (Naumova), *P. multesimus* (Bolchovitina), *P. multiformis* (Bolchovitina), *P. unicus* (Bolchovitina). Особенностью палинокомплекса является наличие значительного количества зерен *Sciadopityspollenites macroverrucosus* (Thiergart) Iljina, *S. mesozoicus* Couper, *S. multiverrucosus* Sachanova et Iljina. Постоянно присутствует в спектрах моносулькатная пыльца *Ginkgocycadophytus* sp. и *Bennettites* sp. Единично встречаются *Callialasporites dampieri* Balme и *C. trilobatus* Balme.




В споровой части комплекса доминируют споры *Cyathidites australis* Couper, *C. junctum* Kara-Mursa, *C. minor* Couper, *Cyathidites* sp. Содержание *Stereisporites* незначительно. Определены виды *Stereisporites antiquasporites* (Wilson et Webster) Dettmann, *S. bujargiensis* (Bolchovitina) Schulz, *S. insertus* (Bolchovitina) Semenova, *S. psilatus* (Ross) Pflug. В небольших количествах встречаются споры плауновидных (*Lycopodiumsporites intortivalis* (Sachanova et Iljina), *L. subrotundum* (Kara-Mursa), *Neoraistrickia rotundiformis* (Kara-Mursa) Tarasova), а также осмундовых папоротников рода *Osmundacidites* (*O. jurrasicus* (Kara-Mursa), *O. longirimosa* Klimova). Характерной чертой комплекса является постоянное, хотя и в небольших количествах, присутствие спор глейхениевых папоротников (*Gleicheniidites*). Среди них установлены виды *Gleicheniidites laetus* (Bolchovitina), *G. senonicus* (Ross) и *G. umbonatus* (Bolchovitina).

Местонахождение разреза в районе с. Ягдор. Обнажение обозначено треугольником.

Для выделенного палинокомплекса характерно наличие микрофитопланктона. Здесь обнаружены диноцисты (*Pareodinia, Peridinium* (?), *Chlamydophorella, Fromea, Gonyaulacysta, Olygosphaeridium*) и акритархи (*Micrhystridium, Verychachium*). Диноцисты встречаются главным образом в морских отложениях [Возженникова, 1965]. Анализ материала показал, что остатки микрофитопланктона распределены по разрезу неравномерно. Наибольшее количество и разнообразие наблюдается в спектрах, выделенных из слоя 2. Возможно, это связано с более благоприятными условиями для его развития при накоплении отложений этого слоя.

Полученные палинологические данные позволяют говорить об изменении условий осадконакопления в районе с. Ягдор. Эта территория была занята морским бассейном, о чем свидетельствуют остатки большого количества микрофитопланктона. На суше, по-видимому, господствовали ксерофитные хвойные, продуцирующие пыльцу *Classopollis*, постепенно вытеснившие голосеменные растения сем. Pinaceae, а также влаголюбивые папоротники. Небольшие более увлажненные участки занимали плауновые и сфагновые мхи. Вероятно, в этот период происходила аридизация климата.

Описанный палинокомплекс близок по составу спор и пыльцы к палинокомплексу из нижнекелловейских отложений естественного разреза с. ЫБ [Лавренко, Селькова, 2003], но он отличается процентными соотношениями основных групп миоспор, а также количеством микрофитопланктона. Для выделенного палинокомплекса характерно доминирование пыльцы ксерофитных хвойных (пыльца *Classopollis*), незначительная роль пыльцы древнего облика типа *Paleopicea, Protopicea, Protopodocarpus, Paleopinus,* бóльшее количество и разнообразие остатков микрофитопланктона. Поэтому считаем, что описанный палинокомплекс моложе, чем комплекс из нижнекелловейских отложений.

Возраст вмещающих отложений датируется как средне-позднекелловейский. Обоснование возраста дано на основе сопоставления с палинокомплексами, выделенных из одновозрастных отложений, охарактеризованных фауной [Добруцкая, 1973; Лыюров, Дурягина, 1994]. Состав спор и пыльцы сравниваемых палинокомплексов оказались очень сходными. Общим признаком также является доминирование *Classopollis* и обилие Dissacites.

## ЛИТЕРАТУРА


*Возженникова Т.Ф.* Введение в изучение ископаемых перидинеевых водорослей. М.: Наука, 1965. 155 с.

*Горючие сланцы* Европейского Севера СССР. Сыктывкар: КНЦ УрО АН СССР, 1989. 152 с.

*Добруцкая Н.А.* Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений северных районов Русской платформы и их значение для стратиграфии и палеофлористики // Палинология мезофита: Тр. III Междунар. палинол. конф. М.: Наука, 1973. С. 108–116.

*Киселев Д.Н.* Аммониты и биостратиграфия келловейских отложений (река Сысола у села Вотча, Русская платформа) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2006. Вып. 8. С. 47–69.(Прил. к журн. “Геология и геофизика”; Т. 47).

*Лавренко Н.С., Селькова Л.А.* Раннекелловейские палинокомплексы песчаной толщи сысольской свиты в Каргортском разрезе // Сыктывкарский палеонтологический сборник. Сыктывкар, 2003. С. 140–151. (Тр. Ин-та геологии; Вып. 114).

*Лыюров С.В., Дурягина Л.А.* Палеонтологическое обоснование расчленения юрских отложений среднего течения р. Вычегда // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского Севера-Востока России: Материалы XII Геол. конф. Республики Коми. Сыктывкар, 1994. Т. 2. С. 59–61.

*Розанов В.И.* Новые данные о стратиграфии юры севера Московской синеклизы // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С. 102–110.

*Чирва С.А., Куликова Н.К.* Сопоставление среднеюрских- келловейских песчаных отложений бассейнов рек Сысолы, Яренги и Печоры // Там же. С. 87–102.

# СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕБАЙОССКО-НИЖНЕГОТЕРИВСКИХ ФЛИШОИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АБХАЗИИ ПО МИКРОФАУНЕ

**В.А. Тодриа**

*Национальный музей Грузии, Институт Палеобиологии, Республика Грузия,0108, Тбилиси, Ниагврис, 4; e-mail: vtodria@mail.ru*

В Северо-Западной Абхазии, в междуречье верховьев рек Псоу и Бзыбь, в частности, в полосе между их притоками Безымянкой и Бавью, обнажаются флишеподобные терригенно-карбонатные хемипелагические отложения юго-восточного окончания Новороссийско-Туапсинского (Лазаревского) субфлишевого бассейна. В западной части этой полосы, в ущелье р. Псоу и на Гагринском хребте, такие осадки слагают северное крыло Козыркской антиклинали и Озерцойскую синклиналь, а на востоке, в бассейне р. Бзыби – северное крыло Битагской антиклинали и Пшица-Лакорозитаускую синклиналь. Отложения, слагающие эти структуры, литостратиграфически делятся на три свиты: верхнебайосско–батскую битагскую [Букия и др., 1971]; слабокарбонатно-терригенную, келловейско (верхнебатско?)–нижнеоксфордскую аибгинскую [Курочкин, 1941; Пайчадзе, 1978]; карбонатно-терригенную среднеоксфордско-готеривскую (нижнеготеривскую?) лакорозитаускую [Kakabadze, Thodria, 1998].

Основы исследования флишоидных образований Северо-Западной Абхазии заложены в начале прошлого века [Конюшевский, 1915], но более интенсивно их изучение проводилось с 30-х гг. XX в.: В. Курочкин, И. Кахадзе, Г. Чхотуа, С. Букия, Н. Химшиашвили, В. Славин, М. Эристави, И. Чубинидзе, И. Гамкрелидзе, Ш. Адамия, Т. Пайчадзе, Г. Кикодзе, В. Тодриа, М. Какабадзе, Р. Гамбашидзе и др. [Адамия и др., 1972].

В ущельях рек Псоу и Бзыбь, в северном крыле Козыркской антиклинали, обнажается верхнебайосско-батская слабокарбонатно-терригенная битагская свита (мощность 250-300 м), которая постепенно сменяет вулканогенно-осадочные образования байосской порфиритовой серии. Преимущественно батский возраст битагской свиты установлен на основании характерной аммонитовой фауны: *Thysanolytoceras* cf. *adeloides* (Kud.), *Oecotraustes fuscus* (Quenst.), *Oxycerites yeovilensis* Roll. и др. [Кахадзе, 1947; Церетели, 1968, 1989; Пайчадзе, 1978], а также в результате палинологического анализа [Карашвили, 1973]. С другой стороны, бедная фауна фораминифер, обнаруженная нами из битагской свиты, указывает скорее на позднебайосское время. В частности, вид *Sublamarckella* cf. *costifera* (Terq.) в основном известен из верхнего байоса, хотя реже встречается и в нижнем байосе и нижнем бате. *Ophthalmidium* cf. *infraoolithicum* (Terq.) распространен почти во всей средней юре, за исключением нижнего аалена. Также заслуживает внимание найденная в базальной формации аибгинской свиты позднебайосская форма *Lenticulina* cf. *subalatiformis* Dain.

Аибгинская свита по сравнению с битагской гораздо лучше охарактеризована макро- и микрофаунистически. В частности, В. Курочкин [1941] в средней и верхней частях аибгинской свиты, слагающей южное крыло Ах-Агской синклинали, отмечает определенные И. Кахадзе [1947] келловейские аммониты: *Sowerbyceras transiens* (Pomp.), *S. antecedens* (Pomp.), *S.* cf. *tietzei* Till. Т. Пайчадзе [1972] в ущелье р. Арашха, в нижней части аибгинской свиты найдены руководящие нижнекелловейские формы: *Kamptokephalites* cf. *subtrapecinus* (Waag.), *Pleurocephalites* cf. *tumidus* (Rein.), *Cadoceras elatmae* (Nik.) и др. Кроме того, он же в ущелье среднего течения р. Бзыбь, в окрестностях с. Псху, обнаружил как собственно келловейские (*Bomburites bombur* (Opp.), *Indosphinctes brenoni* Coll., *Choffatia* cf. *choffati* (Par. et Bonar.), *C. baluchistanensis* (Noetl.)), так и батско-келловейские формы (*Thysanolythoceras adeloides* (Kud.), *Partschiceras subobtusum* (Kud.), *Ptychophylloceras hommairei* (d′Orb.) и др.) [Пайчадзе, 1978].

Вертикальное распространение большинства обнаруженных здесь видов фораминифер не выходит за пределы келловея–нижнего оксфорда: *Lenticulina* (*D.*) cf. *calva* (Wisn.), *L. catascopium* (Mitjan.), *L. cultratiformis* Mjatl., *L.* cf. *communis* (Kuebl. et Zw.), *L.* cf. *simplex* (Kuebl. et Zw.), *L.* cf. *subgaleata* (Wisn.), *L.* cf. *tadeushi* Mak., *L. tumida caucasica* Mak., *L. uhligi* (Wisn.), *Epistomina* cf. *mosquensis* Uhl., *E.* cf. *parastelligera* (Hofk.), *E.* cf. *rjasanensis* Um. et K. Kuzn., *Globuligerina* cf. *oxfordiana* Grig. и др. С другой стороны, присутствие *Lenticulina* cf. *caucasica* (Ant.), *L.* cf. *labensa* (Ant.), *L.* cf. *psebaica* (Ant.) и *Reinholdella* cf. *epistominoides* (Kapt.), известных из байос-батских отложений Северного Кавказа, указывает на позднебатский возраст нижней части аибгинской свиты.

В междуречье Безымянки и Бавью на аибгинской свите без какого-либо несогласия залегает карбонатная серия, нижняя, среднеоксфордско-нижнеготеривская часть которой выделена в лакорозитаускую свиту. В этой толще обособлено несколько биостратонов по микрофауне.

Основание карбонатной серии со средне- и верхнеоксфордскими микрофоссилиями (мощность 10-30 м) прослежена в разрезах Безымянки, Озерцо и Лакорозитау. Здесь обнаружен следующий комплекс фораминифер: *Astacolus varians* (Born.), *Lenticulina* cf. *hebetata* (Schw.), *L. ovatoacuminata* (Wisn.), *L. russiensis* (Mjatl.), *L. ruesti* (Wisn.), *Planularia* cf. *alberti* (Schw.), *Epistomina* cf. *limbata* Kapt. и др. Большенство из них не встречаются выше среднего и верхнего оксфорда, а *L. hebetata* и *P. alberti* характерны лишь для указанного интервала.

Единый уровень окремненных и доломитизированных известняков мощностью от 35–40 до 75–80 м установлен в разрезах Озерцо и частично – Лакорозитау, содержащих микрофауну верхнего оксфорда и нижнего кимериджа. Кроме руководящей позднеоксфордско-кимериджской формы *Mesoendothyra* sp., в этих образованиях определены в основном позднеоксфордско-раннекимериджские виды фораминифер: *Lenticulina* cf. *brueckmanni* (Mjatl.), *L.* cf. *repanda* Kapt., *L.* cf. *russiensis* (Mjatl.), *L.* cf. *wisniowski* (Mjatl.), *Trocholina conica* (Schlumb.).

Слои окремненных органогенных известняков (мощность 25–30 м) разрезов Безымянки и Пшица, содержат обедненные комплексы фораминифер с *Spirillina* cf. *elongata* Biel. et Poz., *Trocholina* cf. *alpina* (Leup.), *T.* cf. *elongata* (Leup.) и др., вероятнее всего верхнего кимериджа – среднего титона.

На хр. Лакорозитау и в верховьях р. Агепста в слабодоломитизированных известняках со стяжениями кремня установлен характерный для верхнего титона комплекс тинтиннид, который позволяет убедительно датировать вмещающие слои (мощность 45–50 м) поздним титоном: *Praetintinnopsella* sp., *Calpionella alpina* Lor., *C. elliptica* Cad., *Crassicollaria brevis* Rem., *C. intermedia* (D. Delga), *C. massutiniana* (Col.), *C. parvula* Rem., *Tintinnopsella remanei* Borza.

За позднетитонскими кремнистыми известняками хр. Лакорозитау стратиграфически выше следует пачка среднеслоистых известняков и полосчатых среднеслоистых песчанистых известняков и мергелей (мощность до 100 м), содержащих кальпионеллид: *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.), *T. colomi* Boll., *T.* cf. *doliphormis* (Col.), *T. longa* (Col.), *Remaniella* cf. *cadischiana* (Col.). Учитывая находки заведомо верхнеберриасских микрофоссилий в перекрывающих толщах, этот комплекс с определенной степенью условности можно датировать ранним берриасом.

Следующие выше среднеслоистые кристаллические известняки (мощность 60–65 м) содержат позднеберриасско-валанжинскую ассоциацию кальпионеллид. Интересны находки *Calpionellopsis oblonga* (Cad.), которые не встречены ниже верхнего берриаса. Также в комплексе определены *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.) и *Calpionellopsis* cf. *simplex* (Col.).

В мульде синклинали Лакорозитау зафиксированы среднеслоистые пелитоморфные известняки (мощность 40–45 м), которые, кроме раннемеловых кальпионеллид (*Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.) и *T. longa* (Col.)) содержат определенные до рода готеривско-маастрихтские фораминиферы *Hedbergella* sp., что указывает на поставланжинский возраст вмещающих слоев.

Возможно, в восточной части (в пределах Абхазии) Новороссийско-Туапсинской (Лазаревской) зоны, а именно, на южных склонах хребтов Агепста и Лакорозитау, в полосе распространения флишоидных отложений в мульде опрокинутого на юг изоклинально смятого синклинория, по-видимому, обнажаются и более молодые образования, в частности, верхняя часть нижнего мела и почти весь верхный мел, как на это указывают остатки планктонной микрофауны, изученные Т. Кутателадзе, И. Чубинидзе и Д. Ахвледиани.

## ЛИТЕРАТУРА


*Адамия Ш.А., Ананиашвили Г.Д., Ахвледиани Д.Г., Гамбашидзе Р.А., Какабадзе М.В., Кикодзе Г.С., Маисадзе Ф.В., Пайчадзе Т.А., Салуквадзе Н.Ш., Тодрия В.А., Кишмарейшвили Ц.Ш.* Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1972. 205 с.

*Букия С.Г., Колосовская О.В., Абамелик Е.М.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых Абхазской АССР: Объясн. зап. Мин-во геологии СССР. М., 1971. 337 с.

*Карашвили Б.Д.* К палинологической характеристике юрских отложений Абхазской АССР // Палинологический метод в стратиграфии: Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 195. Л., 1973. С. 60–72.

*Кахадзе И.Р.* Грузия в юрское вреия // Труды ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1947. Т. III. 371 с.

*Конюшевский Л.К.* Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе. Материалы для геологии Кавказа. Сер. IV, кн. 1. 1915.

*Курочкин В.И.* Очерк геологического строения части Гагрского и Гудаутского р-нов АССР Абхазии и предварительное сообщение о геотектоническом строении южного склона Большого Кавказа в пределах последней // Фонды Департамента геологии Грузии. Тбилиси, 1941.

*Пайчадзе Т.А.* О возрасте "битагской свиты" // Проблемы геологии Грузии. 1978. С. 205–210. (Труды ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 59).
*Церетели И.Д.* Батские аммониты Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1968. 99 с.
*Церетели И.Д.* Батские оппелиды Закавказья. Тбилиси, 1989. 128 с.
*Kakabadze M., Thodria V.* On the Upper Tithonian-Barremian hemipelagic facies in North-Western Abkhazia // Proceedings of the Geological Institute of Georgian Academy of Sciences. Tbilisi: Mecniereba, 1998. P. 67–71.

## ТРИАСОВЫЙ ЭТАП ЭВОЛЮЦИИ ПОЛИМОРФИНИД (FORAMINIFERA)

**А.В. Ядренкин**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: YadrenkinAV@ipgg.nsc.ru*

Полиморфиниды представляют своеобразное семейство фораминифер, включающее роды с большой изменчивостью морфологических признаков и объединяющие как свободноживущие многокамерные и однокамерные, так и прикрепленные формы. Наибольшую группу составляют формы со спирально-коническим характером навивания камер (подсемейство Polymorphininae). Основополагающими трудами, посвященными проблемам систематики семейства Polymorphinidae, являются работы Д. Кушмана и И. Озавы [Cushman, Ozawa, 1929, 1930], В.И. Кузиной [1976]. В них авторами на основе огромного монографического материала разработаны терминология морфологических признаков, систематика, рассмотрено происхождение, предложены схемы предполагаемого филогенеза.

Полиморфиниды известны с перми [Воронов, 1953; Герке, 1961], но свое массовое развитие получили в мезо-кайнозое и существуют ныне. Несмотря на достаточно хорошую изученность мезо-кайнозойских представителей семейства в целом, триасовый этап их развития практически не изучен. Так, в филогенетических схемах семейства Polymorphinidae В.И. Кузиной [1976] и подотряда Lagenina в целом у Х. Таппан и А. Леблика [Tappan, Loeblich, 1988] триас охарактеризован всего тремя родами полиморфинид.

Монографические исследования верхнетриасовых полиморфинид проводились на севере Аляски [Tappan, 1951], Австрии [Kristan-Tollmann, 1964], Италии [Dallan, Nardi, 1964]. В остальных известных публикациях сведения о полиморфинидах приведены лишь в списочном составе, в лучшем случае дано их изображение. Автором в результате монографического изучения коллекции полиморфинид из триасовых отложений о. Котельный (Новосибирские острова) и севера Сибири описан комплекс, который по своему таксономическому разнообразию превосходит все ранее известные в триасе [Ядренкин, 2009]. Впервые для триаса Сибири и Бореальной области в целом были установлены роды *Sigmomorphina, Paleopolymorphina, Globulina, Bullopora,* причем уровни их появления оказались более древними, чем это считалось ранее [Кузина, 1976; и др.]. В свете полученных результатов триасовый период представляется важным начальным этапом в эволюции полиморфинид, требующим более детального изучения для понимания происхождения и филогении семейства. Цель проведенного исследования заключалась в обобщении всех опубликованных за последние годы данных по полиморфинидам триаса, уточнении таксономического состава, выявлении закономерностей их стратиграфического и биогеографического распространения, определения времени появления и максимального расцвета таксонов в триасе. В работе была использована систематика семейства по А. Леблих и Х. Таппан [Loeblich, Tappan, 1988] с уточнениями по некоторым родам и терминологией по В.И. Кузиной [1976].

**Результаты и их обсуждение.** Триасовые полиморфиниды на севере Сибири представлены девятью родами и 40 видами. Главным образом это спирально-конические формы – 7 родов (*Eoguttulina, Pyrulinoides, Pyrulina, Paleopolymorphina, Sagoplecta, Sigmomorphina, Globulina*), также присутствуют прикрепленные – 1 род (*Bullopora*) и однокамерные – 1 род (*Oolina*).

По результатам анализа стратиграфического, биогеографического распространения и динамики таксономического разнообразия полиморфинид в пермских и триасовых отложениях Мира выделяются следующие этапы: пермский, среднетриасово-карнийский, норийский и рэтский (см. рисунок).

*Пермский.* Появление первых полиморфинид, которые происходят от палеозойских маргинулин или вагинулин [Кузина, 1976], древнейшим является вид *Eoguttulina permiana* Voronov из казанского яруса

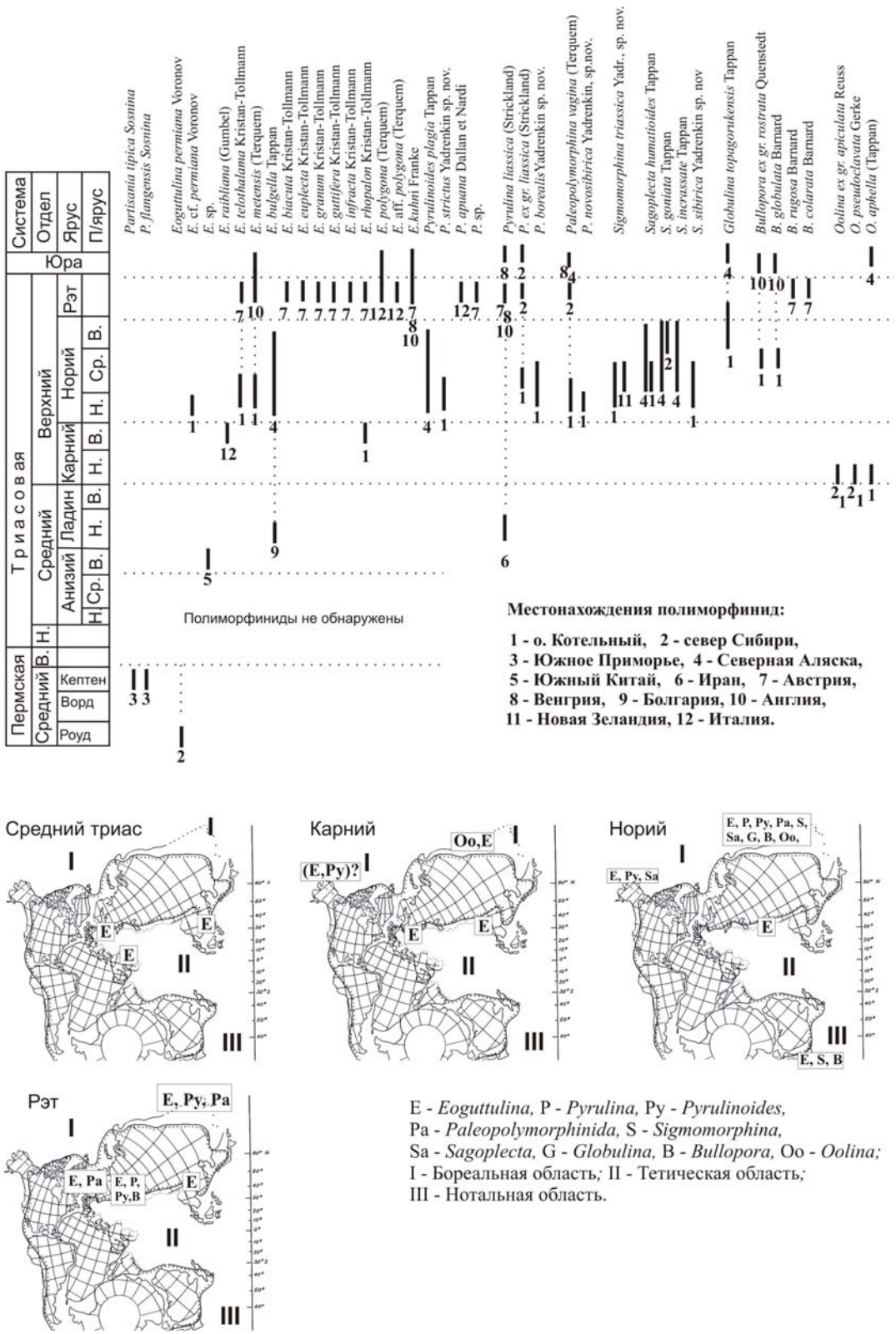



**Рис. 1.** Стратиграфическое и палеогеографическое распространение полиморфинид в триасе.

перми Нордвикского района севера Сибири [Воронов, 1953; Герке, 1961]. По поводу его появления и происхождения существует мнение Х. Таппан и А. Леблих, которые считают, что настоящие полиморфиниды появились лишь в позднем триасе и происходят от пермского рода *Partisania* Sosnina 1978, выделенного ими в отдельное семейство Partizaniidae [Tappan, Loeblich, 1988]. Следует отметить, что род *Partisania* Sosnina происходит из чандалазского горизонта Южного Приморья [Соснина, 1978] и, по нашему мнению, обосновано относился к полиморфинидам. Согласно современной стратиграфической схеме, пермской системы [Котляр, 1997; и др.] казанский ярус отвечает нижней части средней перми (роудский ярус), а чандалазский горизонт – верхнему кептенскому ярусу. Таким образом, первые *Eoguttulina permiana* более древние, чем предполагаемый предок – род *Partisania*.

*Среднетриасово- карнийский.* В нижнем триасе полиморфиниды не установлены. В среднем триасе они представлены только эогуттулинами, достоверные находки которых известны лишь из тетических регионов (см. рисунок). Самое раннее их появление отмечается в верхнем анизии Южного Китая [Kristan-Tollmann, 1983], позднее в нижнем ладине Болгарии [Trifonova, 1983], ладине Ирана [Oberhauser, 1960]. В карнии эогуттулины продолжают существовать в Тетисе (Восточный Тибет [He Yan, 1980], Италия [Gumbel, 1869]) и впервые регистрируются в бореальных палеоакваториях. Однако в силу неудовлетворительного состояния микропалеонтологической изученности формации Шублик, возраст слоев с первыми полиморфинидами на севере Аляски [Bergquist, 1966] принимается нами как условно карнийский. На севере Сибири в раннем карнии отмечается появление однокамерных оолин, а в конце века – эогуттулин [Герке, 1979].

*Норийский.* Время "расцвета" полиморфинид в бореальных регионах. Они становятся постоянным элементом в фораминиферовых комплексах на севере Аляски [Tappan, 1951; Bergquist, 1966] и особенно на севере Сибири, где зачастую относительно многочисленны и таксономически разнообразны. Так, в конце раннего нория в фазу obrucevi отмечается их массовое появление на севере Сибири [Ядренкин, в печати]. Здесь наряду с эогуттулинами впервые появляются представители родов *Pyrulinoides, Paleopolymorphina, Pyrulina, Sigmomorphina* и бореального эндемичного рода *Sagoplecta*. В среднем нории отмечено появление *Globulina* и *Bullopora.* Распространение полиморфинид фиксируется и в нотальной области [Strong, 1984; Hornibrook et al., 1989], причем на относительно изохронном с Сибирью уровне (отамитанский ярус = средний норий) с присутствием общих видов. В Тетисе полиморфиниды редки и представлены лишь эогуттулинами [Trifonova, 1983].

*Рэтский.* Полиморфиниды представлены родами *Eoguttulina,* Pyrulinoides*, Paleopolymorphina*, *Pyrulina*. В бореальной области полиморфиниды редки и малочисленны, на севере Средней Сибири они встречены в прибрежно-морских мелководных обстановках (тумулская свита). В тетических бассейнах полиморфиниды, за исключением рифовых фаций, встречаются повсеместно в условиях внутренних рифовых лагун, в предрифовых фациях открытого моря и в эпиконтинентальных морских бассейнах [Dallan, Nardi, 1964; Kristan-Tollmann, 1964;He Yan, 1980; Hallam, Shaarawy, 1982; Oravecz-Scheffer, 1987; He Yan, Norling, 1991; и др. ]. Наиболее характерны они для пограничных с юрой слоев (фаза contorta), где они многочисленны и распространены повсеместно [Hallam et al., 1982; Copestake, 1989].

Таким образом, в среднем триасе полиморфиниды малочисленны, спорадически встречаются в некоторых регионах Тетиса и к концу карнийского века проникают в бореальную область, где в норийском веке начинают быстро эволюционировать. Резкий скачок формообразования и распространения полиморфинид в триасе, пришедшийся на севере Сибири на конец раннего–начало среднего нория, совпадает с началом ранненорийской трансгрессии, достигшей в Бореальной области своего максимума в среднем нории [Курушин, 2001].

Основное направление морфогенеза спирально-конических полиморфинид заключается в изменении формы раковины и характера навивания камер. Наиболее древним типом навивания считается спирально-коническое многорядное, как у рода *Eoguttulina* [Кузина, 1976]. Установлено, что возникновение основных морфологических типов полиморфинид произошло уже в позднем триасе, а не в ранней–средней юре, как считалось ранее [Кузина, 1976]. Так, в раннем нории появляются представители родов со спирально-коническим трехрядным (*Pyrulina*) и сигмолиновым (*Sigmomorphina*) навиванием, а также с билатерально-симметричным двухрядным (роды *Pyrulinoides, Paleopolymorphina, Sagoplecta*).

Автор глубоко признателен А.Г. Константинову за полезные советы и замечания при написании статьи и А.Г. Клец за ценные консультации по вопросам стратиграфии и корреляции пермской системы.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64205, №07-05-00204.*

## ЛИТЕРАТУРА


*Воронов П.С.* О находке достоверных палеозойских представителей семейства Polymorphinidae // Труды НИИГА. Т. 72. Л., 1953. С. 150–153.

*Герке А.А*. Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 519 с. (Тр. НИИГА. Т. 120).

*Герке А.А.* Фораминиферы // Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии / А.С. Дагис, Ю.В. Архипов, Ю.М. Бычков (ред.) М.: Наука, 1979. С. 156–160. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 447).

*Котляр Г.В.* Опорные корреляционные уровни пермской системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 7. С. 35–50.

*Кузина В.И.* Фораминиферы семейства Polymorphynidae СССР. Л.: Недра, 1976. 191 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 359).

*Курушин Н.И.* Триасовые трансгрессии и регрессии и морская биота севера Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 1. С. 28–38.

*Соснина М.И.* О фораминиферах Чандалазского горизонта поздней перми Южного Приморья // Верхний палеозой Северо-Восточной Азии. Владивосток: Изд-во ДВ НЦ АН СССР, 1978. С. 24–43.

*Ядренкин А.В. Т*риасовые полиморфиниды Севера Сибири // 2009. (В печати).

*Bergquist H.R.* Micropaleontology of the Mesozoic Rocks of Northern Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Papr. Washington, 1966. V. 302-D. P. 1–227.

*Copestake P.* Triassic. Stratigraphical Atlas of fossil Foraminifera. Second Edition // Brit. Micropal. Soc. / D.G. Jenkins, J.W. Murray (Eds.) 1989. P. 97–124.

*Cushman J.A., Ozawa Y.* A Revision of Polymorphinidae // Jap. J. Geol. Geogr. Tokyo. 1929. V. VI, N 3–4. P. 79–83.

*Cushman J.A., Ozawa Y.* A monograph of the foraminiferal family Polymorphinidae recent and fossil // Proc. U. S. Nat. Mus. 1930. V. 77. P. 1–195.

*Dallan L., Nardi R.* Polymorphi nidae nel retico delle Alpi Apuane (zona ad Avicula contorta Portl.) // Boll. della Soc. Geol. Ital. 1964. V. 83. P. 191–201.

*Gumbel C.W.* Uber Foraminiferen, Ostracoden und mikroskopische Tier-Uberreste in den St. Cassianer und Raibler Schichten // Jahrb. Geol. Reichsanst. 1869. V. 19. P. 175–186.

*Hallam A., Shaarawy Z.* Salinity reduction of the end-Triassic sea from the Alpine region into northwestern Europe // Lethaia. 1982. V. 15, N 2. P. 169–178.

*He Yan.* Sketch of the Triassic Foraminiferal biostratigraphy of Northwestern Sichuan (Szechuan), China // Riv. Ital. Paleont. 1980. V. 85, N 3–4. P. 1167–1174.

*He Yan, Norling E.* Upper Triassic Foraminifera and stratigraphy of Mianzhu, Sichuan province, Chine // Sver. Geol. Unders. Ser. Ca, NB 76. 1991. P. 1–47.

*Hornibrook N. de B., Brazier R.C., Strong C.P.* Manual of New Zealand Permian to Pleistocene Foraminiferal Biostratigraphy // New Zealand Geol. Surv. Paleontol. 1989. Bull. N 56. P. 1–175.

*Kristan-Tollmann E.* Die Foraminiferen aus den rhatischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut // Jahrb. Geol. Bundesanst Sonderband. 1964. N 10. P. 1–189.

*Kristan-Tollmann E.* Foraminiferen aus dem Oberanis von Leidapo bei GuiYang in Sudchina // Mitt. Oster. Geol. Ges. 1983. V. 76. P. 289–323.

*Loeblich A., Tappan H.* Foraminiferal Genera and their classification. N. Y. 1988. V. 1–2. 1182 p.

Oravecz-Scheffer A. Triassic foraminifers of the Transdanubian Central Range // Geologica Hungarica, Ser. Paleontol. Budapestini: Martius. 1987. V. 50. 331 p.

*Oberhauser R.* Foraminiferen und Mikrofossilien “incertae sedis” der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien // Jh. Geol. B. A. 1960. Bd. 5. S. 5–46.

*Strong C.P.* Triassic Foraminifera from Southland Syncline, New Zealand // Bull. New Zealand Geol. Surv. 1984. V. 52. P. 1–62 p.

*Tappan H.* Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. Triassic Foraminifera // Geol Surv. Prof. Paper. Washington, 1951. V. 236-A. P. 5–20.

*Tappan H., Loeblich A. F*oraminiferal evolution, diversification, and extinction // J. Paleontol. 1988. V. 62, N 5. P. 695–714.

*Trifonova E.* Correlation of Triassic foraminifers from Bulgaria and some localities in Europe, Caucasus and turkey // Geol. Balcan. 1983. V. 13, N 6. P. 3–24.

# МИКРОБИОТЫ КАЙНОЗОЯ: ПРОБЛЕМА БИОСТРАТИГРАФИИ, ПАЛЕОЭКОЛОГИИ, ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

## ЗОНАЛЬНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОЦЕНОВЫХ И НИЖНЕЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЕНИИ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

**Ф.А. Айрапетян**

*Институт геологических наук НАН РА, 0019, Ереван, просп. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения; e-mail: hayrapetyan@geology.am*

Палеоцен-нижнеэоценовые отложения на территории Армении наиболее распространены в пределах Еревано-Вединского синклинориума (северо-восточная часть Приараксинской тектонической зоны), где известны естественные обнажения у с. Барцруни (северный склон г. Ерах), в верховьях р. Веди, на правом берегу р. Хосров, на юго-западном склоне г. Катуц и в ущелье Боротахбюр. Здесь палеогеновые отложения залегают на размытой поверхности отложений маастрихтского возраста. Наиболее изученными в данном районе являются планктонные фораминиферы, по которым уже установлены зоны [Крашенинников и др., 1985; Мартиросян, 1986; Айрапетян, 2003, 2007], тогда как данных по бентосным фораминиферам пока значительно меньше. Автором определено около 100 видов палеоценовых и нижнеэоценовых бентосных фораминифер, что позволило выделить зоны и провести их калибровку с зонами по планктонным фораминиферам. В пределах изучаемого региона изучены пять детальных разрезов, наиболее представительным из которых является разрез в ~5км к северо-востоку от с. Урцадзор. Ниже приводится описание сводного разреза (см. рисунок).

**Нижний палеоцен (даний).** Флишевые отложения датского возраста, с небольшим угловым несогласием залегающие на мергелях маастрихта, представлены чередованием глин, мергелистых глин и мергелей серого, зеленовато-серого, оливкого серого, темно-серого и светло-серого цвета общей мощностью около 160 м. Микрофауна этих отложений сильно отличается от нижележащих. Здесь полностью исчезают представители рода *Globotruncana* и многие другие таксоны фораминифер, характерные для маастрихтских отложений. В пределах дания выделяются три зоны по плактонным фораминиферам: Eoglobigerina taurica, Globoconusa daubjergensis и Acarinina inconstans. Согласно нашим новым данным, этим зонам соответствуют две зоны по бентосным фораминиферам: Verneuilina kelleri и Anomalina danica. Основание дания характеризуется очень мелкими формами, редко определимыми до вида. В зоне Verneuilina kelleri наряду с некоторыми меловыми формами (*Stensioeina whitei* Morozova, *S. caucasica* Bub., *Marssonella oxycona* Reuss) присутствуют *Clavulinoides asperus* Cushman, *Vulvulina fursenkoi* Morozova, *Marginulinopsis jarvisi* (Morozova), *M. plenicostata* (Martirosjan), *Remesella varians* Glaessner, *Rotalia dvinensis* Martirosjan, *Gavelinella umbilicata* (Brotzen), *Dorothia retusa* Cushman, *Verneuilina kelleri* Morozova, *Gaudryina gapilensis* Morozova, *Cibicidoides commatus* (Morozova), *C. proprius* (Schwager), *Anomalinoides welleri* (Vassilenko).

Верхняя часть этого интервала характеризуется присутствием видов *Anomalina danica* Brotzen, *A. grandis* Vassilenko, *A. gigantica* Martirosjan, *A. umbonimagna* Martirosjan, *Vulvulina fursenkoi* Morozova, *Nuttallides truempyi* Nuttall, *Gyroidinoides octocameratus* (Cushman et Hanna), *Falsoplanulina ekblemi* Brotzen, *Vacuovalvulina keyzeri* (Bellen), *Bolivinopsis kurtishensis* Balakhm., *Arenobulimina* sp., *Arenobulimina presli* Reuss, *Pullenia coryelli* White. Здесь наблюдается доминирование вида *Anomalina danica*, а также в большом количестве встречаются некоторые виды зоны Verneuilina kelleri. В разрезе юго-западного склона г. Котуц зона Anomalina danica (мощность отложений около 45–60 м) соответствует зоне планктонных фораминифер Acarinina inconstans. Верхняя граница этой зоны определяется нечетко.

**Верхний палеоцен. Зеландский ярус.** Отложения зеландского возраста почти не содержат макрофауны, поэтому их расчленение, как и установление границы между датским и зеландским ярусами, невозможно провести без детального изучения планктонных фораминифер. Отложения верхнего палеоцена согласно

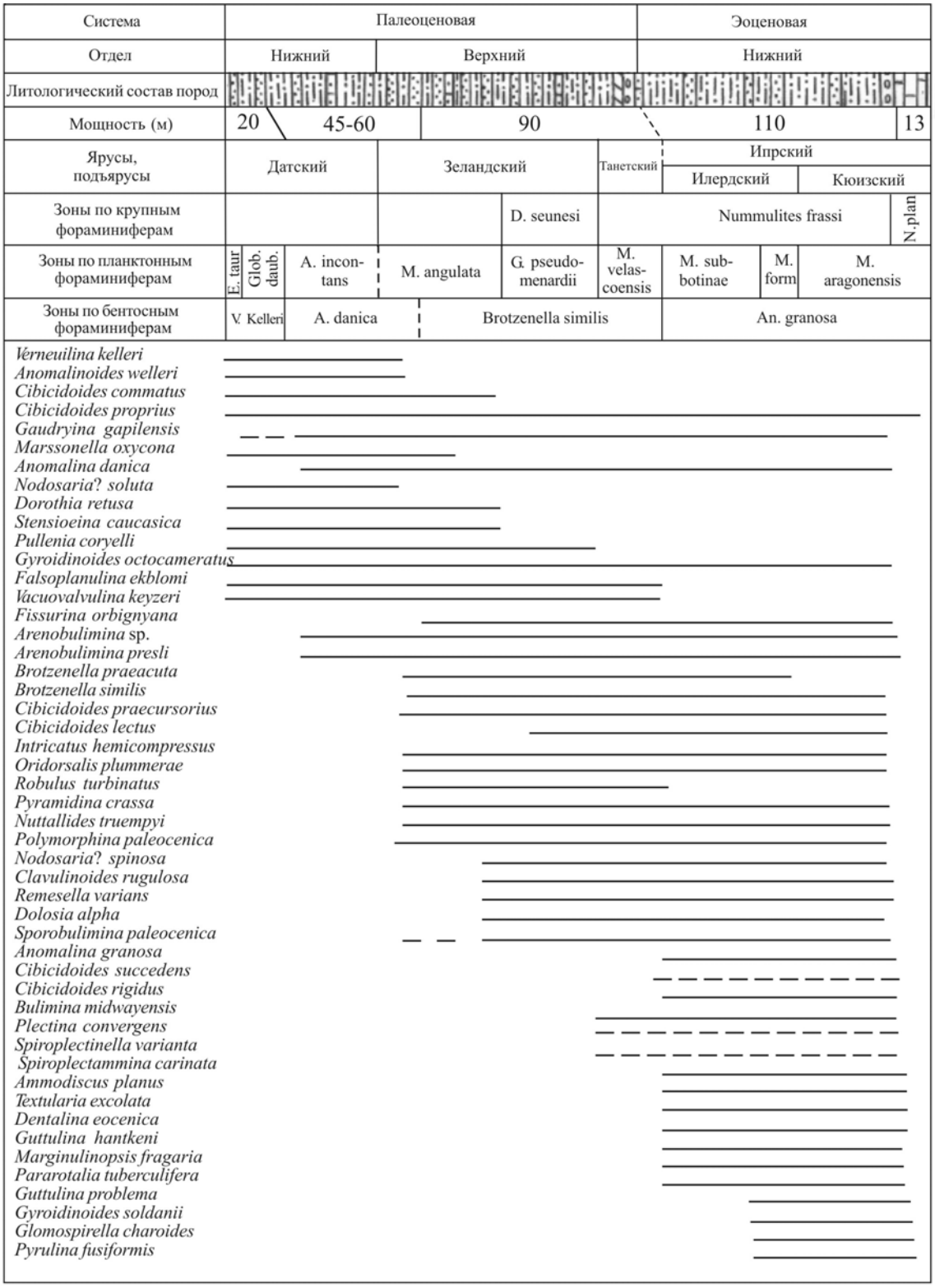



Рис. 1. Распространение бентосных фораминифер в разрезе Урцадзор.

1 конгломераты
2 песчаники
3 алевролиты
4 известняки
5 карбонатные песчаники
6 мергели

залегают на нижнепалеоценовых и представлены в основном неравномерным чередованием серых, ярко-серых, красно-бурых глин, мергелистых глин и маломощных прослоев песчаников, в них встречаются конкреции пиролюзита и участки, пропитанные окислами марганца или железа. В разрезе г. Котуц между зонами Acarinina inconstans и Morozovella angulata отмечаются более плотные известковистые песчаники мощностью 4 м, внутри которых органические остатки не обнаружены. Выше по разрезу залегают более глинистые разности серых алевролитов.

Результаты изучения бентосных фораминифер из верхнепалеоценовых отложений представлены на рисунке. Отметим, что состав комплексов микрофауны на границе нижнего и верхнего палеоцена претерпевает существенные изменения: целый ряд форм нижнего палеоцена исчезает, а многочисленные меловые формы уже полностью отсутствуют. Комплексы микрофауны верхнего палеоцена характерны в основном для мелководных обстановок. Эти комплексы также широко распространены в отложениях верхнего палеоцена в Крымско-Кавказской провинции и за ее пределами. В зеландской части разреза выделены две зоны по плактонным фораминиферам: Morozovella angulata и Globorotalia pseudomenardii. По бентосным фораминиферам этому стратиграфическому интервалу соответствует часть зоны Brotzenella similes, характеризующаяся в глинистых алевролитах видами *Brotzenella similis* Bugrova, *Brotzenella praeacuta* Vassilenko, *Brotzenella* spp., *Cibicidoides praecursorius* Shwager, *C. lectus* Vassilenko, *C. ventratumidus* Vassilenko, *Intricatus hemicompressus* Morozova, *Oridorsalis plummerae* Brotzen, *Eponides*? *sparksi* White, *Eponides*? *saginaris* N. Bykova, *Robulus turbinatus* Plummer, *Pyramidina crassa* Brotzen, *Fissurina orbignyana* Sequenza, *Elipsonodosaria plummerae* Cushman et Todd, *Nodosaria spinosa* Cushman, *Clavulinoides rugulosa* ten Dam et Sigal, *Remesella varians* Glaessner, *Robulus* spp., *Polimorphina paleocenica* Brotzen, *Pseudoglandulina parallela* Masson, *Sporobulimina paleocenica* Bugrova, *Marssonella indentata* Cushman et Jarvis, *Osangularia velascoensis* Cushman, *Bolivinoides delicatulus* Cushman, *Remesella varians* Glaessner, а также *Stensioeina caucasica*, *Pullenia coryelli*, *Anomalina danica*, *Nuttallides truempyi* и др. Мощность этой зоны в изученном разрезе составляет около 90 м.

**Танет.** В разрезе г. Котуц отложения зеландского возраста перекрываются слабо известковистыми зеленовато-серыми среднезернистыми песчаниками мощностью около 30 м, отвечающими танетской зоне Globorotalia pseudomenardii по планктонным фораминиферам [Айрапетян, 2007]. Выше по разрезу наблюдаются прослои известковистых песчаников ржаво-желтого цвета, соответствующие зоне Morozovella velascoensis (P5) по планктонным фораминиферам. В этом интервале появляются следующие таксоны бентосных фораминифер: *Cibicidoides succedens* N. Bykova, *C. rigidus* N. Bykova, *Dolosia alpha* Bugrova, *Bolivina midwayensis* Cushman, *Nodosaria spinosa* Cushman, *Sporobulimina paleocenica* Bugrova, *Clavulinoides rugulosa* ten Dam et Sigal. (вторая половина зоны Brotzenella similis).

**Нижний эоцен (ипр).** Начало раннеэоценовой эпохи в изученном районе ознаменовалось морской трансгрессией (в южном крыле Шагапской антиклинальной складки нижне-эоценовые отложения несогласно располагаются на известняках палеозоя) и в этой связи усиленным видообразованием среди фораминифер и других групп организмов [Григорян, 1988; Крашенинников и др., 1985]. Таким образом, граница между палеоценом и нижним эоценом хорошо устанавливается как по смене литологического состава пород, так и по изменению комплексов ископаемых фаунистических остатков. Если палеоценовые нуммулиты и орбитоиды в Армении обнаружены в единичных пунктах, то нижнеэоценовые распространены на довольно обширной площади. Отложения, соответствующие первой эоценовой зоне Morozovella subbotinae (P6) по планктонным фораминиферам, представлены желтовато-зелеными песчанистыми глинами с прослоями крупнозернистых известковистых песчаников, алевролитов и гравелитов. В вышележащих песчанистых глинах установлены зоны Morozovella formosa и Morozovella aragonensis по планктонным фораминиферам. Среди бентосных фораминифер здесь встречены следующие виды: *Ammodiscus planus* Loebl., *Plectina convergens* Keller, *Spiroplectinella varianta* Vassilenko, *Spiroplectammina carinata* Orbigny, *Clavulinoides rugulosa* ten Dam et Sigal, *Textularia excolata* Cushman, *Dentalina eocenica* Cushman, *Marginulinopsis fragaria* Gumbel, *M. mrexicana* Nuttall, *Paragaudrina pseudonavarroena* Balakh., *Pararotalia tuberculifera* Reuss, *Guttulina problema* Orbigny, *G. hantkeni* Hofker, *Anomalina granosa* Hantken, *A. danica* Brotzen, *Cibicidoides succedens* Brotzen, *Cibicidoides* spp., *Gyrodinoides soldanii* Orbigny, *Bulimina midwayensis* Plummer, *Bolivinoides aragonensis* Nuttall, *Glomospirella* (=*Repmanina*) *charoides* Park et Jones, *Pyrulina fusiformis* Roem. На основании состава этого комплекса выделена зона бентосных фораминифер Anomalina granosa (основание зоны устанавливается по первому появлению вида-индекса). Ее стратиграфический интервал соответствует объему трех зон по плактонным фораминиферам: Morozovella subbotinae, M. formosa и M. aragonensis. Общая мощность отложений, соответствующих зоне Anomalina granosa составляет около 120 м. Разрез заканчивается известняками мощностью около

13 м, где практически исчезают мелкие бентосные фораминиферы и появляется вид крупных фораминифер *Nummulites planulatus* (Lamarsk) (определение С.М. Григорян).

Комплексы мелких фораминифер палеоцена и нижнего эоцена Южной Армении весьма интересны и своеобразны. Их особенностью является "промежуточный" характер по сравненю с микрофауной из одновозрастных отложений Северного Кавказа и Крыма [Субботина, 1953; Халилов, 1967; Крашенинников, 1969; Шуцкая, 1970; Бугрова, 1986; Крашенниников и др., 1985; Бугрова и др., 2005], а также ряда областей Тихого, Атлантического, Индийского океанов и Средиземноморья [Hottinger, 1960a, b; Bolli, 1973; Berggren et al., 1995; Serra-Kiel et al., 1998; Steurbaut, Sztrakos, 2002].

Таким образом, по нашим данным, по бентосным фораминиферам в палеоценовых отложениях выделяются зоны Verneuilina kelleri, Anomalina danica и Brotzenella similes, а в нижнеэоценовых отложениях – зона Anomalina granosa.

## ЛИТЕРАТУРА


*Айрапетян Ф.А.* К ярусному подразделению палеогеновых отложений Армении // Изв. НАН РА "Науки о Земле". 2003. № 2. С. 14–17.

*Айрапетян Ф.А.* Новые данные по планктонным фораминиферам в разрезах палеоцена приараксинской тектонической зоны Малого Кавказа // Изв. НАН РА "Науки о Земле". 2007. № 3. С. 3–15.

*Бугрова Э.М.* Характерные виды фораминифер из эоценовых отложений южных районов СССР. 1986. 16-В. 32 с. (Деп. ВИНИТИ)

*Бугрова Э.М., Гладкова В.И., Дмитрева Т.В., Невзорова Л.С., Пинчук Т.В., Подобина В.М., Тверская Л.А., Тур Н.А., Фрегатова Н.А., Нильва О.А.* Фораминиферы кайнозоя: Практическое руководство по микрофауне. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. Т. 8. 323 с.

*Григорян С.М.* Нуммулиты и орбитолиды Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1986. 216 с.

*Крашенинников В.А.* Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической областей // Труды ГИН АН СССР. 1969. Вып. 202. 188 с.

*Крашенинников В.А., Музылев Н.Г., Птухян А.Е.* Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, наннопланктону и нуммулитидам. (Опорные разрезы палеогена Армении) // Вопросы микропалеонтологии. 1985. № 27. С. 130–170.

*Мартиросян Ю.А.* Биостратиграфия позднемеловых–раннепалеогеновых отложений юга Армянской ССР. Ереван: Изд-во Арм. ССР, 1986. 106 с.

*Субботина Н.Н.* Ископаемые фораминиферы СССР. Глобигериниды, ханткениниды и глобороталиды. Л.: Гостоптехиздат, 1953. 239 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер.; Вып. 76).

*Халилов Д.М.* Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Ч. 11. Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. 287 с.

*Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 174 с.

*Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Publ. 1995. V. 54. P. 129–112.

*Bolli H.M.* Monografia Micropaleontologica sul Paleocene de l′Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia. Schwezerische Paleontologische Abhadlungen Memories suisses de Paleontologie. Bazel, 1973. 221 p.

*Hottinger L.* Recherches sur les Alveolines du Paleocene et de l′Eocene // Mem. Suiss. Pal. 1960a. V.75/76. 243 p.

*Hottinger L.* Uber paleocaene und eocaene Alveolinen // Eclogae Geol. Helv. 1960b. V. 53. P. 265–283.

*Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandez C. Jauhri A.K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samso J.M., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J., Zakrevskaya E.* Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene // Bull. Soc. Geol. France. 1998. V. 169, N 2. P. 281–299.

*Steurbaut E., Sztrakos K.* Le Pale'ogene de la Coupe de la Route Gan-Re′be′nacq (Aquitaine, France); Stratigraphie Integre′e, Foraminiferes et Nannofossiles Calcaires // Rev. de Micropaleontol. 2002. V. 45, N 3. P. 195–220.

# СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР В СОКОЛОВСКОМ ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ НА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**Э.О. Амон[1], В.А. Маринов[2]**

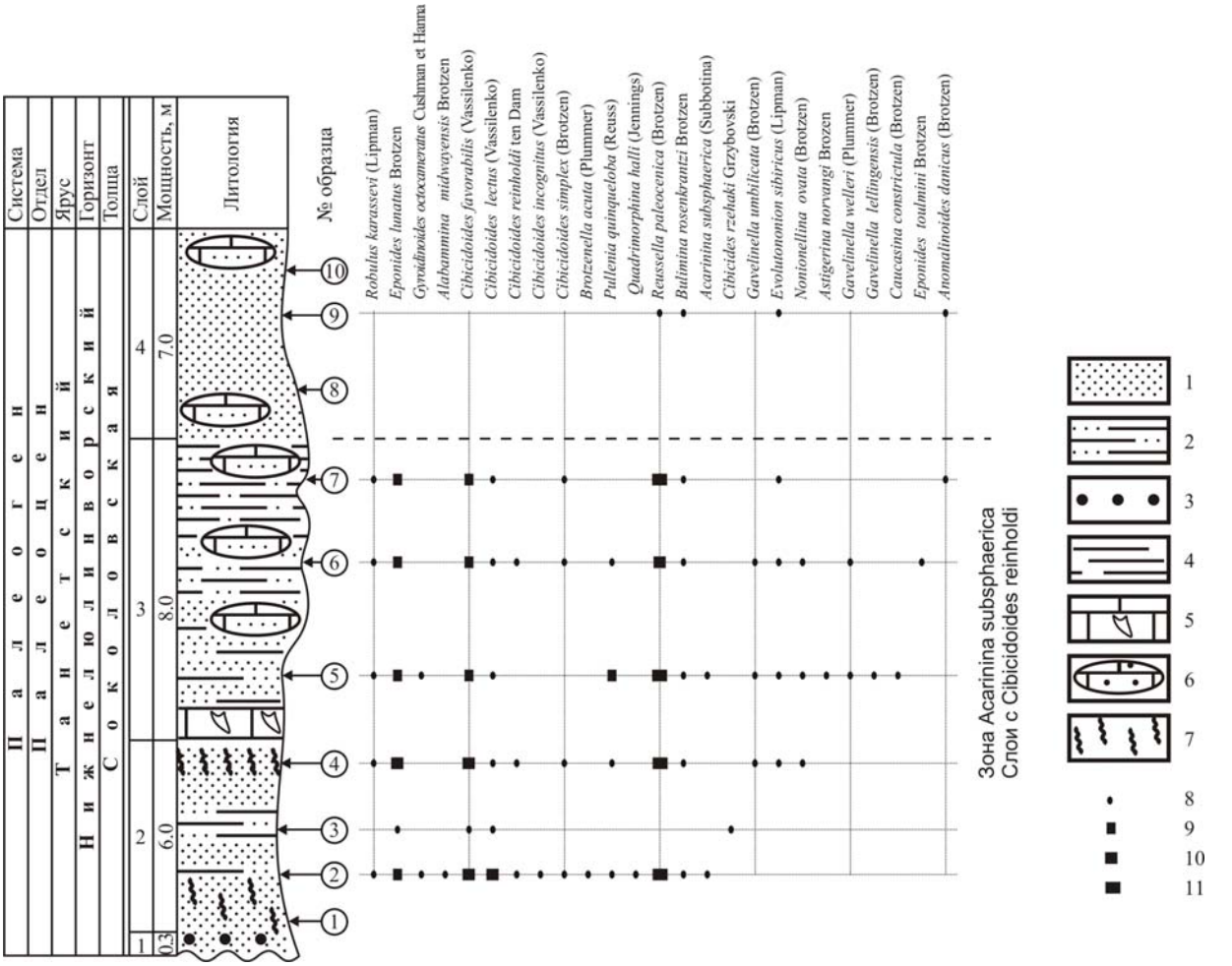
*[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7; e-mail: amon@igg.uran.ru*
*[2]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: marinov_v@ngs.ru*

Осадочные отложения палеогена, вскрытые серией скважин и карьеров на севере и северо-западе Тургайского прогиба на территории северной части Кустанайской области Республики Казахстан, уже довольно давно являются предметом внимания геологов, стратиграфов, палеонтологов. Несмотря на присущий этим разрезам существенный недостаток – обилие явных и скрытых перерывов разного объема, обусловленных геоморфологической позицией региона – они поставляют богатый материал для разного рода наблюдений, заключений, выводов, прежде всего потому, что в породах палеогенового возраста встречается большое количество фоссилий. Положение самой территории Северного Тургая разными исследователями оценивается по-разному. Одни из них рассматривали северотургайский разрез как продолжение одновозрастных более южных казахских (Центральный и Южный Тургай) структурных образований, предполагая их внутреннее единство и принадлежность к единой фациальной и палеогеографической зоне [Абдулин, 1981; Геологическая карта…, 1981; и др.]. Высказывалось мнение о промежуточном положении разрезов Тургайского прогиба между Западной Сибирью и более южными регионами Туранской плиты (Центральная Азия и др.), подчеркивалась ценность этих разрезов для межрегиональных корреляций [Radionova et al., 2001; Практическое руководство…, 2005; и др.]. Север Тургайского прогиба рассматривался [Амон и др., 2007] также в составе самой южной части Зауральской структурно-фациальной зоны и востока южной периферии Урала с акцентированием внимания на том, что район находился под влиянием событий, протекавших в палеогене на территории трех крупнейших структур: Уральского складчатого пояса, Западно-Сибирской и Туранской плит. Мы полагаем, что Северный Тургай можно рассматривать как крайнюю юго-западную периферию Западно-Сибирского палеогенового осадочного бассейна. Отдавая приоритет Западно-Сибирской стратиграфической палеогеновой схеме, мы прослеживаем здесь ее основные стратоны, в частности, на горизонтном уровне – талицкий, люлинворский и тавдинский горизонты.

Присутствие и распространение фораминифер в породах палеогена на данной территории отмечалось во многих опубликованных работах [Левина и др., 2006; Radionova et al., 2001 и др.], но особенно пристальное внимание биостратиграфии, палеонтологии и палебиогеографии фораминифер палеогена Северо-Западного Тургая было уделено известным исследователем фораминифер В.Н. Беньямовским [Беньямовский и др., 1989, 1995; Левина и др., 2006; Radionova et al., 2001; и др.]. Основным источником эмпирического материала для исследований В.Н. Беньямовского и других специалистов послужили разрезы палеогена в уступах железорудных (Соколовский, Сарбайский, Качарский) и бокситовых (Аят-I-IV, Белинский) карьеров; некоторые из разрезов получили статус опорных (Соколовский, Качарский, Белинский). К сожалению, литературные источники не содержат изображений упомянутых в них фораминифер.

В настоящей работе мы приводим дополнительную информацию о распространении фораминифер в танетской части палеогенового Северо-Тургайского разреза, сопровождая ее фотоизображениями некоторых установленных форм, чего не было сделано ранее (см. таблицу). Вслед за В.Н. Беньямовским с коллегами [Radionova et al., 2001; и др.] мы принимаем разрез Соколовского карьера в качестве опорного для танета этой территории. Следует иметь в виду, что по нашим данным верхняя поверхность рудного тела и палеозойского субстрата в железорудных карьерах крайне неровная, изобилующая многочисленными разноразмерными кавернами, карманами и выступами, что сказывается на вышележащем осадочном чехле и приводит к разной экспозиции осадочных толщ в разных стенках и участках карьеров. Поэтому описания строения палеогеновых толщ (набор слоев, мощности) у разных авторов могут не совпадать в деталях.

Соколовский карьер является стратотипом местного литостратона – соколовской толщи [Беньямовский и др., 1989]. Соколовская толща, соответствующая, по нашим представлениям, верхам талицкого и низам люлинворского горизонтов Западной Сибири, в стратотипе несогласно, со значительным перерывом в осадконакоплении залегает на косослоистых песчаниках аятской свиты нижнего сантона и перекрывается опоками качарской толщи ипрского яруса. Она представлена в различной степени плотными глауконит-




Распространение отдельных фораминифер в разрезе соколовской толщи в карьере Соколовский:

Цифрами в кружках отмечены точки взятия образцов. 1-6 – литология: 1 – песчаники; 2 – глинистые песчаники; 3 – гравелиты; 4 – глины; 5 – известняки с кораллами; 6 – глинисто-карбонатные конкреции; 7 – ихнофоссилии; 8–11 – частота встречаемости видов, рассчитываемая по стандартной методике [Практическое руководство…, 2005], в %: 8 – единично <5, 9 – редко 5–14, 10 – обычно 15–24, 11 – обильно > 25–35.

кварцевыми песчаниками с маломощными (0.2–0.3м) прослоями известняков и глин в средней части разреза. Максимальная мощность толщи, считаемая по экспозиции в разных местах карьера, более 40 м. Фораминиферы, зафиксированные по северо-восточной стенке карьера, обнаружены нами на многих уровнях разреза (см. рисунок). Сохранность их удовлетворительная и хорошая, редко достигающая прекрасной, поскольку часто раковинки фораминифер несут следы поверхностного протравливания и потертостей. Связано это, по-видимому, с двумя факторами: а) с воздействием атмосферных осадков и периодических промерзаний слабоконсолидированных песков и песчаников, произошедших по причине вывода пород на дневную поверхность за время эксплуатации карьеров; б) с фактором неспокойной или бурной гидродинамики (придонные течения, штормовое волнение) в процессе накопления осадков.

В микрофаунистических пробах представлены как планктонные, так и бентосные фораминиферы: *Spiroplectammina variata* Vassilenko, *Dorothia pupoides* (Orbigny), *Oolina apiculata* (Reuss), *Fissurina* ex gr. *alveola* (Brady), *Nodosaria affinis* Orbigny, *N. spinulosa* (Montagu), *Dentalina cylindrica* Lipman, *D*. ex gr. *legumen* (Reuss), *D. confluensis* Reuss, *D. gracilis* Orbigny, *D*. cf. *solvata* Cushman, *Robulus karassevi* (Lipman), *R. discus* Brotzen, *R*. sp., *Astacolus elatus* Podobina, *Saracenaria* sp., *Globulina prisca* Reuss, *G*. aff. *prisca* Reuss, *G. amygdanensis* Reuss, *G. minuta* (Roemer), *G. rotundata* (Bornemann), *G. gibba* Orbigny, *Guttulina lidiae* Vassilenko, *G. ipatovcevi* Vassilenko, *Pyrulina* sp. ind., *Sigmomorphina* cf. *solita* Brotzen, *Polymorphina pulchella* (Orbigny), *Astigerina norvangi* Brotzen, *Valvulineria* sp. ind., *Gyroidinoides octocameratus* Cushman

et Hanna, *Eponides lunatus** Brotzen, *E. toulmini* Brotzen, *Alabammina midwayensis* Brotzen, *Cibicides rzehaki* Grzybovski, *Anomalinoides danicus* (Brotzen), *Cibicidoides favorabilis* (Vassilenko), *C. lectus* (Vassilenko), *C. reinholdi* (ten Dam), *C. incognitus* (Vassilenko), *C. simplex* (Brotzen), *C.* cf. *succedens* (Brotzen), *Gavelinella welleri* (Plummer), *G. umbilicata* (Brotzen), *G. lellingensis* Brotzen, *Brotzenella acuta* (Plummer), *Pullenia quinqueloba* (Reuss), *Quadrimorphina halli* (Jennings), *Evolutononion sibiricus* (Lipman), *Nonionellina ovata* (Brotzen), *Protoglobobulimina ovata* (Orbigny), *Reussella paleocenica* (Brotzen), *Caucasina constrictula* (Brotzen), *Bulimina rosenkrantzi* Brotzen, *Acarinina subsphaerica* (Subbotina) и др. Изображения некоторых этих видов из разреза Соколовского карьера приведены на фототаблице.

Наиболее богатые ассоциации бентосных фораминифер обнаружены в прослоях мергелистых глин в средней части толщи. В нижних слоях песчаников фораминиферы менее разнообразны, однако, большим количеством видов здесь представлены полиморфиниды (10) и нодозариды (12). В верхней части разреза обнаружены единичные раковины плохой сохранности исключительно бентосных фораминифер.

Известно, что В.Н. Беньямовский [Беньямовский и др., 1989; Левина и др., 2006; Radionova et al., 2001; Akhmetiev, Beniamovski, 2004], отметив в палеоценовой части разреза Соколовский уровни появления планктонных фораминифер *Subbotina velaskoensis* (Cushman), *Acarinina nitida* (Martin) (= *A. acarinata* Subbotina, 1953), *A. subsphaerica* Subbotina, *Morozovella* cf. *acuta* (Toulmin), *Pseudohastigerina* sp., параллелизовал эту толщу с зоной Acarinina subsphaerica Крымско-Кавказской шкалы. Вышележащие слои с появлением здесь *Morozovella aequa* (Cushman et Renz) и *Acarinina soldadoensis* (Brönniman) сопоставлены с зоной Acarinina acarinata. В этой же части разреза по бентосным фораминиферам выделены три сменяющих друг друга комплекса: нижний с *Cibicidoides succedens* Brotzen, *C. favorabilis* Vassilenko, *C. howelli* (Toulmin) (= *C. lectus* Vassilenko), *Bulimina trigonalis* ten Dam (= *B. paleocenica* Brotzen), *B. rozenkrantzi* Brotzen; средний с *Cibicides reinholdi* Ten Dam, где еще одним важным видом является *Alabamina midwayensis* Brotzen, и верхний с обеднением систематического состава и появлением *Stilomella plummerae* Cushman и *Ramulina globifera* Brady (здесь сохранено оригинальное написание имен видов, как это приведено в первоисточнике – [Radionova et al., 2001, стр. 248]). Интервалы первых двух комплексов соответствуют интервалу зоны Acarinina subsphaerica, а обедненного верхнего – интервалу зоны Acarinina acarinata или какой-то ее части, скорее всего, нижней.

Согласно нашим материалам, здесь наиболее уверенно распознается комплекс с *Cibicidoides reinholdi* по изложенной выше схеме выделения комплексов фораминифер, верхняя граница распространения которого может быть проведена между образцами 7 и 8 (см. рисунок). В его состав входят все те виды бентосных фораминифер, которые В.Н. Беньямовский считает для него свойственными: *Cibicides succedens*, *C. favorabilis*, *C. lectus*, *C. reinholdi*, *Eponides lunatus*, *Bulimina trigonalis*, *B. rozenkrantzi* (список видов приведен по: [Radionova et al., 2001, стр. 249, табл. 1], с сохранением оригинального написания названий видов). Небе-

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Характерные фораминиферы танета разреза Соколовский.

Изображенные экземпляры хранятся в Центральном Сибирском геолого-минералогическом музее (ЦСГМ, г. Новосибирск), коллекция №1072. Образцы происходят из Северного Тургая, карьер Соколовский, обн. 1, сл. 2, (сл. 3 по [Беньямовский и др., 1995]), обр. 5, 3,0 м от подошвы; палеоцен, танетский ярус, нижний и средний подъярус, зона Acarinina subsphaerica, слои с Cibicidoides reinholdi; низы нижнелюлинворского подгоризонта, соколовская толща. Все изображения, кроме фиг. 7, а, б, приведены с 170-кратным увеличением. Фиг. 7, а, б, приведена с 110-кратным увеличением.

### Таблица

Фиг. 1, 2. *Acarinina subsphaerica* (Subbotina): а – вид раковины с брюшной стороны; б – со спинной стороны; в – с устьевой стороны.

Фиг. 3. *Pullenia quinqueloba* (Reuss): а – вид раковины с боковой стороны; б – с устьевой стороны.

Фиг. 4. *Reussella paleocenica* (Brotzen): а – вид раковины сбоку; б – с устьевой стороны.

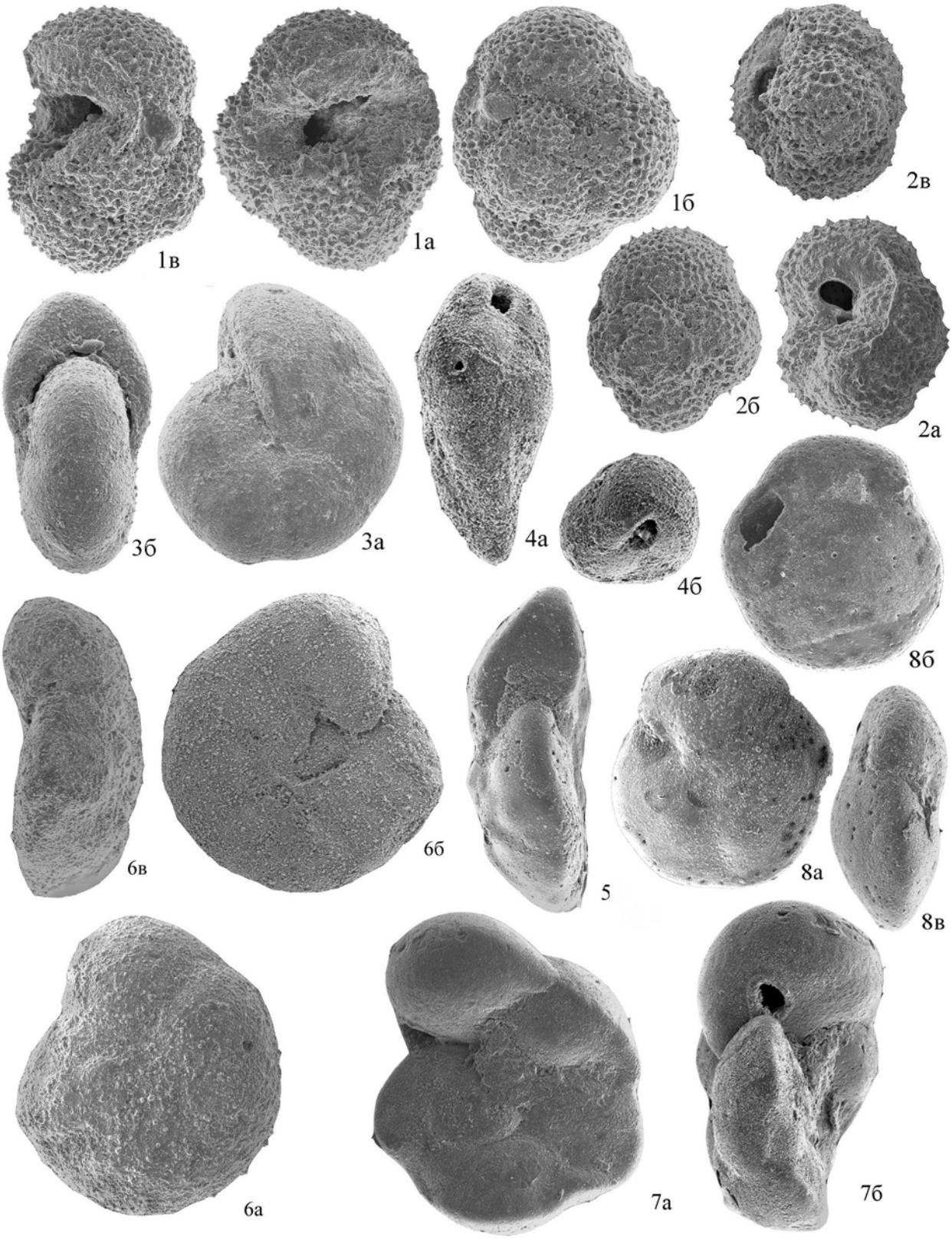
Фиг. 5. *Cibicidoides favorabilis* (Vassilenko): вид раковины с устьевой стороны.

Фиг. 6. *Cibicidoides succedens* Brotzen: а – вид раковины с брюшной стороны; б – со спинной стороны; в – с устьевой стороны.

Фиг. 7. *Cibicidoides reinholdi* ten Dam: а – вид раковины со спинной стороны; б – с устьевой стороны.

Фиг. 8. *Eponides lunatus* Brotzen: а – вид раковины с брюшной стороны; б – со спинной стороны; в – с устьевой стороны.

*Подчеркнуты наиболее часто встречающиеся виды, стабильно составляющие 15 % и более от комплекса.


1в
1а
1б
2в
2б
2а
3б
3а
4а
4б
8б
6в
6б
5
8а
8в
6а
7а
7б

зынтересно отметить, что вид *Cibicidoides reinholdi* в нашем случае имеет "разорванное" распространение с тремя интервалами появления в разрезе (уровни образцов 2, 4, 6), примерно такое же, какое наблюдал В.Н. Беньямовский (уровни образцов 9 и 12 по [Radionova et al., 2001, с. 249, табл. 1]). Вид *Alabammina midwayensis*, который В.Н. Беньямовский считает значимым для выделения комплекса с *Cibicidoides reinholdi*, по нашим данным имеет единичное появление в самых низах толщи на уровне обр. 2. Напротив, вид *Cibicidoides favorabilis*, считающийся характерным для нижнего комплекса, по: [Radionova et al., 2001], имеет устойчивое массовое появление на всех уровнях опробования толщи (см. рисунок). Обратим внимание также на то, что интервал распространения планктонного вида *Acarinina subsphaerica* занимает примерно нижние две трети интервала распространения рассматриваемого комплекса бентосных фораминифер.

Выше уровня обр. 7 происходит резкое обеднение систематического состава ассоциации фораминифер и значительное сокращение ее количественной представленности. Представители четырех видов – *Reussella paleocenica*, *Bulimina rosenkrantzi*, *Evolutononion sibiricus*, *Anomalinoides danicus* – встречаются здесь в единичных знаках; все из них распространены и в подстилающих слоях. Аналогичный характер распространения фораминифер в верхах разреза был выявлен В.Н. Беньямовским, правда, для этого интервала он отметил присутствие планктонных *Acarinina acarinata* и бентосных *Stilomella plummerae*, *Ramulina globifera* [Radionova et al., 2001], не установленных нами. Попутно заметим, что вид *Acarinina acarinata* устойчиво встречается примерно на этом же уровне в соседнем Сарбайском карьере [Подобина, Амон, 1992; Подобина, 1998].

Резюмируя сказанное выше, нам представляется, что целесообразно выделить особый биостратон по бентосным фораминиферам в ранге биостратиграфических вспомогательных подразделений "слои с фауной", поскольку в ряде публикаций (см., например, в [Radionova et al., 2001; Левина и др., 2006; и др.]) речь идет только о *комплексах* фораминифер. Название этого биостратона как "слои с Cibicidoides reinholdi" может быть принято исходя из названия "комплекс с *Cibicides reinholdi*", предложенного В.Н. Беньямовским [Radionova et al., 2001; Левина и др., 2006]. Эти слои имеют район валидности в пределах северной части Тургайского прогиба.

Слои с Cibicidoides reinholdi по бентосным фораминиферам соответствуют зоне по планктонным фораминиферам *Acarinina subsphaerica*, эта зона PF7 по схеме детальной биозонации по планктону для Крымско-Кавказской провинции (юг Европейской России) обнимает почти весь танет [Akhmetiev, Beniamovski, 2004]. Одновременно зона Acarinina subsphaerica соответствует зоне Globanomalina pseudomenardii океанической шкалы (нижняя часть верхнего палеоцена) [Крашенинников, Басов, 2007] и зоне NP8 Heliolithus riedeli по наннопланктону [Левина и др., 2006]. Попутно заметим, что зона Acarinina acarinata, венчающая по В.А. Крашенинникову и И.А. Басову [2007] танет и палеоцен в целом, в Северном Казахстане не отмечена ни в северном Устюрте [Крашенинников, Басов, 2007], ни в Центральном и Южном Тургае [Практическое руководство…, 2005].

Вышеназванные слои с бентосными фораминиферами севера Тургайского прогиба коррелируют с зоной Annectina paleocenica (танет) центральных и южных районов Тургая (разрезы у г. Аральск, пос. Амангельды, пос. Акмурза и др. [Практическое…, 2005]. Но следует иметь в виду, что южнотургайская ассоциация *Annectina paleocenica* в трактовке Э.М. Бугровой (эталонный разрез у пос. Амангельды) изобилует видами, характерными для зоны Karreriella zolkaensis Северного Кавказа и лишена планктонных фораминифер. Кроме того, нижележащий комплекс с *Cibicidoides lectus* с редкими планктонными формами, выделяемый для юга Тургая в объеме зеландского яруса [Практическое руководство…, 2005]), несмотря на присутствие видов, распространенных как в нем, так и в комплексе *Cibicidoides reinholdi*, не может быть точно сопоставлен с рассматриваемыми слоями с Cibicidoides reinholdi ни в полном объеме, ни с их нижней частью.

В Западной Сибири слоям с Cibicidoides favorabilis – Cibicidoides lectus и с Cibicidoides reinholdi Северного Тургая соответствуют танетские: а) зона Glomospira gordialiformis – Cibicidoides favorabilis, распространенная главным образом в южной части равнины (Томская область и др.), и б) слои с Glomospira gordialiformis – Cyclammina coksuvorovae, широко распространенные в центральном и восточном районах в верхах талицкой – низах люлинворской свит [Подобина, 1998; Практическое руководство…, 2005]. Комплекс зоны Glomospira gordialiformis – Cibicidoides favorabilis прослежен также в среднем Зауралье и далее к северу, вплоть до Ямала. Вместе с тем особенности латерального и вертикального распространения отдельных видов и ассоциаций бентосных фораминифер требуют дополнительного более внимательного рассмотрения.

В заключение отметим, что многие виды фораминифер, установленные в соколовской толще, известны помимо Южного Тургая и Западной Сибири в палеоцене Европейской России, Крымско-Кавказского региона, Центральной Азии, Швеции, Великобритании, Северной Америки [Практическое руководство…, 2005;

Крашенинников, Басов, 2007; Akhmetiev, Beniamovski, 2004; Beniamovski, 2004]. Высокое таксономическое разнообразие этих комплексов является следствием влияния трансгрессий теплых вод из перитетических эпиконтинентальных палеобассейнов Туранской плиты и Восточно-Европейской платформы через Тургайский пролив в период термического палеоценового оптимума. Это обстоятельство подтверждает и подчеркивает важность и значимость разрезов палеоцена в Северном Тургае ввиду их высокого корреляционного потенциала. Кроме того, по ряду признаков, таких как присутствие полиморфинид, нодозариид, дискорбид, булиминид и аномалинид, рассматриваемый комплекс фораминифер слоев с Cibicides reinholdi может быть вполне адекватно сопоставлен с экозоной Bulimina trigonalis, характеризующей, по В.Н. Беньямовскому, обстановки верхней и средней сублиторали умеренных морей северного Перитетического пояса [Beniamovski, 2004].

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-64780.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Абдулин А.А.* Геология Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. 312 с.

*Амон Э.О., Васильева О.Н., Малышкина Т.П.* Очерк палеогеографии региона Большого Урала и сопредельных территорий в позднемеловое и палеогеновое время // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 136–160.

*Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин А.П., Табачников И.П.* Палеоценовые отложения в Тургайском прогибе // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1989. №.10. С. 3–14.

*Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г.* Палеоцен Южного Зауралья. Статья II. Палеоген в центральной, северной частях Тургайского прогиба и в Курганском Зауралье // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 2. С. 3–7.

*Геологическая* карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Тургайско-Мугоджарская: Объяснит. зап. / Отв. ред. Б.Е. Милецкий. Алма-Ата: Запказгеология, 1981. 228 с.

*Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия палеогеновых отложений Мирового океана и корреляция с разрезами на континентах. М.: Научный мир, 2007. 316 с. (Тр. Геологического ин-та РАН; Вып. 583).

*Левина А.П., Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Найдин Д.П., Радионова Э.П.* Биостратиграфия опорного разреза верхнего мела и палеогена в карьере Соколовский (Северный Казахстан): обзор фауны и флоры // Топорковские чтения: Сб. докл. VII Междунар. научн. конф. Т. 1. Рудный: Рудненский индустр. ин-т, 2006. С. 408–426.

*Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 1998. 338 с.

*Подобина В.М., Амон Э.О.* Микрофауна и биостратиграфия палеогеновых отложений разреза Сарбай, Северо-Западный Тургай // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1992. С. 88–96.

*Практическое* руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 324 с.

*Akhmetiev M.A., Beniamovski V.N.* Paleocene and Eocene of Western Eurasia (Russian sector) – stratigraphy, paleogeography, climate // N. Jb. Paläont. Abh. 2004. V. 234. N. 1–3. P. 137–181.

*Beniamovski V.N.* Paleocene bentic foraminiferal ecozones of the northern Peri-Tethys // N. Jb. Paläont. Abh. 2004. V. 234. N. 1–3. P. 183–199.

*Radionova E.P., Khokhlova I.E., Beniamovskii V.N., Scherbinina E.A., Iakovleva A.I., Sadchikova T.A.* Paleocene/Eocene transition in the north-eastern Peri-Tethys area: Sokolovskii key section of Turgay passage (Kazakhstan) // Bull. Soc. Geol. France. 2001. V. 172. N. 2. P. 245–256.

# ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ И МИКРОБИОТЫ В ПАЛЕОГЕНЕ НА СЕВЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ

**В.Н. Беньямовский**

*Геологический институт РАН, 119017, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: ben36@mail.ru*

В палеогене осуществлялась связь между океаническими бассейнами Северной Атлантики, Палеоарктики, Тетической области и эпиконтинентальными бассейнами Северо-Западной и Восточной Европы, Западной Сибири и северо-запада Казахстана. На севере Центральной Евразии наиболее крупными из эпиконтинентальных бассейнов были Карское и Западно-Сибирское моря-проливы. Кроме того, функционировала система различных проливов, обрамлявших Карское и Западно-Сибирское моря и соединявших их как с Палеоарктическим и Атлантическим океанами, так и с внутренними морями Северо-Восточного

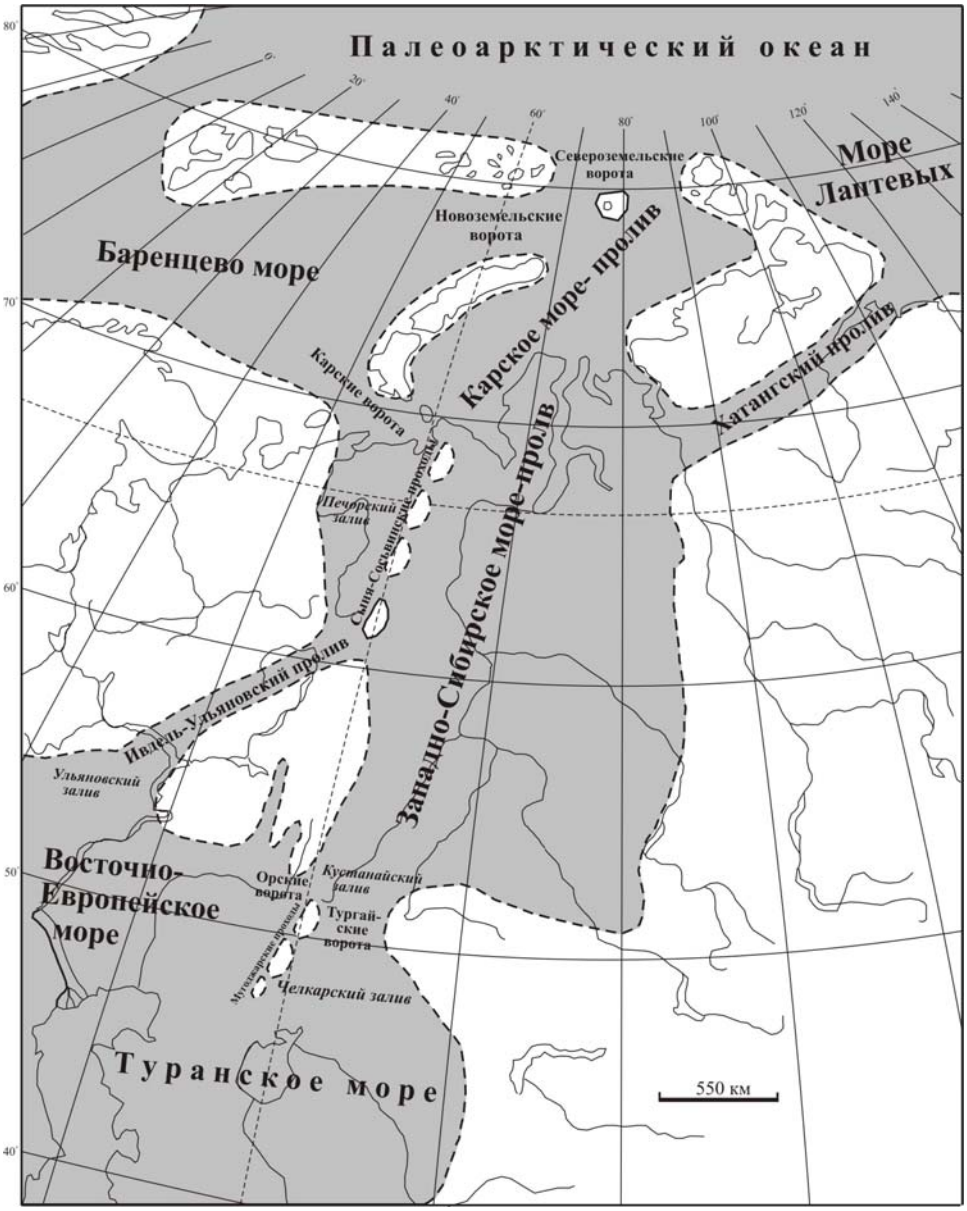



**Рис.1.** Эпиконтинентальная система проливов в палеогене на севере Центральной Евразии.

Перитетиса (рис. 1). В истории развития палеогеновой эпиконтинентальной системы морей и проливов севера Центральной Евразии, седиментогенеза и микробиоты намечаются шесть важнейших этапов экосистемных (биосферных) перестроек (рис. 2).

Первый этап охватывает самый конец мела и начало палеогена (основание талицкого горизонта). В самом начале дания на большей части Евразийского континента и прилегающей Палеоарктике преобладал континентальный режим [Ахметьев, Беньямовский, 2006].

В течение второго этапа (ранний палеоцен) на этой территории формировались существенно глинистые морские осадки (талицкий горизонт Западной Сибири). В это время создалась система эпиконтинентальных морей и проливов, по которым, под действием течений, осуществлялся обмен водными массами и биотами. В западно-сибирских сообществах диноцист, радиолярий, диатомей и фораминифер присутствовали элементы Арктической, Северо-Атлантической, Европейской, Крымско-Кавказской и Туранской микрофаун и микрофлор, что в итоге нашло отражение в биостратиграфических подразделениях (рис. 3) [Ахметьев, Беньямовский, 2006; Беньямовский, 2007].

Третий этап (поздний палеоцен–ранний эоцен) характеризовался максимально открытыми морскими связями всех акваторий и их биот, что поддерживалось интенсивным функционированием течений. Стратиг-

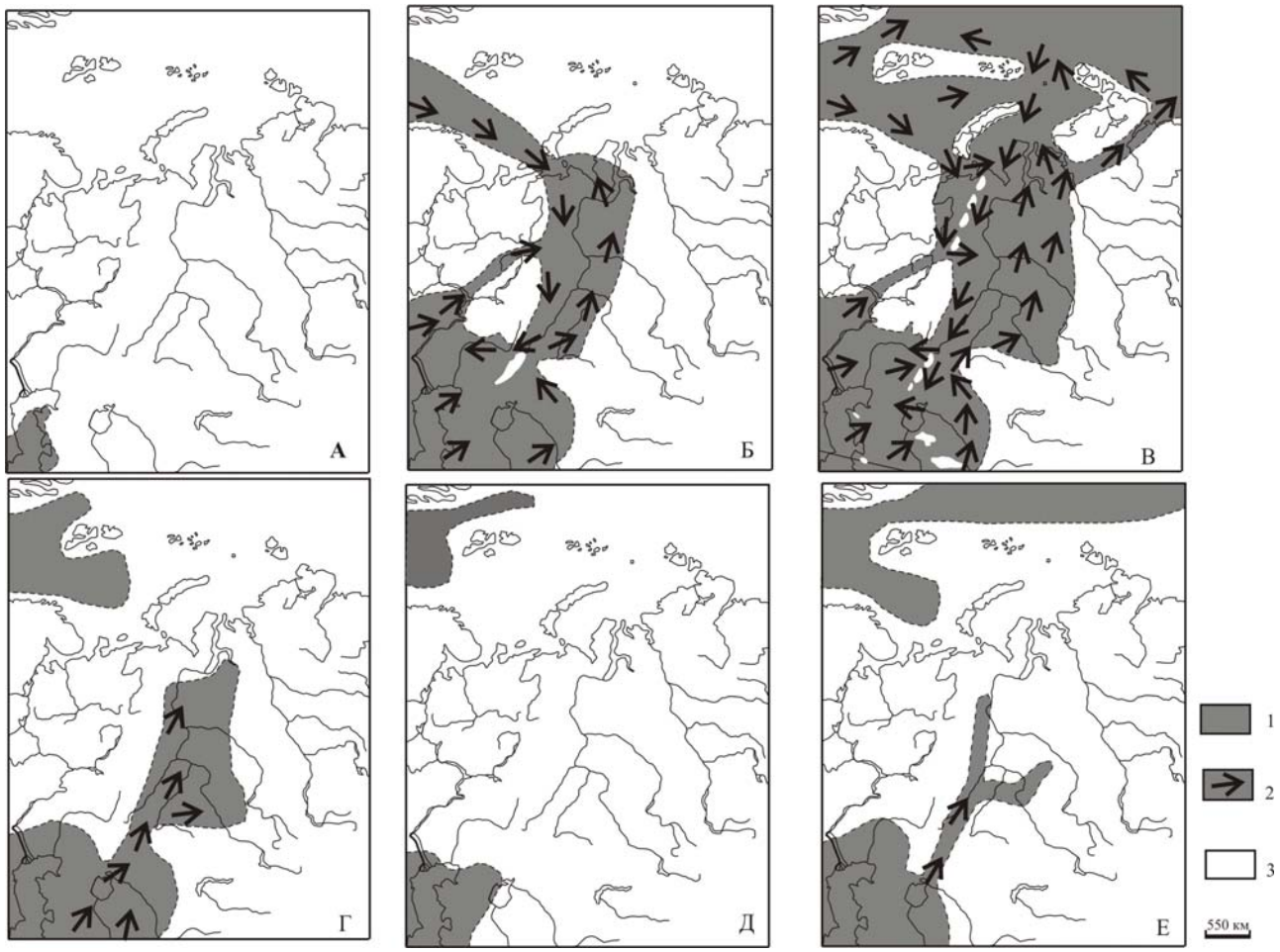



**Рис. 2.** Динамика палеогеографического развития в палеогене севера Центральной Евразии:
1 – морские и прибрежные условия, 2 – течения и палеобиогеографические связи, 3 – континентальные условия; А – самый ранний даний (рубеж мела и палеогена), Б – талицкое время (ранний палеоцен), В – ранне-среднелюлинворское время (поздний палеоцен-ранний эоцен), Г – позднелюлинворское-тавдинское время (средний-поздний эоцен), Д – рубеж эоцена и олигоцена, Е – атлымское время (начало раннего олигоцена).

рафическим отражением данной палеогеографической ситуации является выделение единых зональных подразделений по диноцистам, радиоляриям и диатомеям во внетропической Северной Евразии [Ахметьев, Беньямовский, 2006; Беньямовский, 2007]. Вследствие смешивания бореальных, суббореальных и субтетических водных масс, а также апвеллингов в этот период в массовом количестве размножался кремниевый планктон, что привело к накапливанию биогенно-кремнистых фаций (диатомиты, опоки, кремнистые глины).

В начале четвертого этапа, на рубеже раннего и среднего эоцена, в результате тектонических движений произошло осушение севера Западно-Сибирской плиты [Ахметьев, Беньямовский, 2006; Беньямовский, 2007]. В среднем и позднем эоцене морской бассейн Западной Сибири превратился в полузамкнутый водоем, гигантский залив Туранского моря. Закрытие Западно-Сибирского моря-пролива с севера и осушение трансуральских проливов привело к кардинальным перестройкам как системы течений типа седиментогенеза (прекратилось накапливание биогенно-кремнистых толщ и началось повсеместное образование песчано-глинистых осадков), так и ассоциаций микробиот (исчезли радиолярии и диатомеи, а специфические таксоны диноцист свидетельствуют о периодическом опреснении бассейна; произошло внедрение арало-тургайских остракод и туранских фораминифер) [Ахметьев, Беньямовский, 2006; Беньямовский, 2007].В начале пятого этапа, на рубеже эоцена и олигоцена море полностью покинуло территорию не только Западно-Сибирской плиты, но и Тургайского прогиба [Ахметьев, Беньямовский, 2006; Беньямовский, 2007].

В начале раннего олигоцена (шестой этап) произошла кратковременная ингрессия морских вод из Арало-Устюртского района на территорию Западной Сибири [Ахметьев, Беньямовский, 2006; Беньямовский, 2007].

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 06-05-65172 и 08-05-00548.*

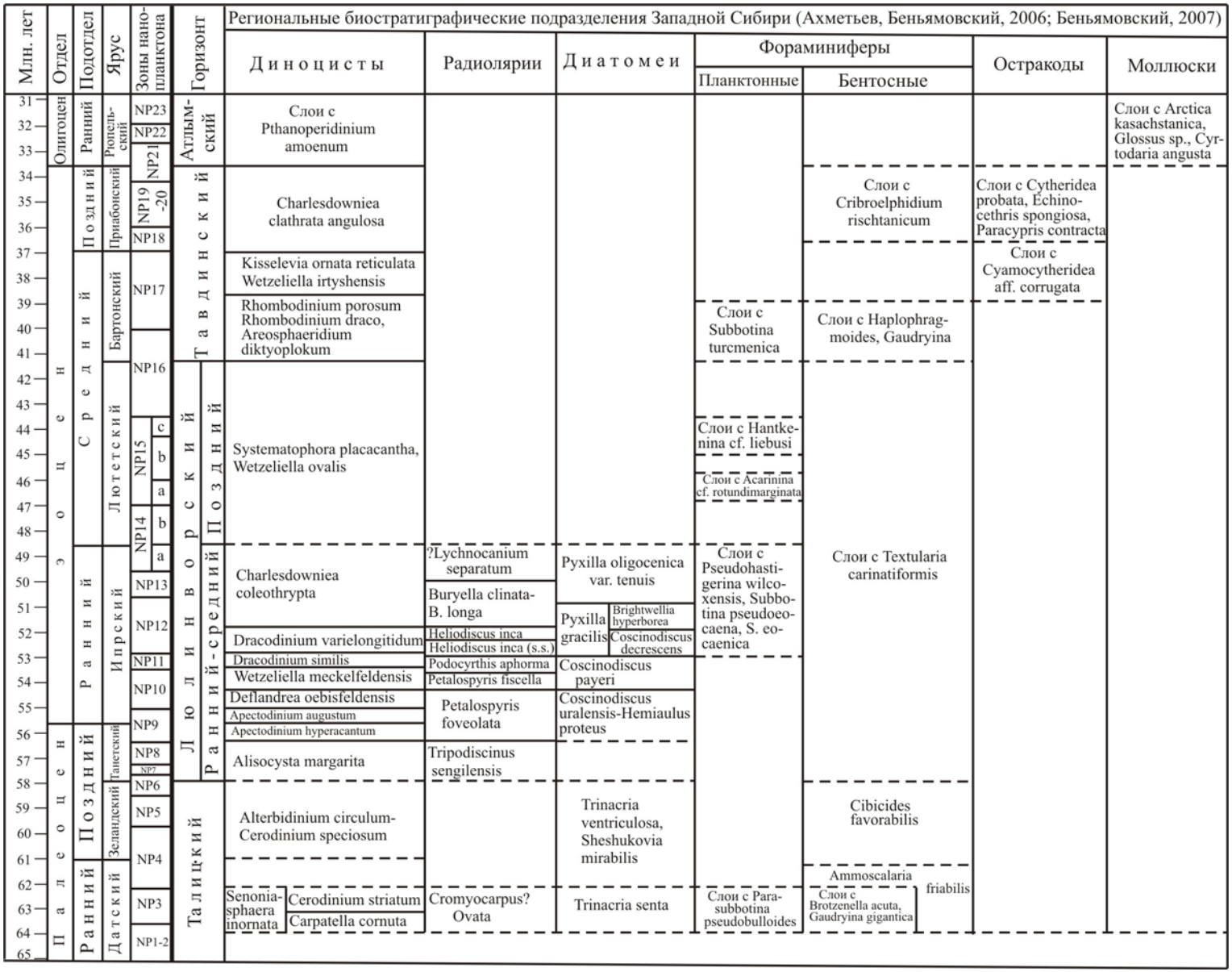



**Рис. 3.** Биостратиграфическая схема палеогена Западно-Сибирской низменности.

**ЛИТЕРАТУРА**

*Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* Палеоцен и эоцен российской части Западной Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 1. С. 69–93.

*Беньямовский В.Н.* Палеогеновые меридиональные проливы Северной Евразии // Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М.: МГУ, 2007. С. 80–119.

## ПРОБЛЕМЫ СИСТЕМАТИКИ ФОРАМИНИФЕР И СОБЫТИЙНОСТИ СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТЕТИС (ПО МАТЕРИАЛАМ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА КАНТЕМИРОВКА ЮГА ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ)

**В.Н. Беньямовский[1], Т.С. Рябоконь[2]**

*[1] Геологический институт РАН, 119017, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: ben36@mail.ru*
*[2] Институт геологических наук НАН Украины, 01601, Киев, ул. О. Гончара, 55;*
*e-mail: ryabokon@mail.ru*

Естественный разрез средне-верхнеэоценовых отложений у пос. Кантемировка, расположенного на юге Воронежской области в 30 км к северу от границы с Украиной – опорный разрез Северо-Украинской палеоседиментологической провинции. Последняя включала бассейны Воронежской антеклизы, Днепровско-Донецкой впадины, Украинского шита и северной окраины Донецкого складчатого сооружения. Разрез представлен четырьмя свитами – сергеевской, тишкинской, касьяновской и пасековской. Фораминиферы встречаются в сергеевской свите нижнекиевского подгоризонта и в нижней части тишкинской свиты верхнекиевского подгоризонта. Сергеевская свита залегает несогласно на мергелях верхнего кампана. Внизу она представлена базальной пачкой глауконитовых карбонатных песков и песчанистых мергелей (3 м) с обильными желваками фосфоритов. Выше залегают мергели с гнездами глауконита (1 м). Вверх по разрезу они сменяются светло-серыми, плитчатыми мергелями (4.5 м), в верхней части становящимися глинистыми и биотурбированными (1.5 м). Самая верхняя часть свиты сложена глинами табачно-зелеными, карбонатными (0.2 м). Контакт с вышележащей тишкинской свитой очень резкий, но без видимых следов перерыва. Тишкинская свита внизу представлена 20- сантиметровым базальным слоем сильнобиотурбированных некарбонатных глин. Над ним залегает метровый пласт некарбонатных пестроокрашенных глин, который в свою очередь сменяется вверх по разрезу 3.5 метровым слоем оливково-серых глин с пеплоподобными прослоями. Завершается разрез свиты пачкой опоковидных глин (8 м). В сергеевской свите присутствует богатый комплекс бентосных фораминифер [Радионова и др., 1994; Khokhlova et al., 1999; Беньямовский, 2008; Беньямовский, Рябоконь, 2008], которые широко распространены в отложениях среднего эоцена Крымско-Кавказской области и Бельгии. При просмотре коллекций фораминифер из сергеевской свиты нижнекиевского горизонта лютетского яруса опорного разреза Кантемировка авторы данного сообщения пришли к единому мнению о необходимости ревизии многих видов бентосных фораминифер [Беньямовский, Рябоконь, 2008]. Выявилась необходимость уточнения систематики некоторых видов и подвидов среднеэоценовых фораминифер: известковистых – *Uvigerina costellata* Morozova, *U.* (*Hopkinsina*) *bykovae ucrainica* Krajeva, *U.* (*H.*) *bykovae* Balakhmatova, *U. proboscidea* Schwager, *U. hispida* Schwager, *U. bortyoides* Balakhmatova, *U. jacksonensis* Cushman, *Bulimina jacksonensis* Cushman, *B. sculptilis* Cushman, *B. aksuatica* Morozova, *B. ovata* Orbigny, *Sporobulimina eocaena* Bykova, *Bolivina cookei* Cushman, *B. adziderensis* Khalilov, *B. crenulata* Cushman, *Fursenkoina dibollensis* Cushman et Applin; агглютинирующих – *Pseudoclavulina subbotinae* Nikitina, *Clavulina communis* Orbigny и других бентосных фораминифер. Остановимся на некоторых из них.

### Ребристые увигерины группы **Uvigerina costellata**
### ***Uvigerina costellata* Morozova 1939**

1961 *U. spinicostata* Cushm. et Jarv.: Kaasschieter, pl. 9, fig. 22
1963 *U.* (*H.*) *bykovae* Balakhmatova: Атлас…, табл. XXXI, рис.10

З а м е ч а н и е : Подвид *U.* (*H.*) *bykovae ucrainica* Krajeva [Палеонтологический справочник…, 1969] по мнению В.Н. Беньямовского не валиден, поскольку: 1) нигде не дано описания этого подвида и 2) работа В.Т. Балахматовой [1952] закрытая (для служебного пользования) и отсутствует в подавляющем большинстве библиотек. Т.С. Рябоконь считает возможным использовать *U.* (*H.*) *bykovae* Balakhmatova.

Шиповатые увигерины группы **Uvigerina elongata.**
***Uvigerina elongate* Cole 1927**

1953 *U. proboscidea* Schwager: Субботина [1953], с. 232, табл.11, рис. 6–10.
1961 *U. proboscidea* Schwager: Фурсенко, Фурсенко, с. 319, табл. X, рис. 5.
1983 *U. elongata* Cole: Tjalsma, Lohman, pl. 14, fig. 9.

З а м е ч а н и е . В группе шиповатых увигерин вид *U. proboscidea* Schwager sensu Субботина [1953] отвечает морфотипу *U. proboscidea*, приведенному в работе А.В. Фурсенко, К.Б. Фурсенко [1961]. В.Н. Беньямовский считает, что *U. proboscidea* Schwager sensu Субботина отвечает *U. elongata* Cole. В своем мнении он ориентируется на работу R.C. Tjalsma, G.P. Lohman [1983, pl.14, fig.9]. По В.Н. Беньямовскому, *U. hispida* Schwager sensu Субботина (1953) отвечает *U. chirana* Cushm. et Stone из среднего эоцена итальянских и австрийских Альп [Hagn, 1956, t.15, fig.14–15; Braga et al., 1975, t.2, fig.10]. При этом В.Н. Беньямовский считает необходимым обратить внимание, что *U. proboscidea* и *U. hispida* в известной работе по космополитным кайнозойским фораминиферам Ф. Моркховена и др. [van Morkhoven et al., 1986, p. 28–31, p. 62–64] рассматриваются и описываются среди миоцен-голоценовых увигерин (но не палеогеновых!), а начало их распространения фиксируется в миоцене и продолжается поныне.

В группе тонкоребристых боливин вид *B. reticulataformis* sensu Фурсенко, Фурсенко [1961: табл.1X, рис. 8] не отвечает *B. reticulataformis* Khalilov [Халилов, 1956, табл. III, рис. 11–12; Халилов, 1967: табл.1X, рис. 11–12], поскольку имеет сетчатую дополнительную скульптуру. Приведенное изображение в работе А.В. Фурсенко, К.Б. Фурсенко [1961, табл.1X, рис.8] вида *B. reticulataformis* более отвечает *B. adziderensis* Khalilov [Халилов, 1956, табл. III, рис. 9–10; Халилов, 1967, табл. IX, рис. 9–10]. По мнению авторов, вид *B. reticulataformis* sensu Фурсенко, Фурсенко [1961: табл.1X, рис. 8] полностью отвечает *B. cookei* Cushm. sensu Kaasschieter [1961, pl. 8, fig. 26].

Описанная Н.Н.Субботиной [1953, табл. X, рис. 4] из майкопа в группе бугорчатых боливин *B. quasiplicata* Sub. характеризуется четкими четырьмя ряда бугорков. *B. pseudointermedia* Khalilov из средне-верхнеэоценовых отложений Азербайджана, характеризуется четко видимыми двумя рядами бугорков [Халилов, 1967, табл. X, рис.18, 19]. Формы с бугочатой поверхностью (с неоформленными рядами бугорков) относятся к *B. crenulata* Cushm. [по: Kaasschieter, 1961, pl.9, fig. 15–17]. К *B. crenulata* Cushm. следует также относить и *B. pseudointermedia* sensu Фурсенко, Фурсенко [1961, табл. 1X, рис.4] и *B. quasiplicata* sensu Краевой [1961, табл.V, рис. 11].

Авторы пришли к мнению, что встречающиеся агглютинирующие виды *Pseudoclavulina subbotinae* Nikitina [Никитина, 1987, табл., фиг. 13–16], *P. terterensis,* по А.В. Фурсенко, К.Б. Фурсенко [1961, табл. 1, рис. 6], *Clavulina* ex gr. *cyclostomata* (Gall. et Morr.) sensu Каптаренко-Черноусова [1956, табл. III, фиг. 8] являются младшими синонимами вида *Pseudoclavulina cocoaensis* Cush. [Kaasschieter, 1961, pl. I, fig. 30; Braga et al., 1975, tabl. 1, fig. 28].

На границе сергеевской и тишкинской свит резко изменяются литология и микробиота. Карбонатные породы сменяются на неизвестковые разности. Среди фораминифер отмечается массовое исчезновение (вымирание) почти всех таксонов агглютинирующих текстуляриид и атаксофрагмеид, а также нодозариид, полиморфинид, аномалинид, увигеринид, булиминид, фурсенкоин, нонионид и хелостомеллид. В некарбонатных глинах тишкинской свиты комплекс представлен немногочисленными агглютинирующими видами "примитивного" строения родов *Reophax*, *Rhabdammina*, *Haplaphragmoides, Cyclammina*, *Psammosphaera*, а также редкими тонкостенными и мелкими известковистыми *Discorbis ferganensis* (N. Bykova), *Bolivina karakemerica* Morozova, *Bulimina truncana* (Guembel).

Кроме бентосных в сергеевской свите обнаружены и планктонные фораминиферы, по массовости и разнообразию значительно уступающие первым.

На границе с тишкинской свитой планктонные фораминиферы исчезают. В тишкинской свите доминируют радиолярии и диатомеи [Радионова и др., 1994; Khochlova et al., 1999; Беньямовский, 2008].

Таким образом, в Северо-Украинской провинции на рубеже сергеевской и тишкинской свит (нижне- и верхнекиевского подгоризонтов) произошло масштабное изменение микробиоты – исчезновение многих бен-

тосных и планктонных фораминифер и появление радиолярий и диатомей. В Крымско-Кавказской области на рубеже керестинского и кумского горизонтов произошло также масштабное изменение – исчезло более 40 родов бентосных и планктонных фораминифер [Бугрова, 2000, с. 97]. Глубоководный Кумский бассейн, располагавшийся в пределах Северного Причерноморья, Крыма, Северного Кавказа, Южной Эмбы, Закаспия и запада Средней Азии, по гидрологическим показателям (аноксия, плотностная стратификация вод) был аналогичен современному Черному морю [Гаврилов, Щербинина, 2007]. Образование такого глубоководного бассейна с аноксией было обусловлено частичной изоляцией от Мирового океана, а также изменением системы водной и атмосферной циркуляции [Беньямовский, 2005; Гаврилов, Щербинина, 2007].

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 06-05-65172 и 08-05-00548.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Атлас* характерных фораминифер юры, мела и палеогена. Киев: Изд-во Академии наук УССР, 1963. 200 с.

*Балахматова В.Т.* Фораминиферы и стратиграфия палеогена Кызыл-Кумов. М.: Госгеолиздат, 1952. 127 с.

*Беньямовский В.Н.* Среднеэоценовые позднекиевский (тишкинский) и кумский переломные рубежи в развитии бассейнов и фораминифер Крымско-Кавказской области и Северо-Украинской провинции // Материалы LIV Сес. Палеонтол. о-ва. СПб.: 2008. С. 21–23.

*Беньямовский В.Н., Рябоконь Т.С.* Проблемы систематики бентосных фораминифер среднего эоцена (по материалам сергеевской свиты разреза у пос. Кантемировка на юге Воронежской области) // Палеострат -2008. М.: Изд-во Геологического ф-та МГУ, 2008. С. 10–11.

*Бугрова Э.М.* Среднеэоценовое (кумское) событие, Северный Кавказ // Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. С. 97–99.

*Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.* Аноксические бассейны и "аноксические события" мезозоя–кайнозоя Северо-Восточного Перитетиса // Материалы XVII Междунар. науч. конф. по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2007. С. 191–193.

*Каптаренко-Черноусова О.К.* Фораминиферы киевского яруса Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донецкого бассейна // Труды Института геологических наук АН УССР. Нов. сер. Т. 8. 1956. 168 с.

*Краева Е.Я.* Фораминиферы верхнеэоценовых и олигоценовых отложений северного крыла Причерноморской впадины. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 95 с. (на укр. яз.).

*Никитина Ю.П.* Некоторые эоценовые Pseudoclavulina и их стратиграфическое значение // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Саратов: Изд-во Сарат. гос. ун-та, 1987. С. 64–72.

*Палеонтологический* справочник. Т. 3. Фораминиферы палеогена Украины. Киев: Наук. думка, 1969. 197 с.

*Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е., Беньямовский В.Н.* Эоценовые отложения северо-восточного борта ДДВ (зональная стратиграфия и циклический анализ) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 85–105.

*Субботина Н.Н.* Верхнеэоценовые лягениды и булиминиды юга СССР // Ископаемые фораминиферы СССР. Сб. VI. 1983. С. 115–255. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 69).

*Фурсенко А.В., Фурсенко К.Б.* Фораминиферы верхнего эоцена Белоруссии и их стратиграфическое значение // Палеонтология и стратиграфия БССР. Сб. III. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. С. 246–347.

*Халилов Д.М.* Новые виды *Bolivina* палеогеновых отложений Азербайджана // Труды Института геологии АН АзССР. Т. XVIII. 1956. С. 181–218.

*Халилов Д.М.* Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Ч. II. Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. 287 с.

*Cole W.S.* A foraminiferal fauna from the Guayabal formation of Mexico // Bull. Amer. Paleontol. 1927. V. XIV. P. 1–46.

*Braga G., De Biase R., Grьnig A., Decima F.P.* Foraminiferi Bentonic del Paleocene ed Eocene della Sezione di Possagno // Schweizerische Paldontologische Abhandlungen. 1975. V. 97. P. 85–111.

*Hagn H.* Geologishe und Paldontologische untersuchungen im Tertidr des Monte Brione und seiner umgebung // Paleontographica. 1965. Band 107. Abt. A. S. 67–210.

*Kaasschieter J.P.* Foraminifera of the Eocene of Belgium. Institut Royal Sciences Naturelles Belgique. Мйmoires. Мйm. 147. Brussel: Imprimerie Hayez, 1961. 271 p.

*Khokhlova I.E., Radionova E.P., Beniamovski V.N., Shcherbinina E.A.* Eocene stratigraphy of key sections of the Dnieper-Donets depression based on calcareous and siliceous microplankton // Geodiversitas. 1999. V. 21, N 3. P. 453–476.

*Tjalsma R.C., Lohman G.P.* Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic ocean // Micropaleontology. 1983. Special publ. N 4. 90 p.

*van Morkhoven F.P.C.M., Berggren W.A., Edwards A.S.* Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera // Bull. Centres Rechr. Explor.-Produc. Elf-Aquitane. Mem. 1986. N 11. 421 p.

# КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР НЕОГЕНА ОСТРОВА КАРАГИНСКИЙ, ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

**С.И. Бордунов**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1; e-mail: sib-msu@mail.ru*

Разрез неогеновых отложений о-ва Карагинский является опорным для Восточной Камчатки [Гладенков и др., 1992]. Толщи неогенового возраста, представленные морскими осадками, вскрываются в береговых обрывах юго-западной части острова.

В конце 1930-х годов Д.С. Харкевич [Харкевич, 1941] впервые выделил свиты в неогене о-ва Карагинский . Исследования Ю.Б. Гладенкова, проводившиеся в 1960-е годы, позволили уточнить общее расчленение разреза, охарактеризовать его комплексами моллюсков и наметить корреляции с толщами сопредельных районов. Им было сделано послойное описание разреза, выделен ряд новых свит [Гладенков, 1972]. Созданная Ю.Б. Гладенковым стратиграфическая схема используется в настоящей работе.

Фораминиферы нижнего миоцена ранее изучались М.Я. Серовой [Серова и др., 1975], а плиоцена – Р.Н. Гусевой [1966].

С целью дальнейшей детализации расчленения неогеновых отложений Карагинского разреза были изучены фораминиферы из отложений пестроцветной (мыс Плоский), юнюньваямской, лимимтэваямской, устьлимимтэваямской свит и тусатуваямских слоев. Из 410 образцов, отобранных с интервалом 5-10 м по мощности, 106 проб, достаточно равномерно распределенных по разрезу, содержали раковины фораминифер.

Изучение фораминифер неогена о-ва Карагинский позволило выделить комплексы, которые соответствуют определенным интервалам разреза, и установить их последовательную смену, отражающую этапность развития микрофауны данного района и изменения палеогеографических (эколого-фациальных) условий.

**Пестроцветная свита**

1. Комплекс с *Valvulineria casitasensis* и *Melonis pompilioides* (слой 33, по Ю.Б. Гладенкову, [1972]). Комплекс фораминифер включает 20 видов. Количественно преобладают *Discoislandiella curvicamerata* (Voloshinova) и *Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll). Большинство видов имеет широкое географическое распространение. В состав комплекса входят виды, встречающиеся с олигоцена, *Sigmomorphina vaughani* Cushman et Ozawa, *Globulina landesi* (Hanna et Hanna), *Valvulineria casitasensis* Cushman et Laiming и др., а также виды, типичные для раннего миоцена, *Discoislandiella miocenica* (Voloshinova et Borovleva), *D. curvicamerata*, *Ammodiscus concinnus* V. Kuznetzova, *Astrononion hamadaensis* Asano.

2. Комплекс с *Budashevaella deserta* и *Martinottiella communis* (слои 34–37). Комплекс фораминифер более глубоководного типа. Преобладают *Martinottiella communis* d'Orbigny, *Haplophragmoides tortuosus* V. Kuznetzova. Типичные элементы комплекса – *Bathysiphon edurus* Voloshinova, *Haplophragmoides spadix* V.Kuznetzova, *H. renzi* Asano, *Globobulimina pacifica* Cushman. Хорошими стратиграфическими реперами являются *Haplophragmoides kakertensis* Serova и *Spirosigmoilinella compressa* Matsunaga.

3. Комплекс с Dentalina cf. soluta и Globobulimina pacifica (слой 38). Содержит довольно обедненный комплекс фораминифер, который включает 11 видов. Доминируют *Globobulimina pacifica* и *Haplophragmoides spadix*.

**Свита Мыса Плоского**

4. Комплекс с *Cassandra pulchella* и *Discoislandiella umbonata* (слои 1, 2) полностью состоит из известковых форм с доминированием представителей семейства Islandiellidae. Количественно преобладают *Cassandra pulchella* (d'Orbingy) и *Discoislandiella umbonata* (Voloshinova). В акцессорной группе видов присутствует *Elphidiella semiinvoluta* Voloshinova.

5. Комплекс с *Cribrostomoides subglobosus* и *Haplophrogmoides impressus* (слой 3) характеризуется резкой сменой состава микрофауны. Комплекс фораминифер образован почти исключительно агглютинирующими видами. Преобладают *Haplophragmoides impressus* Voloshinova, *Cyclammina postpilvoensis* V. Kuznetzova, им сопутствуют менее многочисленные *Cyclammina praecancellata* Voloshinova, *Cribrostomoides sakhalinensis* Voloshinova, *Asanospira carinata* (Cushman et Renz). Появляются такие реперные виды для среднемиоценовых отложений, как *Plectina nipponica* Asano, *Haplophragmoides indentatus* Voloshinova, *Budashevaella laevigata* (Voloshinova).

6. Комплекс с *Dorothia paupercula* и *Gaudryina quadrangularis* (верхняя часть слоя 3, слой 4). Отличается массовым развитием *Gaudryina quadrangularis* Bagg. Доминируют *Gaudryina*

*quadrangularis*, *Asanospira carinata*. Встречается значительное количество *Haplophragmoides impressus, H. indentatus*. Увеличивается содержание *Martinottiella communis.*

7. Комплекс с *Cribroelphidium subglobosum и Cassilamellina californica* (слои 5, 6). Для комплекса фораминифер характерно преобладание известковистых форм над агглютинирующими. Доминирует *Cassilamellina californica* (Cushman et Hughes).

8. Комплекс с *Robulus mohnensis* и *Haplophragmoides indentatus* (слои 7–12). Это более глубоководный комплекс фораминифер по сравнению с предыдущим. Агглютинирующие формы резко преобладают над известковистыми. В массовом количестве встречаются *Haplophragmoides indentatus, H. spadix, Martinottiella communis*. Среди секреционных форм встречаются немногочисленные *Cassilamellina californica, Robulus mohnensis* Kleinpell.

9. Комплекс с *Globobulimina pupoides* и *Cyclammina postpilvoensis* (слои 14–20) представлен обедненным составом фораминифер, состоящим из четырех видов.

10. Комплекс с *Cassandra excavata* и *Elphidiella nabilensis* (слой 21) представлен мелководными формами с секреционной раковиной. Количественно преобладают *Elphidiella* sp., *Cassandra excavata* (Voloshinova) и *Elphidiella nabilensis* Voloshinova et Borovleva.

11. Комплекс с *Globobulimina pupoides* и *Cyclammina praecancellata* (слой 27) обедненный, включает только три вида (из них два вида агглютинирующих форм). Количественно преобладают *Cyclammina praecancellata,* их крупные раковины можно наблюдать в образцах породы невооруженным глазом.

**Юнюньваямская свита**

12. Комплекс с *Globobulimina pupoides* и *Haplophragmoides indentatus* (слои 30–34). Характеризуется бедным таксономическим составом фораминифер, в котором доминируют агглютинирующие формы. Встречены *Haplophragmoides indentatus, Cyclammina praecancellata, Marttinottiella communis* и *Globobulimina pupoides* Baily. Сравнительно глубоководные условия, по-видимому, были близки к тем, что существовали во время накопления свиты Мыса Плоского.

13. Комплекс с *Quinqueloculina sakhalinica* и *Eiphidium orientale* (слои 37–40) состоит из восьми мелководный видов фораминифер (четыре – из них известковистые): шесть появляющихся и два исчезающих. Количественно преобладают *Cribroelphidium orientale* (Voloshinova), *Haplophragmoides indentatus*. В данном слое в последний раз в разрезе неогена острова встречены агглютинирующие фораминиферы.

**Лимимтэваямская свита**

14. Комплекс с *Elphidiella nagaoi* и *E. oregonensis* (слои 45–50). Характерно массовое развитие *Elphidiella. oregonensis* (Cushman et Grant). В состав комплекса входят пять видов, все впервые появляются на данном уровне. Доминируют представители рода *Elphidiella*.

15. Комплекс с Elphidiella arctica и Cibicides rotundatus (слои 51–53). Преобладают *Elphidiella hannai* (Cushman et Grant) и *Cibicides rotundatus* Schedrina. Впервые в разрезе отмечены бореально-арктические виды *Elphidiella arctica* (Parker et Jones) и *Cribroelphidium subarcticum* (Cushman).

16. Комплекс с *Cribroelphidium vulgare* и *Islandiella laticamerata* (слой 54). В массовом количестве встречаются *Islandiella laticamerata* (Voloshinova), *Retroelphidium subclavatum* (Gudina). Характерно высокое видовое разнообразие эльфидиид, а также появление относительно глубоководных форм.

17. Комплекс с *Cassidulina laevigata* и *Nonionella globosa* (слой 55). Преобладает *Islandiella laticamerata*. Менее многочисленны раковины *Nonionella globosa* Ishiwada, *Bolivina pseudopunctata* Hoglund, а также формы родов *Buccella, Islandiella*, семейства Elphidiidae. Отмечены единичные планктонные фораминиферы *Globigerina woodi* Jenkins.

18. Комплекс с *Islandiella japonica* и *Bolivina pseudopunctata* (слои 56–61). Для комплекса характерно большое видовое разнообразие. Преобладают *Islandiella japonica* (Asano et Nakamura) и *Retroelphidium subclavatum* (Gudina). Часто встречаются *Islandiella laticamerata, Nonionella globosa* и *Bolivina pseudopunctata*. Отмечены также единичные представители планктонных фораминифер *Globigerina falconensis* Blow и *Globigerina* sp. Впервые появляются *Epistominella pulchella* Husezima et Maruhasi, *Cribroelphidium goesi* Stchedrina, *Buccella inusitata* Andersen и *Trifarina kokozuraensis* (Asano).

19. Комплекс с *Retroelphidium hughesi* и *Epistominella pulchella* (слои 62–67). Преобладают представители рода *Buccella*. Также многочисленны *Retroelphidium subclavatum*, *R. hughesi* (Cushman et Grant), *Epistominella pulchella*, *Cribroelphidium goesi* Stchedrina. Доминируют мелководные формы, однако наряду с ними часто присутствуют сравнительно глубоководные виды. В некоторых образцах встречены единичные представители батиального вида *Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll). Отмечена только одна планктонная форма *Globigerina uvula* Ehrenberg.

**Усть-лимимтэваямская свита**

20. Комплекс с *Cassandra inflata* и *Buccella pseudofrigida* (слои 68–74). Количественно преобладают *Buccella pseudofrigida*. Характерно появление новых видов: *Buccella conica* Voloshinova, *B. sakhalinica* Voloshinova, *Cassandra inflata* (Gudina) и *Planocassidulina kaziwazakiensis* (Husezima et Maruhasi).

**Тусатуваямские слои**

21. Комплекс с *Hyanesina orbicularis* и *Buccella conica*. Преобладают *Retroelphidium subclavalum, Perfectononion obscurum* (Voloshinova), *Buccella citronea*. Встречается множество *Buccella conica, B. sakhalinica*. Характерно появление группы видов, широко распространенных в четвертичных отложениях северобореальных и субарктических районов: *Hyanesina orbicularis* (Brady), *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, *Obliquina melo* (d'Orbigny), *Retroelphidium subgranosum* (Asano) и др. [Хорева, 1988]. В целом комплекс имеет достаточно мелководный облик.

Анализ распределения комплексов фораминифер в неогене о-ва Карагинский показал, что изменения в их составе подчинялись смене палеообстановок, обусловленных изменением климата, гидродинамики водных масс, тектоническими событиями и трансгрессиями моря, вслед за которыми следовали миграции бентосной микрофауны [Гладенков и др., 1992; Дмитриева, 2005; Lagoe, 1994].

Сравнение выделенных комплексов с комплексами смежных регионов подтвердило их важное стратиграфическое значение. Комплекс с *Valvulineria casitasensis* и *Melonis pompilioide*s пестроцветной свиты сходен с комплексами кулувенского горизонта Западной Камчатки, при значительном присутствии видов, переходящих из утхолокско-вивентекского горизонта, а также с комплексами моржовской и ундал-уменской свит Хатырского прогиба, одянской свиты Магаданской скважины, уйнинского и дагинского горизонтов Северного Сахалина, невельского и углегорского горизонтов Центрального и Южного Сахалина, яруса Соцезиан Аляски и восточной части Берингова моря [Волошинова и др., 1970; Серова, 1978; Шаинян и др., 1989; Решения…1998; Агапитов, Митрофанова, 1999; Rau et al., 1983]. Это позволяет датировать отложения этой части свиты ранним миоценом.

Комплексы с *Budashevaella deserta* и *Martinottiella communis*, *Dentalina soluta* и *Globobulimina pacifica* пестроцветной свиты и комплексы свиты Мыса Плоского сопоставляются с комплексами ильинского и какертского горизонтов Западной Камчатки, обнаруживая большее сходство с комплексами Ичинского прогиба Юго-Западной Камчатки, чем с более мелководными комплексами опорного Точилинского разреза [Серова, 1978; Дмитриева, 2005]. Они также сходны с комплексами магаданской и верхов одянской свит Магаданской скважины, нижних слоев майнопыльгинской свиты Хатырского прогиба, окобыкайского горизонта Северного Сахалина, уранайской свиты Пограничного прогиба и курасийского горизонта Центрального и Южного Сахалина [Волошинова и др., 1970; Серова, 1978; Шаинян и др., 1989; Решения…1998; Агапитов, Митрофанова , 1999]. Наблюдается сходство данных комплексов с комплексами ярусов Релизиен и Луизиан восточной части Берингова моря, зон Spirosigmoilinella compressa и Haplophragmoides indentatus – Martinottiella communis о-ва Хоккайдо Японии [Hanagata, Hiramatsu, 2005; Rau et al., 1983]. Все это указывает на среднемиоценовый возраст вмещающих их отложений.

Комплексы юнюньваямской свиты коррелируют с комплексами этолонского горизонта Западной Камчатки, нижненутовского подгоризонта Северного Сахалина, хузинской свиты Пограничного прогиба и верхнего подгоризонта курасийского горизонта Центрального и Южного Сахалина, яруса Мониен восточной части Берингова моря и Аляски [Серова, 1978; Шаинян и др., 1989; Решения…1998; Агапитов, Митрофанова, 1999; Rau et al, 1983]. Это дает возможность установить позднемиоценовый возраст свиты.

Комплексы лимимтэваямской свиты сходны с комплексами верхненутовского подгоризонта Северного Сахалина, нижней части маруямского горизонта Центрального и Южного Сахалина, матитукской свиты п-ова Шмидта, энемтемского горизонта (нижний плиоцен) Западной Камчатки и формации Хими северо-востока Японии [Серова, 1978; Решения…, 1998; Тузов и др., 2001; Hasegawa, 1979].

Комплекс фораминифер усть-лимимтэваямской свиты сопоставляется с комплексами помырского горизонта Северного Сахалина и верхней части маруямского горизонта Центрального и Южного Сахалина среднеплиоценового возраста [Волошинова и др.,1970; Решения…, 1998; Тузов и др., 2001].

Состав комплекса фораминифер тусатуваямских слоев позволяет сопоставить их с комплексами морских верхнеплиоценовых толщ Охотоморского и Беринговоморского побережий [Волошинова, 1970; Решения…, 1998; Lagoe, 1994; Rau et al., 1983].

Таким образом, выделенные комплексы фораминифер содержат формы, характерные для неогена Северной Пацифики, что позволило уточнить возраст свит и провести корреляции с соседними регионами.

## ЛИТЕРАТУРА

*Агапитов Д.И., Митрофанова Л.И.* Стратиграфия неогеновых отложений Хатырской впадины (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 123–133.

*Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С.* Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 304 с.

*Гладенков Ю.Б.* Неоген Камчатки (вопросы биостратиграфии и палеоэкологии). М.: Наука, 1972. 252 с.

*Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э., Бордунов С.И., Братцева Г.М., Зырянов Е.В., Кураленко Н.П., Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Ганзей С.С., Киящко С.И., Трубихин В.М.* Детальное расчленение неогена Восточной Камчатки. М.: Наука, 1992. 208 с.

*Гусева Р.Н.* Фораминиферы вулканогенно-осадочных плиоценовых отложений о-ва Карагинского // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 99–104.

*Дмитриева Т.В.* Западная Камчатка. Ичинский опорный разрез // Практическое руководство по микрофауне. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. С. 155–160.

*Решения* рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объяснит. зап. к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

*Серова М.Я.* Фораминиферы и стратиграфия неогена Камчатки. М.: Наука, 1978. 176 с.

*Серова М.Я., Борзунова Г.П., Шапиро М.Н.* Палеоген южной части о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 73–83.

*Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Болдырева В.П.* Курасийско-маруямский комплекс неогеновых отложений Южного Сахалина // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 21, № 4. С. 37–47.

*Харкевич Д.С.* Геология и петрография Северной Камчатки и острова Карагинского // Труды комплексной Камчатской экспедиции 1936–1937 гг. М.: Недра, 1941. С. 3–32.

*Хорева И.М.* Фораминиферы антропогена северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1988. 103 с.

*Шаинян С.Х., Большаков А.К., Большакова Р.А., Выпова И.Ю., Сальников Б.А.* Стратиграфия кайнозойских образований Северо-Охотского прогиба по био- и сейсмостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 23–33.

*Hanagata S., Hiramatsu C.* Miocene-Pliocene Foraminifera from the subsurface sections in the Yufutsu Oil and Gas Field, Hokkaido // Paleontol. Res. 2005. V. 9, N 4. P. 273–298.

*Hasegawa S.* Foraminifera of the Himi Group, Hokuriku Province, Central Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. Geol. 1979. V. 49, N 2. P. 89–163.

*Lagoe M.B.* Neogene paleoclimate of the Gulf of Alaska and regional correlations to the Bering Sea region // Proceedings International Conference on the Arctic Margins. Anchorage. Alaska, 1994. P. 345–350.

*Rau W.W., Plafker G., Winkler G.R.* Foraminiferal biostratigraphy and correlations in the Gulf of Alaska Tertiary province // Oil and gas investigation chart OC-120. Reston: Dep. Int. USGS, 1983. P. 1–11.


# ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА В НЕОГЕНЕ


**Н.К. Вагина**

*Тихоокеанский океанологический институт им.В.И. Ильичева ДВО РАН,*
*690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43; e-mail: vagina@poi.dvo.ru*


Изучению палинокомплексов Японского моря посвящены работы многих исследователей [Коренева, 1961, 1983; Цой и др., 1985; Геология..., 1987; Горовая, 1987; Bersenev et al., 1996; Heusser, 1992; Yamanoi, 1992; и др.]. Задача наших исследований – проследить последовательность изменения палинокомплексов неогена во времени и в пространстве в связи с изменением климатических условий. Время и пространство неразрывно связаны между собой и неразделимы в природных явлениях. Поэтому смена экологических доминантов олицетворяет собой коренную перестройку экосистемы [Болотникова, 1979].

Как известно, с удалением от побережий увеличивается площадь, с которой пыльца и споры поступают в осадки бассейна, где происходит их дифференциация в зависимости от морфологического строения. В составе спектров преобладают пыльца и споры, способные переноситься по воздуху и водой на дальние расстояния (особенно это касается пыльцы семейства Pinaceae). Поэтому с удалением от побережий состав спорово-пыльцевых спектров значительно усреднен. В них содержатся пыльца и споры, входящие в состав различных растительных группировок, расположенных на прилегающих побережьях. Состав спорово-пыльцевых спектров хорошо отражает широтно-зональный тип растительного покрова [Коренева, 1983].




**Рис. 1.** Расположение глубоководных скважин и коррелируемых с ними материалов автора отмечено кружками.

Материалом для работы послужили образцы из глубоководной скв. 584, пробуренной в Японском желобе в 87-м рейсе "Glomar Challenger" (предоставлены С.В. Точилиной); образцы отложений континентального склона в районе залива Петра Великого (предоставлены И.Б. Цой); образцы отложений из Берегового разреза (междуречье Кура–Урюм) Южного Сахалина (предоставлены И.М. Поповой) (рис. 1). Возрастные определения по диатомовым водорослям сделаны И.Б. Цой, а по радиоляриевой фауне – С.В. Точилиной и И.М. Поповой.

В работе предпринята попытка сопоставить результаты изучения палинокомплексов неогена Япономорского региона.

**Ранний – средний миоцен.** Корреляция палинокомплексов отложений залива Петра Великого (континентальный склон) [Цой, Вагина, 2007], Южного Сахалина (Береговой разрез) [Вагина, 2005; Vagina, 2005], Японского желоба (скв. 584) [Точилина и др., 2007] с палинокомплексами опорного разреза на п-ове Ога (западное побережье Японских островов) [Yamanoi, 1978], глубоководной скважины 797 (впадина Ямато, Японское море) [Yamanoi, 1992] и подводной возвышенности Окусири [Геология..., 1987] (данные М.Т. Горовой) показала, что общим для всех является доминирование пыльцы семейства Juglandaceae в составе палинозон или слоев.

**В среднем миоцене** доминирование семейства Juglandaceae отмечено в южных местонахождениях, т.е. в районе впадины Ямато [Геология дна...., 1987] (данные М.Т. Горовой), скв. 797 [Yamanoi, 1992], на п-ове Ога [Yamanoi, 1978], на подводной возвышенности Окусири, скв. 796 [Yamanoi, 1992] и в Японском желобе, скв. 584.

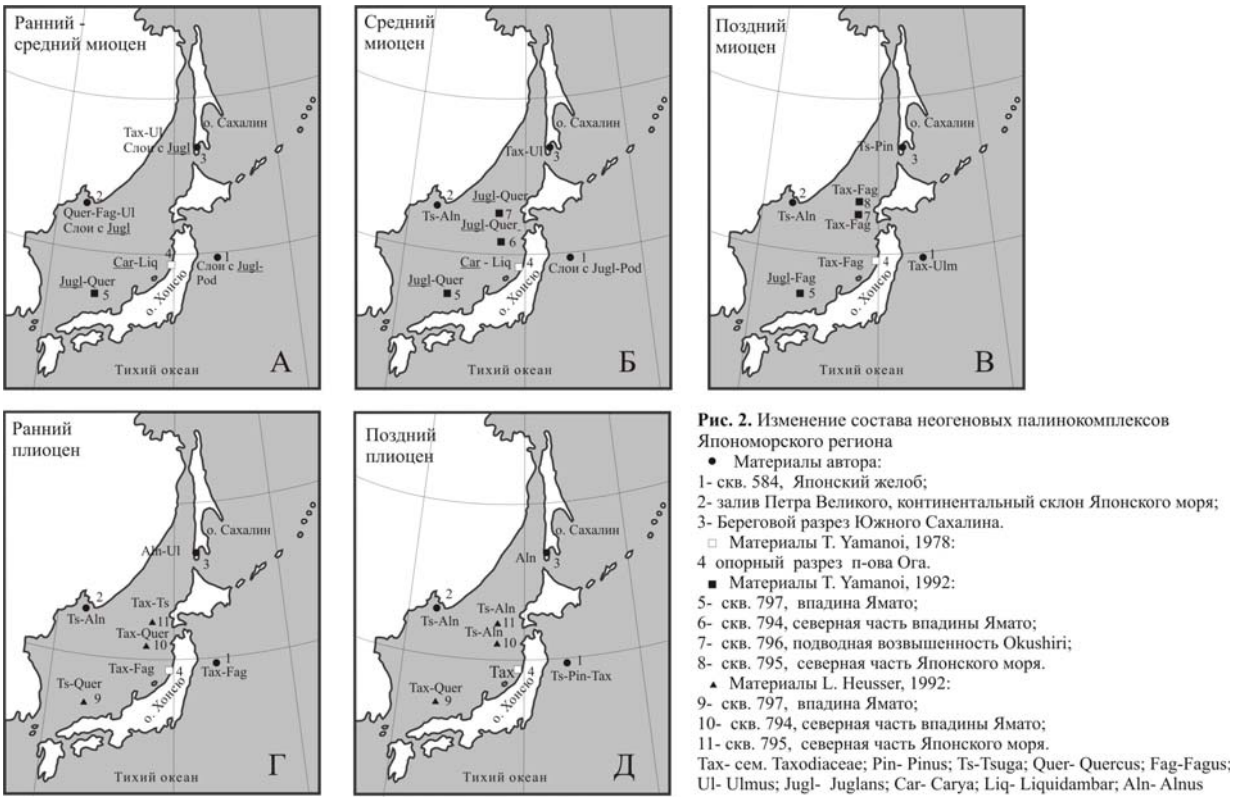



**Рис. 2.** Изменение состава неогеновых палинокомплексов Япономорского региона
- Материалы автора:

1- скв. 584, Японский желоб;
2- залив Петра Великого, континентальный склон Японского моря;
3- Береговой разрез Южного Сахалина.
- Материалы T. Yamanoi, 1978:

4 опорный разрез п-ова Ога.
- Материалы T. Yamanoi, 1992:

5- скв. 797, впадина Ямато;
6- скв. 794, северная часть впадины Ямато;
7- скв. 796, подводная возвышенность Okushiri;
8- скв. 795, северная часть Японского моря.
- Материалы L. Heusser, 1992:

9- скв. 797, впадина Ямато;
10- скв. 794, северная часть впадины Ямато;
11- скв. 795, северная часть Японского моря.

Tax- сем. Taxodiaceae; Pin- Pinus; Ts-Tsuga; Quer- Quercus; Fag-Fagus; Ul- Ulmus; Jugl- Juglans; Car- Carya; Liq- Liquidambar; Aln- Alnus

**Рис. 2.** Изменение состава неогеновых комплексов Япономорского региона

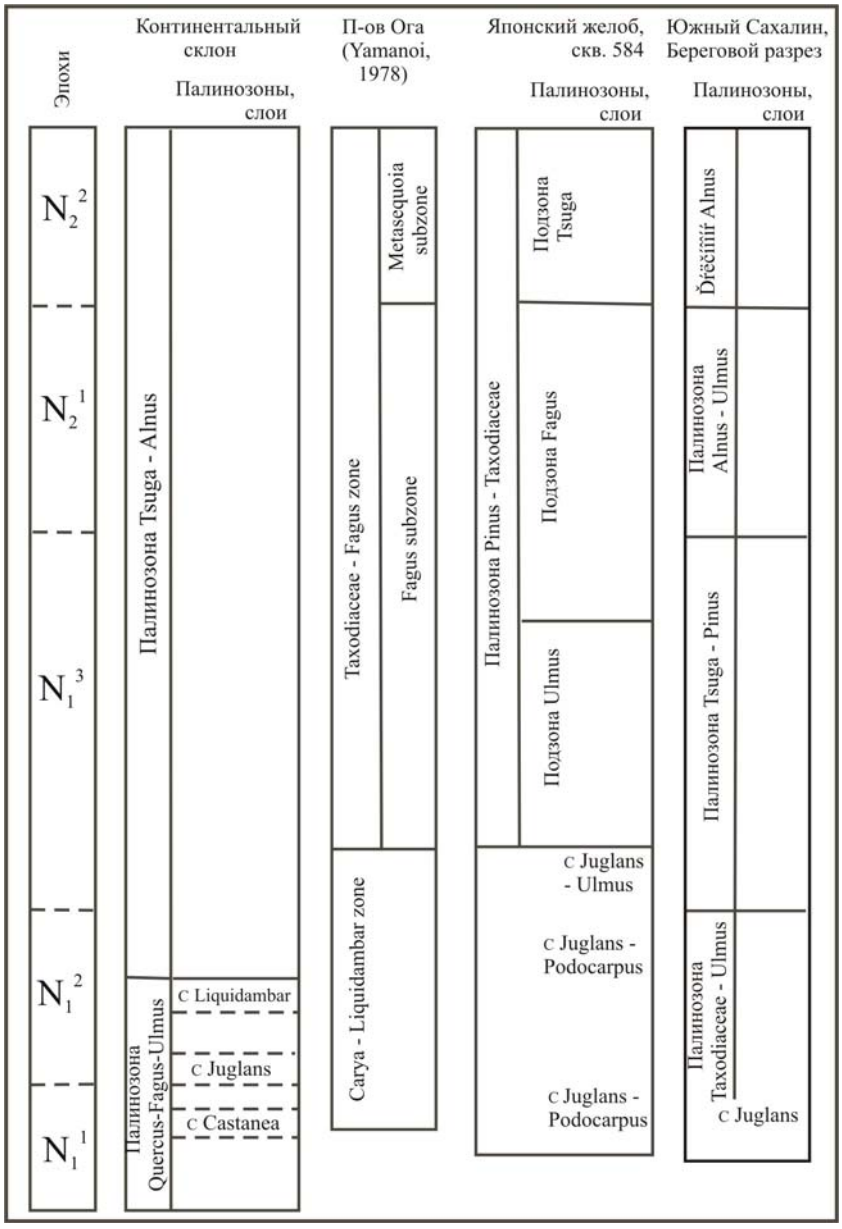



**Рис. 3.** Корреляция палинозон Япономорского региона.

**В позднем миоцене** доминирование пыльцы семейства Juglandaceae, как наиболее теплолюбивого, отмечается лишь во впадине Ямато [Yamanoi, 1992], на возвышенности Ямато [Цой, Ващенкова и др., 1985]. В районе Японских островов (п-ов Ога, Японский желоб, подводная возвышенность Окусири – глубоководная скв. 796) доминирует пыльца семейства Taxodiaceae, а на Южном Сахалине и на континентальном склоне Приморья преобладает *Tsuga*, что может свидетельствовать об изменении климатической обстановки в сторону похолодания.

**В раннем плиоцене** сходство палинокомплексов Южного Сахалина и Южного Приморья прослеживается в доминировании пыльцы *Alnus*, а сходство палинокомплексов вблизи Хоккайдо, скв. 794, 795 [Heusser, 1992], северной части Хонсю, в разрезе на п-ове Ога [Yamanoi, 1992] и Японского желоба, скв. 584 – в доминировании пыльцы семейства Taxodiaceae.

**В позднем плиоцене** отмечается сходство СПК северной части Японского моря и Японского желоба по доминированию в комплексах пыльцы *Tsuga,* а в южной части моря и в Японском желобе по доминированию в комплексах семейства Taxodiaceae.

Анализ материала, изученного в Япономорском и прилегающем к нему региону (рис. 2, 3), позволил проследить изменения в составе растительности неогена побережий Японского моря. Флористический состав с учетом экологических особенностей растений позволяет предположить, что, по-видимому, в раннем–среднем миоцене исследуемый район был единой палеогеографической провинцией в составе Восточно-Азиатской области. Со среднего миоцена отличие растительности Хоккайдо – Хонсю от континентальной и южно-сахалинской заключается в преобладании широколиственных ассоциаций, в том числе с *Juglans*. В то же время в растительности континента и Южного Сахалина доминирующее положение занимали темнохвойные элементы (тсуга в том числе) и таксодиевые соответственно. Из материалов видно, что южные флоры менее подвержены колебаниям климата.

Наблюдаемые различия в растительности подтверждают данные о существовании температурного градиента между северо-западной и юго-восточной частями Японского моря со среднего миоцена [Цой, Шастина, 1999].

В позднем миоцене смена палинокомплексов отразила еще более резкие изменения в растительности. Широколиственные ассоциации с *Juglans* остались доминирующими, вероятно, только на южной части Японских островов, где, однако, вечнозеленые формы *Quercus*, обычные в растительности раннего–среднего миоцена, были замещены на *Fagus* – более умеренный представитель растительности. В позднем миоцене происходит дифференциация растительности побережий: на Хоккайдо – Хонсю доминирующими стали таксодиевые и *Fagus*.

Выявлена смена доминантов и субдоминантов в палинокомплексах – более резкая вдоль континента (холодное Приморское течение) и более постепенная (плавная) вдоль западного побережья Японских островов, находящихся под влиянием муссонного климата и теплого течения Куросио (см. рис. 2, Б-Д). Палинокомплексы скв. 584, вероятно, формировались под влиянием как теплого течения Куросио, так и холодного Оясио. Это особенно наглядно выражено в СПК позднего плиоцена (см. рис. 2, Д).

Анализ палинокомплексов позволил предположить уровни развития растительности в неогене, наглядно демонстрирующие смену природных обстановок как во времени, так и в пространстве.

## ЛИТЕРАТУРА


*Болотникова М.Д.* Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. М.: Наука, 1979. 196 с.

*Вагина Н.К.* Палеосукцессии неогеновых палинокомплексов Южного Сахалина // Палинология: теория и практика: Материалы XI Всерос. палинол. конф. 27 сент. – 1 окт. 2005 г. М., 2005. С. 38–40.

*Геология дна Японского моря* / И.И. Берсенев, Е.П. Леликов и др. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

*Горовая М.Т.* Палинологическое обоснование отложений неогена Японского моря // Материалы по стратиграфии и палеогеографии востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР. 1987. С. 42–50.

*Коренева Е.В.* Исследование методом спорово-пыльцевого анализа двух колонок морских отложений из Японского моря // Океанология. 1961. Т. 1, вып. 4. С. 651–657.

*Коренева Е.В.* Значение палинологии в исследовании отложений морей и океанов // Современные аспекты применения палинологии в СССР. Сборник научных трудов. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГРИ, 1983. С. 16–22.

*Точилина С.В., Вагина Н.К., Гапликова Л.Н.* Палеоокеанологические исследования северо-запада Тихого океана на примере экологической дивергенции радиолярий // Дальневосточные моря России. Кн. 2. Исследование морских экосистем и биоресурсов. М.: Наука, 2007. С. 581–592.

*Цой И.Б., Ващенкова Н.Г., Горовая М.Т., Терехов Е.П.* О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 50–55.

*Цой И.Б., Шастина В.В.* Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи и радиолярии). Владивосток: Дальнаука. 1999. 241 с.

*Цой И.Б., Вагина Н.К.* Изменение среды северо-западной части Японского моря в позднем кайнозое (по палеонтологическим данным) // Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геолого-геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 99–116.

*Bersenev I.I., Tsoi I.B., Vashenkova N.G., et al.* Paleogene, Neogene and Eopleistocene of the continental slope and shelf of the Japan Sea // Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan–USSR Monograph Series. V. 1). 1996 / Eds. N. Isezaki et al. Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB). P. 223–239.

*Heusser L.E.* Neogene palynology of Holes 794, 795A, and 797B in the Sea of Japan: stratigraphic and paleoenvironmental implications of the preliminary results // Proc. of the Ocean Drilling Program. Sci. Res. 1992. V. 127/128, pt.1. P. 325–339.

*Vagina N.K.* Neogene palynocomplexes of the Southern Sakhalin both in time and space // Regularities of the structure and evolution of geospheres: Proc. of VI Int. Inter. Sci. Symp. Vladivostok. 2005. P. 191–195.

*Yamanoi T.* Neogene pollen stratigraphy of the Oga Peninsula, Northeast Honshu, Japan // J. Geol. Soc. Jap. 1978. V. 84, N 2. P. 69–86.

*Yamanoi T.* Miocene pollen stratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of Northeast Japan // Proc. of the Ocean Drilling Program. Sci. Res. 1992. V. 127/128, Pt. 1. P. 471–491.

# БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА ПАЛЕОГЕНА НОВОУЗЕНСКОЙ ОПОРНОЙ СКВАЖИНЫ (СЕВЕРНЫЙ БОРТ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ) ПО ДИНОЦИСТАМ И НАННОПЛАНКТОНУ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

**О.Н. Васильева[1], В.А Мусатов[2]**

*[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7; e-mail: vasilyeva@igg.uran.ru*
*[2]Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, 410600 г. Саратов, ул. Московская, 70; e-mail: vamusatov@nvniigg.san.ru*

**Введение.** Многие региональные литостратоны палеоцена Поволжья (сызранская, саратовская, камышинская свита, слои белогродни) до сих пор слабо охарактеризованы палеонтологически, что затрудняет определение границ и объемов свит, а также корреляцию удаленных разрезов.

В настоящей работе приведены предварительные результаты изучения наннопланктона и динофлагеллат в 526-метровом разрезе палеогена, вскрытого Новоузенской опорной скважиной, пробуренной вблизи г. Новоузенска Саратовской области (рис. 1). Полученные результаты во многом дополняют региональную часть стратиграфической схемы морского палеогена юга Европейской России [Ахметьев, Беньямовский, 2003].

**Наннопланктон.** В разрезе выделено восемь зональных комплексов, соответствующих наннопланктонным зонам стандартной шкалы E. Martini [1971].

В мергелях алгайской свиты выявлен комплекс зоны NP2 Cruciplacilithus tenuis s.s. (нижняя часть свиты): *Cruciplacolithus tenuis* (Str.), *C. primus* P.-Nielsen, *Marcalius inversus* Br. et Mart., единичные *Biantolitus sparsus* Br. et Mart. и др. Комплекс зоны NP3 Chiasmolithus danicus (верхняя часть свиты) включает следующую ассоциацию: *Chiasmolithus danicus* (Brotzen), *Cruciplacolithus tenuis* (Str.) и др., единично встречается *Biantolitus sparsus* Br. et Martini.

Насыщенные глауконитом породы цыгановской свиты соответствуют нижней части зоны NP4 Coccolithus robustus (аналог Ellipsolithus macellus). Комплекс включает: *C. robustus* (Br. et Sull.), *C. eopelagicus* (Br. et Riedel), *C. cavus* Hay et Mohler, *Ne. perfectus* P.-Nielsen, *Ch. danicus* (Brotzen), *Cr. tenuis* (Str.), единичные *B. sparsus* Br. et Martini и др.

Опоковидные глины нижнесызранской подсвиты содержат комплекс, соответствующий лоне Neochiastozygus junctus (верхняя часть зоны NP4 Coccolithus robustus = Ellipsolithus macellus). Изменения в составе наннопланктонных ассоциаций, начавшиеся в основании зоны Coccolithus robustus s.l., в лоне N. junctus проявляются еще сильнее. Становится меньше видов из рода *Cruciplacolithus*, *C. robustus* (Br. et Sull.), *C. cavus* Hay et Mohler, появляются многочисленные *Neochiastozygus junctus* (Br. et Sull.), в верхней части появляются редкие *Chiasmolithus consuetus* (Br. et Sull.). Вид-индекс *Ellipsolithus macellus* (Br. et Sull.), характерный для зоны NP4 Западной Европы и океанов [K. Perch- Nielsen, 1985], здесь встречается очень редко совместно с *Ellipsolithus distichus* (Br. et Sull.).

Из пород верхнесызранской подсвиты выделен комплекс зоны NP5 Fasciculithus tympaniformis: *F. tympaniformis* Hay et Mohler, *F. magnus* Bukry et Percival, *F. involutus* Br. et Sull., *F. billii* P.-Nielsen, *F. janii* P.-Nielsen, *Coccolithus robustus* (Br. et Sull.), *Cruciplacolithus tenuis* (Str.), *Cr. primus* P.-Nielsen, *Chiasmolithus danicus* (Brotzen), *Neochiastozygus junctus* (Br. et Sull.) и др.

Из нижней части новоузенской свиты определен комплекс, характерный для зоны NP6 Heliolithus kleinpelli: появляется *H. kleinpelli* Sull., присутствуют *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler, *Cruciplacolithus tenuis* (Str.), *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) и др., но в небольшом количестве. Средняя и верхняя часть свиты наннопланктоном не охарактеризованы.

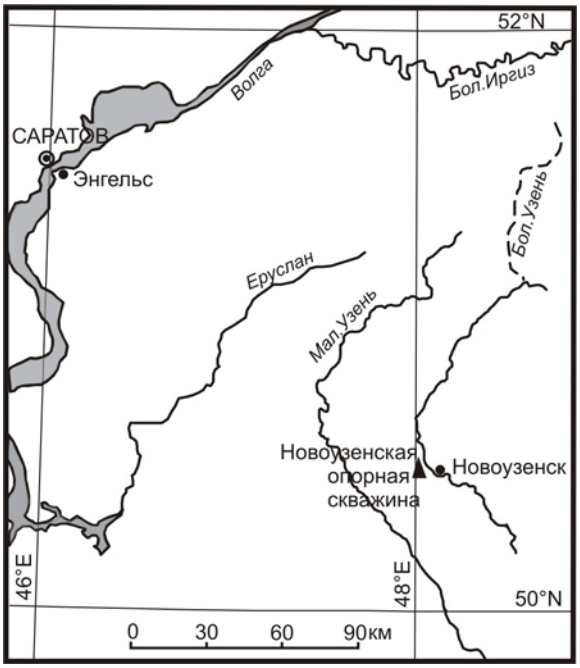



**Рис. 1.** Местоположение Новоузенской опорной скважины.

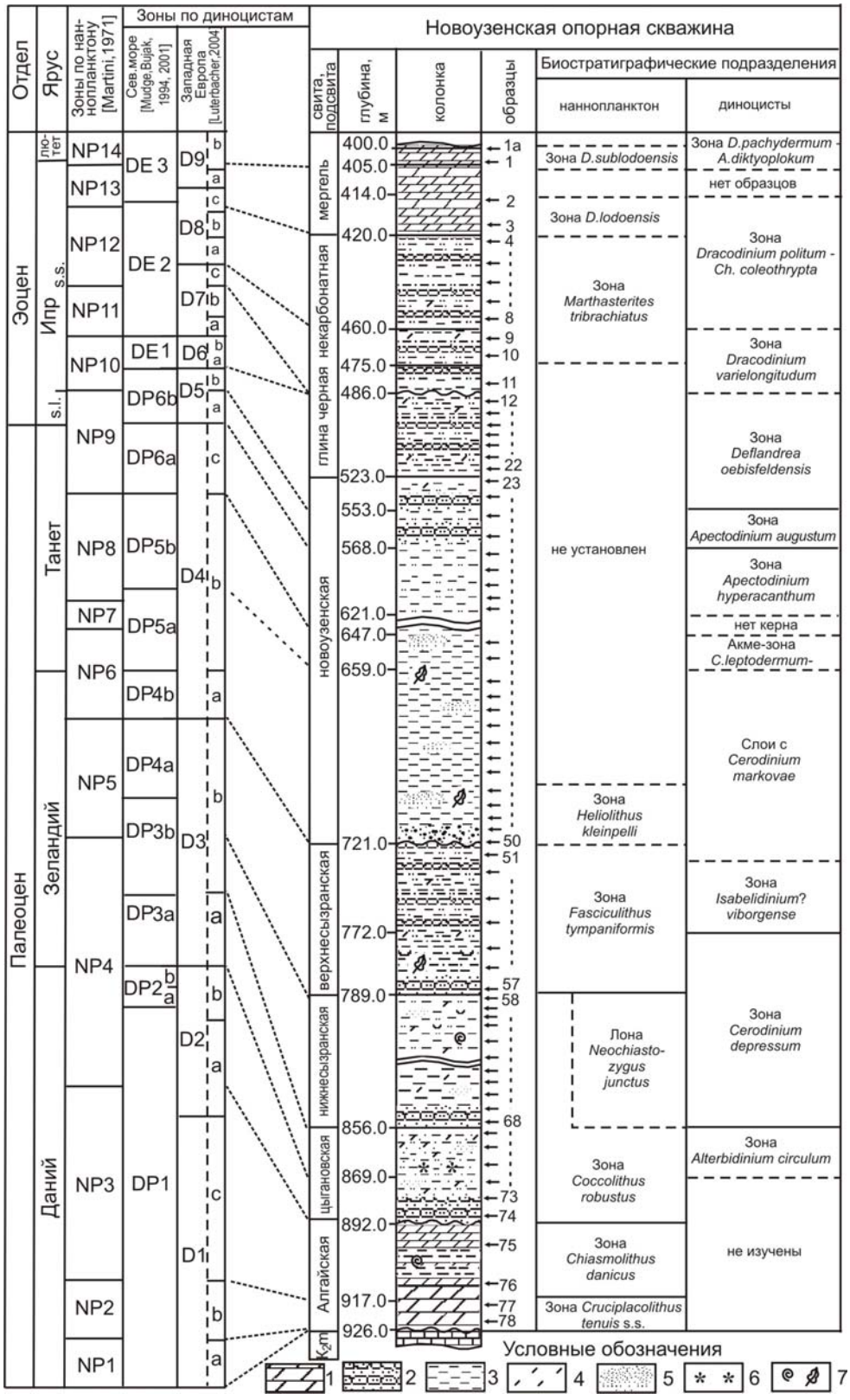



**Рис. 2.** Зональное расчленение по наннопланктону и диноцистам разреза Новоузенской опорной скважины и сопоставление с Общей стратиграфической шкалой. Условные обозначения:

1 – мергель, 2 – песчаник, 3 – глина, 4 – карбонатность, 5 – линзы и прослои песка и алеврита, 6 – глауконит, 7 – отпечатки макрофауны и растительные остатки.

Выше по разрезу комплекс наннопланктона зоны NP12 Marthasteritus tribrachiatus выявлен в толще слабокарбонатной глины в интервале 420.0–475.0 м. В инт. 414.0–420.0 м, представленном темно-зеленой слабо известковистой глиной, выявлен комплекс наннопланктона зоны NP13 Discoaster lodoensis, который завершает ипр в общей стратиграфической шкале. В верхней части разреза, в слое мергеля и зеленой глины (инт. 400.0–405.0 м) выявлен комплекс зоны NP14 Discoaster sublodoensis. Исходя из видового состава наннопланктона (присутствует вид-индекс *Rhabdosphaera inflata* Br. et Sull. и др.), данный комплекс отвечает верхней части зоны NP14 и датируется лютетом. Видовой состав (около 70 видов) комплексов зон NP12–14 незначительно отличается от одновозрастных комплексов южных регионов, за исключением большого разнообразия видов из родов *Rhabdosphaera, Pontosphaera, Micrantolithus* (рис. 2).

**Диноцисты.** Диноцисты присутствуют с разной степенью насыщенности практически по всему разрезу. Осадки алгайской свиты не охарактеризованы ввиду отсутствия проб из этого интервала. В разрезе Новоузенской скважины выделены зональные комплексы, отвечающие стандартным диноцистовым зонам [Luterbacher et al., 2004]. Выделение зональных комплексов проводилось по появлению видов-индексов, или зональных видов. Исключение составляет комплекс в нижней части новоузенской свиты, где стандартная зона не может быть выделена.

В отложениях цыгановской свиты (инт. 856.0–869.0 м) установлен комплекс диноцист зоны Alterbidinium circulum (ранний зеландий, средний палеоцен) [Luterbacher et all., 2004]. В составе комплекса (66 таксонов) выявлены: зональный вид, *Spinidinium densispinatum* Stanl., *Palaeocystodinium benjamini* Drugg, *P. australinum* (Cooks.) Lent.et Will., *P. bulliformum* Ioann., *Senegalinium iterlaaense* Nohr-Hans. et Heil.-Claus., *Cerodinium striatum* (Drugg) Lent.et Will., *C. kangiliense* Nohr-Hans. et Heil.-Claus., серия видов *Alterbidinium, Senegalinium.* В составе комплекса доминируют диноцисты (около 80 %), среди них преобладают разные виды *Alterbidinium,* крупные *Palaeocystodinium.* FAD (FAD – First Appearance Datum – данные первого появления, используется здесь и далее) *Alterbidinium circulum* Heil.-Clausen позволяет сопоставлять комплекс с зоной Viborg 1 Дании [Heilmann-Clausen, 1985], зоной D3a стандартной зональной шкалы по диноцистам [Luterbacher et al., 2004].

Породы нижнесызранской подсвиты (инт. 789.0–856.0 м) и основания верхнесызранской подсвиты (песчаник в инт. 781.0–789.0 м) содержат комплекс зоны Cerodinium depressum [Luterbacher et all., 2004]. FAD вида-индекса отмечается в основании интервала. Характерные виды микрофитопланктона: *Cerodinium speciosum* (Alb.) Lent. et Will., *Senegalinium iterlaaense* Nohr-Hans.et Heil.-Clausen. Комплекс палиноморф характеризуется абсолютным доминированием пыльцы и спор, зеленых водорослей и акритарх; динофлагеллаты составляют не более 10 %. Комплекс отвечает зоне Viborg 2 Дании [Heilmann-Clausen, 1985], зоне D3b [Luterbacher et al., 2004], датируется зеландием.

Осадки верхнесызранской подсвиты (инт. 733.0–772.0 м) включают комплекс зоны Isabelidinium? viborgense (зона D3b, Mudge, Bujak [2001]). Он характеризуется FAD и LAD (Last Appearance Datum – данные последнего появления) вида-индекса (присутствие *I.?viborgense* Heil.-Claus. отмечается в инт. 733.0–772.0 м), LAD *Palaeoperidinium pyrophorum* (Ehren.) Sarj., LAD *Palaeocystodinium australinum* (Cooks.) Lent.et Will., FAD *Cerodinium markovae* (Vozzh.) Lent. et Will. Органикостенный микрофитопланктон составляет менее 10 % палинокомплекса, в котором доминируют наземные палиноморфы. Выделенный комплекс соответствует зоне D3b стандартной зональной шкалы [Luterbacher et al., 2004]; зонам зеландия в Дании Viborg 2 – Viborg 3 [Heilmann-Clausen, 1985], зоне DP3b бассейна Северного моря [Mudge, Bujak, 2001]. Возраст ассоциации – средний зеландий.

Инт. 710.0–733.0 м (кровля верхнесызранской подсвиты – основание новоузенской свиты) охарактеризован крайне бедными палиноморфами, включая споры и пыльцу. Среди фитопланктона установлены *P. morulosa* O. Wetz., *Membranosphaera* sp., *Veryhachium* sp., *Cerodinium markovae* (Vozzh.) Lent. et Will., *Achomosphaera* sp., *Cordosphaeridium* sp.

Нижняя часть новоузенской свиты (инт. 659.0–710.0 м) содержит также обедненный комплекс микрофитопланктона, включающий *Cerodinium markovae* (Vozzh.) Lent.et Will., *C. sibiricum* (Vozzh.) Lent.et Will., *C. leptodermum* (Vozzh.) Lent. et Will., единичные *Alisocysta margarita* (Harl.) Harl., акритархи. Таким образом, инт. 659.0–733.0 м охарактеризован комплексом *Cerodinium markovae.* В этом интервале преобладают споры и пыльца. Возраст комплекса, предположительно, – поздний зеландий–ранний танет (средний–поздний палеоцен).

Образования новоузенской свиты (инт. 647.0–659.0 м) содержат обильный фитопланктон крайне плохой сохранности с *Cerodinium leptodermum* (abundance), *C. markovae* (Vozzh.), единичными *A. gippingensis* Jolley. Появление одного из зональных видов – *Areoligera gippingensis* Jolley, позволяет коррелировать комплекс с зоной DP5a-b бассейна Северного моря и свидетельствует о танетском возрасте [Mudge, Bujak,

2001]. Однако доминирование эндемичных таксонов *Cerodinium* практически полное отсутствие других видов диноцист и значительное обеднение ассоциации в верхах интервала (*P. minusculum* (Alb.)*, H. septata* (Cooks. et Eis.)*, Cerodinium* sp., *Senegalinium* sp., *Achomosphaera* sp., *Spiniferites* sp.) не позволяют более детально датировать комплекс. В инт. 621.0–635.0 м керн отсутствует.

Выше по разрезу в осадках новоузенской свиты (инт. 568.0–621.0 м) установлен комплекс диноцист зоны Apectodinium hyperacanthum. Ассоциация соответствует зоне D4c [Luterbacher et al., 2004], зоне DP6a бассейна Северного моря [Mudge, Bujak, 2001] и датируется поздним танетом (поздний палеоцен). Залегающие в верхней части новоузенской свиты глинистые осадки (инт. 568.0–553.0 м) содержат комплекс диноцист зоны Apectodinium augustum. Комплекс отвечает зоне D5a [Luterbacher et al., 2004], зоне DP6b [Mudge, Bujak, 1994, 2001], соответствует событию палеоцен-эоценового температурного максимума и совмещается с интервалом палеоцен-эоценовой границы. Отложения верхней части новоузенской свиты (инт. 486.0–553.0 м) охарактеризованы ассоциацией зоны Deflandrea oebisfeldensis, отвечающей раннему эоцену (ранний ипр). Комплекс отвечает зоне D5b [Luterbacher et al., 2004]. Ассоциация характеризуется доминированием вида-индекса, единичным участием представителей родов *Fibrocysta, Cerodinium, Achomosphaera, Spiniferites*.

Инт. 460.0–486.0 м (нерасчлененная толща) охарактеризован комплексом диноцист зоны Dracodinium varielongitudum среднего ипра (ранний эоцен), отвечающим зоне D7c [Luterbacher et al., 2004]; зоне DE1b [Mudge, Bujak, 1994, 2001].

Инт. 414.0–460.0 м содержит комплекс микрофитопланктона зоны Dracodinium politum – Charlesdowniea coleothrypta. Комплекс сопоставляется с зоной D8 [Luterbacher et al., 2004], зоной DE2 [Bujak, Mudge, 1994], отвечает наннопланктонным зонам NP12 (часть) – NP 13 (часть). Возраст ассоциации – средний ипр (ранний эоцен).

Верхний интервал разреза (400.0–405.0 м) охарактеризован комплексом диноцист зоны Dracodinium pachydermum – Areosphaeridium diktyoplokum [Luterbacher et al., 2004], включающий, кроме зональных видов, *W. articulata* Eis.*, W. samlandicum* Eis.*, S. chlamydophora* Eis.*, D. apiculiformis* Andr.-Grig. et Savitz. Комплекс сопоставляется с зоной D9a-b [Luterbacher et al., 2004], зоной DE3 (часть) [Bujak, Mudge, 1994]. Возраст этих зон – поздний ипр–ранний лютет (ранний-средний эоцен). В разрезе комплекс отвечает лютетской части зоны D9 [Luterbacher et al., 2004].

**Выводы.** Впервые выполненное для северной бортовой зоны Прикаспийской впадины совместное изучение диноцист и наннопланктона в разрезе палеогена Новоузенской опорной скв. №1 показывает высокую биостратиграфическую точность и эффективность зонального сопоставления этих двух групп. Комплексы наннопланктона и диноцист дополняют палеонтологическую характеристику разреза и позволяют детально расчленять и датировать опорный разрез палеогена этого региона. Отложения алгайской и низов цыгановской свиты датируются данием (нижний палеоцен). Верхняя часть цыгановской свиты относится к нижнему зеландию. Осадки нижне- и верхнесызранской подсвит определяются в пределах среднего и верхнего зеландия (средний палеоцен). Большая часть новоузенской свиты относится к верхам зеландия–танету (средний–верхний палеоцен). В верхней части новоузенской свиты установлен комплекс диноцист, характерный для пограничного палеоцен–эоценового интервала (*Apectodinium augustum*). Кровля новоузенской свиты датируется ипром (ранний эоцен). Нерасчлененная песчано-глинистая толща, расположенная выше новоузенской свиты, относится к среднему–верхнему ипру (нижний эоцен) и лютету (средний эоцен).

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ, проект № 06-05-64780.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 5. С. 40–51.

*Heilmann-Clausen C.* Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ypresian in the Viborg 1 borehole, central Jylland, Denmark // Dan. Geol. Unders. S. A. 1985. N 7. P. 1–69.

*Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H., Gradstein F.M., Hooker J.J., Monechi S., Ogg J.G., Powell J., Rohl U., Sanfilippo A., Schmitz.* The Paleogene Period // A Geological Time Scale / Eds. F.M. Gradstein et al. Cambridge University Press, 2004, P. 384–408.

*Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary Calcareous nannoplankton zonation // Proc. II Plancton Conf. Roma. 1971. V. 2. P. 739–785.

*Mudge D.C., Bujak J.P.* Eocene stratigraphy of the North Sea basin // Mar. Petrol. Geol. 1994. V. 11, N. 2. P. 166–181.

*Mudge D.C., Bujak J.P.* Biostratigraphic evidence for evolving palaeoenvironments in the Lower Paleogene of the Faeroe–Shetland Basin // Mar. Petrol. Geol. 2001. V. 18. P. 577–590.

# ОСНОВНЫЕ РУБЕЖИ ПЕРЕСТРОЙКИ БОРЕАЛЬНОЙ ФЛОРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ОЛИГОЦЕНЕ И НЕОГЕНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**В.С. Волкова**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: VolkovaVS@ipgg.nsc.ru*

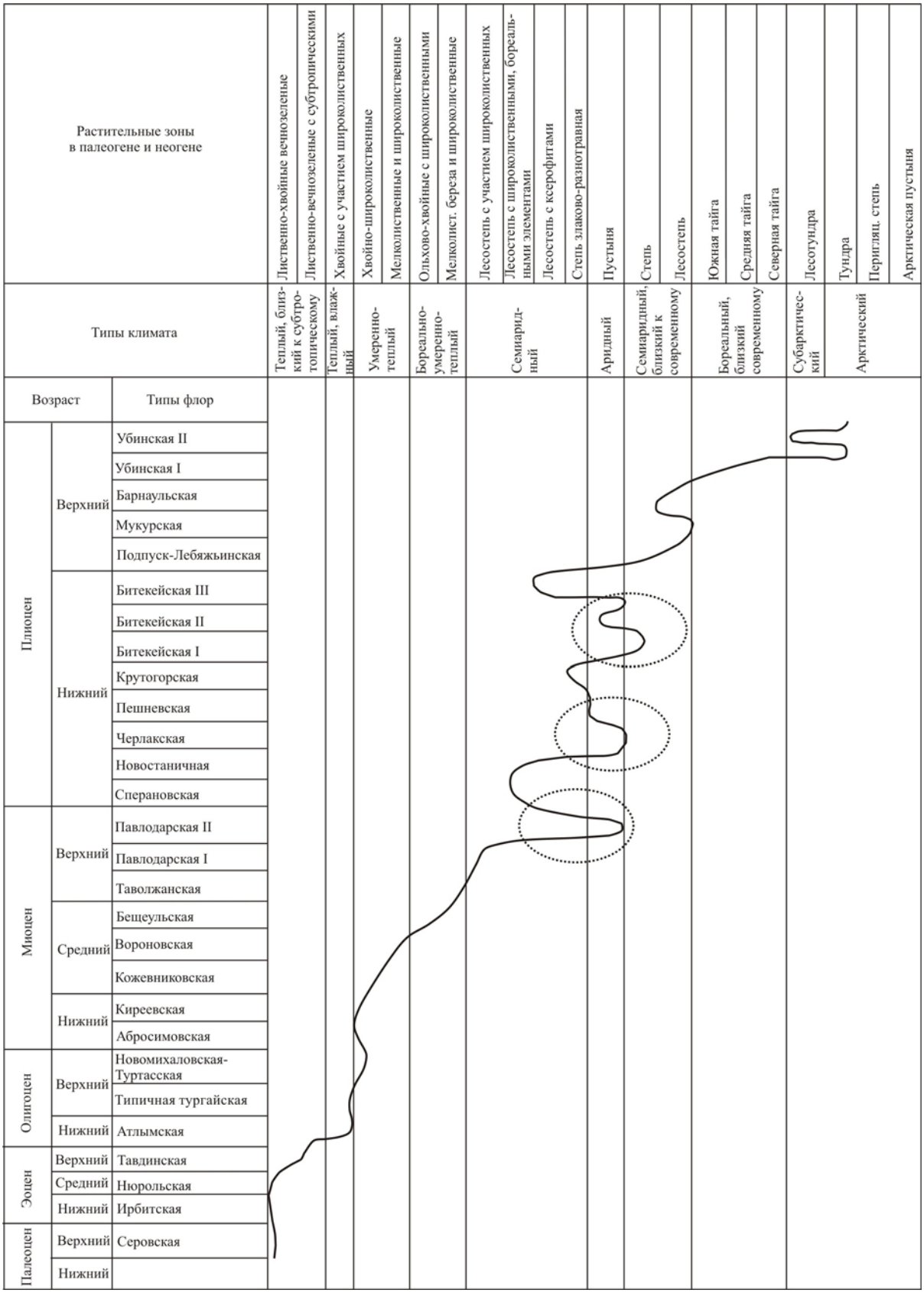
Растительность и флора олигоцена (37–25 млн лет) и неогена (25–5 млн лет) в основном формировались под влиянием климата на фоне активных тектонических движений, которые обусловили смену морского режима осадконакопления на континентальный. Наиболее сильное глобальное похолодание климата произошло на рубеже эоцена и олигоцена. Оно было связано с изоляцией Антарктического континента от других континентов Гондваны и возникновением пролива Дрейка между Антарктидой и Южной Америкой с одновременным образованием циркумполярного антарктического течения. Это привело к началу оледенения Антарктиды и гляциоэвстатическому понижению уровня Мирового океана [Ахметьев, 2004], осушению Западно-Сибирского эоценового моря и Тургайского пролива, а также к сокращению площади Байгубекского моря. В Западной Сибири климат оставался еще умеренно-теплым [Кулькова, Волкова, 1997]. Однако постепенно от олигоцена к миоцену он становился более континентальным и аридным (см. рисунок). Климатические изменения оказали влияние на состав растительности и обусловили основные рубежи в развитии бореальной флоры.

В начале раннего олигоцена произошла коренная перестройка палеогеографической обстановки, и установился континентальный режим осадконакопления на территории Западной Сибири. На этом рубеже прекратили существование многие субтропические виды растений. Постепенно исчезли представители Palmaceae и теплолюбивые роды семейства Juglandaceae, такие как *Engelhardtia* и *Cyclocarya*. С другой стороны, увеличилось разнообразие родов мезофильных растений семейств Juglandaceae (*Juglans, Carya, Pterocarya*) и Ulmaceae. На этом этапе постепенно усиливается роль видов, свойственных олигоценовой флоре Сибири (*Tsuga crispa* Zakl., *Juglans siboldianiformis* Voic., *J. polyporata* Voic., *Quercus forestdalensis* Trav.), а также представителей Taxodiaceae и Pinaceae. Этот переломный рубеж широко проявился в истории флоры Северной Азии и Европы (Крым и Северный Кавказ). Он приходится на пограничные эоцен-олигоценовые отложения, что позволяет проводить границу между Тавдинским эоценовым горизонтом и атлымским нижнеолигоценовым.

В Западной Сибири олигоцен включает три горизонта: атлымский, новомихайловский и журавский-туртасский. С атлымским временем (ранний олигоцен) связаны речной этап осадконакопления и начальный этап развития тургайской флоры, в составе которой на положении реликтов принимали участие и представители эоценовой растительности. Характерной чертой спорово-пыльцевых комплексов раннего олигоцена является присутствие большого количества темнохвойных растений. Доминируют Taxodiaceae и различные виды семейства Pinaceae (*Pinus cembraeformis* Zakl., *P. sibiriceformis* Zakl., *P. strobiformis* Zakl. и др.), а также *Tsuga*, *Abies*, *Picea*, *Podocarpus* и *Cedrus*. Среди покрытосеменных широко распространены представители семейств Juglandaceae (*Carya spackmania* Trav.) и Betulaceae. Преобладают *Juglans polyporata* Voic., *J. siboldianiiformis* Voic., *Pterocarya, Betula gracilis* Pan., *Carpinus perfectus* Pan., различные *Liquidambar*, *Tilia*, *Ilex* и *Nyssa*. Сопутствующими компонентами комплекса являются представители травянисто-кустарничковых растений, гигро- и гидрофиты (*Sparganium, Potamogeton, Diervilla*). Для этого этапа характерно присутствие эоценовых реликтовых видов *Quercus gracilis* Boitz. и *Q. gracilisformis* Boitz. В настоящее время флоры со сходными особенностями состава типичны для полидоминантных хвойно-широколиственных лесов Восточной Азии и юго-востока Северной Америки.

Во второй половине раннего олигоцена (новомихайловское время) отрицательные тектонические движения привели к образованию на территории Западной Сибири обширного озерного водоема, в котором отлагались глины с прослоями алевритов и углей. Палинологические комплексы по видовому составу близки к атлымским, но количественное соотношение таксонов изменяется. Резко увеличивается участие покрытосеменных, главным образом видов семейств Juglandaceae (*Juglans sibolbianiformis*) и Betulaceae (*Betula gracilis*, *B. trigonia*). Присутствуют *Magnolia, Nyssa*. Среди голосеменных в основном преобладают различные виды *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, Taxodiaceae. Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о развитии хвойно-широколиственных лесов. С этим временем связан расцвет тургайской флоры. Климат становится теплее, чем в начале раннего олигоцена, что подтверждается материалами по флорам и пресноводным моллюскам [Александрова, Ясаманов, 1987].

Следующий этап развития тургайской флоры связан с поздним олигоценом (33–25 млн лет), с периодом формирования туртасского (или журавского) горизонта. Туртасская свита одноименного горизонта представлена некарбонатными тонкослоистыми глинами и алевритами. Установлены два палинокомплекса. Палинокомплекс первой половины позднего олигоцена изучен из нижней глинистой части разреза. В нем




Климатическая кривая для Западной Сибири в кайнозое [Кулькова, Волкова, 1997]. Овалами показаны эпохи аридизации.

присутствует *Fagus grandifoliiformis* Pan., доминируют *Pinus* sp. и Taxodiaceae (25 %). Роды *Carya*, *Quercus* и *Pterocarya* представлены в незначительном количестве. Господствующая роль принадлежит кипарису болотному (*Cupressus palustris* L.). В меньшей степени распространены субтропические растения, среди которых много представителей рода *Nyssa*.

Во второй половине позднего олигоцена сокращается разнообразие хвойных и возрастает роль мелколиственных растений. Намечается дифференциация в составе растительности. Представители мелко- и широколиственных растений характерны для более южных районов Западной Сибири. В их составе еще отмечаются субтропические растения (новые виды *Liquidambar*, *Ilex*, *Nyssa*). Состав флоры указывает на развитие хвойно-широколиственных и листопадных лесов тургайского типа. Растительность близка к хвойно-широколиственным лесам горных районов Восточной Канады.

Близкий флористический состав сохранился на этой территории в начале неогена. В Унифицированную стратиграфическую схему [2001] в состав неогена включены четыре горизонта: абросимовский, бещеульский, таволжанский и павлодарский.

Флора раннего миоцена (25–21 Ма) абросимовского века была еще близка к флоре позднего олигоцена не только в Сибири, но и в смежных районах [Панова, 1981]. Ее состав также указывает на существование хвойно-широколиственных лесов, но уже с большим участием мелколиственных деревьев пород, а также *Ulmus* и *Juglans.* Для этого рубежа характерно увеличение разнообразия видов рода *Picea*, сокращение участия *Cupressus palustris* и *Nyssa*. Возросло значение прибрежно-водных травянистых растений. Постоянно присутствуют *Quercus sibirica* Pan., *Ulmus crassa* Pan. и *Betula suberecta* Pan. По данным В.П. Никитина [1968], флористический состав включал *Populus balsamoides*, *Pterocarya castaneifolia*, *Acer trilobatum*, *Juglans acuminate*, *Alnus keferstainii, Salvinia mideana* и *Glyptostrobus europaeus*. Данная флора сопоставляется с флорой аквитанского века. Она относится еще к тургайскому типу, но состав ее значительно обедняется. Тип растительности близок к современным южно-канадским хвойно-березовым и буковым лесам с примесью ореховых и кипариса болотного.

Четкий рубеж в развитии флор проявился в конце раннего и начале среднего миоцена, во время формирования бещеульского горизонта. Бещеульский рубеж был обусловлен резким похолоданием и увлажнением климата. Для флоры этого времени характерно обогащение мелколиственными видами. Особенно разнообразно представлен род *Alnus*. Сокращается доля участия бука. Среди голосеменных распространены *Tsuga* и различные виды сосен, близкие к современным (*Pinus sibiriciformis, P. sylvestrisformis*), сохраняется ель. Возрастает значение прибрежно-водных и кочедыжниковых растений. Растительность была представлена ольховыми и березовыми лесами островного типа с примесью ореховых и хвойных. Нам представляется, что этот рубеж отражает закат тургайской флоры.

Следующий этап развития растительности начинается в позднем миоцене и связан с формированием таволжанской свиты одноименного горизонта. Роль хвойных и мелколиственных пород еще сохраняется, но среди последних уменьшается количество ольхи и возрастает роль березы. Существенно обедняется состав широколиственных, из которых присутствуют только вяз, липа и дуб. Резко повышается количество травянисто-кустарничковых растений. Флора обогатилась представителями маревых и полыней. Соотношение элементов флоры указывает на широкое развитие березовых лесов с примесью дуба, вяза и липы. По своему составу они близки к лесам низовьев р. Св. Лаврентия в Канаде.

Дальнейшая аридизация климата в конце миоцена (павлодарское время, около 7 млн лет назад) привела к широкому развитию степной и полупустынной растительности [Волкова, 2006].

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 08-05-00344-а.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Ахметьев М.А.* Климат земного шара в палеогене и неогене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 10–51.

*Кулькова И.А., Волкова В.С.* Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 3. С. 58–95.

*Александрова А.Н., Ясаманов Н.А.* Климаты раннего кайнофита юго–запада Сибирской платформы // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 181–190.

*Унифицированная* стратиграфическая схема неогена и палеогена. Новосибирск, 2001. 8 л.

*Панова Л.А.* Флора, растительность на рубеже палеогена и неогена юга СССР (по палинологическим данным) // Жизнь на древних континентах, ее становление и развитие. Л.: Наука, 1981. С. 58–95.

*Никитин В.П.* К вопросу о палеогеографии палеогена и неогена Западной Сибири по данным карпологии // Кайнозой Сибири. Новосибирск: Наука, 1968. С. 40–47.

*Волкова В.С.* Становление бореального климата в позднем кайнозое Северной Азии // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны: Материалы Междунар. симпоз. (Ростов-на-Дону – Азов, 26–29 сент. 2006 г.). Ростов-на-Дону, 2006. С. 47–51.

# ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ В КАЙНОЗОЕ

**А.Ю. Гладенков**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: agladenkov@ilran.ru*

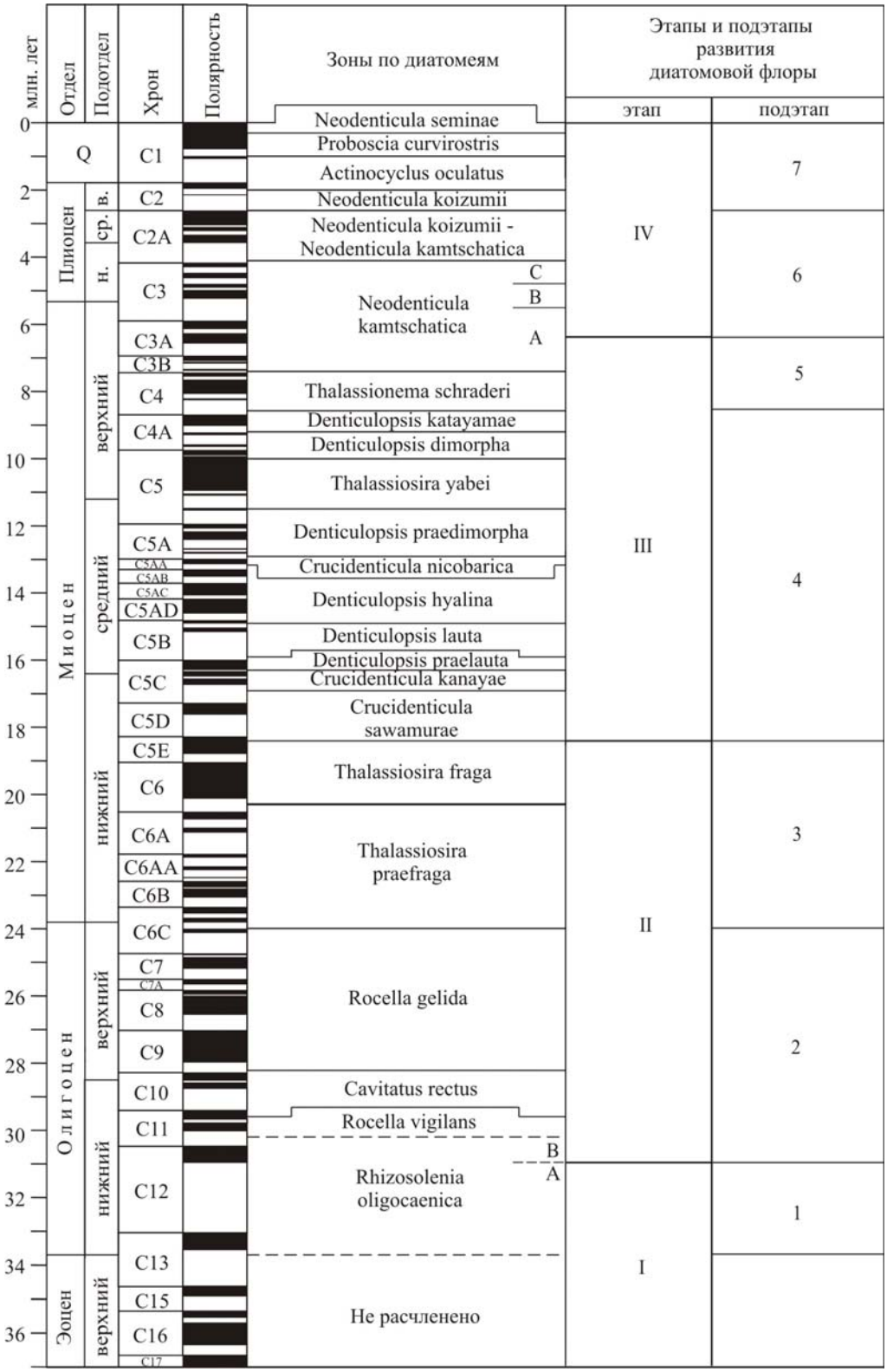
К настоящему времени на основе прослеживания последовательной смены комплексов диатомовых водорослей в океанических разрезах для расчленения олигоцена–квартера Северной Пацифики разработана дробная шкала, включающая более 20 зон. Эти данные с использованием имеющихся материалов по эоцену представляют основу, которая дает возможность наметить ряд особенностей эволюции диатомовой флоры в регионе, таких как этапность, тип и скорость развития. В развитии северотихоокеанской флоры выделены четыре этапа развития крупного ранга и семь подэтапов, границы между которыми маркируются сменой диатомовых сообществ во времени (см. рисунок).

*Этап I (конец эоцена–начало раннего олигоцена)*. Переходные комплексы от эоцена к олигоцену в Северной Пацифике в единых разрезах не изучены. Однако имеющиеся данные по составу разновозрастных ассоциаций указывают, что вблизи границы между эоценом и олигоценом произошли существенные изменения в развитии кайнозойских диатомей как на родовом, так и на видовом уровнях. Несмотря на то что флора начала олигоцена во многом является унаследованной от эоценовой, из ее состава исчезают, по крайней мере, пять родов (*Riedelia*, *Brightwellia*, *Rylandsia*, *Rattrayella*, *Praecymatosira*), а также ряд видов, типичных для эоцена. С другой стороны, в начале раннего олигоцена в северотихоокеанских комплексах получают развитие представители некоторых новых родов (например, *Rouxia*) и видов (родов *Asteromphalus*, *Asterolampra*, *Thalassiosira*, *Rhizosolenia*, *Cestodiscus*, *Sceptroneis*, *Navicula*). Таким образом, для начала олигоцена характерна флора переходного типа – от эоценовой к олигоценовой. Анализ имеющихся материалов показывает, что состав раннеолигоценовых ассоциаций средних и высоких широт во всем Северном полушарии достаточно близок, указывая на отсутствие в то время специфической северотихоокеанской флоры. Кроме того, в комплексах высокоширотных северных и южных областей Мирового океана отмечается большое количество общих видов, что свидетельствует о биполярности развития последних.

*Этап II (середина раннего олигоцена – конец раннего миоцена)*. К середине раннего олигоцена в северотихоокеанских ассоциациях исчезает большинство типично эоценовых элементов, относящихся в первую очередь к родам *Hemiaulus*, *Stephanopyxis*, *Sheshukovia*, *Costopyxis*, *Pyxilla*, *Hyalopoda*, *Drepanotheca*. Появляются и получают широкое распространение космополитные представители новых родов (*Cavitatus*, *Rocella*) и видов, которые наряду с возникшими в конце позднего эоцена–начале раннего олигоцена формируют флору олигоценового облика. Таким образом, флора переходного типа (от эоцена к олигоцену) начинает сменяться собственно постэоценовой.

В конце позднего олигоцена–начале раннего миоцена происходит постепенное исчезновение родов *Rocella* и *Lisitzinia*, типичных для олигоцена, а также более древних родов, *Pyxilla*, *Goniothecium*, *Distephanosira*. Исчезает и ряд видовых таксонов, характерных для олигоцена (*Thalassiosira mediaconvexa*, *T. irregulata*, *Cavitatus rectus* и др.), среди появившихся в начале миоцена видов – *Thalassiosira praefraga*, *Kisseleviella ezoensis*, *Actinocyclus ingens*, *Raphidodiscus marylandicus*. Таким образом, для конца позднего олигоцена–первой половины раннего миоцена характерна флора переходного типа (от олигоценовой к неогеновой). К первой половине раннего миоцена относится начало формирования флоры неогена. Этот процесс продолжается в середине раннего миоцена. В это время, в частности, появляется род *Nitzschia*, получивший широкое распространение в океанах.

*Этап III (конец раннего миоцена–поздний миоцен)*. Развитие типично неогеновой морской диатомовой флоры начинается с конца раннего миоцена. Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что эволюционный процесс, протекавший в это время, можно отнести к градуалистическому типу. На родовом и видовом уровнях не наблюдается уровней массового появления или исчезновения таксонов. За последние 18.5 млн лет происходит постепенное вымирание, по крайней мере, трех родов, возникших до неогена (*Ikebea*, *Cavitatus*, *Kisseleviella*) и четырех неогеновых родов (*Mediaria*, *Raphidodiscus*, *Crucidenticula*, *Denticulopsis*). На разных временных уровнях появляются роды *Mediaria*, *Crucidenticula*, *Denticulopsis*, *Delphineis*, *Neodenticula*, *Lithodesmium*, *Porosira*, *Detonula*, из которых пять последних развиты и сейчас. Процесс вымирания и появления видов в целом постепенный, но отличается некоторой неравномерностью: наблюдается тенденция чередования периодов с относительно повышенной (3–5 видов за 0.5 млн лет) и пониженной




Северотихоокеанская зональная шкала по диатомеям для расчленения олигоцена – квартера [по Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995; Gladenkov, 1999], скоррелированная с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами У. Бергрена и др. [Berggren et al., 1995] и стадии развития диатомовой флоры Северной Пацифики:

A– C – подзоны, Q – четвертичная система, н. – нижний, ср. – средний, в. – верхний.

(0–2 вида за 0.5 млн лет) скоростью появления, а также с разной скоростью вымирания (соответственно, 3–4 и 0–2 вида за 0.5 млн лет) [Barron, 2003].

На фоне градуалистического типа развития диатомей в их эволюции, однако отмечаются отдельные интервалы, которые характеризуются "вспышками" ароморфоза. В первую очередь к таким событиям относятся появление родов пеннатных шовных диатомей *Crucidenticula*, *Denticulopsis* и *Neodenticula*, возникших, как показано, на разных уровнях неогена от различных представителей рода *Nitzschia* [Yanagisawa, Akiba, 1990]. Ко времени появления и развития рода *Crucidenticula* можно отнести начало формирования типично неогеновой флоры. Эволюционные линии развития этого рода включают шесть видов, появившихся в течение около 2.5 млн лет, что указывает на идиоадаптации в процессе достаточно быстрого развития. Пик развития и быстрая экспансия рода относятся к концу раннего–началу среднего миоцена, после чего происходит постепенное затухание и его полное вымирание в конце среднего миоцена.

Род *Denticulopsis* появляется вблизи границы между ранним и средним миоценом, то есть примерно на 2 млн лет позже по сравнению с *Crucidenticula*. В результате быстрой эволюции у видов *Denticulopsis* происходит развитие морфологических особенностей, которые, очевидно, направлены на улучшение адаптации к изменениям условий окружающей среды. В самом начале среднего миоцена конвергентные роды *Crucidenticula* и *Denticulopsis* развиваются параллельно в близких экологических нишах, однако в средних и высоких широтах преобладают представители *Denticulopsis* (*D. lauta*). Около 15 млн лет назад начинается затухание рода *Crucidenticula* и быстрая адаптивная радиация вытесняющего его рода *Denticulopsis*. Вероятно, это связано с закреплением и развитием у представителей последнего более совершенных признаков, позволяющих адаптироваться и увеличивать численность популяций в более холодных водах. Пика своего развития (наиболее высокая численность и видовое разнообразие) в Северной Пацифике *Denticulopsis* достигает в первой половине позднего миоцена. В результате в среднем миоцене – начале позднего миоцена в пределах рода происходил процесс кладогенеза с быстрой адаптивной радиацией, который сопровождался совершенствованием и усложнением морфологии створок. За общий период существования рода, длившийся около 8 млн лет, появилось, по крайней мере, 10 видов (по мнению некоторых исследователей – 17 видов), не считая разновидностей. Вымирание последних *Denticulopsis* приурочено к середине позднего миоцена (около 8.5 млн лет назад). По-видимому, вымирание связано с тем, что в процессе эволюционного развития род исчерпал возможности в отношении совершенствования для дальнейшей конкуренции в изменяющихся условиях окружающей среды.

Во второй половине позднего миоцена (около 8.5–6.5 млн лет назад) в Северной Пацифике развивается флора переходного типа (от комплексов первой половины позднего миоцена к ассоциациям конца позднего миоцена). За период 8.5–7.4 млн лет возникают и развиваются новые неритические элементы – прежде всего представители родов *Thalassiosira*, *Pyxidicula*, а также нового рода *Porosira* и некоторых других, характерные для средних и высоких широт или являющиеся их эндемиками. В конце этого периода (7.4 млн лет назад) в высоких и средних широтах Пацифики появляется род *Neodenticula*, который постепенно начинает осваивать экологическую нишу, занимаемую ранее родом *Denticulopsis*. Несмотря на то что между двумя этими родами прослеживаются определенные черты сходства, они возникли в процессе эволюции от разных предков, имеют морфологические и экологические отличия, а также существовали в разные периоды геологического времени. Предком первых *Neodenticula* (*N. kamtschatica*) является *Nitzschia rolandii* – эндемик средних и высоких широт Северной Пацифики [Yanagisawa, Akiba, 1990]. Приобретенные в ходе эволюции морфологические элементы позволили представителям рода *Neodenticula*, вероятно, хорошо адаптироваться в дальнейшем при существовании в условиях более низких температур. На это, в частности, указывает тот факт, что *Neodenticula kamtschatica* является эндемиком высоких и средних широт Северного полушария. После момента своего появления и до периода 6.5–6.0 млн лет назад этот вид входит в состав "переходной" флоры и еще не играет ведущей роли в составе ассоциаций. К этому же периоду в Северной Пацифике приурочено появление новых видов рода *Thalassiosira*, вымирание древнего рода *Cavitatus*, а также типичного для первой половины позднего миоцена вида *Thalassionema schraderi*.

*Этап IV (конец позднего миоцена по настоящее время)*. Уже в инт. 8.5 – 6.5 млн лет назад в составе ассоциаций появляются новые элементы (прежде всего представители родов *Neodenticula*, *Porosira*, *Thalassiosira*, *Pyxidicula*, *Actinocyclus*), которые в процессе эволюции приобретают черты, позволяющие адаптироваться и развиваться в новых условиях, связанных с изменениями окружающей среды, в частности, с ухудшением климата. Они составляют ядро будущей северотихоокеанской флоры. Начиная с периода около 6.5–6.0 млн лет, когда происходит усиление провинциализма субарктической флоры, *Neodenticula kamtschatica* получает широкое развитие и преобладает в океанических ассоциациях. К этому времени относится начало формирования к северу от полярного фронта субарктической тихоокеанской флоры и ее дифференциации от флор более южных областей. На протяжении этого этапа в самом конце позднего миоцена–раннем плиоцене

исчезает древний род *Ikebea*, появляются новые виды родов *Thalassiosira*, *Porosira* и др. К этому же периоду относится появление родов *Bacterosira* и *Detonula* – эндемиков бореальных и аркто-бореальных районов. Таким образом, с конца позднего миоцена в процессе эволюции формируется субарктическая флора, которая в первую очередь характеризуется преобладанием представителей родов *Neodenticula*, *Thalassiosira*, *Actinocyclus* и *Coscinodiscus*. Вблизи границы между средним и поздним плиоценом, 2.7 млн лет назад в Северной Пацифике начинают развиваться диатомовые флоры, близкие к современным, с их основными закономерностями и чертами распределения. Эволюция рода *Neodenticula* менее сложна по сравнению с развитием родов *Crucidenticula* и *Denticulopsis*, в которых прослеживаются боковые линии развития, возникающие в результате кладогенеза. Род *Neodenticula* имеет только одну эволюционную линию, которая состоит из последовательно возникающих видов (всего три вида), что указывает на результат анагенеза.

Таким образом, в результате проведенного анализа выявлены определенные особенности эволюции диатомовой флоры Северотихоокеанского региона в кайнозое. Показано, что на фоне общего градуалистического типа развития сообществ намечается определенная этапность их эволюции, отразившаяся в составе и структуре ископаемых комплексов. Установлены четыре этапа развития крупного ранга (I – эоцен–начало раннего олигоцена; II – середина раннего олигоцена–конец раннего миоцена; III – конец раннего миоцена–поздний миоцен; IV – конец позднего миоцена по настоящее время) и семь подэтапов (1 – начало раннего олигоцена, 2 – середина раннего олигоцена–поздний олигоцен, 3 – конец позднего олигоцена–ранний миоцен, 4 – конец раннего миоцена–начало позднего миоцена, 5 – вторая половина позднего миоцена, 6 – конец позднего миоцена–средний плиоцен, 7 – конец среднего плиоцена по настоящее время). Учитывая более мелкие изменения таксономического состава диатомовых ассоциаций, можно говорить о 23 фазах развития, которые находят отражение в прослеживаемых зональных подразделениях.

*Работа выполнена при поддержке проекта Научные школы РФ, № НШ-651.2008.5.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Barron J.A.* Planktonic marine diatom record of the past 18 m.y.: appearances and extinctions in the Pacific and Southern oceans // Diatom Res. 2003. V. 18. P. 203–224.

*Barron J.A., Gladenkov A.Y.* Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP, Sci. Results. / Eds. D.K. Rea, I.A. Basov, D.W. Scholl, J.F. Allan. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 3–19.

*Berggren W.A., Kent D.V. Swisher III C.C., Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // SEPM Spec. Publ. 1995. N 54. P. 129–212.

*Gladenkov A.Y.* A new lower Oligocene zone for the North Pacific diatom scale // Proceedings of the Fourteenth International Diatom Symposium, Tokyo, Japan / Eds S. Mayama, M. Idei. Koizumi I. Koenigstein: Koeltz Sci. Books, Germany, 1999. P. 581–590.

*Gladenkov A.Y., Barron J.A.* Oligocene and Early Miocene Diatom Biostratigraphy of Hole 884B // Proc. ODP, Sci. Results. / Eds D.K. Rea, I.A. Basov, D.W. Scholl, J.F.Allan. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 21–41.

*Yanagisawa Y., Akiba F.* Taxonomy and phylogeny of the three marine diatom genera *Crucidenticula*, *Denticulopsis* and *Neodenticula* // Bull. Geol. Surv. Japan. 1990. V. 41. P. 197–301.

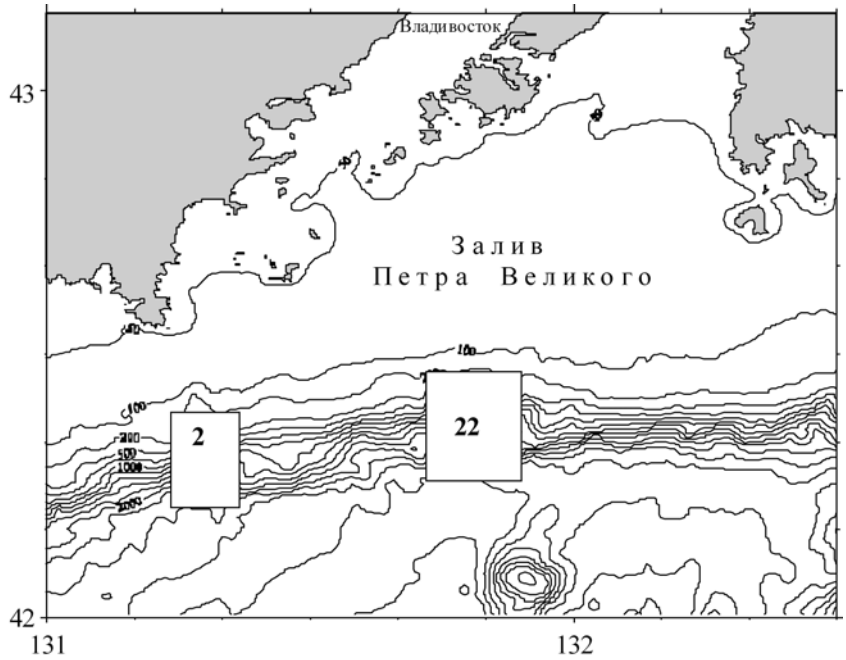
## О ВОЗРАСТЕ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА ШЕЛЬФЕ И МАТЕРИКОВОМ СКЛОНЕ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

**М.Т. Горовая, Н.Г. Ващенкова**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43; e-mail: gorovaya@poi.dvo.ru*

Японское море является одним из окраинных морей, расположенных в зоне сочленения Азиатского материка и Тихого океана. При решении проблемы происхождения и эволюции окраинных морей большое значение имеет установление возраста и условий образования самых нижних горизонтов осадочного чехла.

В нижней части осадочного чехла на материковом склоне Приморья установлены осадочные породы (аргиллиты, алевроаргиллиты), не содержащие микроорганизмов. Эти породы объединены в аргиллитовую




Местоположение изученных полигонов.

толщу [Пущин и др., 1977]. Ввиду отсутствия в изученных породах морских микроорганизмов палинологический метод явился единственным, позволяющим установить возраст пород.

Аргиллитовая толща залегает в основании осадочного чехла, с резким угловым несогласием перекрывая докайнозойский фундамент. Базальные слои толщи мощностью в несколько метров сложены конгломератами, гравелитами и конглобрекчиями, состоящими из сантиметровых остроугольных и полуокатанных обломков (40–70 %) докайнозойских песчаников, алевролитов, гранитов и эффузивов среднего и основного состава. В грубообломочной фракции резко преобладают те породы, которые в данном месте слагают фундамент. Обломки цементируются разнозернистым полимиктовым песчаником. Вверх по разрезу конгломераты сменяются мелко- и тонкозернистыми осадками (алевритистые аргиллиты, алевроаргиллиты и глинистые алевролиты). Аргиллиты и алевроаргиллиты резко отличаются от вышележащих миоценовых пород более высокой степенью литификации и полным отсутствием кремнистых микроорганизмов. Это серые, зеленовато-серые, темно-серые породы, иногда с бурыми пятнами по трещинам, плотные, массивные, с полураковистым изломом, в воде практически не размокают. Встречается скорлуповатая и прямоугольная отдельности. В отдельных глыбах аргиллиты интенсивно катаклазированы, некоторые трещинки выполнены мелкозернистыми агрегатами сульфидов, наблюдаются зеркала скольжения. Обломочные зерна алевритовой и мелкопесчаной фракции составляют от 15 % в аргиллитах до 40–50 % в алевроаргиллитах. В их составе преобладает кварц и измененные полевые шпаты, меньше гидратизированного биотита. В незначительных количествах отмечается примесь вулканокластического материала, представленного осколками кварца, плагиоклаза и хлоритизированного стекла. Глинистые минералы в них представлены монтмориллонитом (до 90–80 %) и гидрослюдой. Аргиллиты практически не содержат морских организмов, лишь в отдельных образцах встречены единичные радиолярии плохой сохранности, зато характерно большое количество обугленных растительных остатков и микроглобуль марказита.

Из аргиллитов выделены два спорово-пыльцевых комплекса (СПК). СПК-1 характеризуется доминированием голосеменных (54.7–80.2 %). В их составе преобладают сосновые. В основном это различные виды ели (*Picea* sect. *Eupicea*, *P.* sp., *P.* sp. 1 (*gigantea*)) и сосны (*Pinus* s/g *Haploxylon*, *P.* s/g *Diploxylon*, *P.* sp. 1 (*minima*)) при незначительном участии тсуги (*Tsuga sauerae* Brutm., *T. parva* Brutm., *T.* spp.) и единичных *Cedrus*, *Abies*, *Larix*. Ногоплодниковые представлены *Podocarpus kazakhstanica* Zakl., *P. totara* D. Don., *P.gigantea* Zakl. – единично. Таксодиевые (*Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*), как правило, входят в группу сопутствующих, но в отдельных спектрах они составляют значительный процент. Покрытосеменные субдоминантны (21.5–42.2 %). Наиболее многочисленны и разнообразны ореховые (*Carya* spp., *Juglans* – значительно, *Pterocarya* и *Platycarya* – единично, *Cylcocarya* – спорадически); значительное количество ильма (*Ulmus*), меньше бука (*Fagus* до 5 %), довольно значительное количество *Tilia* (2 вида). Малочисленны *Betula*, *Alnus* (до 5 %), единичны *Corylus*, *Carpinus*, *Acer*, *Aralia*, *Quercus* (вечнозеленный и листопадный), *Castanea*, *Castanoipsis, Pasania, Ilex, Comtonia, Elaeagnus, Liquidambar, Ericales, Jussiana, Hamamelis* и *Trapa comitantiboreales* Brutm. – обитатель пресных водоемов. Споровые представлены очень бедно как в количественном отношении (1.2–5.2 %), так и по составу. Постоянно встречаются споры папоротников семейства Polypodiaceae, спорадически и единично – родов *Osmunda*, *Lycopodium, Leiotriletes, Cyathea*, а также *Lygodium jioponiciforme* Iv.

Таким образом, характерными особенностями описанного СПК-1 являются:

1. Доминирование голосеменных, главным образом ели и сосны.

2. Присутствие крупных пыльцевых зерен *Picea* sp.1 (gigantea) с мелкой сеткой на воздушных мешках и продольными складками на теле зерна, *Pinus* (*minima*), *Podocarpus totara* и *P.* sp.1 (крупные зерна), характерных для олигоценовых отложений Приморья и о-ва Сахалин [Опорный разрез…, 1992].

3. Разнообразие ореховых, буковых.

4. Присутствие единичных палеогеновых таксонов: *Hamamelis*, *Corylopsis*, мелкой пыльцы *Quercus*, формального рода *Triatriopolenites*.

5. Отсутствие характерных для эоцена таксонов: *Ulmoideipites*, *Tricolporopollenites*, *Triatriopolleniters*, *Anacolosidites* и др.

По соотношению пыльцы голосеменных, покрытосеменных и спор, а также по таксономическому составу СПК-1 аргиллитовой толщи сопоставляется с СПК-2, установленным Т.И. Петренко [Павлюткин и др., 2005] в разрезе скв. 9035-Д (слои 4–5) Павловского угольного поля. Авторы датируют этот комплекс олигоценом, исключая самые ранние его этапы. Различие сравниваемых комплексов заключается главным образом в более высоком содержании в СПК Павловского угольного поля пыльцы *Betula*, сем. Taxodiaceae и сем. Rosaceae. По общему таксономическому составу, обилию сосновых, значительному количеству ильма, разнообразию ореховых, присутствию *Podocarpus gigantea*, крупных пыльцевых зерен ели и постоянном присутствии палеогеновых таксонов установленный нами СПК-1 сопоставляется также с олигоценовыми СПК надеждинского горизонта Супутинского и Хасанского районов Южного Приморья [Баскакова, Громова, 1982; Решения …, 1982] и центрально-тамлевским палинокомплексом, изученным в отложениях мачигарского, даехуринского горизонтов на севере Сахалина и лесогорского, мачигорского, холмского – на юге и в гастелловской свите Макаровского опорного разреза [Брутман, 1976; Опорный разрез…, 1992; Решения…, 1998; Экосистемы…, 1999].

Приведенные выше данные позволяют отнести отложения, содержащие СПК-1, к олигоцену. Палинологические данные позволяют говорить о распространении в районе седиментации лесного типа растительности. Леса были хвойными, хвойно-широколиственными. В состав основных лесообразующих пород входили ель, сосна, тсуга, орех, гикари, ильм, бук. Экологические особенности таксонов (долинные – таксодий, ильм, лапина, ольха; склоновые – ель, разнообразные ореховые, ильм, липа, березы и др.; высокогорные – сосна, тсуга, ногоплодник, кедр, пихта, березовые; гидрофиты – водяной орех), входящих в состав палинофлоры, свидетельствуют о расчлененном рельефе прибрежной суши. Присутствие в СПК-1 водяного ореха указывает на наличие вблизи бассейна седиментации пресных, медленно текущих или почти стоячих водоемов. Климат был умеренным и влажным.

СПК-2 отличается от СПК-1 доминированим покрытосеменных (47.7–60 %). В их составе обильно представлен *Fagus*, субдоминантны *Carya*, *Juglans*, *Ulmus*. В группу сопутствующих входят малочисленные, но разнообразные березовые (*Betula, Alnus, Carpinus, Corylus*), буковые (*Castanea, Quercus, Pasanea*), ореховые (*Pterocarya, Platycarya, Cyclocarya*), а также *Tilia, Liquidambar, Comtonia, Ericales, Acer, Parthenocissus, Ilex, Myrica, Trapa comitantiboreles.* Среди голосеменных (37.4–46.1 %) многочисленны различные *Picea* (*P.* sect. *Eupicea*, *P.* sect. *Omorica*, *P.* sp.), *Pinus* s/g *Haploxylon*, *P.* s/g *Diploxylon*, *P.* sp., *Tsuga* spp., единичны *T. parva*; малочисленны *Larix*, Taxodiaceae, *Glyptostrobus*. Споры представлены единичными Polypodiaceae, *Osmunda*, *Leiotriletes*.

Из приведенных характеристик видно, что при сходстве систематического состава первого и второго СПК изменились количественные показатели. В СПК-2 доминирующая роль принадлежит покрытосеменным, а в их составе буковым, увеличилось количество ореховых (*Carya* преобладает) и ильма. Нет характерных для палеогена таксонов *Hamomelis, Corylopsis, Triatriopollenites,* встречающихся в первом комплексе. Установленные особенности позволяют сделать вывод, что СПК-2 более “теплый” и имеет неогеновый облик.

Обилие бука, значительное количество *Carya* и *Ulmus* среди покрытосеменных и доминирование сосновых среди голосеменных позволяют сопоставить описанный комплекс с раннемиоценовым палинокомплексом (палинозона NP-1), установленным в отложениях, вскрытых скв. 797 (33R-8R-1) в Японском море [Yamanoi, 1992]. Сходный таксономический состав имеют раннемиоценовые комплексы из отложений западного и восточного склонов Курильской котловины Охотского моря [Цой и др., 2003] и березовский палинокомплекс палинозоны Ceratopteris – Tsuga sauerae – Trapa comitantiboreales о-ва Сахалин [Брутман, 1986; Опорный разрез…, 1992; Решения 1998]. Состав палинофлоры свидетельствуют о расчлененном рельефе вблизи бассейна седиментации и умеренно-теплом и влажном климате.

**Выводы.** Аргиллитовая толща, залегающая в основании осадочного чехла материкового слона Приморья, сложена терригенными алевроглинистыми осадками и имеет олигоцен-раннемиоценовый возраст. Нижняя часть толщи, содержащая олигоценовый спорово-пыльцевой комплекс, накапливалась при умерен-

но-теплом климате, что, вероятно, соответствует похолоданию в конце олигоцена. Верхняя часть толщи, содержащая раннемиоценовый спорово-пыльцевой комплекс, накапливалась в сходных условиях, но в период потепления климата, начавшегося в раннем миоцене.

## ЛИТЕРАТУРА


*Баскакова Л.А., Громова Н.С.* Фитостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья // Сов. геология. 1982. № 11. С. 68–78.

*Брутман Н.Я.* Палиностратиграфия кайнозойских отложений Сахалина // Палинология СССР. М.: Наука, 1976. С. 99–102.

*Опорный* разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез. Атлас фауны и флоры). СПб.: ВНИГРИ, 1992. 358 с.

*Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Чекрыжов И.Ю.* Проблемы стратиграфии третичных отложений Павловского угольного поля (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 59–76.

*Пущин И.К., Болдырева В.П., Ващенкова Н.Г., Горовая М.Т., Савицкий В.О., Цой И.Б.* Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений материкового склона у побережья Приморья // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977. С. 77–90.

*Решения* 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан, 1982. 182 с.

*Решения* рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

*Экосистемы* кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.

*Цой И.Б., Терехов Е.П., Горовая М.Т., Шастина В.В., Можеровский А.В.* Кайнозойское осадконакопление на западном склоне Южно-Охотской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 19–34.

*Yamanoi T.* Miocene pollen stratigraphy of Leg127 in the Japan Sea and comparison With the standart Neogene pollen floras of Northeast Japan // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1992. V. 127/128, Pt.1. P. 471–491.

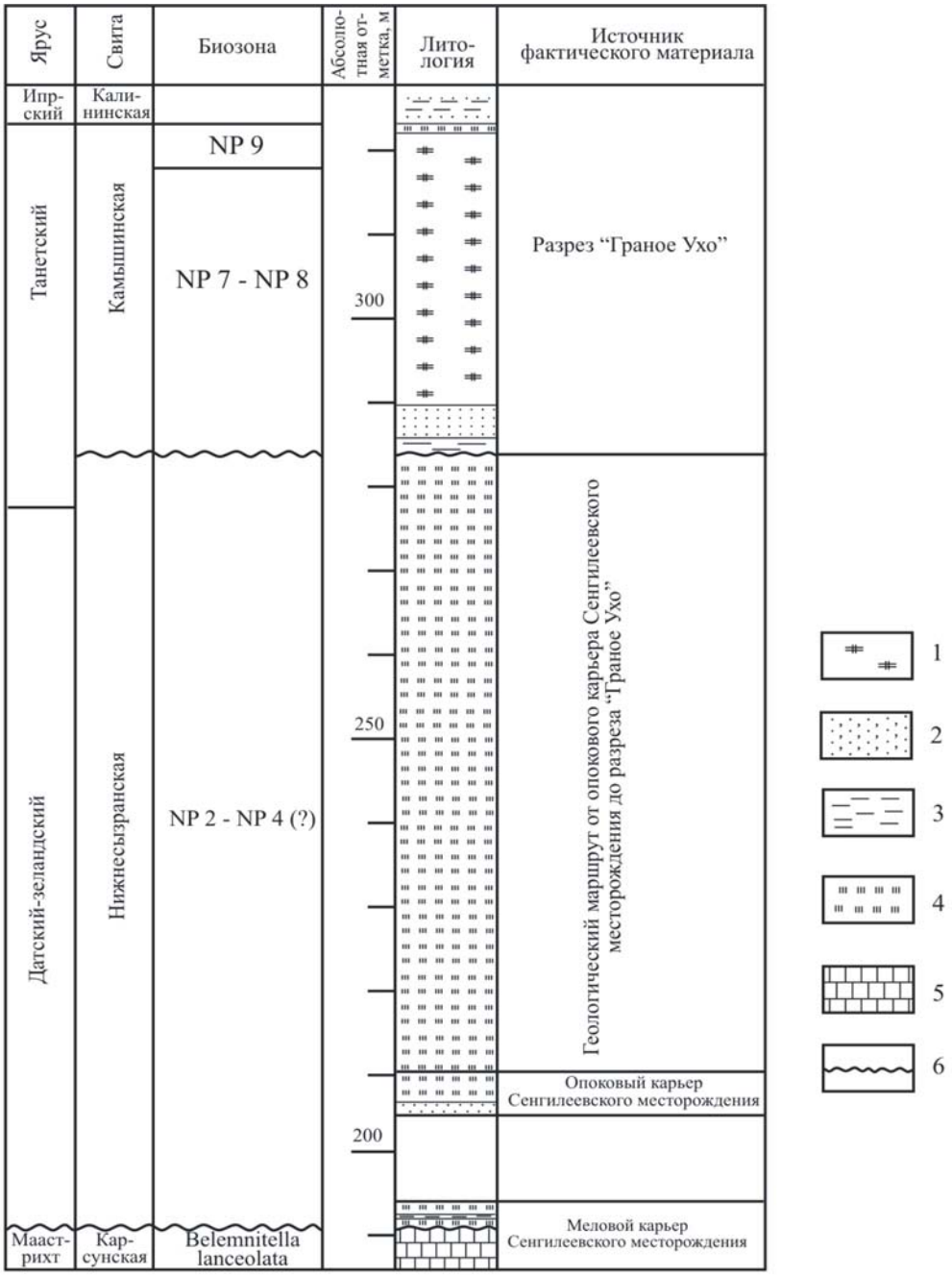

## ДАНИЙ-ТАНЕТСКИЕ ЛИТОСТРАТОНЫ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ: ДИСКУССИЯ О ВОЗРАСТЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ОБЪЕМЕ


**С.О. Зорина, Н.И. Афанасьева**

*ФГУП "Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых" МПР России,*
*420097, Казань, ул. Зинина, 4; e-mail: office@geolnerud.com, svzorina@yandex.ru*


Палеоценовые отложения Поволжья отличаются обилием фациальных разновидностей преимущественно кремнистых пород – опок, диатомитов, песков и широким спектром пород, имеющих промежуточный состав. В палеоцене выделены литостратоны (свиты), пространственное взаимоотношение которых большинству исследователей представляется как классическая стратиграфическая последовательность слоев морских осадочных толщ. Соответственно и возраст свит оценивается в действующих стратиграфических схемах по принципу Стенона, декларирующему, что при ненарушенном залегании каждый подстилающий слой древнее перекрывающего. Примечательно, что еще Н.А. Головкинский в 1868 г. указывал на возможность применения принципа Стенона только в пределах очень ограниченной местности в силу того, что нижние границы свит испытывают возрастное скольжение.

Проблема отнесения фациальных разновидностей палеоцена к тем или иным интервалам Общей стратиграфической шкалы (ОСШ), фактически сводящаяся к биозональному расчленению разрезов, актуальна на протяжении многих лет. Выделение в палеоценовых слоях нанозон, увязанных с ОСШ, позволило провести возрастную датировку разных фаций, составить хроностратиграфическую схему палеоценовых свит [Зорина, Афанасьева, 2006] и скоррелировать фации с соответствующими интервалами Шкалы геологического времени (ШГВ-2004) [Gradstein et al., 2004]. В результате выяснилось, что палеоценовые фации не являются классической последовательностью свит. Картина их пространственно-временного взаимоотно-




Сводный разрез верхнемеловых–палеогеновых отложений р-на г. Сенгилей:

1 – диатомит, 2 – песчаник глауконитсодержащий, 3 – глина, 4 – опока, 5 – мел, 6 – поверхности стратиграфических перерывов.

шения достаточно сложна: фации взаимозамещают друг друга, а подошвы всех литостратонов испытывают возрастное скольжение [Зорина, Афанасьева, 2006].

Выделение наннопланктонных зон является важнейшей процедурой при выполнении возрастных датировок палеоценовых отложений. Недавними исследованиями было показано, что палеоценовые стратиграфические границы, проведенные на основе наннопланктонного расчленения, наиболее близки к изохронным [Зорина, 2006]. Разработанные в конце прошлого века глобальные наннопланктонные шкалы [Bukry, 1975; Martini, 1977] не только нашли широкое применение при расчленении палеогеновых отложений на платформах, но и являются лучшим инструментом для наиболее точного определения возраста слоев и увязки их с ШГВ-2004 [Gradstein et al., 2004].

По результатам сопоставления с наннопланктонной шкалой Martini [1977] датский возраст слоев определяется при выделении в разрезе зонального наннопланктонного интервала NP1 – нижней части NP4, к зеландию относится верхняя часть зоны NP4–зона NP5, к танету – интервал зон NP6–NP9.

В последние годы опубликован ряд сводных стратиграфических работ по палеогену, включающих параллельные биостратиграфические зональные шкалы, увязанные с новым вариантом общей шкалы. Наиболее представительными из них, на наш взгляд, являются следующие: стратиграфическая схема морского палеогена и эоцена юга Европейской России [Ахметьев, Беньямовский, 2003] и Российской части Западной Евразии [Ахметьев, Беньямовский, 2006], составленные на основе пересмотра и критического анализа значительного объема фактического материала и литературных данных по этим регионам. Немалый интерес представляет сводная работа В.А. Мусатова и Н.А. Христенко [2004], в которой рассматривается возрастная датировка палеоценовых литостратонов на основе нанозонального расчленения по шкале Bukry [1975].

Все перечисленные публикации включают компилятивные стратиграфические схемы, построенные на основе вышеупомянутого принципа Стенона.

В 2007 г. была опубликована статья Т.В. Орешкиной и Г.Н. Александровой [2007] о биостратиграфии и палеообстановках терминального палеоцена Среднего Поволжья. Одним из важнейших выводов этой публикации является тезис о соответствии камышинского седиментационного цикла в Среднем Поволжье интервалу наннопланктонных зон NP8 (часть)–NP9 шкалы Martini [1977].

Свою точку зрения на строение разреза палеоцена и возраст палеоценовых свит, вскрывающихся у г .Сенгилей (Ульяновская область), а также на некоторые ключевые положения статьи Т.В. Орешкиной и Г.Н. Александровой [2007] мы недавно изложили в публикации [Афанасьева, Зорина, 2008]. Опираясь как на собственный детальный палеонтологический материал по разрезу "Граное Ухо", так и на имеющиеся данные об особенностях пространственного залегания палеоценовых свит Среднего Поволжья [Зорина, Афанасьева, 2006], нами обоснован диахронный характер нижней границы камышинской свиты. Возраст этой границы по выделенным слоям с диатомовой флорой – Trinacria Ventriculosa и Hemiaulus proteus может быть скоррелирован с зонами наннопланктона NP7–NP9 верхнего палеоцена (см. рис.1 в [Афанасьева, Зорина, 2008]). Доказан и полный размыв верхнесызранской и саратовской свит в разрезе палеоцена у Сенгилея.

Именно диахронность нижних границ палеоценовых свит, связанная со сложным характером взаимоотношений фаций, лежит в основе неоднозначности возрастной оценки рассматриваемых слоев, выполненной разными авторами. Частые латеральные взаимные переходы диатомитов в опоки, опоки в кварцевые пески и сливные песчаники в пределах одного возрастного интервала – палеоцена обусловливают своеобразное строение всей толщи. Палеоценовый разрез Поволжья является ярким подтверждением разработанной Н.А. Головкинским [1868] модели "чечевицеобразного" строения любого литостратона, нижняя граница которого всегда диахронна. Но в модели Н.А. Головкинского возрастное скольжение связывалось только с миграцией береговой линии моря. На условия седиментации в палеоцене на территории Поволжья помимо эвстатических флуктуаций существенное влияние оказывал интенсивный привнос пирокластического материала [Муравьев, 1973; Коссовская, 1975; Зорина, Афанасьева, 2008].

## ЛИТЕРАТУРА


*Афанасьева Н.И., Зорина С.О.* О возрасте палеоценовых литостратонов Среднего Поволжья // Ученые зап. Казан. гос. ун-та. Сер. Естествен. науки. 2008. Т. 150, Кн. 1 С. 147–156.

*Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78, вып. 5. С. 40–51.

*Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* Палеоцен и эоцен Российской части Западной Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 1. С. 54–78.

*Головкинский Н.А.* О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб.: Тип. Импер. акад. наук, 1868. 143 с.

*Зорина С.О.* О синхронности геологических границ в среднеюрских–палеоценовых отложениях востока Русской плиты // Георесурсы. 2006. Т. 21, № 4. С. 31–35.

*Зорина С.О., Афанасьева Н.И.* О хроностратиграфическом соотношении пограничных стратонов верхнего мела и палеоцена в Среднем и Нижнем Поволжье // Изв. вузов. Геология и разведка. 2006. № 4. С. 3–7.

*Зорина С.О., Афанасьева Н.И.* О распространении цеолитов в верхнемеловых и палеоценовых литостратонах Русской Плиты // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. статей. Пермь: Изд-во Перм. ун-та. 2008. С. 43–49.

*Коссовская А.Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.

*Муравьев В.И.* О генезисе опок // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 4. С. 94–106.

*Мусатов В.А., Христенко Н.А.* Граница верхнемеловых и палеоценовых отложений в Саратовском Поволжье // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2004. Т. 79, вып. 4. С. 48–56.
*Орешкина Т.В., Александрова Г.Н.* Терминальный палеоцен Среднего Поволжья: биостратиграфия и палеообстановки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 93–118.
*Bukry D.* Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean // Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. 1975. V. 32. P. 677–701.
*Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al.* A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 589 p.
*Martini E.* Nene Daten zum Paldozän und Unter-Eozän in Südlichen Nordseebecken // Newslett. on Stratigr. 1977. V. 6, N. 2. P. 97–105.

## ДИНОЦИСТЫ ИЗ ОЛИГОЦЕНОВЫХ И МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**О.Б. Кузьмина, В.С. Волкова**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,*
*630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: VSVolkovaVS@ipgg.nsc.ru*

Органикостенный микрофитопланктон (диноцисты) впервые обнаружен авторами в континентальной журавской свите (верхний олигоцен) Западной Сибири при палинологическом исследовании разреза скв. 01-БП (Омская область, с. Неверовка). Некоторое время оставалась неясной систематическая принадлежность диноцист, не исключалась и возможность их переотложения [Кузьмина, Волкова, 2001]. О присутствии различных диноцист в отложениях журавского горизонта неоднократно упоминалось в литературе, однако их таксономический состав не уточнялся [Меркулова, 1971]. Традиционно считалось, что они являются переотложенными из морского эоцена. В последующем, при изучении ряда скважин и естественных разрезов, расположенных на юге и в центральной части Западной Сибири (см. рисунок), авторами было установлено, что диноцисты распространены не только в журавской (прибрежные фации позднеолигоценового Туртасского озера-моря) [Кузьмина, Волкова, 2004], но также и в туртасской (более глубоководные фации этого палеобассейна) свитах. Кроме того, в незначительных количествах диноцисты встречаются в нижней части абросимовской свиты (нижний миоцен). В настоящее время собрана представительная коллекция экземпляров, изучение которой позволило монографически описать два вида – *Pseudokomewuia* aff. *laevigata* He, 1980 и *Pseudokomewuia* aff. *granulata* He, 1980, а также один вид в открытой номенклатуре *Pseudokomewuia* sp. A (см. таблицу). Цисты характеризуются овоидной, корнукаватной формой, с хорошо развитыми одним апикальным и одним антапикальным рогами. Паратабуляция проявлена только археопилем, тип которого пока неясен (невозможно точно сказать, какие именно паратаблички он включает). Предполагают, что род *Pseudokomewuia* может иметь комбинированный археопиль, который может образовываться за счет выпадения апикальных и интеркалярных табличек [Chen et al., 1988].

На основе спорово-пыльцевых данных установлен стратиграфический интервал распространения диноцист. Первое появление зафиксировано в низах журавского горизонта (палинозона Pterocarya stenopteroides–Fagus grandifoliiformis, верхний олигоцен, хаттский ярус), последние редкие экземпляры найдены в нижней части абросимовской свиты (палинозона Quercus sibirica–Ulmus crassa, нижний миоцен, аквитанский ярус) [Унифицированные схемы..., 2001]. В туртасской и журавской свитах в составе комплекса преобладают формы *Pseudokomewuia* aff. *laevigata*, в абросимовской свите более часто встречается *Pseudokomewuia* aff. *granulata.*

Следует отметить, что диноцисты неравномерно распределены по разрезу. Так, в естественном обнажении у с. Защитино (Центральный литофациальный район) диноцисты наиболее многочисленны в средней части туртасской свиты (до 11.7 % от общего количества палиноморф в палиноспектре). В скважинах, пробуренных на юге равнины, максимум встречаемости диноцист (до 35 %) установлен в базальных слоях журавской свиты. Таким образом, в журавской свите диноцисты наиболее многочисленны. Известно, что современные динофлагеллаты массово встречаются в прибрежных частях бассейнов, чему способствует приток питательных веществ с берега [Pollinger, 1987]. Не исключено, что массовая встречаемость цист в

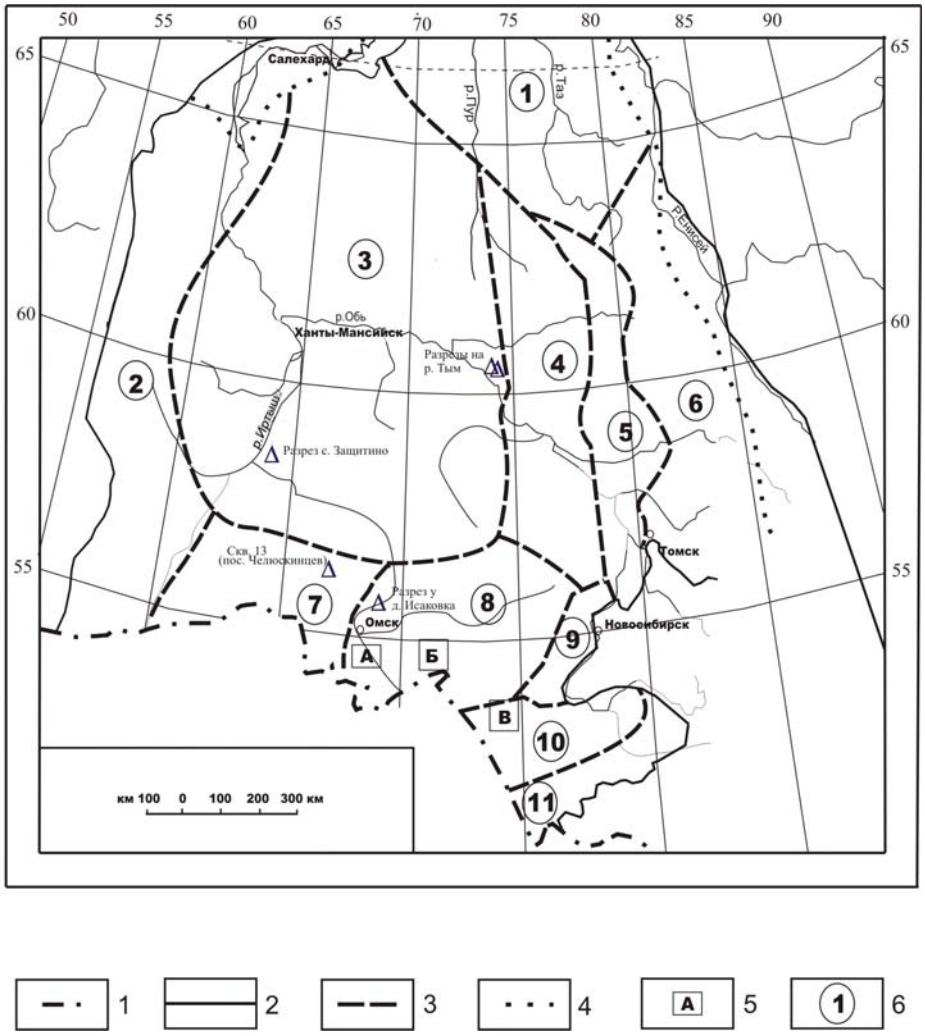



**Рис. 1.** Схема расположения изученных скважин:

1–4 – границы: 1 – государственная, 2 – Западно–Сибирской плиты и ее горного обрамления, 3 – литофациальных районов, 4 – распространение отложений палеогенового возраста; 5 – районы исследования: А – скв. 01–БП (с. Неверовка), скв. 07–БП (с. Побочино), скв. 011–БП (с. Ачаир); Б – скв. 2 (с. Новомихайловка), скв. 6 (д. Лебяжье), скв. 9 (д. Орловка), скв. 13 (пос. Чистоозерный); В скв. 2 (д. Озерянка), скв. 4 (с. Новопесчаное), скв. 10 (с. Урожайный), скв. 15 (с. Курьинский); 6 – литофациальные районы: 1 – Ямало-Тазовский, 2 – Зауральский, 3 – Центральный, 4 – Нарымский, 5 – Притомский, 6 – Приенисейский, 7 – Ишимский, 8 – Барабинский, 9 – Приобский, 10 – Кулундинский, 11 – Предалтайский.

узком интервале отложений на юге Западной Сибири может быть обусловлена влиянием внешнего водообмена, а именно ингрессией вод в начале позднего олигоцена из южных бассейнов через Тургайский пролив в Туртасское озеро-море [Шацкий, 1978]. Характер распределения диноцист в разрезе может отражать также изменение уровня содержания кислорода в воде [Pollinger, 1987]. Предположения о колебаниях уровня кислорода в Туртасском озере-море высказывались давно [Даргевич и др., 1969]. В пользу этого свидетельствуют данные химических анализов, а также тот факт, что в отложениях не обнаружены остатки рыб и другой макрофауны, за исключением комплекса двустворок [Николаев, 1970]. В журавской свите содержится глауконит, среднее содержание которого составляет 15 % в низах свиты и до 60–75 % в верхней части [Даргевич и др., 1969]. Таким образом, максимальная встречаемость диноцист приурочена к слоям с наименьшим содержанием глауконита. Кроме глауконита в журавской и туртасской свитах содержится значительное количество сидерита, что указывает на высокий уровень содержания магния и кальция в воде [Даргевич, Евдокомов и др., 1969]. Таким образом, находки диноцист в отложениях журавского горизонта подтверждают современные представления о том, что динофлагеллаты предпочитают условия с высоким содержанием кальция и магния в воде, тогда как для большинства других микроводорослей эти факторы являются неблагоприятными [Pollinger, 1987; Köhler, Clausing, 2000].

Диноцисты обнаружены в ассоциации с другим микрофитопланктоном: зелеными водорослями и диатомовыми [Кузьмина, Волкова, 2005]. Многие диатомеи, также как и динофлагеллаты, являются планктонными организмами. Они встречаются в новомихайловской, журавской и туртасской свитах [Рубина, 1973]. Установлено, что современные аналоги большей части обнаруженных видов (*Melosira, Eutonia, Tetracyclus*) являются обычными обитателями пресноводных озер с низкой продуктивностью и высоким притоком аллохтонного вещества с берега. Такая флора может обитать в широком диапазоне температурных режимов – от тропиков до теплоумеренных регионов. Только некоторые виды рода *Coscinodiscus,* представители которого часто встречаются в отложениях туртасской свиты, могут обитать в солоновато-водных условиях. Комплекс диатомей Туртасского озера-моря также указывает на относительно глубоководный бассейн седиментации [Рубина, 1973]. В естественном обнажении у с. Защитино (туртасская свита) в палинологических образцах кроме спор, пыльцы и диноцист, подсчитывались также зеленые и диатомовые водоросли с целью наиболее полного выяснения структуры палинокомплексов [Кузьмина, Волкова, 2005]. Замечено, что в интервалах, где довольно многочисленны диноцисты, практически отсутствуют диатомеи, и, напротив, численность последних значительно возрастает в интервале, где диноцисты единичны. Зеленые водоросли (различные виды родов *Pediastrum*) образуют пик распространения в интервале, где единичны как диноцисты, так и диатомеи. К сожалению, пока мы не располагаем данными по диатомовому анализу, часть образцов из коллекции авторов была исследована З.И. Глезер, однако диатомеи не были обнаружены.

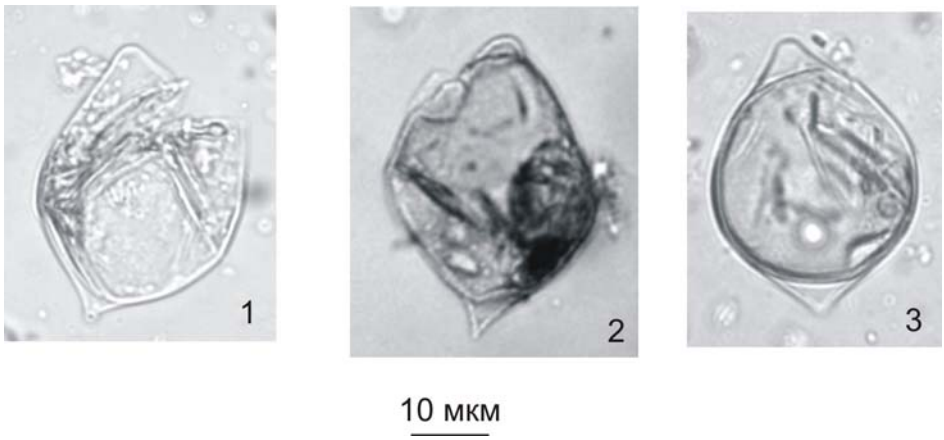
Комплекс диноцист установлен авторами впервые в Западной Сибири. На сегодняшний день диноциставые флоры сходного состава в олигоцене и миоцене на территории Северной Евразии не обнаружены. В Западной Европе, на Украине, Северном Кавказе, в Крыму, в разрезах Скифской и Туранской плит, Тургайского прогиба, олигоценовые комплексы диноцист имеют другой состав, так как изучены из отложений морского генезиса [Андреева-Григорович, 1991; Запорожец, 1993; Köhler, Clausing, 2000]. Наиболее близки западносибирским диноцистам формы, описанные в Китае и Северной Америке [He Chengquan, Li Peng, 1981; Batten et al., 1999]. Впервые род *Pseudokomewuia* был обнаружен и описан из верхнеолигоценовых отложений Китая [He Chengquan, Li Peng, 1981], позднее один из видов рода был выделен из континентальных отложений миоцена Канады [Batten et al., 1999]. Западная Сибирь – это третье местонахождение представителей рода *Pseudokomewuia*. Китайский комплекс диноцист включает, кроме рода *Pseudokomewuia*,

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Изученная коллекция диноцист хранится в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН в г. Новосибирске. Экземпляры, приведенные в таблице, происходят из одной пробы (глубина 184.3 м, преп. 117/4) разреза журавской свиты (верхний олигоцен) скв. 9 (д. Орловка, Новосибирская область).

### Таблица

Фиг. 1. *Pseudokomewuia* aff. *laevigata* He 1980.
Фиг. 2. *Pseudokomewuia* aff. *granulata* He 1980.
Фиг. 3. *Pseudokomewuia* sp. A.



представителей родов *Bosedinia*, *Parabohaidina* и др. Комплекс описан из отложений, формировавшихся в условиях крупного озера, в которое часто поступали морские воды. Однако сделанное китайскими авторами заключение о морском происхождении рода *Pseudokomewuia* некоторые исследователи считают недостаточно обоснованным [Batten et al., 1999]. Из континентальных миоценовых отложений оз. Кларкиа на севере Канады выделено и описано моновидовое сообщество с *Pseudokomewuia* aff. *granulata* [Batten et al., 1999]. Палеоэкологический анализ миоценового озерного бассейна позволил привести убедительные доводы в пользу пресноводного характера обнаруженного ими комплекса диноцист. Авторы настоящей работы также склонны считать западно-сибирский комплекс диноцист пресноводным по ряду причин. Во-первых, в комплексе не обнаружены типично морские диноцисты и, напротив, присутствуют характерные пресноводные водоросли (коньюгаты, пресноводные диатомеи). Комплекс двустворок, описанный ранее из отложений журавского горизонта, также считается пресноводным [Николаев, 1970]. Во-вторых, комплекс диноцист имеет низкое таксономическое разнообразие, в нем присутствуют всего три таксона, один из которых встречается в больших количествах, что характерно для неморских (обнаруженных в континентальных отложениях) ископаемых комплексов диноцист [Batten et al., 1999]. Тем не менее точку в решении вопроса об экологии рода *Pseudokomewuia* и генезисе Туртасского озера-моря на данном этапе исследований ставить рано. Не следует игнорировать многочисленные данные химических анализов, указывающие на солоновато-водный и даже морской характер осадконакопления в позднем олигоцене [Даргевич и др., 1969], учитывая способность динофлагеллат адаптироваться к различным условиям обитания.

*Исследования поддержаны РФФИ, грант № 08-05-00344-а.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Андреева–Григорович А.С.* Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и наннопланктон): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1991. 47 с.

*Даргевич В.А., Евдокимов Е.И., Полякова И.Д., Смилкстын А.О.* Генезис отложений нижнезнаменской подсвиты южной части Западно-Сибирской низменности, перспективной на ильменит-цирконовые россыпи // Геология россыпей юга Западной Сибири. М.: Наука, 1969. С. 32–40.

*Запорожец Н.И.* Палинология и фитопланктон нижнего олигоцена Северного Кавказа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 128–136.

*Кузьмина О.Б., Волкова В.С.* Стратиграфия и палинологическая характеристика олигоцен-миоценовых отложений по материалам бурения (скв. 01-БП) в Омском Прииртышье Западной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2001. Вып. 4. С. 135–141. (Прил. к журн. Геология и геофизика).

*Кузьмина О.Б., Волкова В.С.* Первые находки динофлагеллат в континентальных верхнеолигоценовых отложениях журавской свиты (Западная Сибирь) // Докл.ю РАН. 2004. Т. 394, № 2. С.1–5.

*Кузьмина О.Б., Волкова В.С.* Новые данные по цистам динофлагеллат из континентальных олигоцен-миоценовых отложений Западной Сибири // Палинология: теория и практика: Материалы XI Всерос. палинол. конф. М., 2005. С. 123–124.

*Меркулова К.А.* О границе палеогена и неогена в Западной Сибири (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным / Под ред. В.Н. Сакса, В.С. Волковой. М.: Наука, 1971. С. 51–60.

*Николаев В.А.* Стратиграфия и фауна континентального олигоцена и неогена Западно-Сибирской равнины // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Западно-Сибирская равнина / Под ред. В.А. Николаева. М.: Наука, 1970. С. 45–66.

*Рубина Н.В.* Палеонтологическое обоснование стратиграфии морских и континентальных палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 87–96.

*Унифицированные* региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины: Объясн. зап. Новосибирск: СНИИГиМС, 2001. 84 с.

*Шацкий С.Б.* Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–32.

*Batten D.J., Gray J., Harland R.* Palaeoenvironmental significance of a monospecific assemblage of dinoflagellate cysts from the Miocene Clarkia Beds, Idaho, USA // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. V. 153. P. 161–177.

*Chen Y.Y., Harland, R., Stover L.E., Williams G.L.* Fossil dinoflagellate taxa by Chinese authors, 1978–1984. Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences. 1988. V. 103. 40 p.

*He Chengquan, Li Peng.* Late Oligocene dinoflagellates and acritarchs from north continental shelf of South China Sea. In: Tertiary Palaeontology of North Continental Shelf of South China Sea // Acad. Sin. Nanking, 1981. P. 60–72.

*Kölner J., Clausing A.* Taxonomy and palaeoecology of dinoflagellate cysts from Upper Oligocene freshwater sediments of Lake Enspel, Westwald area, Germany // Rev. Palaeobot. Palynol. 2000. V. 112. P. 39–49.

*Pollinger U.* Ecology of diniflagellates, freshwater ecosystem // The Biology of dinoflagellates, Botanical Monographs / F.J.R.Taylor (Ed.) Oxford, 1987. V. 21. P. 502–529.

# ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСТРАКОДАХ ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА ДАГЕСТАНА

**А.А. Никитин, Е.М. Тесакова**

*Московский государственный университет им. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы;*
*e-mail: wanderweyden@rambler.ru; ostracon@rambler.ru*

Фауна остракод палеогеновых отложений Кавказа и Предкавказья изучена слабо. Впервые описания 17 видов остракод из хадумского горизонта (олигоцен) Северо-Западного Кавказа приводятся в работе А.В. Швейера [1938]. Остракоды из палеогеновых отложений Северного Предкавказья (реки Кубань, Сулак, Ярык-Су, Ардон, Камбилеевка) в 1950-х гг. изучались А.В. Сузиным [1956]. Им описан весьма бедный комплекс (12 видов, принадлежащих родам *Cytherella*, *Bairdia*, *Argilloecia*, *Krithe*, *Trachyleberis*) из "фораминиферовых слоев", объединявших в то время отложения палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена. Из среднего и верхнего олигоцена им выделены представительные комплексы и установлены руководящие виды остракод для каждого горизонта.

Палеогеновые остракоды исследовались также в сопредельных регионах. В Северном Предкавказье, Северном Причерноморье, Крыму и Тургайском прогибе остракоды изучались И.А. Николаевой [1977, 1978а, б, 1979, 1981а, б, 1982, 1984, 1986, 1989]. Итоги изучения палеогеновых остракод Украины опубликованы в крупной монографии В.Г. Шереметы [1969]. В книге описано свыше 200 видов остракод, выделены их ассоциации для всех стратиграфических подразделений, описаны палеоэкологические условия существования остракод в палеогеновом бассейне и их связь с таковыми из других синхронных палеобассейнов. Хорошо известны палеогеновые остракоды Туркменистана. Они подробно описаны в работах М.И. Мандельштама [1959], Т.Р. Розыевой [1962] и В.Н. Урвановой [1970].

Из приведенного краткого обзора истории изучения палеогеновых остракод Кавказа и сопредельных территорий видно, что район Дагестана подобными исследованиями охвачен не был. Поэтому сведения об остракодах, приведенные в настоящей работе, являются полностью новыми.

Материал, любезно предоставленный Ю.О. Гавриловым и Е.А. Щербининой (ГИН РАН), представлял собой 19 проб глинистых мергелей и известняков, отобранных в 2006 году из палеогеновых (даний–ипр) отложений разреза "Страусиная Ферма" в центральном Дагестане. Он расположен на Урминском плато в центральном Дагестане (GPS координаты: N-42º16′212″, E-47º21′193″) (рис.1). Стратиграфическое расчленение разреза проведено по фораминиферам и наннопланктону. Каждая проба представляла собой несколько обломков породы общей массой около 150–200 г. Для извлечения остракод из породы была использована методика кипячения с содой и промывания под струей воды. В результате объем полученных шлихов оказался настолько мал, что разделения на фракции не проводилось. По-видимому, небольшое количество остракод в образцах связано как раз с недостаточным объемом изученных проб.

Всего был обнаружен 241 экземпляр остракод посредственной сохранности, при этом было определено 20 видов остракод, принадлежащих 15 родам; шесть форм оставлено в открытой номенклатуре. Распределение видов и их численность в образцах показаны на рис. 2. Систематика надвидовых таксонов принята нами по И.А. Николаевой [1989].

Остракоды распределены по разрезу крайне неравномерно, что позволило выделить шесть комплексов. В датской части колонки остракоды не встречены. Впервые они появляются в единичных количествах непосредственно над границей дания–зеландия. Отсюда извлечено всего три экземпляра плохой сохранности *Xestoleberis* sp.1. Однако наличие остатков именно этого вида и отсутствие видов из вышележащих слоев позволяют условно выделить в этом интервале разреза отдельный комплекс.

Принципом выделения остальных комплексов послужило распространение по разрезу остракод с орнаментированной раковиной, принадлежащих родам *Horrificiella* и *Trachyleberidea*.




**Рис. 1.** Карта Центрального и Южного Дагестана (крестом обозначено положение разреза Страусиная ферма.

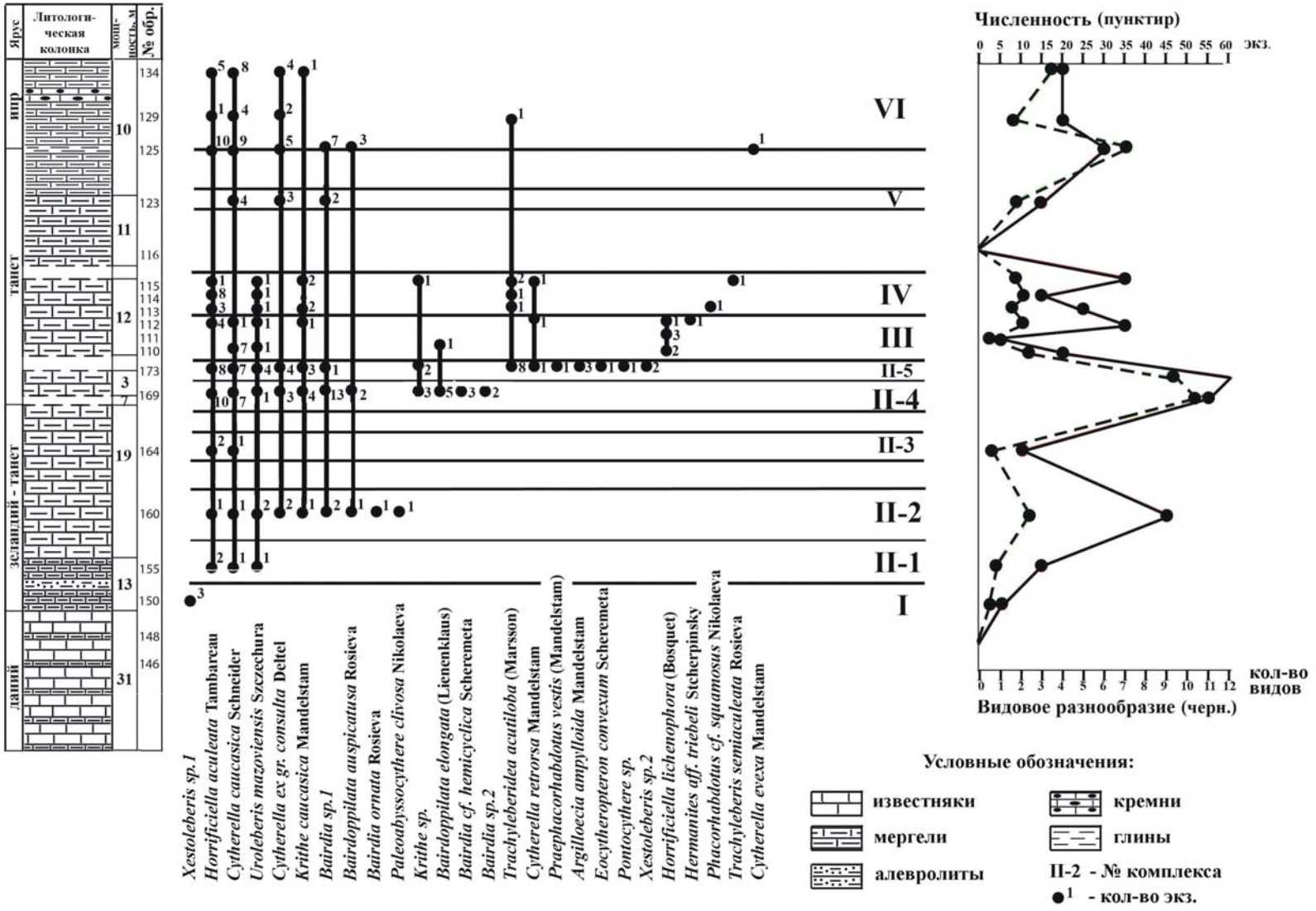



**Рис. 2.** Распределение остракод и соотношение их видового разнообразия и численности в разрезе Страусиная ферма.

Так, в комплексе II присутствуют виды *Horrificiella aculeata* Tambareau и *Trachyleberidea acutiloba* Marsson. Фоновые виды *Cytherella caucasica* Schneider и *Horrificiella aculeata* встречаются во всех образцах в пределах границ комплекса, в то время как большое количество других видов появляется и исчезает на отдельных интервалах. Основываясь на этом, в пределах комплекса II различают пять подкомплексов. Комплекс III выделяется по резкой смене преобладающего вида *Horrificiella aculeata* на вид *H. lichenophora* Bosquet, который встречается в интервале всего комплекса. Лишь в верхней его части снова появляется *H. aculeata*. Остальные виды остракод встречаются эпизодически, либо внизу, либо вверху комплекса. В целом комплекс беднее, чем предыдущий. Следующий IV комплекс остракод характеризуется доминированием вторично появившихся в разрезе *H. aculeata* и *Trachyleberidea acutiloba*, в то время как вид *H. lichenophora* исчезает из образцов и выше по разрезу уже не встречается. В комплексе наблюдается сильное сокращение численности видов с гладкой раковиной. Роды *Cytherella*, *Krithe* и *Uroleberis* представлены лишь отдельными экземплярами, а род *Bairdia* отсутствует вовсе. Комплекс V, напротив, отличается резким преобладанием гладкораковинных остракод. Скульптированные остракоды найдены только в самом верху комплекса (*H. aculeata*). На границе IV и V комплексов исчезают виды *Cytherella retrorsa* Mandelstam, *Krithe* sp., *Uroleberis mazoviensis* Szczechura и больше в разрезе не встречаются. Для комплекса VI вновь характерно преобладание *Horrificiella aculeata* и *Trachyleberidea acutiloba*.

Границы выделенных комплексов в ряде случаев хорошо совпадают с расчленением разреза по фораминиферам и наннопланктону. Так, граница между V и VI комплексами отвечает границе между танетом и ипром. Танетская часть разреза богата разнообразными остракодами и сильно отличается от датской (не охарактеризованной остракодами) и, видимо, зеландской (обедненной остракодами).

Кроме того, были построены графики изменения видового разнообразия и численности остракод по разрезу (см. рис. 2). Они изменяются на всем протяжении разреза синхронно. Исключение составляет единственный уровень – в средней части комплекса IV, когда численность резко сокращается, а разнообразие – незначительно растет. На графиках отчетливо выделяются два крупных этапа в развитии фауны остракод – танетский и ипрский. В начале каждого разнообразие и численность остракод незначительны, затем увеличиваются по разрезу и, наконец, идут на спад в конце цикла. Внутри этапов различаются более мелкие пики увеличения и спада разнообразия и численности. По видимому, особенности в распределении остракод по разрезу и этапы их развития связаны с периодическими колебаниями уровня моря, происходившими вследствие тектонических причин.

*Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант № 06-05-65282.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Мандельштам М.И.* Остракоды из отложений палеогена Средней Азии // Микрофауна СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 442-543. (Тр. ВНИГРИ. Сб. 10).

*Николаева И.А.* Новые виды остракод из палеоцена Тургайского прогиба. // Ежегодник ВПО. Т. 20. Л.: Наука, 1977. С. 191–198.

*Николаева И.А.* Остракоды нижнего и среднего палеогена Бахчисарайского стратотипического разреза // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Вып.2. Днепропетровск: ДГУ, 1978а. С. 60–68.

*Николаева И.А.* Палеогеновые и неогеновые остракоды Тургайского прогиба и Северного Приаралья. Деп. в ВИНИТИ. № 3532. 1978б. 187 с.

*Николаева И.А.* Распространение остракод в Бахчисарайском разрезе палеогена Крыма // Proceedings of VII International Symposium on Ostracodes. Belgrad, 1979. С. 145–149.

*Николаева И.А.* О критериях классификации семейства трахилеберидид (Ostracoda) // Вопросы Микропалеонтологии. Вып. 24. 1981а. С. 116–123.

*Николаева И.А.* Новые виды остракод из палеогена Крыма и Северного Предкавказья. № 3992. 1981б. 36 с. (Деп. в ВИНИТИ).

*Николаева И.А.* Применение остракод для зонального деления палеогена // Сборник научных трудов Днепропетровского университета. Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1982. С. 45–50.

*Николаева И.А.* Глубоководные группы остракод в палеогене юга СССР и их значение для палеогеографии // Сборник научных трудов Днепропетровского университета. Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1984. С. 40–48.

*Николаева И.А.* Новое в систематической структуре надсемейства Trachyleberidacea (Ostracoda) и возможности использования этой группы в стратиграфии палеогена. // Тезисы докладов X Всесоюзного микропалеонтологического совещания. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 152–153.

*Николаева И.А.* Общая характеристика кайнозойских Ostracoda // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 3. Остракоды кайнозоя. Л.: Недра, 1989. С. 7–26.

*Розыева Т.Р.* Остракоды из отложений палеогена Туркменистана. Ашхабад: Изд. АН ТССР, 1962. 209 с.

*Сузин А.В.* Остракоды третичных отложений Северного Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1956. 190 с.
*Урванова В.Н.* Сравнение комплексов остракод нижнебодракского подъяруса верхнего эоцена западного Туркменистана с Бахчисарайским разрезом Крыма // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеогеновых отложений Средней Азии. 1970. С. 166–174. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 69).
*Швейер А.В.* Остракоды остракодового пласта Северо-Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1938. С. 63–79. (Тр. НГРИ; Сер. А. Вып. 104).
*Шеремета В.Г.* Остракоды палеогена Украины. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1969. 300 с.

## ПАЛЕОГЕНОВЫЕ АССОЦИАЦИИ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР И ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

**Д.М. Ольшанецкий**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: mitia@list.ru*

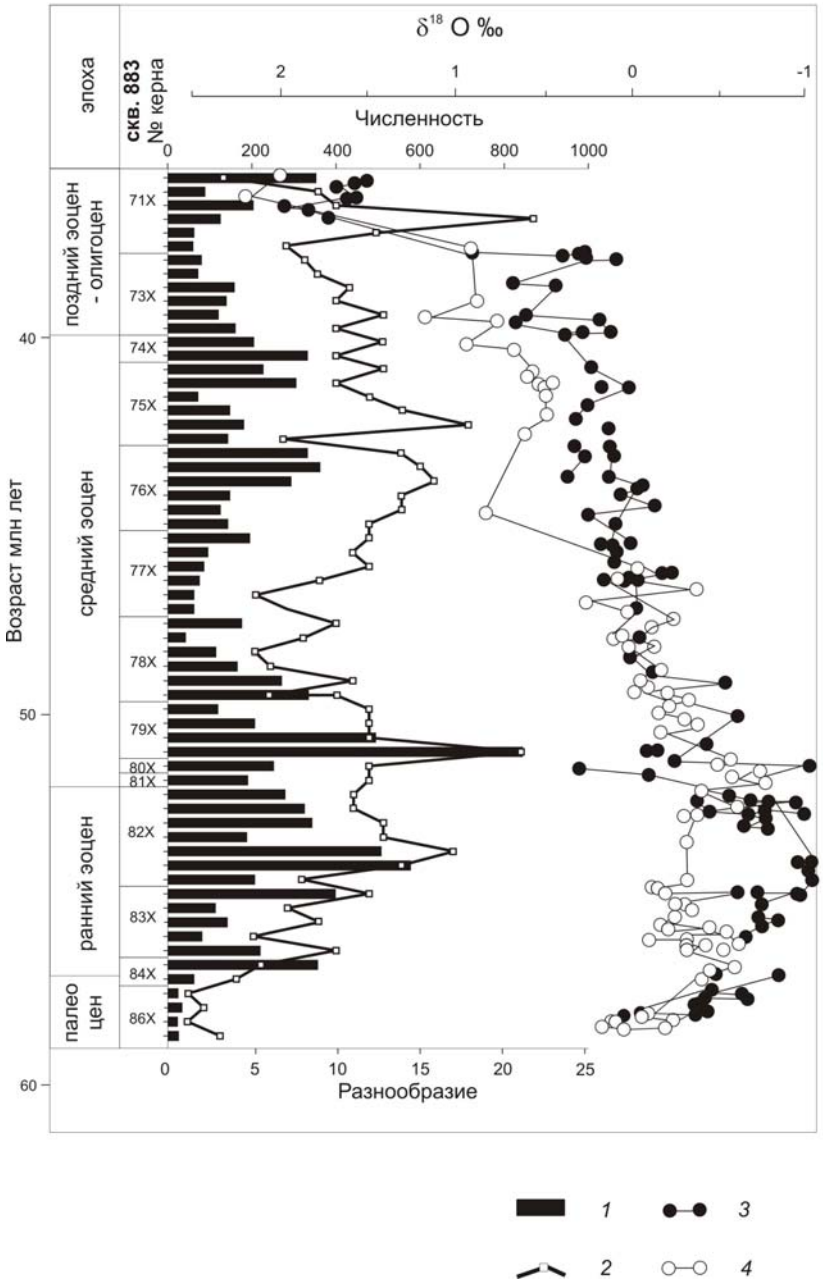
Сравнительное изучение палеоценовых и эоценовых комплексов бентосных фораминифер Северо-Западной и Южной Пацифики выявило ряд закономерностей, возможно отражающих ответную реакцию комплексов на палеоокеанологические изменения. Постепенное проникновение более теплых обогащенных питательными веществами масс придонной воды могло стать причиной роста численности и разнообразия сообществ, тогда как внедрение холодных обедненных вод вызывало снижение этих параметров.

Попыткой выявить региональные особенности распределения палеоценовых и эоценовых ассоциаций бентосных фораминифер Северно-Западной Пацифики и их реакцию на изменения гидрологических условий в это время стал анализ батиальных фораминиферовых комплексов из разрезов скважин 883 (51°11.908′ с.ш., 167°46.128′ в.д. [Rea et al., 1995], Проект океанского бурения, поднятие Обручева), 305 и 577 (соответственно 32°00.13′ с.ш., 157°51.00′ в.д. [Larson et al., 1975] и 51°11.908′ с.ш., 167°46.128′ в.д. [Heath et al., 1985], Проект глубоководного бурения, поднятие Шатского). Полученные результаты были сопоставлены с данными по распределению бентосных фораминифер Южной Пацифики – скважина 277 (52°13.43′ ю.ш., 166°11,48′ в.д. [Kennett, Hourtz, 1974]. Проект глубоководного бурения, плато Кэмпбелл). Установленные палеоглубины для палеогенового времени в этих скважинах примерно одинаковы, около 2 км, и оцениваются как нижняя батиаль [van Morkhoven et al., 1986].

**Тренд палеопродуктивности**. Палеопродуктивность обычно принято рассчитывать на основе темпов накопления бентосных фораминифер, обычно – численность на грамм осадка [Herguera, Berger, 1991], однако в связи с особенностями порядка получения материала скважин глубоководного бурения, здесь она оценивалась как численность на объем (в данном случае 2 $см^3$ – объем стандартного образца из скважины глубоководного бурения). Эти два способа оценки бесспорно эквивалентны при знании плотности осадка, но и в противном случае размерность палеопродуктивности остается прежней ($см^{-2}$ 0.1 млн $лет^{-1}$). Наибольших значений палеопродуктивность достигала в палеоцене, весьма существенно снижаясь в начале раннего эоцена. Численность палеогеновых ассоциаций достигала 300 экземпляров на образец, снижаясь до первого десятка в начале раннего эоцена. В эоцене численность колебалась от 800 до нескольких десятков экземпляров на образец, повышаясь в конце раннего–самом начале среднего и конце среднего эоцена (см. рисунок). Палеоценовые ассоциации плато Кэмпбелл были наиболее многочисленны, достигая до 1600 экземпляров, в раннем эоцене их численность также снижалась менее существенно, достигая 500 экземпляров на образец.

**Тренд разнообразия** (число видов в образце) в основном совпадает с трендом численности и колеблется в пределах 10–20 видов в образце для всех местонахождений. Ассоциации, в которых доминирует один или два вида, свидетельствующие о неблагоприятных условиях окружающей среды, представлены лишь в начале раннего эоцена. Причем это проявляется в основном в северотихоокеанских разрезах, тогда как разнообразие южнотихоокеанских ассоциаций в это время практически не снижается.

**Фаунистические изменения**. Палеоценовый комплекс бентосных фораминифер Северной Пацифики весьма схож во всех местонахождениях, за исключением скв. 883, где присутствует лишь специфический комплекс гломоспир, что, вероятно, вызвано значительным подъемом уровня карбонатной компенсации [Rea et al., 1995]. Комплекс представлен, в первую очередь, доминирующими *Nuttallides truempyi* (Nutall) и *Stensioeina beccariiformis* (White). В нем широко распространены *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Buliminella grata* (Parker and Bermudez), *Bulimina velascoensis* (Cushman), *Qadratobuliminella pyramidalis* (de Klasz),




Изменения видового разнообразия и численности бентосных фораминифер в палеогеновых отложениях поднятия Обручева (скв. 883) и корреляция с кривой по [Pak, Miller, 1995], полученной путем совмещения графиков содержания изотопов $^{16}O/^{18}O$ в раковинах бентосных фораминифер северо-западной Пацифики (скважины 883, 577) и Южного океана (скв. 690):

1 – численность (кол-во экз. в образце); 2 – разнообразие (кол-во видов в образце); 3 – $\delta^{18}O$ (‰) по бентосным фораминиферам, скв. 883, 577, Северо-Западная Пацифика 4 – $\delta^{18}O$ (‰) по бентосным фораминиферам, скв. 690, Южный океан.

*Aragonia velascoensis* (Cushman)*, Neoeponides* ssp. Палеоцен/эоценовую границу в скважинах 305 и 577 пересекают лишь 30 и 15 % палеоценовых видов соответственно. В течение всего раннего эоцена происходит заметное обновление комплексов. Представители новых родов – *Clinapertrina, Vulvulina, Karreriella* появляются в этом интервале и становятся многочисленными в эоценовых сообществах, наряду с продолжавшими существование *Nuttallides truempyi* (Nutall) и *Oridorsalis umbonatus* (Reuss). Одним из доминирующих видов становится *Bulimina semicostata* (Nuttal). Раннеэоценовые ассоциации поднятия Обручева более разнообразны и характеризуются еще и представителями рода *Cibicidoides* и *Hanzawaia*.

Палеоценовые комплексы плато Кэмпбелл заметно отличаются от северопацифических, в первую очередь, практически полным отсутвием *Stensioeina beccariiformis* (White*)* и обедненной фауной булиминид. Здесь доминирующую роль играют *Nuttalinella florealis* (White), *Tappanina selmensis* (Cushman) и некоторые виды родов *Cibicidoides* и *Anomalina*. Многочисленными в позднем палеоцене становятся *Nuttallides truempyi* (Nutall) и *Buliminella grata* (Parker and Bermudez). К концу раннего эоцена, когда доминирующими видами в разрезе скв. 277 становятся *Nuttallides truempyi* (Nutall) и *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), северные и южная ассоциации оказываются весьма схожими между собой.

**Обсуждение и выводы.** Следует отметить, что распределение численности и разнообразия таксонов бентосных фораминифер в скв. 883 имеет неслучайный характер и совпадает с изменениями глубоководной циркуляции. Увеличение этих параметров совпадает с внедрением в район поднятия Обручева в раннем (~57–52 млн лет) и во второй половине среднего эоцена (~46 млн лет), по данным Пэк и Миллера [Pak, Miller, 1995] (см. рисунок), относительно более теплых, обогащенных питательными веществами глубинных, вероятно низкоширотных водных масс, смешанных с холодной обедненной водой Южного Океана. И наоборот, присутствие в регионе в начале среднего эоцена (52–46 млн лет) только холодной обедненной глубинной воды совпадает с уменьшением численности и разнообразия сообществ. Расхождение наложенных изотопных кривых на рисунке означает присутствие двух различных источников формирования донной воды, совпадение же – формирование донных масс преимущественно в Южном океане. Таким образом, можно предположить, что богатство и разнообразие палеогеновых фораминиферовых ассоциаций могли зависеть от насыщенности питательными веществами придонных вод и их температуры, что также отмечалось и для современных бентосных фораминиферовых сообществ [Саидова, 1976]. Следовательно, если быстрое ($<10^4$ лет) внедрение теплых соленых донных вод [Kennett, Stott, 1991] привело к глобальному массовому вымиранию сообществ бентосных фораминифер и резкому падению их численности и разнообразия, то изменения глубоководной циркуляции, приводящие к постепенному проникновению относительно более теплых водных масс, могли стать причиной роста численности и разнообразия сообществ.

Причиной сглаживания различий в фауне бентосных фораминифер поднятий Обручева и Шатского и плато Кэмпбелл на протяжении палеогена, вероятно, следует считать постепенное преобразование придонных тихоокеанских вод в результате тектонических и океанологических процессов, приведших в результате в конце палеогена к формированию в океане психросферы с однообразными гидрологическими характеристиками придонной воды.

## ЛИТЕРАТУРА


*Саидова Х.М*. Бентосные фораминиферы Мирового океана (зональность и количественное распределение). М.: Наука, 1976. 160 с.

*Heath G.R., Burkle L.H., D´Agostino A.E., Bleil U., Horai K., Jacobi R.T., Janesek T.R., Koizumi I., Krissek K.A., Monechi S., Lenotre N., Morley J.J., Shultheiss P., Wright A.A.* Initial Reports of The Deep Sea Drilling Project. 1985. V. 86. 804 p.

*Herguera J.C., Berger W.H.* Paleoproductivity from benthic foraminiferal abundance: glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific // Geology. 1991. V. 19. P. 1173–1176.

*Kennett J.P., Hourtz R.E., Andrews P.B., Edwards A.R., Gostin V.A., Hajós M., Hampton M.A., Jenkins D.G., Margolis S.V., Ovenshine A.T., Perch-Niels K.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1974. V. 29. 1197 p.

*Kennett J.P., Stott L.D.* Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene // Nature. 1991. V. 353. P. 225–229.

*Larson R.L., Moberly R., Bukry D., Foreman H.P., Gardner J.V., Keene J.B., Lancelot Y., Luterbacher H., Marshall M.C., Matter A.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1975. V. 32. 980 p.

*Pak D.K., Miller K.G.* Isotopic and faunal record of Paleogene deep-water transition in the North Pacific // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1995. V. 145. P. 265–283.

*Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Arnold E., Barron J., Baeufort L.,Bristow J.F., deMenocal P., Dubuisson G.J., Gladenkov A.Y., Hamilton H., Ingram L., Keigwin L.D., Keller R.A., Kotilainen A., Krissek L., McKelvey B., Morley J.J., Okada M., Olaffson G., Owen R.M., Pak D., Pederson T.F., Roberts J.A., Rutledge A.K., Shilov V.V., Snoeckx H., Stax R., Tiedemann R., Weeks R.* Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. V. 145. 1995. 1040 p.

*van Morkhoven F P.C.M., Berggren W.A., Edvards A.S.* Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. Bull. des Centres de Rech. Explor.-Product. Elf-Aquitane V. 11. 1986. 422 p.

# ПРЯМАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЗОНАЛЬНЫХ ШКАЛ БОРЕАЛЬНОГО ПАЛЕОГЕНА ПО ДИАТОМЕЯМ И ДИНОЦИСТАМ (ПО МАТЕРИАЛАМ СКВ. 19-У, ПОС. УСТЬ-МАНЬЯ, ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СЕВЕРНОГО УРАЛА)

**Т.В. Орешкина, А.И. Яковлева, Г.Н. Александрова**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: oreshkina@ginras.ru, iakovl@yahoo.com, dinoflag@ok.ru*

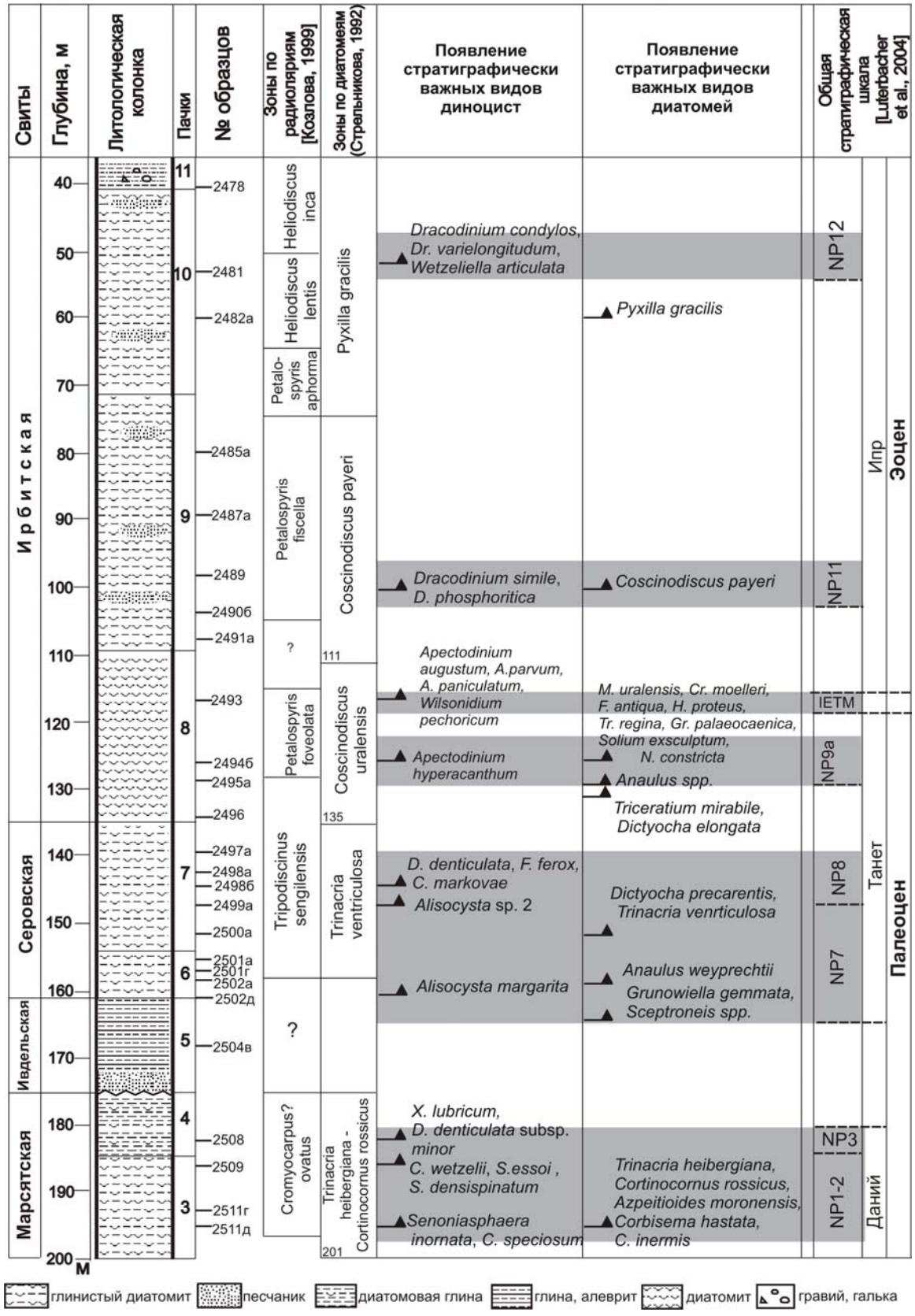
Базовой задачей стратиграфического изучения морских палеогеновых отложений Бореальной области, в которых слабо представлены ортостратиграфические карбонатные группы планктона, является корреляция зональных шкал по кремневым и органикостенным группам микробиоты. Такой подход в перспективе позволит коррелировать и датировать весь спектр терригенно-кремнистых отложений палеогена. Одним из наиболее полных разрезов нижнего палеогена Зауралья является разрез скв. 19-У, пробуренной в 12 км к востоку от пос. Усть-Манья (бассейн р. Сев. Сосьва). Скважиной вскрыто около 170 м преимущественно биогенно-кремнистых пород, представленных диатомовыми глинами, алевролитами и диатомитами (см. рисунок). На материале этой скважины Г.Э. Козловой и Н.И. Стрельниковой [1984] были проведены детальное расчленение и прямая корреляция зон по диатомеям и радиоляриям. Сопоставление выделенных комплексов с океаническими зональными шкалами позволило провести аргументированную корреляцию со стандартной геохронологической шкалой и уточнить возраст региональных стратиграфических подразделений Зауралья. Как показывает практика биостратиграфических исследований диноцист в Западной Сибири [Кулькова, Шацкий, 1990; Iakovleva, Kulkova, 2003], здесь успешно используются западно-европейские зональные шкалы, скалиброванные со стандартной геохронологической шкалой [Heilmann-Clausen, 1985; Powell, 1992; Mudge, Bujak, 1996; Luterbacher et al., 2004].

Благодаря Н.И. Стрельниковой (ЛГУ), любезно предоставившей в наше распоряжение образцы и коллекцию диатомовых водорослей из этой скважины, мы провели прямую корреляцию комплексов диатомей и диноцист. Для расчленения по диатомеям нами использовалась региональная шкала палеогена для внетропической области [Стрельникова, 1992]. Хотя образцы, из которых анализировались комплексы планктона, отобраны со значительными интервалами, нами намечено шесть корреляционных уровней, которые позволяют расчленить отложения скв. 19-У с выходом на общую шкалу и, таким образом, уточнить возраст диатомовых комплексов и их соотношение со шкалой по диноцистам.

Первый уровень установлен в отложениях марсятской свиты (обр. 2511д, 2511г, 2509, 2508), где определен комплекс, характеризующийся присутствием *Senoniasphaera inornata* (Drugg) Stover et Evitt – индекс-вида одноименной зоны датского возраста в схемах Северо-Западной Европы. В разрезах Дании и Северного моря [Hansen, 1977; Mudge, Bujak, 1996] стратиграфический диапазон распространения вида *Senoniasphaera inornata* отвечает зонам по наннопланктону NP1–NP3 [Martini, 1971]. В верхней части этого интервала (обр. 2508) отмечено появление вида *Xenicodinium lubricum* Morgenroth. В разрезах Северо-Западной Европы FO (первое появление) *X. lubricum,* согласно последней версии общей шкалы [Luterbacher et al., 2004], отвечает границе подзон D1b и D1c по диноцистам, что близко к границе зон NP2 и NP3 по наннопланктону. По аналогии с Западной Европой отложения марсятской свиты в интервале глубин от ~186 до 184 м отвечают уровню наннопланктонной зоны NP3, соответствующей средней части дания. По диатомеям этот интервал марсятской свиты отнесен к зоне Ttrinacria heibergiana-Cortinocornis rossicus. Комплекс диатомей представлен зональными индекс-видами, а также *Stephanopyxis ferox* (Grev.) Ralfs, *S. dissonus* Schulz, *S. lavrenkoi* Jouse, *Thalassiosiropsis wittiana* (Pant.) Hasle. Близкий комплекс диатомей известен из отложений скв. 208 DSDP в северной части Тасманова моря [Жузе, 1982], который отвечает интервалу зон по наннопланктону NP1–NP3. Аналогичный комплекс диатомей описан из талицкой свиты разреза Лозьвинская пристань [Глезер, Грундан, 2005] на уровне зоны Senoniasphaera inornata [Васильева, 1999].

Комплекс диатомей из ивдельской свиты (обр. 2504в) отличается плохой сохранностью и снижением численности, что затрудняет определение его стратиграфического положения; диноцисты не изучались.

Второй корреляционный уровень, соответствующий раннему танету, отмечен в нижней части серовской свиты, где в обр. 2502д из основания свиты отмечено присутствие *Alisocysta margarita* Harland. Стратиграфический диапазон распространения данного таксона отвечает зонам по наннопланктону NP6-NP8 (низы). Учитывая отсутствие зонального вида верхнего зеландия – *Palaeoperidinium pyrophorum* (Ehrenberg ex Wetzel) Sarjeant [Heilmann-Clausen, 1985; Powell, 1992], возраст основания свиты ограничивается ранним танетом и, по-видимому, отвечает уровню зоны NP7. Выше по разрезу с глубины ~147 м (обр. 2499а) комплекс диноцист




Корреляционные уровни по диноцистам и диатомеям в разрезе скв. 19-У (пос. Усть-Манья, Северный Урал).

характеризуется появлением вида *Alisocysta* sp. 2 Heilmann-Clausen, а на глубине 142 м (обр. 2498б) впервые отмечены *Deflandrea denticulata* Alberti, *Florentinia ferox* (Deflandre) Duxbury и *Cerodinium markovae* (Vozzhennikova) Lentin et Williams. В разрезах Северо-Западной Европы [Heilmann-Clausen, 1985; Powell, 1992] первое появление *D. denticulata* характеризует диноцистовую зону Alisocysta margarita. На основании корреляции с разрезами Северной Европы отложения серовской свиты в интервале от 164 до ~126 м сопоставляются с уровнем наннопланктонных зон NP7-NP8, что отвечает раннему танету. Комплекс диатомей из нижней части серовской свиты характеризуется постепенным появлением видов, типичных для зоны Trinacria ventriculosa–*Trinaceratium mirabile* Jouse, *Grunowiella gemmata* (Grunow) Van Heurck, *Anaulus weyprechtii* Grunow, *Pyxidicula moelleri* (Schmidt) Steln. et Nikolaev, устойчивым присутствием зонального индекса-вида.

Третий уровень установлен в нижней части ирбитской свиты. В комплексе диноцист на глубине ~126 м (обр. 2494б) появляются представители рода *Apectodinium* (*Apectodinium hyperacanthum* (Cookson et Eisenack) Lentin et Williams). Несмотря на количественно обедненную ассоциацию диноцист, данный комплекс, скорее всего, является частью зоны Apectodinium hyperacanthum, которая распознается в интервале между появлением *Apectodinium homomorphum* (Deflandre et Cookson) Lentin et Williams и появлением *Apectodinium augustum* (Harland) Lentin et Williams. По аналогии с Западной Европой [Powell, 1992; Luterbacher et al., 2004] отложения нижней части ирбитской свиты сопоставляются с наннопланктонной зоной NP9a позднего танета. Комплекс диатомей из этого же образца, напротив, отличается максимумом таксономического разнообразия. Отмечается появление новых родов: *Craspedodiscus* (*C. moelleri* A. Schmidt.), *Fenestrella* (*F. antiqua* (Grun.) Swatman), *Moisseevia* (=*Coscinodiscus*) *uralensis* (Jouse) Streln., *Soleum* (S. *exsculptum* Heiberg), *Hemiaulus proteus* Heiberg. Этот интервал следует отнести к зоне Hemiaulus proteus, которая ранее не была выделена в разрезе скв. 19-У Н.И. Стрельниковой [Козлова, Стрельникова, 1984].

Четкий корреляционный уровень установлен в вышележащих отложениях ирбитской свиты (обр. 2493). Он характеризуются присутствием различных представителей рода *Apectodinium*, в первую очередь *Apectodinium augustum*, а также *A. parvum* (Alberti) Lentin et Williams, *A. paniculatum* (Costa et Downie) Lentin et Williams, *A. quinquelatum* (Williams et Downie) Costa et Downie и *A. homomorphum*, а также *Wilsonidium pechoricum* Iakovleva et Heilmann-Clausen, что указывает на их принадлежность к зоне Apectodinium augustum. Согласно E. Crouch et al. [2001], появление *A. augustum* приходится на уровень глобальных событий – изотопной аномалии углерода (CIE) и IETM (Initial Eocene Thermal Maximum). В настоящее время этот уровень принят за границу палеоцена и эоцена [Aubry et al., 2007]. Таким образом, отложения ирбитской свиты на глубине ~121 м соответствуют пограничному палеоцен-эоценовому интервалу (~55.8–55.98 млн лет). Комплекс диатомей характеризуется доминированием *Moisseevia* (=*Coscinodiscus*) *uralensis* (Jouse) Streln., отмечается появлением вида *Naviculopsis constricta* (Schulz) Frengueli, что типично для зоны Coscinodiscus uralensis.

Следующий корреляционный уровень (обр. 2490б) характеризуется появлением эоценовых видов диноцист *Deflandrea phosphoritica* Eisenack, *Eatonicysta ursulae* (Morgenroth) Stover et Evitt и *Dracodinium simile* (Eisenack) Costa et Downie. Присутствие вида-индекса *Dr. simile*, по аналогии с разрезами Северо-Западной Европы [Luterbacher et al., 2004], юга России и Украины [Андреева-Григорович, 1991] указывает на раннеипрский (NP11) возраст отложений средней части ирбитской свиты на глубине ~110 м. На этом же уровне комплекс диатомей характеризуется появлением зонального индекса-вида – *Coscinodiscus payeri* Grunow. Выше по разрезу (обр. 2489, 2487а, 2485а) комплекс обогащается другими типичными для зоны Coscinodiscus payeri таксонами – *Costopyxis broschii* (Grunow) Gleser, *Proboscia* spp.

Самый верхний корреляционный уровень в интервале от ~56 до ~40 м (обр. 2481, 2478) отмечен появлением стратиграфически важных диноцист *Dracodinium ? condylos* (Williams et Downie) Costa et Downie, *Dr. varielongitudum* (Williams et Downie) Costa et Downie и *Wetzeliella articulata* Wetzel, которые в европейских разрезах встречаются на уровне зоны NP12. Таким образом, верхняя часть ирбитской свиты в скв. 19-У относится к среднему ипру. Диатомеи типичны для зоны Pyxilla gracilis и характеризуются массовым развитием зонального индекса-вида. Близкое соотношение нижнеипрских диатомовых и диноцистовых зон установлено в скв. 228 (Инта) на западном склоне Северного Урала [Iakovleva et al., 2000], а также в скв. 9 в южной части Западно-Сибирской плиты [Ахметьев и др., 2004].

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 08-05-00548 и № НШ-4185.2008.5 .*

## ЛИТЕРАТУРА

*Андреева-Григорович А.С.* Зональная стратиграфия палеогена СССР по фитопланктону (диноцисты и наннопланктон). Автореф. дисс. … д-ра геол.-мин. наук. Киев: Изд-во КГУ, 1991. 47с.

*Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Витухин В.Н., Глезер З.И., Гнибиденко З.Н., Дергачев В.Д., Доля Ж.А., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Кулькова И.А., Николаева И.А., Овечкина М.Н., Радионова Э.П., Стрельникова Н.И.* Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т.12, №1. С. 49–75.

*Глезер З.И., Грундан Е. Л.* Новые данные о раннепалеоценовых диатомовых водорослях и силикофлагеллатах Северного Урала // Микропалеонтология в России на рубеже веков: Материалы ХШ Всерос. микропалеонтол. совещ. М.: ГЕОС, 2005. С. 142–143.

*Жузе А.П.* Диатомеи и силикофлагеллаты палеоцена в осадках Тихого, Индийского и Атлантического океанов // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1982. С. 131–145.

*Васильева О.Н.* Стратиграфия палеоценовых отложений в бассейне р. Лозьвы (Северный Урал) по палинологическим данным // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург, 1999. С. 170–175.

*Козлова Г.Э.* Радиолярии палеогена Бореальной области России: Практическое руководство по микрофауне России. Т. 9. СПб.: ВНИГРИ, 1999. 323 с.

*Козлова Г.Э., Стрельникова Н.И.* Значение разреза Усть-Маньинской скважины 19-У для зонального расчленения палеогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 70–78.

*Кулькова И.А., Шацкий С.Б.* Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 25–31.

*Стрельникова Н.И.* Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 1992. 312 с.

*Aubry M.P., Ouda K., Dupuis C., Van Couvering J.A. et al.* The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt) // Episodes. 2007. V. 30, N 4. P. 271–286.

*Crouch E.M., Heilmann-Clausen C., Brinkhuis H, Morgan H.E.G., Rogers K.M., Egger H. , Schmitz B.* Global dinoflagellate event associated with the Late Paleocene Thermal Maximum // Geology. 2001. V. 29. P. 315–318.

*Hansen J.M.* Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark // Bull. Geol. Soci. of Denm. 1977. V. 26. P. 1–26.

*Heilmann-Clausen C*. Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ypresian in the Viborg I borehole, central Jylland, Denmark. Danm. Geol. Undersog. Ser. A. 1985. N 7. 69 p.

*Iakovleva A.I., Oreshkina T.V., Alekseev A.S., Rousseau D.-D.* A new Paleogene micropaleontological and paleogeographical data in the Petchora depression, northeastern Russia // Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de France. 2000. V. 330. P. 485–491.

*Iakovleva A.I., Kulkova I.A.* Paleocene–Eocene dinoflagellate zonation of Western Siberia // Rev. of Palaeobot. and Palynol. 2003.V. 12, Iss. 3–4. P. 185–197.

*Powell A.J.* Dinoflagellates cysts of the Tertiary system // A stratigraphic index of dinoflagellates cysts. London, 1992. P. 152-251. (Brit. Micropaleontol. Soc. Publ. ser.).

*Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H., Gradstein F.M., Hooker J.J., Monechi S., Ogg J.G., Powell J., Rohl U., Sanfilippo A. , Schmitz B.* The Paleogene period // A Geologic Time Scale 2004 / Eds. F.M.Gradstein et al. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P. 384–408.

*Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation: Proceedings of 2nd International Conference on Planktonic Microfossils Roma /Ed. A.Farinacci // Tecnoscienza, 1971. V. 2. P. 739–785.

*Mudge D.C., Bujak J.P.* Paleocene biostratigraphy and sequence stratigraphy of the UK central North sea // Mar. and Petrol. Geol. 1996. V. 13. P. 295–312.

## БИОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

**С.П. Плетнев**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН*
*690041, Владивосток, Балтийская, 43; e-mai: pletnev@poi.dvo.ru*

В период 2002–008 гг. ФГУГП ГНЦ "Южморгеология" был организован ряд морских экспедиций на НИС "Геленджик" для изучения геологического строения гайотов Магеллановых гор (северо-западная часть Тихого океана) с целью перспективной оценки запасов редкоземельных металлов в железомарганцевых образованиях. В процессе выполнения комплексных геолого-геофизических исследований (батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, подводное фотографирование, драгирование и мелкое бурение) при участии автора собран разнообразный фактический материал, в том числе проведены большие палеон-

тологические сборы микро- и макрофауны. Исследуемый район в свете геологических задач интересен по двум позициям. Во-первых, он расположен на наиболее древнем (среднеюрском), сохранившимся участке океанической коры, непрерывно исчезающей в зонах субдукции. Во-вторых, высокая плотность по площади и линейная протяженность гайотов Магеллановых горах с разной морфологией определяет их как важнейший источник палеогеографической летописи эвстатических колебаний уровня океана, региональных тектонических движений дна, активизации вулканической деятельности и изменения уровня карбонатной компенсации в позднем мезозое–кайнозое.

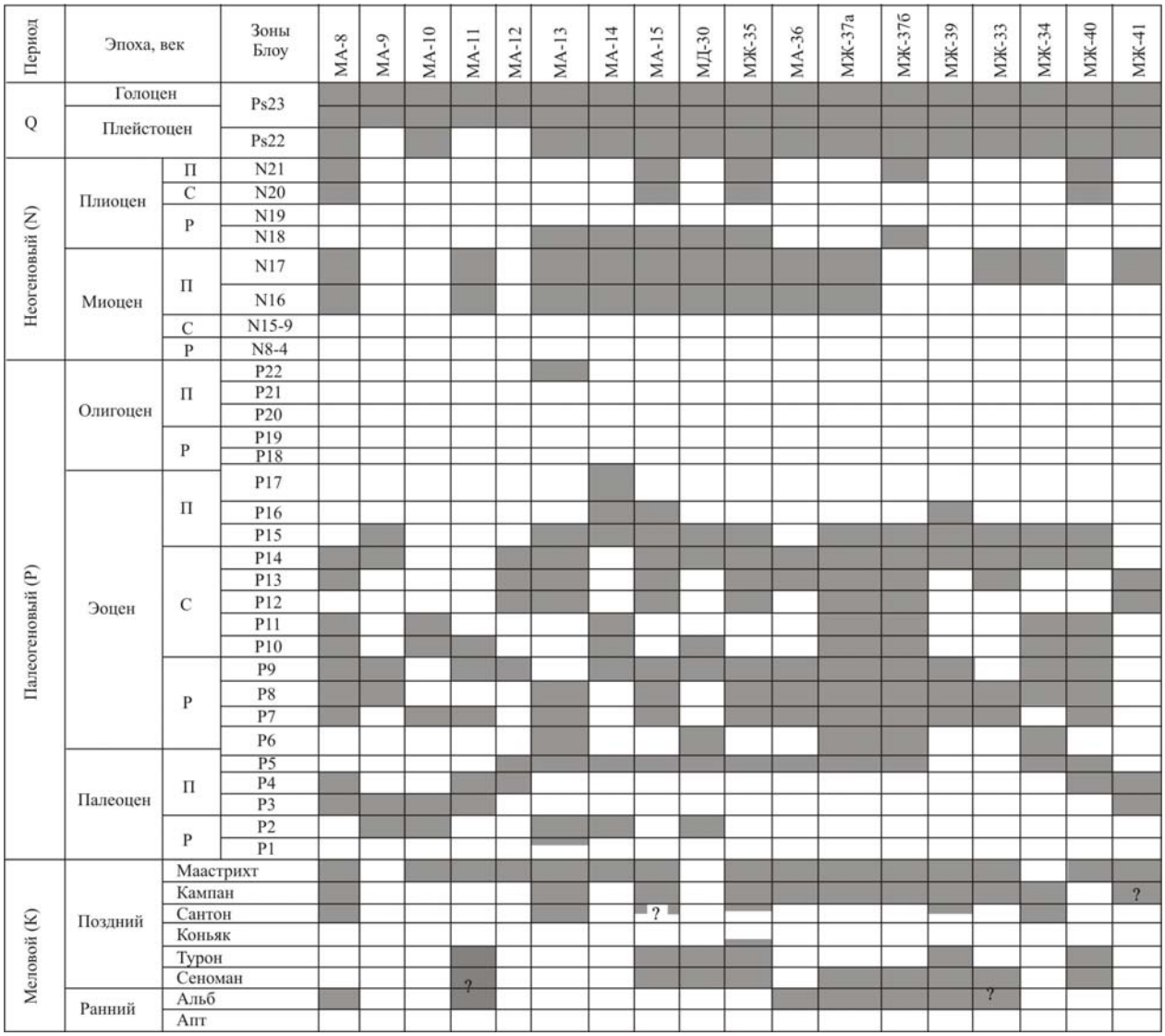
Объектом исследования стали планктонные и бентосные фораминиферы, раковины которых обильно представлены в поднятом каменном материале. Помимо этого, вспомогательным материалом послужили более редкие находки кораллов, малакофауны и аммонитов [Захаров и др., 2007]. Возраст изученных ископаемых комплексов планктонных форминифер определялся согласно биозональным шкалам, разработанным для мела Дж. Сигалом [Sigal, 1977] и кайнозоя У. Блоу [Blow, 1979]. Фораминиферовый анализ проведен по 1787 образцам горных пород, отобранных на 18 из 21 гайотов Магеллановых гор. В первую очередь при датировании комплекса планктонных форминифер обращалось внимание на виды и роды с узким возрастным диапазоном, так как при анализе дражных проб в отличие от кернов бурения или геологических разрезов нет контроля "ниже и выше". В районе Магеллановых гор для оценки пограничных слоев нижнего и верхнего мела наиболее важными были находки представителей родов *Ticinella*, *Planomalina* и *Rotalipora*, а для второй половины верхнего мела – *Globotruncana, Rugoglobigerina* и *Abathomphalus*. Для раннего палеоцена наиболее информативным стало присутствие вида *Morozovella pseudobulloides* (Plummer), а в позднем палеоцене и среднем эоцене – видовое разнообразие родов *Morozovella* и *Acarinina*. В конце среднего и в позднем эоцене раковины планктонных форминифер приобретают глобигериноподобный морфологический облик, и среди них доминируют представители родов *Globigerina*, *Subbotina*, *Catapsydrax* и др. Необходимо отметить, что среди палеогеновых пород наиболее представительны образцы горных пород раннего и среднего эоцена, что позволило более обосновано установить наличие или отсутствие отдельных зональных комплексов этого возраста (см. рисунок). В позднемиоценовой фауне (зоны N16–N17) наиболее типичен комплекс с участием видов *Globigerina nepenthes* Todd*, Turborotalia acostaensis* (Blow)*, Globigerinoides obliquus* Bolli, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* (Blow) и *S. seminulina* (Schwager). Он наиболее часто встречен в слое 11, отражающем очередной этап возобновления роста рудной корки [Мельников, 2005].

Нелитифицированные карбонатные породы содержат фауну планктонных форминифер с видами-индексами плиоцена (*Globorotalia m. margaritae* Bolli et Bermudez*, Globorotalia miocenica* Palmer*, G. tosaensis* Takayanagi et Saito) и плейстоцена (*Globorotalia truncatulinoides* (Orb.)). Конечно, представительность фактического материала по разным гайотам различна. К наиболее изученным следует отнести гайоты Ита-Май Таи (37а), Геленджик (37б), Федорова (МЖ-35), Говорова (МА-8), а к менее исследованным – Вулканолог (МА-9), Пегас (МА-12), Бутакова (МЖ-39). По гайотам МЖ-33, 40, 41 получены первые палеонтологические данные.

Методически важным для дальнейшего анализа оказалось выделение трансгрессивных и регрессивных фаз в развитии изученных гайотов. Первые определяются развитием планктонных организмов, а вторые – мелководной бентосной фауны форминифер, кораллов и моллюсков. В трансгрессивные фазы происходит накопление преимущественно пелагических известняков и эдафогенных брекчий с богатым содержанием остатков планктонных организмов. В регрессивные фазы в основном формируются известняки мелководных фаций (рифогенные, органогенно-детритовые, оолитовые), которые содержат раковины крупных бентосных форминифер, моллюсков и каркасные кораллы. На данном этапе исследования нами выделены четыре трансгрессивные (позднеальб–туронский, кампан-маастрихтский, позднепалеоцен-среднеэоценовый и позднемиоцен–плейстоценовый) и четыре регрессивные (аптский, коньяк-сантонский, раннепалеоценовый и позднеэоцен-среднемиоценовый) фазы.

Анализ позднемеловой бентосной фауны форминифер показывает, что во время трансгрессивных фаз над вершинами современных гайотов существовали условия верхней батиали, они же сохранялись и в начале палеогена. Регрессию в это время могли вызвать либо активизация вулканомагматической деятельности (наращивание вулканической постройки), либо эвстатическое понижение уровня океана, или возможна комбинация этих двух процессов. Однако существование достаточно глубоководных условий над вершинами гайотов в трансгрессивные фазы мела снижает возможную роль эвстатических колебаний, так как амплитуда их была значительно ниже. В то же время отмеченная метахронность начала и конца регрессий на разных гайотах может указывать на ведущую роль эруптивной деятельности.

В составе бентосных форминифер раннего (зоны P7-P9*:* Morozovella formosa formosa, Morozovella aragonensis, Acarinina pentacamerata Zones) и среднего (зоны P11 Globigerinatheka subconglobata Zones и




Возраст и распространение изученной фауны планктонных фораминифер согласно биозональной шкале Блоу [Blow, 1979] в осадках на различных гайотах Магеллановых гор. Темный цвет – присутствие фауны данного возрастного интервала, белый – ее отсутствие.

P13 Orbulinoides beckmanni Zone) эоцена появляются представители родов Nuttalides, Osangularia, Stilostomella, свидетельствуя о последовательном увеличении глубин до средней батиали.

Обращает на себя внимание отсутствие олигоценовых отложений. Позднеолигоценовые планктонные фораминиферы (зона P22 Globigerina ciperoensis Zone) обнаружены только в одном образце – на гайоте МА-13, где среди вулканического пепла отмечены единичные раковины *Globigerina angustiumbilicata* Bolli. Олигоценовые отложения в северо-западной части Тихого океана встречаются редко. Даже в наиболее полных стратиграфических разрезах палеогена, на подводной возвышенности Обручева (скв. 883, 884 ODP), он представлен только своим ранним отделом [Басов, 1997]. Исключением не являются и подводные постройки Магеллановых гор, поднятий Маркус-Уэйк и Уэйк-Неккер. В то же время с востока к Магеллановым горам примыкает поднятие Маршалловых островов, несущее на себе многочисленные атоллы и гайоты. Бурение на атолле Эниветок, гайотах Хорье и Сильва показало, что в их основании залегают базальты палеоцена и раннего эоцена. Во второй половине раннего эоцена эти структуры испытали погружение на глубины 1400 – 1600 м [Shlanger et al., 1987], а в олигоцене атолл Эниветок вышел на поверхность, о чем свидетельствуют погребенные почвы этого возраста и другие наземные признаки. Отсутствие олигоцена может быть результатом известного вулканотектонического события на рубеже раннего и среднего миоцена [Басов, 1997], вызвав-

шего смену системы океанических течений и состав вод, что привело к размыву уже отложившихся осадков. По мнению М.Е. Мельникова [2005], гайоты Магеллановых гор испытали основное погружение именно в олигоцене, и с этим связан перерыв в седиментации. Нельзя не учитывать и то обстоятельство в нашем случае, что при палеонтологическом анализе осадочных отложений подводных гор ортостратиграфической группой были организмы с карбонатными скелетами, которые могли просто раствориться из-за резкого падения уровня карбонатной компенсации. Все это показывает, что отсутствие отложений такого крупного стратиграфического подразделения как олигоцен может быть связано с самыми различными, нередко противоположными по направленности, процессами и остается проблемой до конца не решенной.

В позднем кайнозое условия седиментации и топография гайотов становятся близкими к современным. На возобновление вулканической деятельности в это время указывает то обстоятельство, что на вершинах многих гайотов часто присутствуют миоценовые вулканические купола, сложенные щелочными базальтоидами и туфами. Эти осложняющие положительные структуры отчетливо видны на крупномасштабных батиметрических картах. Поверхность вершин в это время становится в основном транзитной зоной нелитифицированных осадков, что хорошо видно на фотографиях подводного дна по признакам активной гидродинамики.

## ЛИТЕРАТУРА


*Басов И.А*. Планктонные фораминиферы и стратиграфия палеогена поднятия Обручева (Северная Пацифика) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997. Т. 5, № 6. С. 40–50.

*Захаров Ю.Д., Плетнев С.П., Мельников М.Е., Смышляева О.П., Худик В.Д*. Находки меловых белемнитов в Магеллановых горах Тихого океана и предварительные условия их обитания // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 35–50.

*Мельников М.Е*. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП ГНЦ “Южморгеология”, 2005. 231 с.

*Blow W.H*. The Cainozoic Globigerinida. Leiden: Brill, 1979. 245 p.

*Sigal J*. Essai de zonation du Cretace Mediterraneen a laide des foraminiferes planctoniques // Geol. Med. 1977. V. 4, N 2. P. 99–108.

*Schlanger S.O., Campbell J.F., Jackson M.H*. Post-Eocene subsidence of the Marshall Islands recorded by drowned atolls on Harrie and Sylvania guyots // Geol. Amer. Bull. 1987. V. 87, N 11. P. 165–174


## АНАЛИЗ МИКРОБИОТЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЦЕНА – НАЧАЛЬНОГО ЭОЦЕНА В РАЗРЕЗЕ Р. ХЕУ (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ)


**Э.П. Радионова[1], Г.Н. Александрова[1], Т.Т. Гавтадзе[2], С.И. Ступин[1]**

*[1]Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7; e-mail: radionova@ginras.ru*
*[2]Институт Геологии АН Грузии, 0193 , Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1/9; e-mail: t-gavtadz@yahoo.com*


Палеогеновые отложения по р. Хеу, около г. Нальчик в течение многих лет привлекают внимание стратиграфов. Палеоген здесь представлен в полном объеме и сложен преимущественно мягкими мергелями, содержащими богатую микробиоту. Разрез является опорным, на нем разрабатывалось зональное расчленение палеогена Центрального Предкавказья по фораминиферам. Последнее обоснование зональных подразделений субтропической или т. н. шкалы Крымско-Кавказской области приведено в работе [Практическое руководство…, 2005]. В.А. Крашенинниковым и Н.Г. Музылевым [1975] впервые дано сопоставление зон по планктонным фораминиферам этой шкалы с зональной шкалой по наннопланктону. При событийном подходе к проблемам стратиграфии изучение разреза получило новый импульс. Н.Г. Музылевым, в частности, в верхнем палеоцене разреза Хеу был описан сапропелитовый прослой (35 см); аналогичные прослои на этом же стратиграфическом уровне были установлены во многих разрезах Северо-Восточного Пери-Тетиса [Музылев, 1994]. Позднее было показано, что отложение сапропелита стратиграфически совпадает с термальным максимумом начала эоцена (IETM), во время которого зафиксирован резкий изотопный сдвиг $\delta C^{13}$, по которому проводится граница палеоцена и эоцена [Гаврилов, Щербинина, 2004].

Задачей нашего исследования было изучение изменения состава микробиоты в пограничном палеоцен-эоценовом интервале. Помимо карбонатных микроорганизмов, из тех же образцов изучены кремневые – диато-

меи, силикофлагеллаты и радиолярии, а также органикостенный микрофитопланктон, что позволило скоррелировать зональное расчленение по разным группам микроорганизмов и сопоставить уровни их изменений, а также рассмотреть экологическую структуру ассоциаций карбонатной, кремневой и органикостенной биоты.

Литологическое строение изученной части разреза дано на рисунке. Нальчикская свита расчленяется на три пачки – нижняя (I) (~20 м мощности) представлена зеленовато-серыми, мягкими, в средней части – светло-зелеными скорлуповатыми мергелями. Вторая пачка (II) (~ 6 м) сложена темно-серыми карбонатно-кремнистыми аргиллитами с нечеткими сапропелевидными прослоями. Сапропелитовый прослой пограничного палеоцен-эоценового интервала приурочен примерно к низам этой пачки (сейчас эта часть разреза задернована). Третья пачка (III) (более 20 м) представлена глинисто-кремнистыми аргиллитами, местами с прослоями темных, слабокарбонатных глин и опок. Выше залегают мергели черкесской свиты.

**Наннопланктон.** Зональное расчленение и уровни находок характерных видов показаны на рисунке. Виды *Campylosphaera eodela* Bukry et Percival, *Rhomboaster cuspis* Bramlette et Sullivan, *Discoaster anartios* Bybell et Self-Trail, *D. araneus* Bukry появляются вблизи границы палеоцена–эоцена. В пачке I доминирующую роль играют в основном представители таксонов обитавших в нижней части фотического слоя, со смешанными видами тепло – (*Discoaster, Sphenolithus* и др.) и холодноводных (*Chiasmolithus*, *Cruciplacolithus* и др.) нанофоссилий. Это указывает на существование умеренно-тепловодного бассейна открытого моря. В верхней части пачки резко падает численность плаколитов и дискоастеров (как в видовом, так и в количественном отношении), присутствуют многочисленные переотложенные виды. По-видимому, в это время произошло относительное обмеление бассейна. В пачке II доминирующими становятся разнообразные неритические тепловодные понтосферы. Однако встречаемость малочисленных, но довольно разнообразных дискоастров, сфенолитусов и хиасмолитусов, количество которых вверх по разрезу возрастает, видимо, указывает на углубление бассейна. В нижней части пачки III наннопланктон встречается крайне редко. В верхах пачки комплекс становится разнообразным, но малочисленным.

**Фораминиферы.** Зональное расчленение по фораминиферам, показанное на рисунке, проводилось по субтропической (Крымско-Кавказской) шкале. В пачке I доминируют планктонные фораминиферы, преобладают умеренно-тепловодные представители рода *Subbotina*, в нижней и верхней частях пачки увеличивается доля теплолюбивых *Acarinina*, численность *Morozovella* и *Globanomalina* незначительна. Бентос разнообразен, преобладают известковые формы. В общем здесь представлен мидуэйский (шельфовый) тип фауны, хотя присутствуют и элементы батиальной фауны веласко – *Nuttallides truempyi* (Nuttall), *Gavelinella beccariiformis* (White) (подробнее см. статью С.И. Ступина в настоящем сборнике). В пачке II доминирующими становятся бентосные агглютинирующие фораминиферы преимущественно с простым строением раковины – *Rhabdammina*, *Bathysiphon*, *Ammodiscus*, *Repmanina* и др. Численность известковых форм колеблется от частой до единичной. Планктона немного, в основном это *Subbotina*, в меньшей степени – *Acarinina*, единичны *Igorina* и *Morozovella*. В пачке III также преобладают агглютинирующие формы. В общем это фауна фаций Горячего Ключа [Ступин, 2004]. Количество и разнообразие планктона возрастают вверх по разрезу. При общем преобладании *Subbotina* появляется больше представителей *Acarinina – A. nitida* Martin (=*A. acarinata* (Subbotina)), *A. soldadoensis* Brönnimann, *A. coalingensis* Cushman et Hanna.

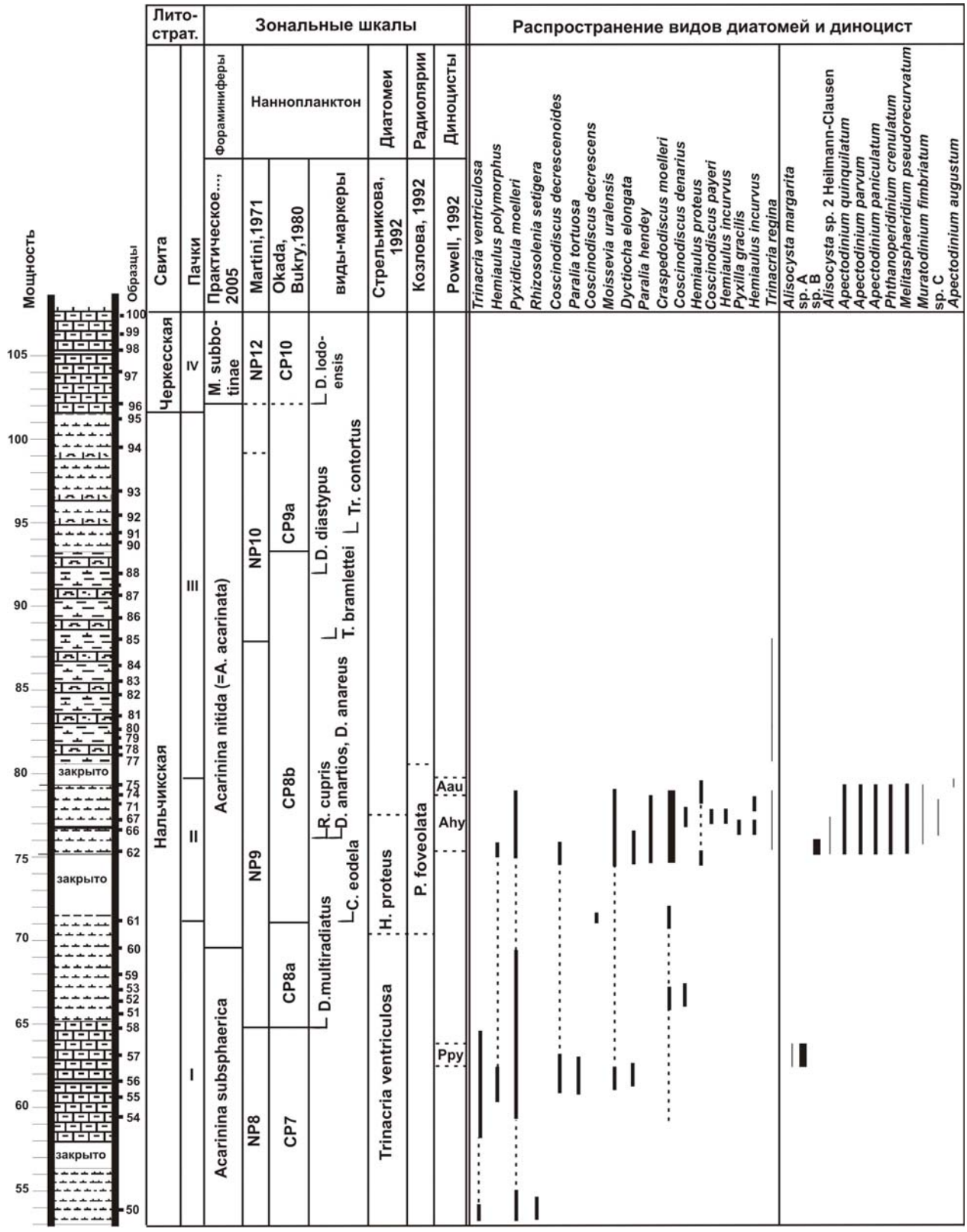
**Диатомеи и силикофлагеллаты** появляются в основании пачки I (обр. 50). Они немногочисленны и представлены ассоциацией открытоморских видов. Наиболее часты представители родов *Paralia*, *Coscinodiscus*, *Trinacria*, *Stephanopyxis* и *Pyxidicula*. С этого уровня появляются виды-маркеры – *Pyxidicula moelleri* Grun. и *Trinacria ventriculosa* A.S., вид-индекс одноименной зоны. Появление этих маркеров приурочено к основанию наннопланктонной зоны NP8 (см. рисунок). В средней части этой пачки спорадически появляются *Moissevia uralensis* Jouse и *Coscinodiscus denarius* A.S., хотя постоянное присутствие этих видов характерно для пачки II. Из силикофлагеллат в этой пачке можно отметить только *Dyctiocha elongata* Gleser, и *D. precarentis* Bukry. С некоторой долей условности всю пачку I можно отнести к зоне Trinacria ventriculosa по шкале Н.И. Стрельниковой [1992]. В пачке II диатомеи становятся более многочисленными, ассоциация меняется: доминируют крупные формы *Paralia*, появляется новый вид *P. hendey*, род *Coscinodiscus*, в том числе частым становится *C. denarius*, *Craspedodiscus* spp. Этот комплекс отвечает зонам Hemiaulus proteus или Moisseevia uralensis, хотя оба вида немногочисленны. В верхней половине этой пачки появляются *Hemiaulus proteus* Heib. и *H. incurvus* Shib., там же единично встречены *Coscinodiscus payeri* Grun. и *Pyxilla* sp. Вся эта ассоциация соответствует верхней части зоны NP9 по наннопланктону. Следует отметить, что увеличение численности открытоморских видов начинается с обр. 61, где встречен *Coscinodiscus decrescens* Grun. Силикофлагеллаты представлены родами *Corbisema* и *Dyctiocha*. Небезынтересно, что в пачке III диатомеи немногочисленны, представлены мелкими формами родов *Stephanopyxis*, *Paralia*,

*Trinacria*, *Pyxidicula*, обычно хорошей сохранности, в то время как радиолярии, доминирующие в этой пачке, обычно имеют плохую сохранность. Выше (обр. 81) диатомеи отсутствуют.

**Радиолярии**. В пачке I радиолярии редки. Хороший комплекс, в котором преобладают субтропические и тропические виды, определен Г.Э. Козловой из обр. 61 в основании пачки II. *Clatrocycloma* sp. A Hollis, *Dictyophimium distanovi* Kozlova, *Calocyclas hispida* Ehr., *Lychnocanomma amphitridae* Sanfilippo et Riedel, *Staurodictya ocellus* Ehr., *Triospyrium* cf. *didiceros* Ehr. характерны для палеоцена. *Petalospyris* cf. *foveolata* Ehr. – вид-индекс танетской зоны P. foveolata [Козлова, 1999]. *Phormocytris* cf. *turgida* Krash., *Thyrsocyrtis* cf. *hirsuta* subsp. *robusta* Sanfilippo et Riedel появляются с основания нижнего эоцена. *Heliodiscus inca* Clark et Campbell – зональный вид раннего эоцена, зоны H. inca. *Dictyoprora mongolfieri* Ehr. характеризует начало лютета, зону D. mongolfieri; *Thyrsocyrtis triacantha* Ehr. – середину лютета, зону T. triacantha. Присутствие в составе комплекса трех последних видов, по мнению Г.Э. Козловой, позволяет предполагать наличие засора при отмывке данного образца. Выше в пачке II встречены только ожелезненные раковины радиолярий. В пачке III радиолярии составляют более 40 % общего состава кремневых микроорганизмов, они имеют плохую сохранность, позволяющую говорить лишь о том, что большинство их принадлежит насселяриям. Ранее радиолярии этой пачки были отнесены к зоне Petalospyris foveolata [Радионова, Хохлова, 1994].

**Диноцисты** изучались из средней части пачки I (обр. 54, 57). В обр. 54 диноцисты отсутствуют. В комплексе обр. 57 резко доминирует таксон условно определенный как Gen. spec. indet A (aff. *Membranophoridium*) при единичной встречаемости *Alisocysta margarita* Harland, *Achomosphaera* spp. Отсутствие *Deflandrea denticulata* Alberti – зонального вида диноцистовой зоны Alisocysta margarita и акме *Palaeoperidinium pyrophorum* (Ehr.) Sarjeant делают облик комплекса схожим с ассоциацией верхней части зоны Palaeoperidinium pyrophorum [Powell, 1992]. Доминирование семейства Areoligeraceae свидетельствует об активной гидродинамической среде формирования осадков. В пачке II (обр. 62–73) появляются *Alisocysta* sp. 2 Heilmann-Clausen, *Apectodinium hyperacanthum* (Cookson et Eisenack) Lentin et Williams, *A. paniculatum* (Costa et Downie) Lentin et Williams, *A. quinquelatum* (Williams et Downie) Costa et Downie, *A. parvum* (Alberti) Lentin et Williams. По аналогии с Западной Европой [Powell, 1992], этот комплекс можно сопоставить с зоной Apectodinium hyperacanthum, которая распознается в интервале между FO *Apectodinium homomorphum* (Deflandre et Cookson) Lentin et Williams и FO (первое появление) *Apectodinium augustum* (Harland) Lentin et Williams, хотя большинство видов *Apectodinium* более характерно для более высокого стратиграфического уровня [Powell, 1992]. В ассоциации доминируют *Spiniferites* spp., *Achomosphaera* spp., заметно участие *Areoligera senonensis* Lejeune-Carpentier, *A. coronata* (Wetzel) Lejeune-Carpentier, которые вверх по разрезу сменяются *Cordosphaeridium* spp., *Operculodinium* spp. Более редки *Senegalinium obscurum* (Drugg) Stover et Evitt, *Melitasphaeridium pseudorecurvatum* (Morgenroth) Bujak et al., *Phthanoperidinium crenulatum* (de Coninck) Lentin et Williams, *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre et Cookson) Wall, единичны *Apectodinium* spp., *Alisocysta* sp. 2, *Impagidinium* sp., *Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre et Cookson, *Deflandrea oebisfeldensis* Alberti. В обр. 66-67 много переотложенных диноцист и миоспор мелового возраста. Так же, как и в обр. 57, в комплексе присутствуют условно определенные таксоны: Gen. spec. indet B (aff. *Senoniasphaera – Membranophoridium*) и Gen. spec. indet C (aff. *Danea*). В верхах пачки II (обр. 75) установлена зона Apectodinium augustum [Powell, 1992] по появлению вида-индекса *Apectodinium augustum* (Harland) Lentin et Williams. Акме *Apectodinium* не наблюдается. Состав ассоциации диноцист в пачке II свидетельствует о формировании осадков в условиях внешнего шельфа.

**Заключение**. Установлено, что в разрезе р. Хеу граница палеоцена и эоцена проходит в пачке II в нижней части зоны Acarinina nitida по фораминиферам, в основании зоны CP8b по наннопланктону. Отложения, соответствующие интервалу IETM, маркируются по наннопланктону появлением ромбоастеров и *Discoaster anartios* Bybell et Self-Trial, *D. araneus* Bukry в пачке II и их исчезновением в низах пачки III. Они охватывают, вероятно, большую часть интервала зоны Acarinina nitida по фораминиферам, нижнюю часть подзоны CP8b по наннопланктону, зону Hemiaulus proteus по диатомеям и зону Petalospyris foveolata по радиоляриям, зоны Apectodinium hyperacanthum и A. augustum по диноцистам. Ассоциации микропланктона пачки I формировались в активных гидрологических условиях над внешним шельфом. Микропланктон пачки II характеризуется высоким содержанием открытоморских видов диатомей, радиолярий и диноцист, что свидетельствует об увеличении площади бассейна в период максимума трансгрессии [Oreshkina, Radionova, 2006]. Об этом же свидетельствуют данные по наннопланктону. Комплекс бентосных фораминифер указывает на особый химизм (слабо кислотная среда) придонных вод и верхнего слоя осадка. Возможно, увеличение количества кремневого планктона в осадке связано только с условиями сохранности (пониженное pH среды). Комплексы микробиоты




Литологическая колонка, литостратоны и стратиграфическое расчленение верхнего палеоцена–низов эоцена разреза Хеу.

нижней части пачки III отвечают условиям регрессии [Oreshkina, Radionova, 2006], а верхней части – началу трансгрессии и переходу к нормальной аэрации придонных вод. Среди фораминифер верхней части пачки III возрастает количество известкового бентоса и планктона, в числе последнего увеличивается доля тепловодных акаринин, что, возможно, свидетельствует также о некотором потеплении.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-65172 и НШ-4185.2008.5* .

## ЛИТЕРАТУРА

*Гаврилов О.Ю., Щербинина Е.А.* Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 493–531.

*Козлова Г.Э.* Радиолярии палеогена Бореальной области России. СПб: ВНИГРИ, 1999. 323с.

*Крашенинников В.А., Музылев Н.Г.* Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа. // Вопросы микропалеонтологии. 1975. Вып.18. С. 212–223 .

*Музылев Н.Г.* Аноксические события палеоцена–среднего эоцена // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра. 1994. Вып.1. С. 160–166.

*Практическое* руководство по микрофауне. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 324 с.

*Стрельникова Н.И.* Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во СПб. ун-та. 1992. 312 с.

*Ступин С.И.* Фораминиферы и особенности формирования верхнепалеоценовых отложений Северо-Восточного Пери-Тетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004. Т. 12, № 3. С. 87–99.

*Радионова Э.П., Хохлова И.Е.* Эпизоды палеогенового кремненакопления на Северном Кавказе и прилежащих районах Тетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2, № 5. С. 161–169.

*Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // A. Farinacci (Ed.). Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, Roma, 1970. Roma: Tecnoscienza, 1971. Iss. 2. P. 739–785.

*Okada H., Bukry D.* Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) // Mar. Micropaleontol. 1980. V. 5, N 3. P. 321–325.

*Oreshkina T.V., Radionova E.P.* Diatom events from Paleocene –Eocene transition in marginal basins of North Peritethys (Middle Volga and Southern Transuralian regions, Russia) related to PETM // Climate and Biota of the Early Paleogene: Abstract Volume. Bilbao, 2006. P. 92.

*Powell A.J.* Dinoflagellates cysts of the Tertiary system // A stratigraphic index of dinoflagellates cysts. Brit. Micropaleontological Soc. Publ. Ser. 1992. P. 152–251.

# КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА В РАЗРЕЗАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

**С.И. Ступин**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: stupin@ginras.ru*

**Введение.** В настоящее время границу палеоцена и эоцена принято проводить по резкой отрицательной изотопной аномалии $\delta^{13}C$. Этот рубеж отмечен рядом абиотических и биотических событий как в морской, так и в наземной среде. В частности, с установленной на этой границе отрицательной изотопной аномалией $\delta^{18}O$ связывают потепление глубинных вод примерно на 4 °С, что, видимо, привело к существенному вымиранию батиальной фауны бентосных фораминифер. Биостратиграфически с этой границей совпадают границы зон P5/E1 по планктонным фораминиферам и NP9/NP10 по наннопланктону. В разрезах Северо-Восточного Пери-Тетиса граница проходит внутри зоны Acarinina nitida (=A. acarinata) Крымско-Кавказской (субтропической) шкалы. В эпиконтинентальных бассейнах Северо-Восточного Пери-Тетиса с рассматриваемым рубежом связано отложение маломощного (до 1 м) пласта резко обогащенных органическим веществом осадков (сапропелит) ($C_{орг}$ до 20 %). В нижней части пласта проходит граница зон NP9/NP10 по наннопланктону [Гаврилов, Щербинина, 2004 и список литературы в ней].

**Материал и методы.** Материалом для предлагаемой работы послужили два разреза – по р. Хеу (Кабардино-Балкария) (сборы Н.Г. Музылева) и по р. Малый Зеленчук (Карачаево-Черкессия). Отбор образцов из прослоя сапропелита и непосредственно ниже и выше его производился через 4–5 см. Образцы отмывались традиционным образом, через сито с диаметром ячей 70 мкм. Подсчеты всех видов фораминифер производились в части образца, содержащего не менее 200–300 раковин.

**Результаты и обсуждение.** Рассмотрим изменения комплексов фораминифер около границы палеоцена и эоцена на примере двух разрезов Северного Кавказа – по р. Хеу (Нальчикская структурно-фациальная зона) и по р. Малый Зеленчук (Черкесская структурно-фациальная зона). На р. Хеу сапропелитовый прослой, представленный темно-коричневыми, в средней части относительно более светлыми тонколистоватыми мергелями около 35 см мощностью, залегает среди зеленовато-серых карбонатных глин. На р. Мал. Зеленчук сапропелит визуально не выражен, так как танетско-раннеипрские отложения здесь представлены бескарбонатными темно-серыми глинистыми алевролитами (фации Горячего Ключа [Ступин 2004] – названы по одноименной свите Западного Предкавказья, фауну фораминифер из которой впервые подробно описала Н.Н. Субботина [1950]). Наличие их определяется биостратиграфически по наннопланктону (данные Н.Г. Музылева) и, как будет показано ниже, палеонтологически по фораминиферам. Сапропелит мощностью около 10 см залегает с размывом на пласте алевритового мергеля мощностью примерно 1.5 м.

В разрезе по р. Хеу в досапропелитовой части резко доминируют планктонные фораминиферы, их доля по сравнению с бентосными доходит до 95 %. Преобладают умеренно-тепловодные субботины, реже встречаются более теплолюбивые акарининны и морозовеллы. Бентос разнообразен (до 45 видов), незначительно преобладают известковые формы. С приближением к сапропелитовому прослою планктонные фораминиферы быстро уменьшаются в количестве вплоть до полного исчезновения в 10 см ниже прослоя. Здесь же среди бентоса встречены только сдавленные и ожелезненные раковины агглютинирующих форм *Bathysiphon* sp. и *Rhabdammina* sp. Непосредственно ниже сапропелита фораминиферы отсутствуют; эта часть разреза и нижняя часть прослоя сапропелита сильно обогащены пиритом и вторичным гипсом. В сапропелитовом прослое резко доминируют планктонные фораминиферы – до 99 %. В средней, более светлой и менее обогащенной органическим веществом части прослоя происходит спад численности планктона до 40 %. Преобладают субботины, однако кверху их доля прогрессивно снижается и увеличивается роль теплолюбивых акаринин и морозовелл. Бентос единичен – агглютинирующие *Hippocrepinella* sp., *Haplophragmoides* sp., известковые, способные выдерживать пониженные концентрации кислорода [Kaiho, 1991, 1992, 1994] *Lenticulina* sp., *Bulimina* sp., *Paradentalina* sp. В средней части сапропелита число бентосных фораминифер увеличивается. Здесь примерно в равном соотношении встречены агглютинирующие и известковые формы, доля бентоса по отношению к планктону достигает почти 60 %. Раковины как планктонных, так и бентосных фораминифер в сапропелите большей частью сдавлены и пиритизированы. Выше прослоя на протяжении 15–20 см по мощности фауна фораминифер быстро приобретает тот же характер, который имела и до отложения сапропелита, видовое разнообразие восстанавливается.

В разрезе по р. Мал. Зеленчук, где развиты фации Горячего Ключа, резко преобладают агглютинирующие фораминиферы с примитивным строением раковины – *Rhabdammina, Bathysiphon, Ammodiscus, Clavulina* и др.; известковый бентос редок, планктонные формы отсутствуют. С увеличением карбонатности прогрессивно увеличивается число и разнообразие известкового бентоса; появляется планктон (в основном это субботины). К кровле мергельного пласта доля планктона увеличивается до 38 %. Вместо субботин доминирующую роль начинают играть акарининны, появляются морозовеллы – обитатели относительно более глубоких горизонтов водного столба [Boersma, Premoli, 1983, 1991]. Непосредственно выше пласта доля планктонных фораминифер составляет 98 %. Доминируют *Acarinina nitida* (Martin), *Morozovella* spp. Среди немногочисленного бентоса преобладают *Lenticulina* sp. – формы, способные выдерживать пониженные концентрации кислорода. Раковины фораминифер сдавлены, частью ожелезнены, у бентосных форм частично растворены. Очевидно, здесь мы имеем дело с сапропелитовым прослоем. Выше прослоя на протяжении первых метров по мощности планктон и известковый бентос быстро исчезают и встречаются только виды с агглютинированной раковиной.

Как видно, несмотря на различие фациальных условий (карбонатные глины на р. Хеу и бескарбонатные алевролиты на р. М. Зеленчук) в обоих разрезах наблюдается схожая последовательность в изменении комплексов фораминифер – резкое увеличение планктонных форм при почти полном исчезновении бентоса. Среди последнего в основном встречены виды, способные выдерживать пониженные концентрации кислорода. В обоих разрезах среди планктона кверху увеличивается доля теплолюбивых *Acarinina* и относительно "глубоководных" и также теплолюбивых *Morozovella*. Это свидетельствует, очевидно, о потеплении и углублении бассейна.

До недавнего времени образование осадков, обогащенных органическим веществом, связывали с аноксическими условиями и развитием сероводородного заражения в водной толще. Однако наличие в сапропелитовом прослое, хотя и немногочисленного и специфического комплекса бентосных фораминифер, позволяет сделать другое предположение. Очевидно, для жизнедеятельности фораминифер необходим кислород, что само по себе исключает наличие сероводорода в наддонной воде. С другой стороны, встреченный в сапропелите комплекс фораминифер и характер сохранности (частичная растворенность раковин

бентосных форм) говорят о специфических условиях, существовавших в бассейне. Видимо, обильное поступление органического вещества и плохая аэрация вод вызвали углекислотное заражение приповерхностного слоя осадка. Это объясняет доминирование в сапропелите видов бентосных фораминифер, способных выдерживать пониженные концентрации кислорода (в основном это инфауна) и частичную растворенность раковин эпифауны. Инфауна, еще при жизни находясь в осадке, после отмирания быстрее, чем эпифауна, переходила из окислительной, агрессивной к карбонату кальция среды, в восстановительную, что способствовало лучшей сохранности раковин. Эпифауна, видимо, была более богата и разнообразна, однако после отмирания в условиях повышенного парциального давления $CO_2$ тонкостенные раковины растворялись; сохранились лишь немногочисленные толстостенные раковины роталоидных форм. Лучшей сохранности планктонных фораминифер, возможно, способствовало то, что они попадали на дно в составе пеллетов. Такое же углекислотное заражение, но выраженное в более слабой степени, можно предположить и для времени формирования фаций Горячего Ключа. Как было показано ранее, эти фации распространены практически по всему Северо-Восточному Пери-Тетису – от Западного Причерноморья до Ферганской депрессии [Ступин, 2004]. Отсутствуют они лишь в восточной части Центрального и Восточном Предкавказье. В пределах Северного Кавказа на востоке геоморфологическим и геохимическим барьером для водных масс различной степени насыщенности кислородом, видимо, служил Малкинский выступ. Восточнее эти фации появляются за структурами, располагавшимися на территории современного Каспийского моря.

**Заключение.** В позднем палеоцене–начале раннего эоцена в западной части Центрального Предкавказья существовал бассейн с дизоксической обстановкой и углекислотным заражением в приповерхностном слое осадка. Танетская трансгрессия, вещественно выраженная мергельным пластом, способствовала нормальной аэрации вод. Затем последовала регрессия, вызвавшая размыв отложений на границе пласта и прослоя сапропелита. В Центральном Предкавказье (разрез по р. Хеу) в это время отлагались оксические осадки. В самом начале ипра последовала мощная, но кратковременная трансгрессия, что в сочетании со вспышкой биопродуктивности привело к возникновению в бассейне сильной дизоксической обстановки и формированию сапропелитового прослоя. Это происходило на фоне потепления вод – проникновение тепловодных акаринин и морозовелл. Дизоксия привела к катастрофическому исчезновению большинства бентосных фораминифер, однако с ее прекращением фауна быстро восстановилась. Таким образом, среди шельфового бентоса, в отличие от батиального, массового вымирания не произошло.

Автор признателен Н.Г. Музылеву за предоставленный материал по разрезу р. Хеу.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 06-05-65172.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.* Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 493–531.

*Ступин С.И.* Фораминиферы и особенности формирования верхнепалеоценовых отложений Северо-Восточного Пери-Тетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 3. С. 87–99.

*Субботина Н.Н.* Микрофауна и стратиграфия эльбурганского горизонта и горизонта Горячего Ключа // Микрофауна СССР. 1950. Сборник IV. С. 5–112.

*Boersma A., Premoli S.I.* Paleocene planktonic foraminiferal biogeography and the paleooceanography of the Atlantic Ocean // Micropaleontol. 1983. V. 29, N 4. P. 355–381.

*Boersma A., Premoli S.I.* Distribution of paleogene planktonic foraminifera – analogies with the recent? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecool. 1991. V. 83, N 1. P. 29–48.

*Kaiho K.* Global change of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-see circulation // Ibid. N 1. P. 65–85.

*Kaiho K.* Eocene to Quaternary benthic foraminifers and paleobathymetry of the Izu-Bonin Area, Legs 125 and 126 // Proceedings of the ODP, Scientific results. TX (Ocean Drilling Program). 1992. V. 126. P. 285–310.

*Kaiho K.* Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // Geology. 1994. V. 22. P. 719–722.

# КРЕМНИСТЫЕ МИКРОФОССИЛИИ В ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

**М.В. Усольцева[1], С.С. Воробьева[1], А.Д. Фирсова[1],М.М. Масленникова[1], С.В. Рассказов[2], И.С. Брандт[2], С.Б. Брандт[2]**

*[1]Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3;*
*e-mail: marinaus@lin.irk.ru,*
*[2]Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128*

С помощью световой и сканирующей электронной микроскопии изучены состав и распределение кремнистых микрофоссилий (панцири диатомовых водорослей, цисты и чешуйки хризофитовых водорослей, спикулы губок) в опорной скв. 7236, пробуренной ПГО "Сосновгеология" в джилиндинской свите восточной части Амалатской палеодолины Амалатского плато Витимского плоскогорья. Скважина вскрыла озерные отложения с тремя горизонтами базальтов. Для нижнего интервала с глубины 200 м, по методике Рассказова и др. [2000] получена K-Ar датировка 9.8 ± 0.5 млн лет (K = 1.24 %, $^{40}Ar_{рад.} = 47 \cdot 10^{-5}$ нмм$^3$/г, $Ar_{возд.}$ = 85 %), этому возрасту соответствуют отложения верхнеджилиндинской свиты. Общая мощность исследованного разреза составила 123 м (интервал глубин 126–249 м). Распределение различных кремнистых микрофоссилий варьировало по разрезу (см. рисунок).

Из всех микрофоссилий в количественном выражении преобладали планктонные **диатомовые водоросли,** численность их панцирей изменялась от 3 тыс. до 923 млн кл./г. На долю бентосных диатомей приходилось 0.2–6.0 % от общей численности. Доминировали представители родов *Actinocyclus* Ehr. и *Aulacoseira* Thw., представленные как вымершими видами (*Actinocyclus gorbunov*ii (Sheshuk.) Moiss. et Sheshuk., *Ac. krasskei* Bradbury et Krebs, *Actinocyclus* sp., *Aulacoseira canaden*sis (Hust.) Sim., *A. spiralis* (Ehr.) Houk et Klee, *A. praegranulata* var. *praegranulata* (Jousé) Sim.), так и широко распространенными в настоящее время (*Aulacoseira valida* (Grun.) Krammer, *A. italica* (Kütz.) Sim., *A. ambigua* (Grun.) Sim., *A. granulata* (Ehr.) Sim., *A. distans* (Ehr.) Sim). Сопутствующими являются виды *Tetracyclus lacustris* Ralfs с разновидностями, *T. ellipticus* (Ehr.) Grun. с разновидностями, *Tetracyclus* sp. В заметном количестве встречается *Melosira undulata* (Ehr.) Kütz., *Ellerbekia teres* (Brun) Crawford, *Actinella brasiliensis* Grun., *Desmogonium quianense* Ehr., *Eunothia polyglyphoides* Sheshuk., виды родов *Gomphonema* Ag., *Tabellaria* Ehr., *Fragilaria* Lyngb., *Achnanthes* Bory, *Cymbella* Ag., *Navicula* Bory, *Pinnullaria* Ehr., *Synedra* Ehr., *Diatoma* D.C. Согласно литературным данным [Диатомовые водоросли, 1992; Моисеева, 1971; Черняева и др., 2007], описанный комплекс характерен для флоры позднего миоцена.

**Цисты хризофитовых водорослей** встречались практически по всему разрезу. Их численность изменялась от 7 тыс. до 82 млн экз/г. Наибольшее количество цист (65-82 млн экз/г) отмечено в интервале глубин от 176–172 м (см. рисунок). Значения коэффициента Д/Ц (2.7–6.1), предложенного ранее для характеристики трофности водоема [Smol, 1985] на этом горизонте были минимальными. Всего обнаружено 26 морфотипов цист, среди которых выявлено 6 новых. Доминирующие морфотипы (до 57 %) – гладкие, без воротничка и орнаментации (*Mallomonas* Perty, *Paraphysomonas* De Saed, *Chrysosphaerella* Lauterborn). Хорошо сохранившиеся чешуйки подтверждают развитие в данном палеоводоеме хризофитовых водорослей рода *Mallomonas*. Эти виды довольно широко распространены как в оз. Байкал, так и других водоемах [Воробьева и др., 1992; Duff et al., 1995].

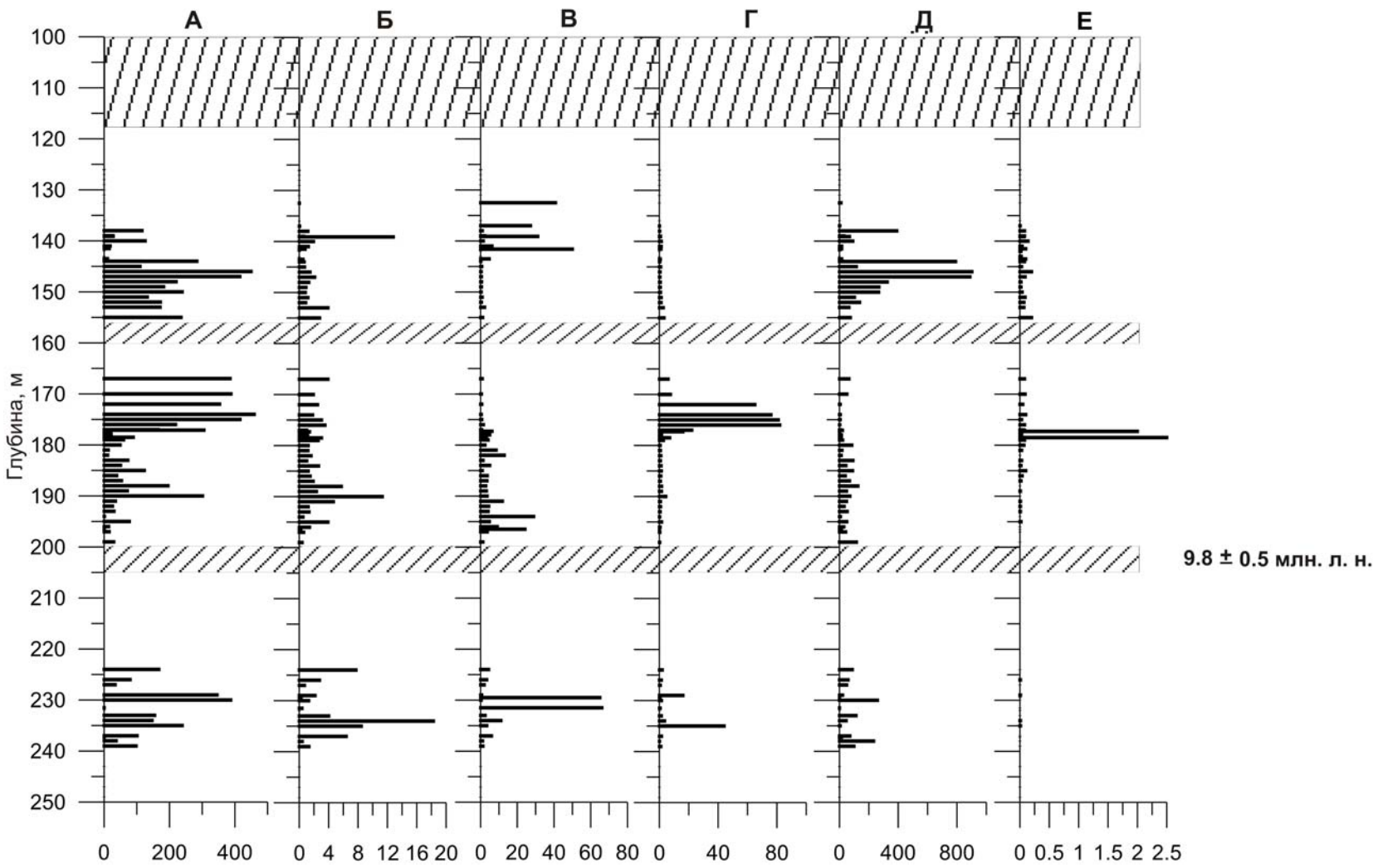
Кроме цист хризофитовых водорослей обнаружены круглые и овальные панцири со сквозными отверстиями, которые по некоторым признакам могут относиться к домикам эвгленовых водорослей рода *Trachelomonas* Ehr. Такие структуры не встречались в других отложениях: ни в раннемиоценовых подводной возвышенности Ямато (Японское море), ни в плейстоцен-голоценовых отложениях озер Хубсугул (Монголия) и Эльгыгытгын (Чукотка), ни в плиоцен-плейстоцен-голоценовых осадках оз. Байкал.

**Спикулы губок** отмечены в большинстве образцов. В основном их численность изменялась в пределах 7–100 тыс экз./г и достигала максимальных значений (2.5 и 2 млн экз./г) на глубинах 178.5 м и 177.3 м, где уменьшалась численность планктонных диатомей (см. рисунок).

Выше по разрезу, в интервале глубин 176–172 м наблюдалось резкое увеличение количества планктонных диатомей и цист хризофитовых водорослей. О возможном понижении трофности палеоводоема в этот период свидетельствуют относительно низкие значения коэффициента Д/Ц.

Увеличение процента бентосных диатомовых и максимальные значения коэффициента Д/Ц в верхней части керна (139–142 м) говорят о некотором повышении трофности водоема или изменении уровня палеоводоема.

*Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН и ДВО РАН (№ 6.2, 06-II-СО-07-027, 7.10.3/2006, 06–1–П16–065).*




Распределение микрофоссилий в керне скв. 7236:

А – планктонные диатомеи, млн кл./г; Б – бентосные диатомеи, млн кл/г; В – процентное соотношение бентосных от общего количества всех диатомей; Г – цисты хризофитовых водорослей, млн экз./г; Д – коэффициент Д/Ц (соотношение панцирей диатомовых к цистам хризофитовых водорослей); Е – спикулы губок, млн экз./г. Штриховкой показаны горизонты базальтов.

## ЛИТЕРАТУРА

*Воробьева С.С., Бондаренко Н.А., Карпов С.А., Помазкина Г.В., Таничев А.И.* К изучению видового состава *Chrysophyta* озера Байкал // Альгология. 1992. Т. 2, № 3. С. 68–72.

*Диатомовые* водоросли СССР. Ископаемые и современные. Т. II. Вып. 2 / Отв. ред. И.В. Макарова. СПБ.: Наука, 1992. 126 с.

*Моисеева А.И.* Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. Л.: Недра, 1971. 151 с.

*Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В.* Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

*Черняева Г.П., Лямина Н.А., Рассказов С.В., Резанов И.Н., Савинова В.В.* Биостратиграфия и условия накопления средне- и верхнемиоценовой вулканогенно-осадочной толщи Джилиндинской впадины Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 4. С. 460–471.

*Duff K.E., Zeeb B.A., Smol J.P.* Atlas of Chrysophycean stomatocysts. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1995. 189 p.

*Smol J.P.* The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: A useful paleolimnological index // Hydrobiologia. 1985. V. 123. P. 199–208.


# КОМПЛЕКСЫ ОРГАНИКОСТЕННОГО ФИТОПЛАНКТОНА ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ И НИЖНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДКАВКАЗЬЯ И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА


**Н.Ю. Филиппова**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: filip@ginras.ru*


В позднем олигоцене и раннем миоцене современная территория Предкавказья и северных предгорий Большого Кавказа принадлежала к обширному Майкопскому бассейну со специфическими условиями осадконакопления (дефицит кислорода, сероводородное заражение и др.). Расчленение и корреляция отложений этого бассейна в связи с редкой встречаемостью в них биофоссилий проблематичны. К наиболее дискуссионным вопросам относятся положение границы палеогена–неогена, объем, возраст и номенклатура подразделений нижнего миоцена [Невесская и др., 2004]. В последнее время наметился заметный прогресс в разработке детальной биостратиграфии майкопских отложений, связанный с исследованиями органикостенного фитопланктона [Андреева-Григорович, 1980; Ахметьев, Запорожец, 1996; Запорожец, 1999 и др.].

Унифицированная региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений Южных регионов европейской части России [Невесская и др., 2004] начинается кавказским регионарусом, соответствующим средней части майкопской серии (см. рисунок). В его основании выделяется алкунская свита, по подошве которой условно проводится граница между палеогеном и неогеном [Невесская и др., 2003]. Представляемые в настоящей публикации материалы получены в результате анализа образцов из стратотипических районов алкунской свиты (разрезы по рекам Фиагдон и Майрамадаг, Северная Осетия) и кавказского регионаруса (разрез у пос. Карамурзинский, левый борт р. Кубань, севернее г. Невинномысска). Полевое описание и опробование разрезов в 2005–2006 гг. выполнено геологами ФГУГП “Кавказгеолсъемка” Е.В. Белуженко, Г.А. Письменской, В.Ф. Печенюком, Н.С. Письменной, С.И. Горбачевым.

В стратотипическом районе алкунская свита согласно залегает на отложениях аргунской свиты и согласно перекрывается отложениями ассинской свиты. В Прикубанском районе она располагается между отложениями баталпашинской свиты и септариевыми слоями, выше которых следуют песчаные отложения зеленчукской свиты [Стратиграфия..., 1986]. Алкунские отложения представлены переслаиванием карбонатных и некарбонатных глин с прослоями и включениями мергелей, известняков, доломитов, а также алевролитов. Аргунская и ассинская свиты сложены некарбонатными, типично майкопскими, ярозитизированными темно-серыми глинами с конкрециями алевролитов и мергелей.

В разрезе по р. Фиагдон исследованы отложения верхней части аргунской свиты (мощность 5.8 м), перекрывающие их отложения алкунской свиты (17.9 м) и вышележащие слои ассинской свиты (7 м). В разрезе р. Майрамадаг опробована верхняя часть алкунской свиты (4.1 м) и нижняя часть ассинских отложений (24.5 м). В разрезе по р. Кубань изучена нижняя половина алкунской свиты (8 м). В результате

анализа распространения органикостенного фитопланктона в отложениях указанных трех разрезов установлена следующая последовательность комплексов.

Верхняя часть аргунских отложений (мощность 5.8 м) и подошва алкунской свиты (~1 м) характеризуются малочисленным комплексом фитопланктона (I) (см. рисунок). В его составе наиболее часто встречается *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa* (Alb.) Strauss, присутствуют единичные экземпляры *Systematophora* spp., *Spiniferites* sp., *Selenopemphix* sp., *Lejeunecysta* sp., *Hystrichostrogylon* cf. *membraniphorum* Agelopoulos, *Impagidinium* sp., *Operculodinium* sp., *Pyxidinopsis* sp., *Cleistosphaeridium* sp., *Cyclopsiella* sp., *Lingulodinium* sp., *Oligosphaeridium* sp., ?*Impagidinium* sp., *Apteodinium* sp., *Batiacasphaera hirsuta* Stover, неопределенные хоратные формы.

В комплексе (II) из вышележащих отложений алкунской свиты (мощность 10–12 м) появляются крупные *Cribroperidinium* cf. *tenuitabulatum* (Gerlach) Helenes. Присутствуют *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa*, *D. phosphoritica* Eisenack, *Systematophora* spp., *Spiniferites* spp. (в том числе *S. ramosus* Harland), *S.* cf. *pseudofurcatus* (Klumpp) Sarjeant, *S. nodosus*-type). Редко отмечаются *Selenopemphix nephroides* Benedek (мелкий), *Micrhystridium* sp., ?*Halodinium* sp., *Pterospermella* sp. (мелкая), *Glaphyrocysta ordinate*-type, *Operculodinium* spp., *Lingulodinium* spp., *Hystrichokolpoma* sp., *Impagidinium* spp., *Dapsilidinium* sp., *Lejeunecysta fallax* (Morgenroth) Artzner & Dorhofer, *Cleistosphaeridium* sp., ?*Gelatia* sp., *Tasmanites* sp., неопределенные хоратные формы.

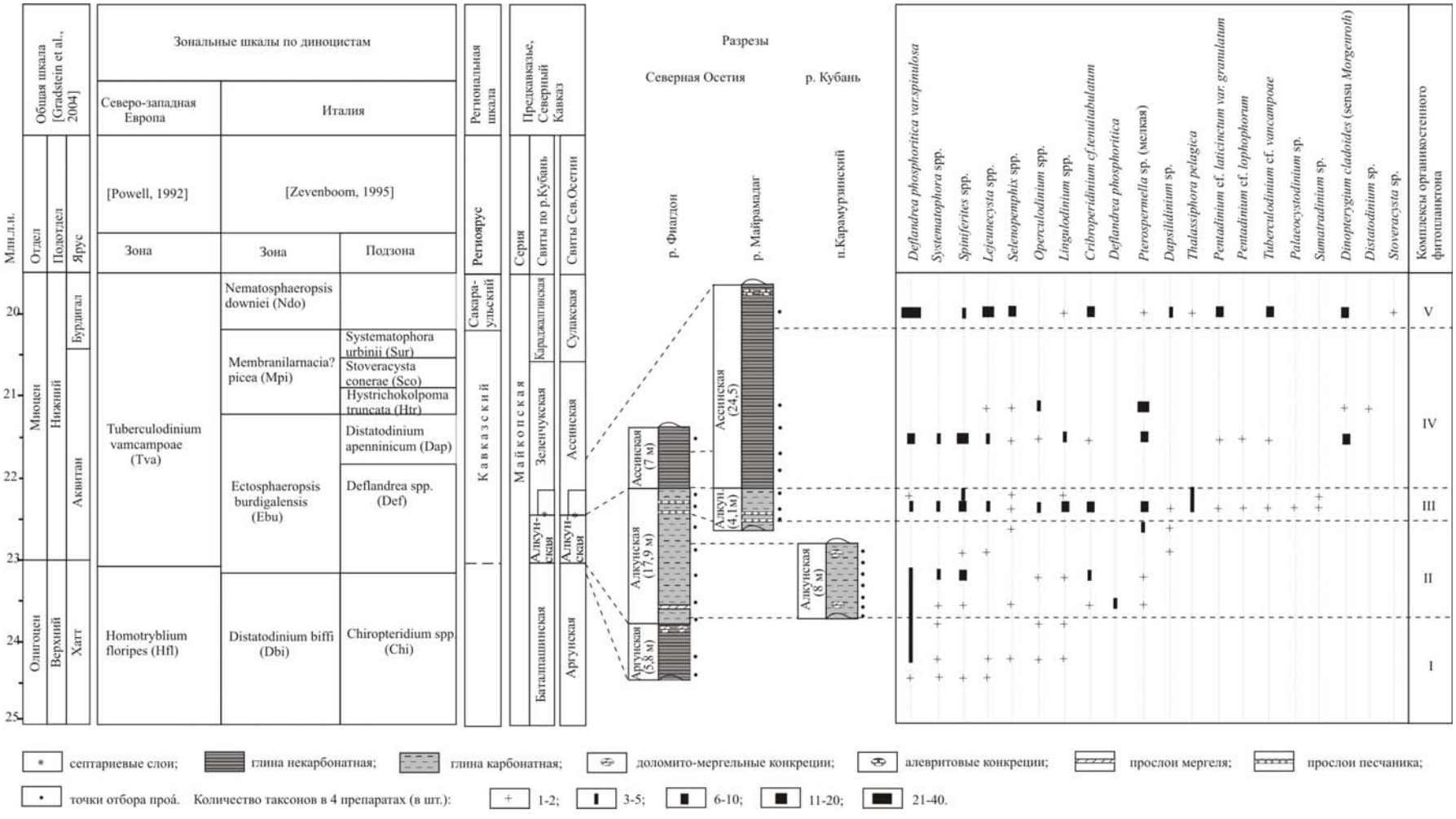
Верхняя часть алкунской свиты (мощность ~4 м) характеризуется более богатым в таксономическом отношении комплексом фитопланктона (III). В нем доминируют *Cribroperidinium* cf. *tenuitabulatum*, *Spiniferites* spp. (в т.ч. *S. ramosus*, *S. nodosus*-type, *S.* cf. *bentorii* (Ros.) Wall et Dale), *Lingulodinium* spp. (в том числе *L. machaerophorum* (Defl. et Cook.) Wall, *Pterospermella* sp. (мелкая). Присутствуют *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa*, *Systematophora* spp. (в том числе *S. placacantha* (Defl. et Cook.) Davey et al.), *Lejeunecysta* spp. (в том числе *L. hyalina* (Gerlach) Artzner et Dorhofer), *Operculodinium* spp., *Thalassiphora pelagica* (Eisen.) Eisenack et Gocht, единичные экземпляры *Selenopemphix nephroides* (мелкий), *Hystrichosphaeropsis* spp., *Achomosphaera* spp., *Hystrichokolpoma* spp. (в том числе *H.* cf. *rigaudiae* Defl. and Cook., *H.* cf. *reducta* Zeven.), *Oligosphaeridium* sp., *Impagidinium* spp., *Palaeocystodinium* sp., *Apteodinium* sp., ?*Sumatradinium* sp., *Batiacasphaera sphaerica* Stover, *Pyxidinopsis* sp., *Tuberculodinium* cf. *vancampoae* (Ros.) Wall, ?*Gelatia* sp., *Artemisiocysta* sp., *Micrhystridium* sp. Появляются своеобразные *Pentadinium* cf. *laticinctum granulatum* Gocht, *P.* cf. *lophophorum* (Benedek) Benedek et al.

В довольно многочисленном комплексе (IV) из нижней части ассинской свиты (мощность ~20 м) заметную роль играют *Spiniferites* spp. (в том числе *S. ramosus*), *Pterospermella* sp. (мелкая), *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa* и *Dinopterygium cladoides* sensu Morgenroth. Встречаются *Systematophora ancyrea* Cookson et Eisenack, *Lejeunecysta* spp. (в том числе *L. fallax*), *Lingulodinium machaerophorum*, единичные *Cribroperidinium* cf. *tenuitabulatum*, *Pentadinium* cf. *laticinctum granulatum*, *P.* cf. *lophophorum*, *Distatodinium* sp., *Batiacasphaera* spp., *Operculodinium* cf. *crassum* R. Harland, *Impagidinium* spp., *Selenopemphix* sp., *Heteraulacacysta* cf. *campanula* Drugg et Loeblich Jr., *Oligosphaeridium* sp., *Achomosphaera* spp., *Hystrichokolpoma* sp., *Tuberculodinium* cf. *vancampoae*, *Hystrichosphaeropsis* sp., *Cyclopsiella* sp., *Micrhystridium* sp., *Tasmanites* sp.

В вышележащей части ассинской свиты (мощность 4–5 м) отмечается эпиболь *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa* (комплекс V). Значительно содержание *Lejeunecysta* spp. (в том числе *L. fallax*), *Selenopemphix* sp., *Cribroperidinium* cf. *tenuitabulatum*, *Tuberculodinium* cf. *vancampoae*, *Pentadinium* cf. *laticinctum granulatum*, *Dinopterygium cladoides* sensu Morgenroth. Реже встречаются *Spiniferites* sp., *Impagidinium* spp., *Dapsilidinium* sp., *Lingulodinium* spp., *Cyclopsiella* sp., *Heteraulacacysta* sp., *Hystrichokolpoma* sp., *Stoveracysta* sp., *Thalassiphora pelagica*, ?*Cometadinium* sp., *Pterospermella* sp., *Tasmanites* sp., неопределенные хоратные формы.

Анализ таксономического состава и стратиграфического распространения органикостенного фитопланктона в разрезах Фиагдон, Майрамадаг (Северная Осетия) и Карамурзинский (р. Кубань) позволяет сделать следующие выводы.

1. Комплекс фитопланктона из основания разреза кавказского регионаруса по р. Кубань схож с комплексом из нижней половины алкунских отложений разреза Фиагдон. Верхи алкунских отложений в этом разрезе, по всей видимости, отсутствуют, так как в составе диноцист не встречены *Pentadinium* ex gr. *laticinctum*/*lophophorum*, являющиеся характерным компонентом позднеалкунских комплексов фитопланктона в разрезах Фиагдон и Майрамадаг. Особенностью кубанского комплекса является довольно частое присутствие пресноводных форм (*Pediastrum* sp., *Tetraporina* sp., ?*Mougeotia* sp., Zygnemataceae gen. indet.).




Корреляция разрезов и распространение основных таксонов органикостенного фитопланктона в пограничных палеоген-неогеновых и нижнемиоценовых отложениях Предкавказья и Северного Кавказа.

2. В ассоциациях фитопланктона из верхнеаргунских, алкунских и нижнеассинских отложений, за исключением *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa* и *D. phosphoritica*, отсутствуют типичные олигоценовые таксоны (в том числе *Chiropteridium* spp.). Для алкунских и раннеассинских ассоциаций характерны *Cribroperidinium* cf. *tenuitabulatum*, отмечаемый в нижнем миоцене Египта и Турции [Salah et al., 2002; Sancay et al., 2006], и *Tuberculodinium* cf. *vancampoae*, продолжает встречаться *Thalassiphora pelagica*. В верхней части аргунских отложений появляются своеобразные представители *Pentadinium* ex gr. *laticinctum*/*lophophorum.* В ассинских отложениях фиксируется раннемиоценовая эпиболь *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa* и довольно многочисленные *Dinopterygium cladoides* sensu Morgenroth. Эти данные позволяют сопоставить весь изученный интервал отложений с нижними частями диноцистовых зон D16 [Costa, Manum, 1988] и Tva [Powell, 1992] северо-западноевропейских шкал.

3. В результате корреляции со средиземноморской зональной схемой по диноцистам [Zevenboom, 1995] установлено, что верхи аргунской свиты и алкунская свита расположены стратиграфически выше уровня с эпиболью *Chiropteridium* spp. и ниже уровня с эпиболью *Deflandrea* spp., установленных в стратотипе палеоген-неогеновой границы Лемме-Каррозио [Steininger et al., 1997] и других итальянских разрезах [Zevenboom, 1995]. Это обстоятельство позволяет отнести интервал отложений к нижней части акме-подзоны Deflandrea spp. (Def) зоны Ectosphaeropsis burdigalensis (Ebu) средиземноморской схемы [Zevenboom, 1995], которая характеризуется относительно небольшим количеством *Deflandrea* spp. В ярусной шкале верхнего олигоцена–нижнего миоцена акме-подзона Def [Zevenboom, 1995] отвечает самым верхним слоям хатта и нижней части аквитана (кровля олигоцена – низы нижнего миоцена). Ассинские отложения, в которых установлен уровень с эпиболью *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa*, могут быть сопоставлены со средней – верхней частью акме-подзоны Deflandrea spp., в которой численность данного таксона достигает максимальных значений.

Таким образом, на основе корреляции комплексов фитопланктона из майкопских отложений разрезов Северной Осетии и Кубани с комплексами зональных схем по диноцистам Италии [Zevenboom, 1995] и Северо-Западной Европы [Costa, Manum, 1988; Powell, 1992] установлено, что верхние слои аргунской свиты и, возможно, подошва алкуна соответствуют кровле хатта–подошве аквитана (переходный Pg-Ne-интервал), а основная часть алкунской свиты и нижняя часть аргунских отложений – нижней части аквитана (нижний миоцен).

*Исследования выполнены при поддержке НШ – 4185.2008.5.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Андреева-Григорович А.С.* Распределение цист динофлагеллят в майкопской толще Северного Ставрополья // Палеонтол. сб. Львов: Вища школа, 1980. № 17. С. 74–79.

*Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Труды Геологического института РАН. 1996. № 501. С. 55–69.

*Запорожец Н.И.* Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых – нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северный Кавказ) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 2. С. 61–78.

*Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Хондкариан С.О.* О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 2. С. 3–26.

*Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В., Попов С.В., Гончарова И.А., Данукалова Г.А., Жидовинов Н.Я., Зайцев А.В., Застрожнов А.С., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Пинчук Т.Н., Письменная Н.С., Агаджанян А.К., Лопатин А.В., Трубихин В.М.* Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России. М: ПИН РАН, 2004. 83 с.

*Стратиграфия* СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986. Полутом 1. 419 с.; Полутом 2. 443 с.

*Costa L.I., Manum S.B.* The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1-D15) and the Miocene (D16-D20) // The Northwest European Tertiary Basin. Geol. Jahrb. Reihe A. Heft 100. Hannover, 1988. P. 321–330.

*Powell A.J.* Dinoflagellate cysts of the Tertiary System // A.J. Powell (Ed.). A stratigraphical index of dinoflagellate cysts. London: Cambridge University Press, 1992. P. 155–251.

*Salah Y. Beialy E., Ali A.S.* Dinoflagellates from the Miocene Rudeis and Kareem formations borehole GS-78-1, Gulf of Suez, Egypt // J. of African Earth Sci. 2002. V. 35. P. 235–245.

*Sancay R. H., Bati Z.H., Icik U., Kirici S., Akza N.* Palynomorph, Foraminifera, and Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy of Oligo-Miocene Sediments in the Muє Basin, Eastern Anatolia, Turkey// Turkish J. Earth Sci. 2006.V. 15. P. 259–319.

*Steininger F.F., Aubry M.P., Bergren W. A.., Biolzi M., Borsetti A.M., Cartlidge J.E., Cati F., Corfield R., Gelati R., Iaccarino S., Napoleone C., Ottner F., Roegl F., Roetzel R., Spezzaferri S., Tateo F., Villa G., Zevenboom D.* The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Base of the Neogene // Episodes. V. 20. № 1. 1997. P. 23–28.

*Zevenboom D.* Dinoflagellate cysts from the Mediterranean Late Oligocene and Miocene. Utrecht: Universiteit Utrecht, 1995. 195 p.

# НАННОПЛАНКТОН И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕИПРСКОЙ САПРОПЕЛИТОВОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

**Е.А. Щербинина**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: katuniash@gmail.com*

Бассейн Северо-Восточного Перитетиса в ипрское время представлял собой обширную акваторию, протянувшуюся от Крыма до Средней Азии с преимущественно карбонатно-терригенной седиментацией в южной, наиболее глубоководной его части. В наиболее полных разрезах верхнеипрские отложения включают серию обогащенных органическим веществом (ОВ) прослоев, количество которых колеблется в разных частях бассейна, обычно составляя 5–8 [Музылев, 1994]. Содержание ОВ в них, как правило, составляет первые проценты, в редких случаях достигая 4–5 % [Гаврилов, Музылев, 1991]. Стратиграфический интервал накопления сапропелитовых прослоев (СП) охватывает верхнюю часть наннопланктонной зоны NP12-нижнюю часть зоны NP13. В сапропелитах присутствуют довольно обильные диноцисты, хотя основная масса органического компонента представлена аморфной органикой [Ахметьев, Запорожец, 1996].

Одна из наиболее полных на территории Северо-Восточного Перитетиса толщ этого интервала вскрыта в разрезе черкесской свиты по р. Хеу (Кабардино-Балкария). У с. Герпегеж вскрывается 11-метровая пачка светлых голубовато-серых мягких мергелей, включающими девять СП разной мощности (рис. 1), представленных темно-коричневыми тонколистоватыми глинистыми мергелями или карбонатными глинами, в разной степени обогащенными ОВ и содержащими пиритовые конкреции и обильную чешую рыб. Содержание органического вещества в СП не превышает 3.4 %; по данным пиролиза ОВ водородный индекс заключается в интервале 136–181 мг УВ/г [Гаврилов и др., 1997], что свидетельствует о том, что органическое вещество сложено преимущественно наземным растительным детритом, а бассейновое ОВ представлено в подчиненных количествах.

В целом сапропелитовая толща характеризуется следующими изменениями:

1. Содержание карбоната кальция в мергельных пластах толщи уменьшается по сравнению с подстилающими отложениями (см. рис. 1), а внутри СП падает еще ниже. При этом колебания обилия наннопланктона во многих СП совпадают с флуктуациями $CaCO_3$, отражая ситуацию, когда изменение карбонатности контролируется в основном продуктивностью карбонатного планктона при постоянном привносе микрита. Разнонаправленные тренды этих кривых отмечаются в самой нижней части толщи (СП I) и в ее середине (СПV-VII). Наиболее резкие флуктуации карбонатности и продуктивности наннопланктона отмечаются в основании толщи непосредственно под СП I. На этом уровне отмечается значительное содержание переотложенных меловых и палеоценовых видов, а высокая карбонатность этого интервла обусловлена обильным микритом. Низкое соотношение наннопланктона и обломочного кальцита и значительное переотложение меловых и палеоценовых видов свидетельствуют о заметном падении уровня моря, предшествующем и накоплению сапропелитовой толщи. В нижней части толщи перед каждым СП отмечается присутствие переотложенных форм наннопланктона (хотя и в значительно меньших количествах, чем перед СП I), что, видимо, отвечает коротким регрессивным фазам перед образованием СП. Внутри СП по сравнению с мергелистыми прослоями, как правило, увеличивается обилие наннопланктона и его разнообразие (за исключением СП IV, в наибольшей степени обогащенного ОВ), что, видимо, отвечает моментам трансгрессивных импульсов.

2. В основании СП I происходит резкая инверсия в составе комплекса наннопланктона (рис. 2): практически исчезают холодноводные хиазмолиты, предпочитающие открытые морские пространства. При этом проявляется заметное преобладание тепловодных дискоастеров и сфенолитов, сохраняющееся в течение всего периода накопления сапропелитовой толщи. Однако тренды распространения этих таксонов значительно различаются внутри самой толщи. Если дискоастеры демонстрируют максимальные значения внутри СП, то сфенолиты, предпочитающие, как предполагается, более олиготрофные обстановки, многочисленны в мергелистых интервалах. Интересно, что *Toweius* spp. и *Coccolithus* spp., в палеоцене являющиеся конкурирующими таксонами, в изученном интервале демонстрируют когерентные флуктуации численности. По-видимому, крупные эоценовые товейусы в отличие от палеоценовых занимали разные с кокколитами экологические ниши. Оба таксона демонстрируют более или менее сходные с дискоастерами флуктуации. Относительно холодноводный *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre и рабдосферы показывают обратные тренды, а остальные таксоны – более сложную, неоднозначную картину. В СП IV, характеризующемся самым

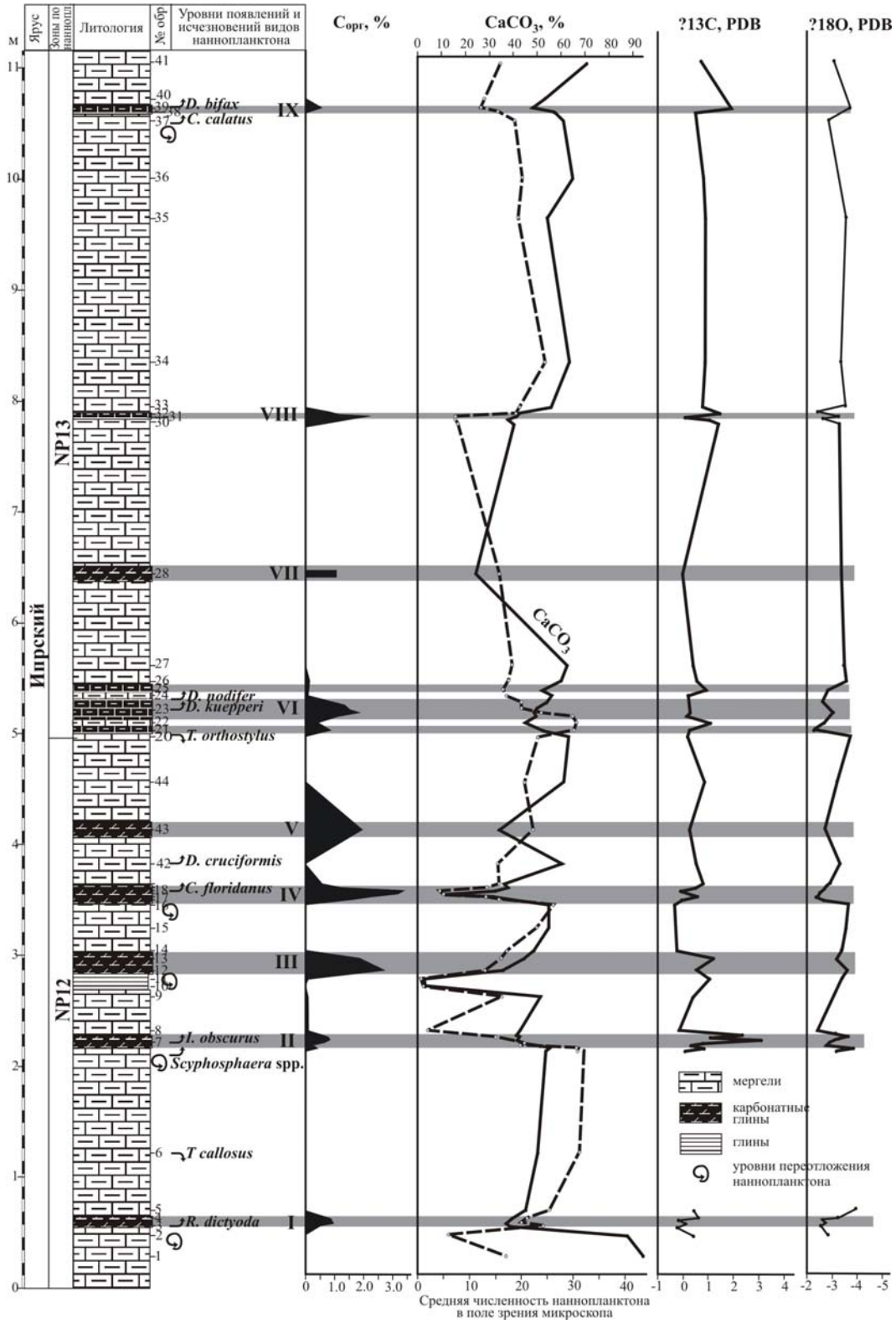



**Рис. 1.** Верхнеипрский интервал разреза Хеу, включающий серию СП (показаны темным цветом), уровни появления и исчезновения видов наннопланктона, содержание органического вещества, карбоната кальция, общее обилие наннопланктона (количество экземпляров в поле зрения микроскопа, подсчитанное из 50 п.з.), изотопный состав кислорода и углерода в раковинах *Subbotina inaequispira* [Oberhänsli, Beniamovskii, 2000].

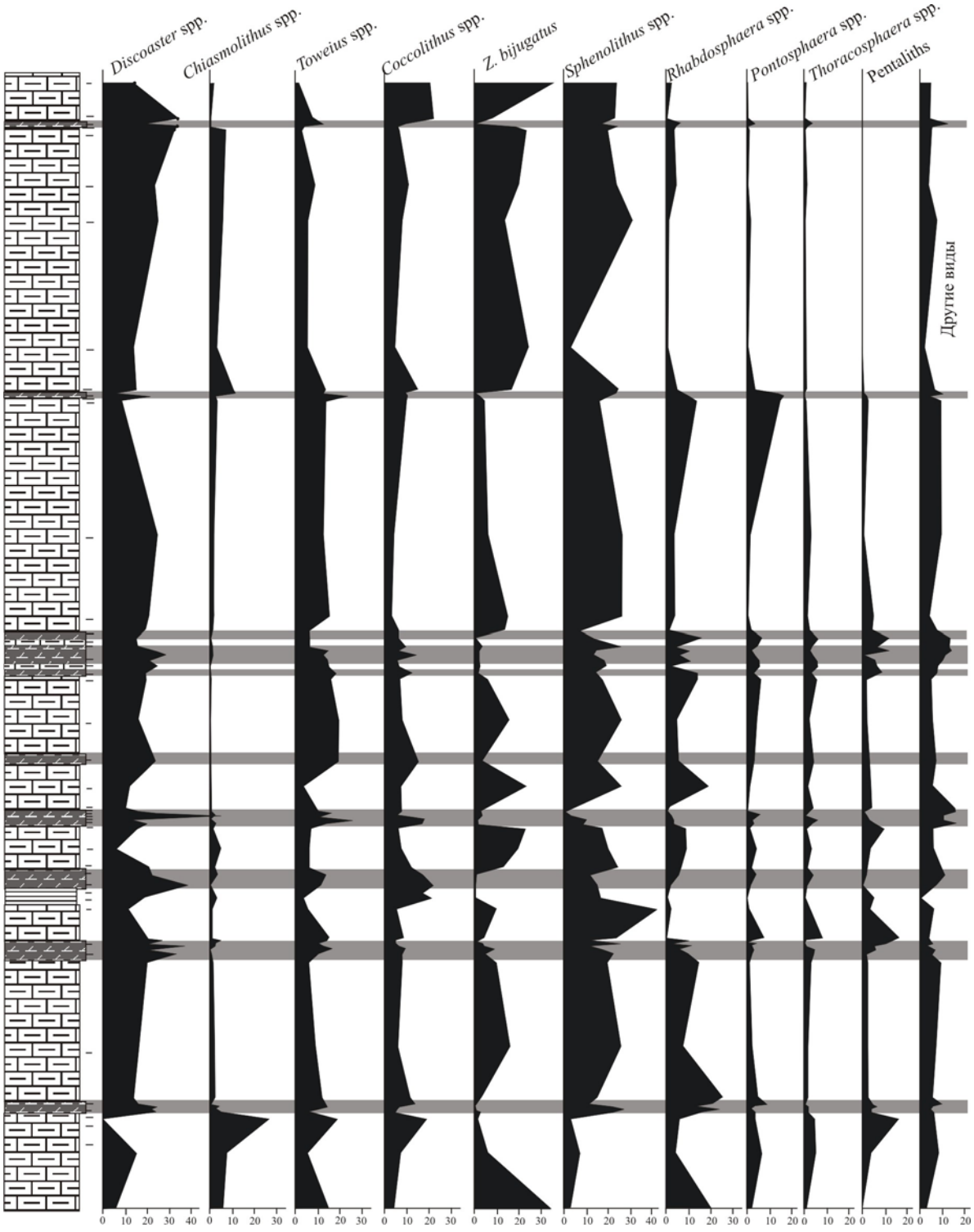



**Рис. 2.** Содержание отдельных таксонов наннопланктона (%) в сапропелитовой толще разреза Хеу. Усл. обозн. см. рис. 1. Штрихи вдоль колонки – места отбора образцов.

высоким содержанием ОВ, резко сокращаются карбонатность и количество наннопланктнона, причем дискоастеры составляют в ассоциации более 50 %. Такие олиготаксонные ассоциации отвечают специфическим обстановкам, в целом неблагоприятным для наннофлоры. Дискоастеры внутри СП характеризуются очень крупными размерами, но становятся чрезвычайно тонкими даже при неплохой сохранности, что свидетельствует о дефиците $CaCO_3$ в толще воды.

3. Изотопный анализ углерода и кислорода, проведенный по разным видам планктонных и бентосных фораминифер, показал значительные, но весьма разномасштабные и иногда разнонаправленные флуктуации внутри СП [Oberhdnsli, Beniamovskii, 2000]. Самые сильные сдвиги $d^{13}C$ приурочены к СП II. В раковинах планктонных фораминифер *Subbotina inaequispira* (Subbotina) отмечается резкий позитивный сдвиг (~3.5‰). В остальных СП также выявлены позитивные углеродно-изотопные сдвиги, но значительно меньшего масштаба (0.5–1.5 ‰). Возможно, уровень СП II соответствует изотопному событию "X", установленному в некоторых океанических разрезах по положительной изотопно-углеродной экскурсии в осадках верхней части зоны NP12 [Röehl et al., 2006]. Сапропелитовым прослоям в целом соответствуют заметно более высокие, чем во вмещающих отложениях, значения $\delta^{18}O$, отмеченные как по планктонным, так и по бентосным фораминиферам. При этом накоплению каждого СП предшествует негативный сдвиг $\delta^{18}O$, свидетельствующий о повышении температур непосредственно перед образованием СП. Намечается отчетливое противоречие между палеонтологическими и изотопными данными: положительные пики $\delta^{18}O$, которые должны отмечать относительные понижения температур, соответствуют максимальным содержаниям тепловодных дискоастеров. Столь значительные положительные сдвиги (до 3 ‰!), которым должно отвечать похолодание на 5–6°, маловероятны для глобального температурного оптимума, и подобное явление не могло пройти без соответствующей реакции микробиоты. Возможно, положительные значения изотопов кислорода могут свидетельствовать не о похолодании, а об относительном повышении солености вод, приведшей к обеднению наннопланктонной ассоциации и резкому доминированию дискоастеров.

4. Регулярное ритмичное распределение СП в толще, вероятно, свидетельствует об усилении воздействия орбитальных циклов на процесс осадконакопления. Исходя из датировок появления отдельных видов планктона этого интервала, продолжительность накопления всей толщи можно оценить в ~2 млн лет. Средняя мощность седиментационного цикла мергель–сапропель в средней части толщи – около 0.6 м (в верхней части толщи более редкое распределение СП, видимо, связано с тем, что некоторые циклы могли не иметь ярко выраженного проявления). Тогда продолжительность накопления одного цикла составляет около 120 тыс. лет, что очень близко к средним циклам эксцентриситета.

Таким образом, накопление верхнеипрских сапропелей происходило в ходе отдельных коротких трансгрессивных импульсов на фоне продолжительной, но мелкомасштабной регрессии. При этом в бассейн привносилось обильное наземное ОВ, обогащенное питательными веществами, что обусловило эвтрофикацию вод и периодическое исчезновение из комплексов наннопланктона более олиготрофных видов. Одновременно периодическое относительное повышение температур поверхностных вод, предшествовавшее накоплению СП, видимо, могло обусловливать снижение разницы атмосферных температур между сушей и морем и, как следствие, приводить к нарушению атмосферной циркуляции и возникновению зон избыточного испарения, т.е. к относительному повышению солености поверхностных вод. Возможно, возникновение при этом некоторой стратификации водной толщи способствовало сохранению ОВ на дне бассейна.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-65282.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Ископаемые организмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: Геос, 1996. С. 55–69.

*Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г.* К геохимии сапропелитовых прослоев в палеогеновых отложениях Центрального Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 84–98.

*Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г.* Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Перитетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.

*Музылев Н.Г.* Аноксические события палеоцена–среднего эоцена // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 160–166.

*Oberhänsli H., Beniamovskii V.N.* Disoxic bottom water events in the peri-Tethys during the late Ypresian: A result of changes in the evaporation/precipitation balance in adjacent continental region // GFF. 2000. V. 122. P. 121–123.

*Röhl U., Westerhold T., Monechi S., Thomas, E., Zachos J.C., Donner B.* The third Early Eocene Thermal Maximum: Characteristics, Timing, and Mechanisms of the "X" Event // EGU-Meeting 2006–Vienna. Geosphys. Res. Abst. 2006. V. 8. 45–60.

# ЭОЦЕНОВАЯ ДЕТАЛЬНАЯ БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ СКВ. 011-БП (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

**А.И. Яковлева**

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail:iakovl@yahoo.com*

Скважина 011-БП, пробуренная на юго-востоке Западной Сибири (Омская область, рис. 1), вскрыла мощный (240 м) разрез морских эоценовых отложений, представленных люлинворской (верхней частью) и тавдинской свитами. Верхнелюлинворская подсвита (498.0–460.0 м) представлена чередованием опоковидных серых тонко- и толстослоистых глин. Верхняя часть толщи, условно отнесенная к верхнелюлинворской подсвите, сложена светлыми кремнистыми глинами. Контакт между люлинворской и перекрывающей ее тавдинской свитами отмечен размывом. Нижнетавдинская свита представлена песками и глауконитовыми алевритами, сменяющимися вверх по разрезу зелеными глинами. Верхнетавдинская подсвита, в свою очередь, сложена зеленовато-серыми глинами, сменяющимися к верхам разреза алевритистыми глинами и алевролитами. В инт. 334–330 м отмечаются сидеритовые желваки с многочисленными отпечатками водного папоротника *Azolla vera.*

В результате детального палинологического исследования (диноцисты и континентальные палиноморфы) 76 образцов из морских отложений скважины был уточнен возраст верхнелюлинворской и тавдинской свит. Так, в верхнелюлинворской свите (глубина 498–460 м) установлены стратиграфически важные диноцистовые события – первые появления видов *Charlesdowniea coleothrypta*, *Dracodinium politum*, *Ochetodinium romanum*, *Samlandia chlamydophora*, *Areosphaeridium diktyoplokum* и *Wetzeliella eocaenica*, указывающие на среднетерминально–ипрский возраст отложений (~52.2–48.6 млн лет) [Luterbacher et al., 2004]. Стратиграфически важный хиатус, соответствующий началу лютета (~48.6–45.4 млн лет), отделяет основную часть верхнелюлинворской свиты от отложений в интервале глубин 459–456 м, отнесенных к среднему лютету (~45.4–43.0 Ма) по присутствию в комплексах фитопланктона видов *Costacysta bucina*, *Cordosphaeridium cantharellum* и *Wilsonidium echinosuturatum* [Luterbacher et al., 2004; Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005]. Отложения тавдинской свиты, перекрывающие верхнелюлинворскую свиту (456–265 м), отнесены к верхам лютета–приабону на основе присутствия диноцистовых видов-индексов *Rhombodinium draco*, *Lentinia serrata*, *Thalassiphora fenestrata* и *Thalassiphora reticulata* [Williams et al., 2004; Luterbacher et al., 2004]. Согласно результатам изучения диноцист, подтвержденным палеомагнитными данными [Гнибиденко, 2006], морское осадконакопление на юге Западной Сибири было прервано в позднем приабоне (~34.8 млн лет).

В целях реконструкции ранне–позднеэоценовых палеообстановок Западно–Сибирского морского бассейна проведен анализ количественного распределения морских и континентальных палиноморф по разрезу, который осуществлялся в два этапа: а) подсчет (минимально 100–150 экз.)палиноморф с выделением семи основных категорий (диноцисты, акритархи, празинофиты, водные папоротники, пыльца голосеменных, покрытосеменных и споры; б) подсчет (минимально 150–250 экз.) диноцист, акритарх и празинофитов с выделением среди диноцист следующих экогрупп: 1) Wetzelielloids, 2) *Deflandrea*, 3) *Phthanoperidinium*, 4) *Thalassiphora*, 5) *Cribroperidinium*, 6) *Areoligera*, 7) *Cordosphaeridium*, 8) *Operculodinium*, 9) *Homotryblium*, 10) *Spiniferites*, 11) *Impagidinium*, и (12) др. На основе выявленной последовательности комплексов палиноморф с учетом литологических данных выделено 13 циклов, отнесенных к флуктуациям уровня моря 3–го порядка и сопоставленных с седиментационными последовательностями Западной Европы [Hardenbol et al., 1998] (рис. 2, 3).

Палинологические данные указывают на существенные изменения палеообстановок и климата в Западной Сибири в течение эоцена. 1. Абсолютное доминирование в среднеипрских комплексах космополитных диноцист, которые широко распространены на севере Западной Европы, шельфах Северного и Нор-




**Рис.1.**Схема расположения скв. 011-БП.

вежского морей, в Крыму и Казахстане, указывает на существование теплого климата и относительно мелководного бассейна, имевшего постоянное сообщение с Арктическим бассейном и Перитетисом. 2. Позднеипрская регрессия закончилась временным прерыванием морской седиментации в течение раннего лютета. 3. Начиная с конца лютета юго-восточная часть Западно-Сибирского морского бассейна стала значительно мелководнее, вплоть до развития прибрежных обстановок. Значительное увеличение числа эндемичных таксонов диноцист (*Wetzeliella irtyschensis*, *Kisselevia ornata*), а также существенное доминирование в комплексах континентальных палиноморф указывают на ограниченное сообщение с соседними бассейнами в течение бартона. В то же время ранний приабон характеризуется привносом пресных вод на юг Западно–Сибирского моря, о чем свидетельствует обилие водного папоротника *Hydropteris indutus*. Последняя, относительно слабая трансгрессия отмечена на юге Западно-Сибирского бассейна в течение среднего–позднего приабона (~35.5–34.8 Ma).

*Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64618, НШ-372.2006.5, НШ-4185.2008.5.*

**Приложение**

*Areosphaeridium diktyoplokum* (Klumpp 1953) Eaton 1971
*Charlesdowniea coleothrypta* (Williams et Downie 1966b) Lentin et Vozzhennikova 1989
*Cordosphaeridium cantharellum* (Brosious 1963) Gocht 1969
*Costacysta buccina* Heilmann-Clausen et Van Simayes 2005
*Dracodinium politum* Bujak, Downie, Eaton, Williams 1980
*Kisselevia ornata* Vozzhennikova 1967
*Lentinia serrata* Bujak in Bujak et al. 1980
*Ochetodinium romanum* Damassa 1979a
*Rhombodinium draco* Gocht 1955
*Samlandia chlamydophora* Eisenack 1954
*Thalassiphora fenestrata* Liengjarern et al. 1980
*Thalassiphora reticulata* Morgenroth 1966a
*Wetzeliella eocaenica* Agelopoulus 1967
*Wetzeliella irtyschensis* Alberti 1961
*Wilsonidium echinosuturatum* (Wilson 1967) Lentin et Williams 1976

*Azolla vera* Nikitin
*Hydropteris indutus* Kond.

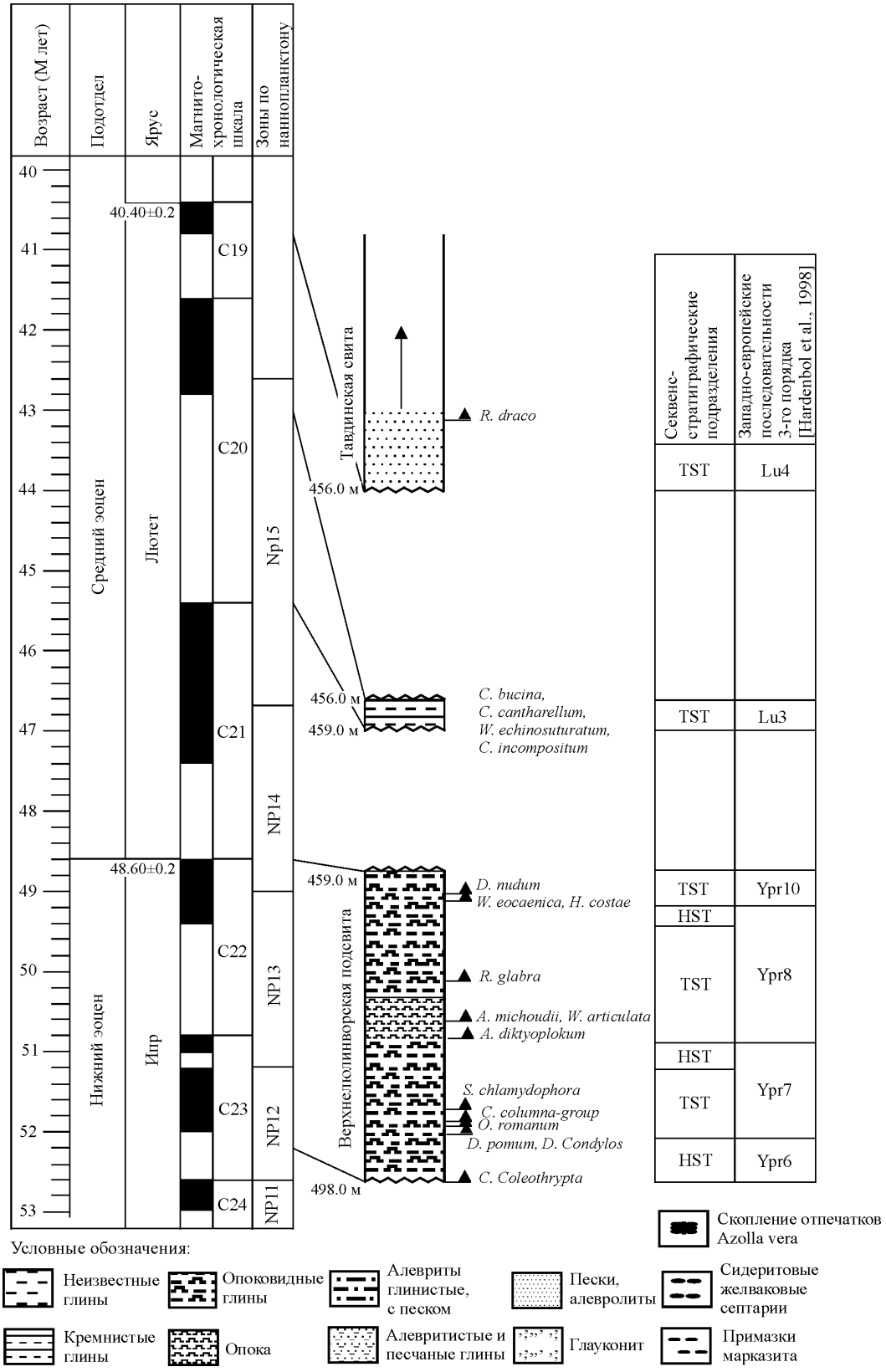



Рис. 2. Лито-, био- и секвенс-стратиграфия верхнелюлинворской подсвиты в скв. № 011-БП.

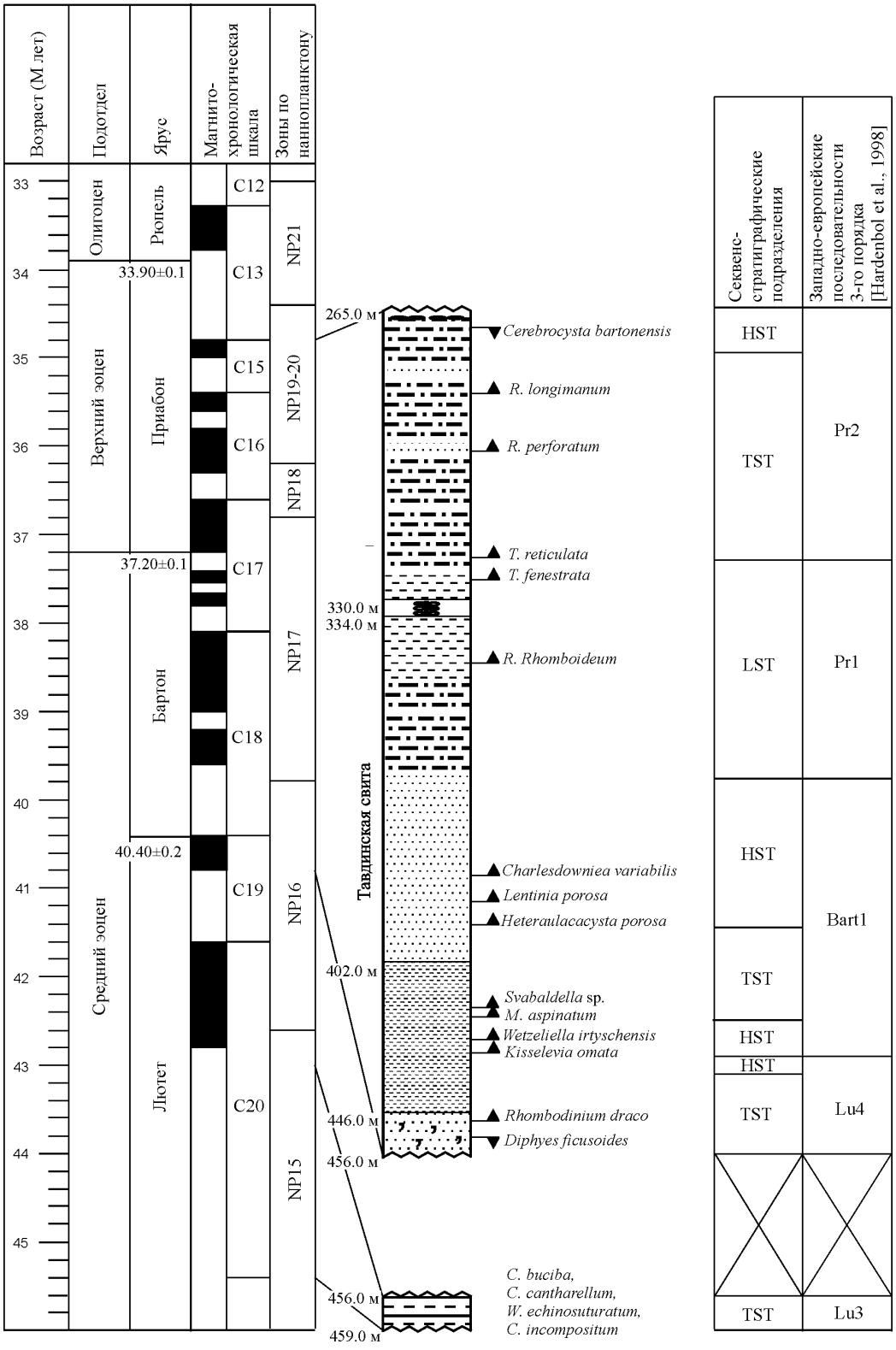



**Рис. 3.** Лито-, био- и секвенс-стратиграфия тавдинской свиты в скв. № 011-БП. TST (transgressive systems tract) – трансгрессивный тракт; HST (highstand systems tract) – тракт высокого стояния уровня моря; LST (lowstand systems tract) – тракт нижнего стояния уровня моря.

## ЛИТЕРАТУРА

*Гнибиденко З.И.* Палеомагнетизм палеогена Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 6. С. 762–777.

*Hardenbol J., Thierry J., Farley B., Jacquin T., Vail P.* Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins // Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins / P. Graciansky, J. Hardenbol , T. Jacquin, P. Vai (Eds.). 1998. (SEPM Spec. Publ. 60).

*Heilmann-Clausen C., van Simaeys S.*, Dinoflagellate cysts from the Middle Eocene to ?Lowermost Oligocene succession in the Kysing Research borehole, central Danish Basin // Palynology. 2005. N 29. P.143–204.

*Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H., Gradstein F.M., Hooker J.J., Monechi S., Ogg J.G., Powell J., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B.* The Paleogene Period // A Geologic Time Scale 2004 / F.M. Gradstein , J.G. Ogg, A. Smith (Eds.) . Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P. 384–408.

*Williams G.L., Brinkhuis H., Pearce M.A., Fensome R.A., Weegink J.W.* Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared; Index events for the Late Cretaceous-Neogene. 2004 // Exon et al., Scientific Results ODP Leg 189, College Station. http://www-odp.tamu.edu/publications/189_SR/107/107.htm

# МИКРОФОССИЛИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

## ДЕТАЛЬНАЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**А.А. Абзаева[1, 2], Е.В. Безрукова[1, 2], П.П. Летунова[1, 2], А.В. Белов[3]**

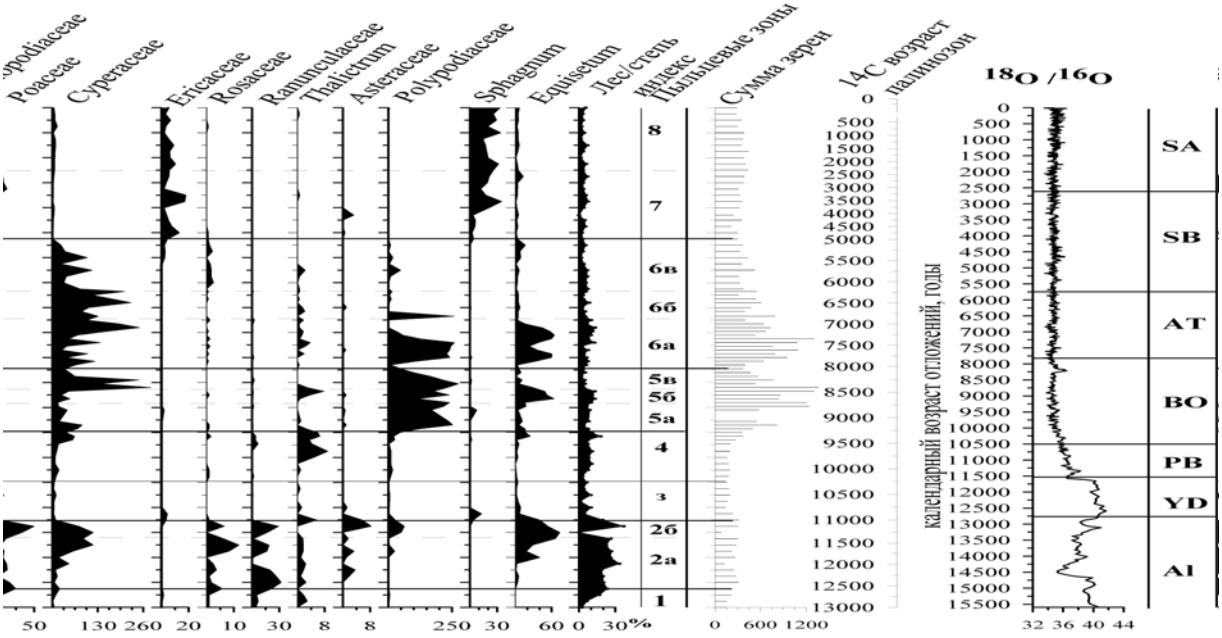
*[1]Институт археологии и этнографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Лаврентьева, 17*
*[2]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А;*
*e-mail: abzaeva@igc.irk.ru*
*[3]Институт географии им. В.В. Сочавы СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1;*
*e-mail: belov@irigs.irk.ru*

Изменение климата с финала последнего оледенения, переходного этапа к голоцену и на протяжении всего голоцена является одним из приоритетных направлений мировой науки как наиболее вероятный сценарий будущих резких флуктуаций климата. Данные палинологических исследований донных кернов оз. Байкал и торфяных отложений представлены в ряде работ [Архипов, Волкова, 1994; Безрукова и др., 1991; Безрукова, 1998; и др.]. Озерно-болотные отложения в отличие от донных, дающих усредненные характеристики, имеют высокую архивную ценность и позволяют с высокой степенью достоверности проследить региональные ландшафтные и климатические изменения прошлого с более детальным временным разрешением и их корреляции с крупномасштабными климатическими флуктуациями [Безрукова и др., 1996]. Возраст озерно-болотных отложений данного региона, изученных предыдущими исследователями, охватывает промежуток времени последних 10 500 лет [Савина, 1982; Белова, 1985; Безрукова и др., 1996; Takahara et al., 2000; и др.], что не позволяет проследить динамику изменения растительности переходного периода от последнего оледенения к голоцену. Недостаточно дробное временное (с временным разрешением 300–500 лет) исследование разрезов не позволило четко обозначить хронологические рамки палеособытий этого региона.

Полученные нами датированные детальные пыльцевые данные из торфяных отложений разрезов Арангатуй, Крохалиная и Чивыркуй, Укта с северо-восточного побережья оз. Байкал предоставляют первую возможность выявить динамику растительности и климата на протяжении всего переходного периода от сартанской стадии последнего оледенения к голоцену (16 000–11 500 лет назад), соответствующей морской изотопной стадии 2 (МИС 2) и голоцена (МИС 1). А также более детально проследить динамику изменения ландшафтов начиная от среднего голоцена до настоящего времени. Возрастная модель седиментационных разрезов базируется на основе 12 AMS $^{14}C$, полученных в ОИГГМ СО РАН (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск, и в Университете г. Нагоя (Япония). Калибровочный возраст начала формирования кернов – 16 000, 13 000,11 500, 5300 лет соответственно. В настоящей работе приведена спорово-пыльцевая диаграмма разреза Дугульдзера, которая может быть представлена как модельная для данного региона (см. рисунок). Разрез Дугульдзера отражает изменение ландшафтов во время заключительной стадии позднесартанской терминации, значения радиоуглеродного возраста закономерно возрастают с глубиной разреза, индицируя непрерывный процесс аккумуляции отложений. Средняя скорость прироста торфа составляет 0.3 мм в год. Это позволяет проследить изменения структуры растительного покрова и климата северо-восточного побережья оз. Байкал с высоким временным разрешением 50–150 лет.

К концу сартанской стадии оледенения, около 16 000 лет назад, в исследуемом регионе началось потепление климата, что послужило началом таяния ледников в горах. Ландшафты этого времени представлены травянисто-кустарниковыми группировками тундрового облика и лесотундровой растительностью, в которой доминировала ель, с примесью лиственницы и березы.

Несмотря на некоторое потепление, климат ( вплоть до 14 000 лет) по-прежнему оставался резко континентальным, сухим и холодным. Преобладали тундровые ландшафты. Заболоченные участки были заняты ерниками, ольховниками, ивняками. Остепененные пространства этого времени были представлены травянистым покровом, состоящим из полыни, маревых и разнотравья.




Спорово-пыльцевая диаграмма озерно-болотных отложений северо-восточного побережья оз.Байкал, разреза Дугульдзеры.

Радиоуглеродный возраст приведен в соответствии с календарным. SFI-индекс соотношения лес/степь отражает относительное изменение влажности климата через процентное соотношение степных и лесных таксонов.

Быстрая инвазия кустарниковых, лиственничных редколесий во временном отрезке 14 000–13 500 лет назад, имела место в период возрастания континентальности климата и активизации процесса подземного оледенения дриаса.

Господство еловых редколесий с березой и ольховником, появление пыльцы сосен сибирской и обыкновенной – следствие улучшения уровня теплообеспеченности во временной период, аналогичный Аллереду около 13 000 лет. Снижение доли ели и выпадение из спектров пыльцы сосны и кедра отражает похолодание климата в позднем дриасе. Резкая аридизация климата 12 400–11 300 лет назад и похолодание в финале позднего дриаса и начале бореального периода привело к восстановлению лесотундровых ландшафтов с преобладанием в них березы.

В результате смягчения климата, после 11 000 лет назад, и частичной деградации вечной мерзлоты возросла доля елово-лиственничных лесов с березой. На хорошо прогреваемых склонах с достаточным увлажнением сформировались относительно благоприятные условия для островного произрастания пихты.

После 9500–10 000 лет назад начался необратимый процесс потепления, на территории исследуемого района наступил влажностной оптимум голоцена. В целом климат можно охарактеризовать как теплый и влажный, а условия – как оптимальные для расселения темнохвойной елово-пихтовой тайги.

На рубеже, датированном 6000–5500 лет назад, отмечен резкий и короткий этап изменения климата в сторону аридизации. По всем разрезам прослеживается резкое сокращение пихтовых лесов и начало становления светлохвойно-таежного комплекса с господством сосны. Широкое распространение получили заросли кедрового стланика. Начиная с этого времени, в исследуемом регионе установилась растительность современного облика.

Общее смягчение аридности климата этого региона синхронно фиксируется по всем разрезам после 2400 лет назад. Вероятно, в это время происходило незначительное снижение зимних температур, что нашло отражение в некотором расширение территорий занимаемых пихтой, и ерниковых ассоциаций. В составе растительности исследуемой территории преобладали лиственнично-сосновые и кедровые леса, постоянно присутствовали кедрово-стланиковые ассоциации.

Усиление аридизации и похолодание климата отмечается в целом на протяжении последних 1700 – 300 лет. В составе лесной растительности этого времени преобладали сосново-кедровые леса.

В общем, по разрезам четко можно выделить несколько этапов изменения климата за последние 6000 лет. Кратковременные этапы похолодания климата и снижение эффективного увлажнения отмечены на рубеже

4500–4100, 3200–3500, 1700–1300, 800–300 л.н. В это время происходило сокращение роли темнохвойной составляющей на фоне увеличения процентного содержания пыльцы лиственницы и ели. Следы аналогичных похолоданий известны в Северной Америке, Северной и Центральной Европе, Западной Сибири [Волкова и др., 2002; Hiller et al., 2001; Booth et al., 2005 и др.]. И несколько этапов некоторого усиления атмосферного увлажнения и смягчения континентальности климата. На рубежах 5400–5100, 3900–3700, 3000–2500, 1300–600 л.н. увеличивалась роль кедровых лесов с пихтой. Это может быть синхронно аналогичным событиям повышения увлажнения в Западной Сибири 3900–3700 и 3000–2500 лет назад [Волкова и др., 2002].

Анализ полученного материала позволяет сделать следующие выводы:

1. Сопоставление границ палинозон в торфяных записях с северо-восточного побережья Байкала с соответствующими периодами модифицированной шкалы Блитта–Сернандера, сопоставленной с геохронологической шкалой Северо-Западной Европы, свидетельствует об изменении растительности под влиянием изменений климата Северного полушария [Shackleton, 2005]. Имеется ряд региональных особенностей, наложенных на общеширотное изменение климата.

2. В ранний период формирования разрезов, на рубеже позднего плейстоцена и голоцена, климат и растительность претерпели ряд кратковременных, но достаточно резких изменений, продолжительность которых составляла от 200 до 500 лет. Изменения ландшафтов этого периода были резкими и кардинальными, с тенденцией к постоянному возврату к перигляциальной растительности.

3. Потепление, аналогичное Беллингу, почти не проявилось. Хорошо фиксируется потепление, аналогичное по времени Аллереду.

4. Похолодание в начале позднего дриаса, ставшее причиной возврата во многие районы Северного полушария климатических условий, близких к таковым периода последнего оледенения [Alley, 2000; Shackleton, 2005; Andreev et al., 1997], не нашло сколько-нибудь серьезного выражения в палинологических данных. Однако на завершающем этапе позднего дриаса фиксируется отклик растительности на ухудшение климата исследуемой территории.

5. В записи изменения объема глобального льда резкий переход к теплому климату произошел в начале бореального периода, около 10 500 лет назад. Это нашло отражение в записях разрезов Крохалинная и Арангатуй. На записях разреза Дугульдзера этот переход произошел на тысячу лет позднее – около 9500 л.н. Что объясняется особенностями локальных условий. С этого времени здесь началось улучшение режима тепло- и влагообеспеченности.

6. Оптимальное соотношение тепла и влаги для развития на исследуемой территории темнохвойных, елово-кедрово-пихтовых лесов отмечено с 10(9) и до 6000 л. н., следуя примерно с тысячелетним запаздыванием за влажностным оптимумом голоцена южного побережья [Bezrukova at al., 2005; и др.]

7. Около 6000 л.н. произошло завершение периода влажностного оптимума голоцена. Этот этап четко фиксируется по всем разрезам [Безрукова и др., 2005].

8. Смягчение аридности климата фиксируется после 2400 лет назад.

9. Новое усиление аридности и похолодание климата отмечается после 1700 лет назад.

10. После 300 лет назад, и до настоящего времени отмечается усиление гумидности климата и снижение зимних температур.

Новые пыльцевые записи с северо-восточного побережья оз. Байкал могут рассматриваться как основа для проведения детальной реконструкции изменений субрегиональной и локальной растительности и климата с финала последнего оледенения. Полученные результаты существенно улучшили понимание особенностей и закономерностей динамики растительного покрова бассейна оз. Байкал, а надежная датировка палинологичесикх данных впервые для исследуемой территории позволила выделить полную серию резких и коротких во времени флуктуаций природной среды переходного периода от последнего оледенения к голоцену и провести корреляцию этих изменений с вариациями климата Северного полушария [Волкова и др., 2002; Reimer et al., 2002; Booth et al., 2005; Tonkov, Marinova, 2005].

Впервые определены хронологические рамки палеогеографических событий Северной котловины Байкала за последние 16 000 лет и проведена их корреляция с изменениями природной среды умеренных широт Северного полушария. Для северной котловины оз. Байкал выявлен сигнал потепления, аналогичный Аллереду 13 000 лет назад, 2400 и средневекового потепления 1200–800 лет назад, которое проявилось в усилении позиции пихты в среднегорно-таежном поясе и могло означать повышение температуры зимних сезонов и усиление зимней циклонической активности (повышение зимних осадков). При этом важно отметить, что этап средневекового потепления в отличие от ряда других территорий, где он выделяется как время иссушения для исследуемой территории, выразился как этап потепления и увлажнения, что подтвер-

ждено и данными об изменении содержания изотопов кислорода из кремнезема створок диатомовых водорослей оз. Байкал [Morley at al., 2005]. Также выделяется похолодание малого ледникового периода 600–150 лет назад. Оно выразилось главным образом в расширении ареала кедрового стланика и ели в условиях похолодания и уровня эффективного увлажнения. Значения степь/лес индекса для всех записей низкие (3–5 по сравнению с 10–12 для западного побережья озера) и подтверждают существование постоянно влажных климатических условий за последние 10 000 лет. Однако на этом фоне периодически проявлялись кратковременные этапы снижения увлажнения.

Таким образом, первые непрерывные и детально датированные палинологические данные, свидетельствующие об изменении растительности и климата северного и северо-восточного побережий оз. Байкал, показали, что природная среда с финала последнего оледенения и на протяжении всего голоцена отличалась нестабильностью. Изменения палеоклимата могли быть связаны с изменениями интенсивности вековых и тысячелетних циклов термогалинной циркуляции в северной части Атлантического океана [Alley, 2000; Hiller et al., 2001; Demske et al., 2005; Tonkov, Marinova, 2005].

Представленная последовательность изменений характера растительности и климата северного побережья оз. Байкал является важным вкладом в формирование общей картины эволюции экосистемы озера в голоцене и направлена на выявление особенностей и закономерностей ее развития в прошлом для моделирования возможных изменений ближайшего будущего.

*Исследования проводились при поддержке РФФИ, проекты № 04-05-64078, 03-05-64072.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири / Отв. ред. чл.-кор. РАН А.В. Каныгин. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. С. 105.

*Безрукова Е.В.* Палинология донных отложений оз. Байкал // География и природные ресурсы. 1998. № 3. С. 54–62.

*Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.* Глубокие изменения экосистемы озера Байкал в голоцене // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. С. 1226–1229.

*Безрукова Е.В., Мац В.Д., Летунова П.П., Накамуро Т., Фуджи С.* Голоценовые торфяники Прибайкалья как объект палеоклиматических реконструкций // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 12. С. 78–92.

*Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Абзаева А.А.* Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований торфяников // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 1. С. 21–33.

*Белова В.А.* Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 158 с.

*Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Горячева А.А.* Климатическая ритмика голоцена центральной части Западно-Сибирской равнины (палинология, магнетизм) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири, Вып. 1. Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 2002. С. 48–58.

*Савина Л.Н.* Тенденции развития прибрежных ландшафтов оз. Байкал по данным палеогеографических исследований // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 42–52.

*Alley R.B.* The Younger Dryas cold interval as reviewed from central Greenland // Quaternary Science Reviews. 2000. V. 19. P. 78–112.

*Andreev A.A., Klimanov V.A., Sulerzhitsky L.D.* Younger Dryas pollen records from central and southern Yakutia // Quaternary International. 1997. V. 41, N 42. P. 111–117.

*Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P.* Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // Quaternary International. 2005. V. 136. P. 18–32.

*Booth R.K., Jackson S.T., Forman S.L., Kutzbach J.E, Bettis III E.A., Kreig J.,Wright. D.K.* A severe centennial-scale broughtin mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages // The Holocene. 2005. V. 15. P. 321–328.

*Demske D., Heumann G., Granoszewski W.* Late glacial Holocene vegetation and regional climate variablity avidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // Global and Planetary Change. 2005. V. 46. P. 255–279.

*Hiller A., Boettger T., Kremenetski K.* Mid-Holocene warming in the northwest Kola Peninsula, Russia: northern pine-limit movement and stable isotope evidence // The Holocene. 2001. V. 11. P. 491–497.

*Morley D.W., Leng M.J., Mackay A.W., Sloane H.J.* Late glacial and Holocen environmental change in the Lake Baikal region documented by oxygen isotopes from diatom silica // Global and Planetary Change. 2005. V. 46. P. 221–233

*Reimer P.J., Hughen K.A., Guilderson T.P.* Preliminary report of the first workshop of the IntCal04 radiocarbon calibration // Radiocarbon. 2002. V. 44, N 3. P. 653–661.

*Shackleton N.* Climate Change across the Hemispheres // Science. 2005. V. 291, N. 5501. P. 58–59.

*Takahara H., KrivonogovS.K., BezrukovaE.B., Mioshi H., Morita Y., Nakamura T., Hase Y., Shenomiya Y., Kawamuro K.* Vegetation history of the southeastern and eastern cjasts of lake Baikal from bog sediments since the last interstate // Lake Baikal. A Mirror in Time and space for Understanding Global Change Processes. Amsterdam: Elsevier, 2000. P. 108–118.

*Tonkov S., Marinova E.* Pollen and plant macro fossil analyses of radiocarbon dated mid-Holocene profiles from two subalpine lakes in Rila Mountains, Bulgaria // The Holocene. 2005. V. 15. P. 663–671.

# ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

**А.В. Артёмова**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43; e-mail: artemova@poi.dvo.ru*

В основу работы положены результаты диатомового анализа шести колонок глубоководных осадков Охотского моря, отобранных в разных районах Охотского моря, включая северный шельф. Колонки охватывают стратиграфический интервал от заключительного этапа кислородно-изотопной стадии 6 (поздний плейстоцен, около 140 тыс. лет) до настоящего времени [Gorbarenko et al., 2002].

Анализ изменений таксономического состава диатомей позволил выявить важнейшие палеоклиматические события, которые согласуются с глобальной сменой климатических эпох в Северном полушарии.

Для более объективной интерпретации данных диатомового анализа проводились сопоставления с результатами геохимических анализов (содержания карбоната кальция, органического углерода и аморфного кремнезема), анализа частиц ледового разноса (IRD) и фораминиферового анализа. Возраст событий изотопно-кислородной шкалы принят в соответствии со шкалой Мартинсона [Martinson et al., 1987]. Полученные результаты контролировались данными изотопии, радиоуглеродными и AMS-датировками [Gorbarenko et al., 2002].

Также была сделана временная привязка к пепловым прослоям: TR, K2. Пепловый прослой TR датируется 7500 лет назад. Пепловый прослой K2 занимает обширную площадь центральной части Охотского моря и датируется, согласно радиоуглеродному методу, 26 тыс. лет назад [Горбаренко и др., 2000].

Пример хроностратиграфического расчленения колонки представлен на рисунке 1.

На основе корреляции полученных результатов диатомового анализа с данными других методов проведена реконструкция палеообстановок Охотского моря в позднечетвертичеое время. Данные диатомового анализа донных осадков Охотского моря, образовавшиеся последних 135 тыс. лет, отражают последовательность резких ледниково-межледниковых изменений природной среды в плейстоцене и позднем голоцене. Очевидным следствием интенсификации ледообразования Охотского моря в эпохи похолоданий является увеличение доли ледовых видов диатомей и сдвиг области их обитания в центральную часть моря при одновременном снижении продуктивности диатомей.

Первый комплекс диатомей датируется 135–129 тыс. календарных лет назад, заключительная фаза оледенения КИС 6 [Gorbarenko et al., 2002].

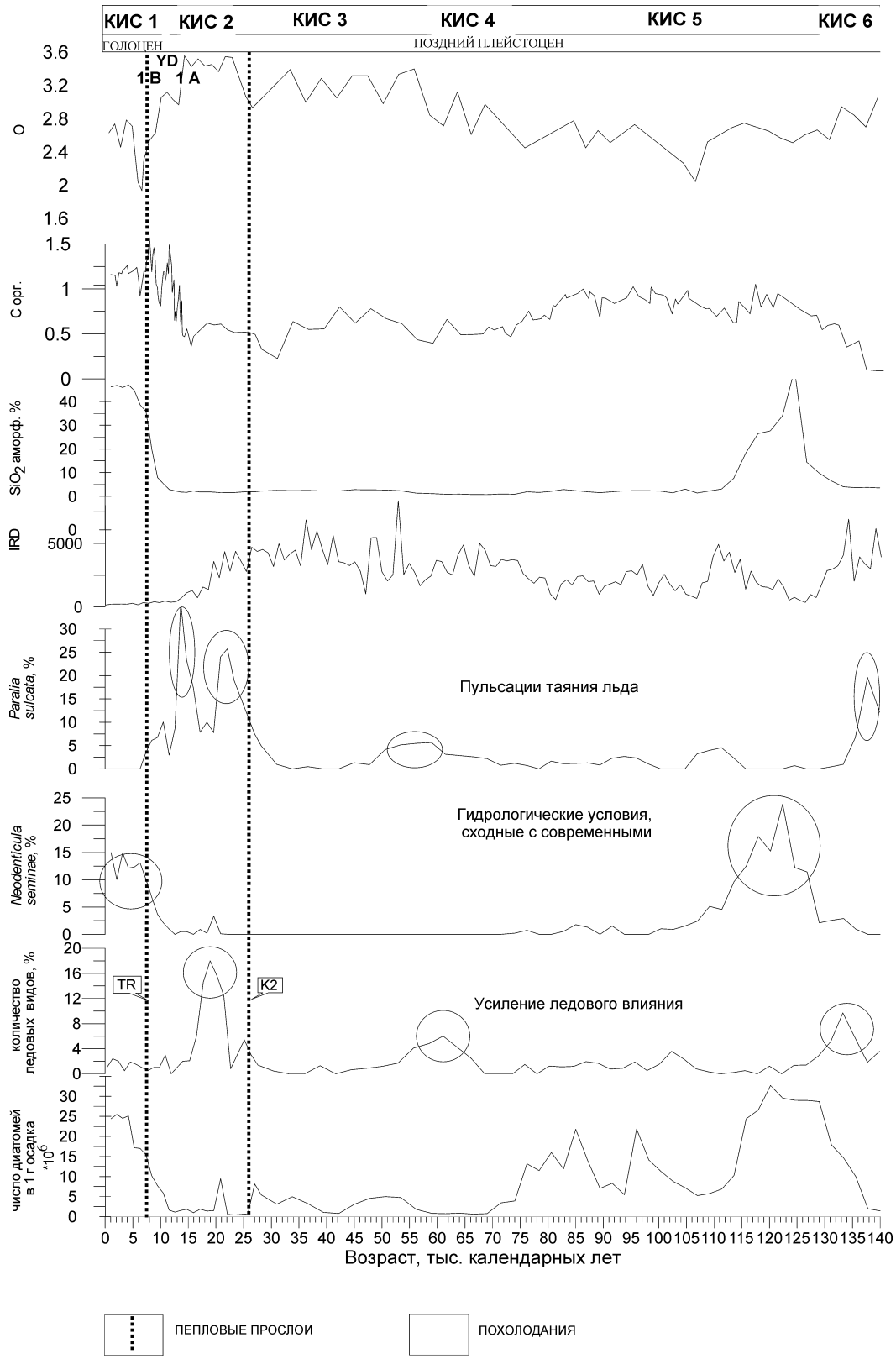
Состав диатомовой флоры указывает на преобладание в акватории Охотского моря холодных водных масс и ослабление притока теплых тихоокеанских вод. Небольшое количество и видовое разнообразие диатомей, а также высокая процентная доля аркто-бореальных, в том числе и ледовых видов, развитие которых в современном планктоне происходит в условиях покрытого льдами моря, свидетельствуют о неблагоприятных для вегетирования диатомей условиях.

Второй комплекс диатомей, 74–129 тыс. календарных лет назад КИС 5. Согласно данным диатомового анализа, этот комплекс соответствует теплым климатическим условиям КИС 5 и отражает снижение продолжительности сезонов стояния ледового покрова. Комплексы диатомей в осадках этого времени по своим характеристикам близки к современным, однако численность диатомей и соотношение видов на протяжении КИС 5 варьируют, отражая большую палеоклиматическую изменчивость условий Охотского моря. Во время стадии выделяются два прохладных события – 5 b и 5 d и три теплых – 5 a, 5 c, 5 e. Во время 5 e, соответствующего оптимуму межледниковья, происходит резкое увеличение содержания диатомовых водорослей в осадке, преобладание океанических и отсутствие ледовых видов диатомей. Причина этого в значительном потеплении и снижении продолжительности и интенсивности образования морских льдов. Климатические условия последнего межледниковья были более мягкими, чем в позднем голоцене.

События 5 a и 5 c также отмечены комфортными для продуктивности диатомей условиями. Это отразилось в увеличивающемся числе створок на грамм осадка и большем видовом разнообразии.

Третий комплекс диатомей, 74–59 тыс. календарных лет назад . Для комплекса данного временного интервала характерно низкое содержание диатомовых водорослей. В результате увеличения продолжительности ледового покрова уменьшается количество океанических видов.

Четвертый комплекс диатомей, 59–28 тыс. календарных лет назад КИС 3, соответствует интерстадиалу, с относительным потеплением в районе Охотского моря, хотя и не достигающим уровней межледнико-




Хроностратиграфия колонки LV28-41 из центральной части Охотского моря.

В основе хроностратиграфии – изотопно-кислородный профиль, содержание органического углерода, аморфного кремнезема, количество частиц ледового разноса, распределение отдельных видов, число диатомей в 1 г воздушно-сухого осадка.

вий. Комплекс характеризуется увеличением численности створок диатомей и возрастанием процентного содержания океанических видов.

28–14.7 тыс. календарных лет назад КИС 2 – наиболее холодный период позднего плейстоцена. Комплексы диатомей, характеризуется сильным обеднением видового состава. Содержание створок в осадках минимальное. Это является результатом того, что продолжительность ледовой экспозиции была более длительной по сравнению с современной, и влияние многомесячного ледового покрова охватывало большую часть бассейна.

14.7–12 тыс. календарных лет назад [Gorbarenko et al., 2002]. Заключительная стадия последнего оледенения, во время которой при постоянном низком обилии диатомей отмечено изменение в экологических комплексах диатомей увеличилось видовое разнообразие.

Изменение в комплексах диатомей отмечено около 12 тыс. лет назад на границе 1- и 2-й изотопных стадий, во время терминации 1А последнего оледенения. Это выразилось в увеличении обилия диатомей в осадках. Потепление периода терминации 1А приводило к регулярному таянию ледового покрова во время летнего сезона и к условиям, благоприятным для вегетации диатомей в планктоне Охотского моря. Очевидно, с началом дегляциации приток холодных вод с северного шельфа постепенно ослабевал, и они замещались в глубоководных частях моря теплыми тихоокеанскими водами.

11–10 тыс. календарных лет назад . В комплексе диатомей возрастает доля ледовых видов. Число диатомей очень низкое. Это реакция диатомовой флоры на то, что дегляциальное потепление прерывалось сильным, но краткосрочным похолоданием, синхронным событию поздний дриас [Gorbarenko et al., 2002].

10.0–8.3 тыс. календарных лет назад . Терминация 1В, начало потепления голоцена. Граница терминации 1В, основание которой датируется 10.0 тыс. лет назад , проводится по быстрому росту числа диатомей в осадках. Ледовые диатомеи снижаются до минимального количества, что является результатом значительного потепления и снижения объемов морских льдов.

Последние 8.3 тыс. календарных лет назад . Оптимум голоцена – атлантик, наиболее теплый период послеледниковья, начался 8.3 тыс. лет назад и ознаменовался бурным развитием диатомовой флоры, увеличением ее видового разнообразия. Климат охотоморского региона и условия среды моря были наиболее теплыми во время позднего атлантика-суббореала (6–2.5 тыс. лет). В результате уменьшения продолжительности зимних сезонов, повышения уровня моря и возобновления водообмена с Тихим океаном и Японским морем восстановились гидрологические условия, близкие к современным.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 06-05-91576 Яф-а и 07-05-00655-а, грантов ДВО РАН,проекты № 06-III-А-07-283, 06-II-СО-07-027 и СО РАН, № 6.2.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С., Соутон Дж.Р., Шаповалов-Чупрынин В.В., Нюрнберг Д.* Литостратиграфия и тефрахронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2000. Т.19, № 2. С. 58–72.

*Gorbarenko S.A., Nurnberg D., Derkachev A.N., Astakhov A.S., Souton J.R., Kaiser A.* Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Mar.e Geol. 2002. N 183. P. 107–129.

*Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie J., Moore T.C., Shackleton N.J.* Age Dating and the Orbital Theory of Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300 000-Year Chronostratigraphy // Quatern. Res. 1987. N 27. P. 1–30.

# ПЫЛЬЦЕВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ БАССЕЙНА оз. БАЙКАЛ ПОСЛЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ МИС 2

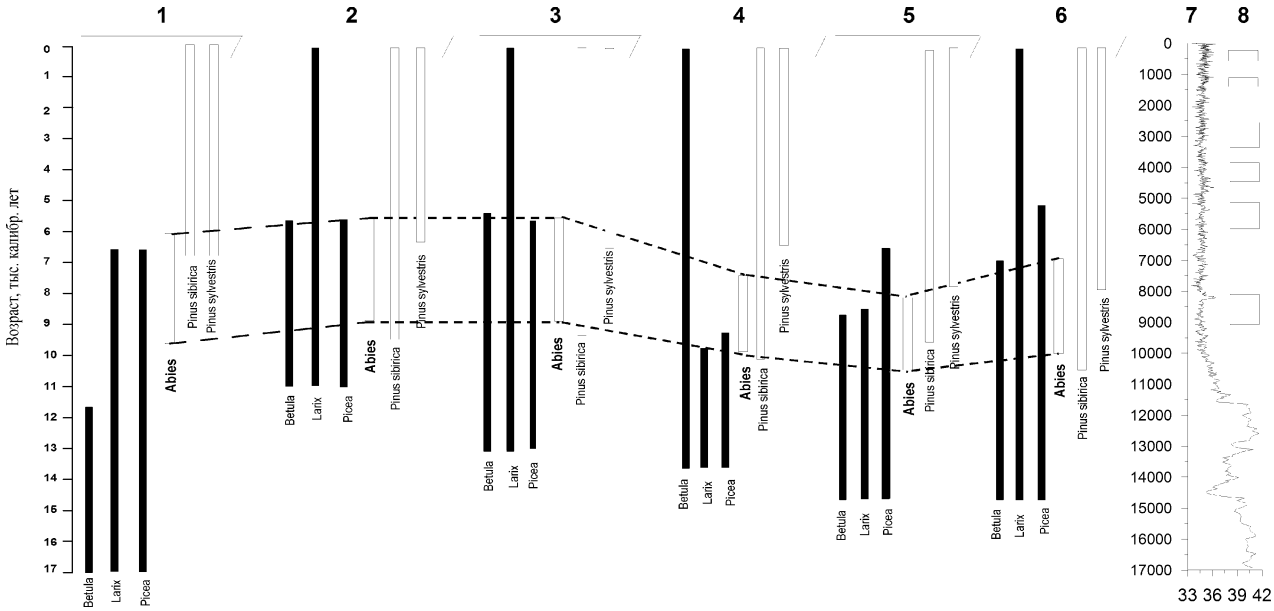
**Е.В. Безрукова[1, 2], П.П. Летунова[1, 2], А.А. Абзаева[1, 2], Н.В. Кулагина[3], А.В. Белов[4]**

*[1]Институт археологии и этнографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Лаврентьева, 17*
*Иркутская лаборатория, 664033, Иркутск, ул. 25 Октября, 7; e-mail: bezrukova@igc.irk.ru*
*[2]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул Фаворского, 1А*
*[3]Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128; e-mail: kulagina@crust.irk.ru*
*[4]Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 664033Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1;*
*e-mail: belov@irigs.irk.ru*

Современное пространственное распределение растительности бассейна оз. Байкал обусловлено, в первую очередь, сложным взаимодействием глобальных и региональных циркуляционных систем и преимущественно горным рельефом территории. Считается, что ороклиматическая система региона в том проявлении, в котором она действует сейчас, сформировалась в начале плейстоцена [Коллектив..., 1998]. К этому же времени растительность региона приобрела облик, близкий к современному. Однако резкие и частые (в масштабах геологического времени) смены климата плейстоцена, выразившиеся в чередовании серии ледниково-межледниковых циклов, приводили и к кардинальному изменению структуры ландшафтов бассейна озера. Результаты палинологических, палеоботанических и радиометрических исследований свидетельствуют, что современный состав и структура региональной растительности сформировались приблизительно за последние 6–7 тысяч лет. При этом вся сумма палеофлористических данных демонстрирует временные и пространственные различия последовательности становления современных растительных ассоциаций на огромной территории изученного региона [Bezrukova et al., 2005; Demske et al., 2005], обусловленные воздействием суммы субрегиональных и(или) локальных факторов природной среды: барьерным эффектом горных сооружений, локальным преломлением региональной атмосферной циркуляции [Белов и др., 2006]. В последнее время нами получены новые детальные пыльцевые данные из непрерывных и датированных на современном уровне разрезов, которые отражают изменения растительности и климата бассейна оз. Байкал после максимума сартанской стадии оледенения (16–17 тыс. калибр. лет назад) и которые позволили с высоким временным разрешением реконструировать последовательность становления современной лесной растительности этого региона, уточнить пространственно-временное проявление оптимума голоцена и обосновать роль подгорно-равнинных территорий котловины озера как вероятных рефугиумов древесной флоры.

Сформулированные задачи решались с использованием серии пыльцевых данных из четырех разрезов торфяных отложений по кернам скважин с различных побережий оз. Байкал и двух разрезов собственно донных отложений (см. рисунок). Известно, что пыльцевые спектры из торфяных отложений отражают динамику растительности на субрегиональном или локальном уровнях, в то время как пыльцевые спектры из донных отложений крупных озер содержат информацию о вариациях растительного покрова регионального уровня. В общем виде показана пространственно-временная динамика состава лесной (доминирующей в настоящее время) растительности на фоне изменения объема льда и известных данных, указывающих на активизацию горного оледенения в Северном полушарии.

Пыльцевые данные свидетельствуют о глубоких изменениях в составе региональной растительности и значительных вариациях климата на протяжении последнего переходного периода и голоцена. Сравнение имеющихся [Bezrukova et al., 2005; Demske et al., 2005] и полученных нами пыльцевых данных из бассейна озера предполагает, что основанные на них возрастные модели являются надежными и, следовательно, позволяют проводить корреляции с другими датированными палеогеографическими событиями в любом регионе. Пыльцевые данные отражают квазисинхронные изменения в составе лесной растительности, что, в свою очередь, предполагает почти синхронные крупномасштабные климатические вариации на огромной территории бассейна озера. Поскольку влияние антропогенного фактора в бассейне озера на протяжении исследованного интервала времени оставалось сильно ограниченным, то можно полагать, что в континентальной части северных районов Центральной Азии в это время имело место значительное изменение климата. Согласно нашим и другим доступным из литературы [Horiuchi et al., 2000] пыльцевым данным, начальное потепление и некоторое повышение увлажнения (17–16 тыс. лет назад) создали условия для расширения территорий, занятых лесной растительностью, состоящей преимущественно из лесотундровых группировок с преобладанием лиственницы, березы и ели. Именно эти виды древесной флоры продолжали господство-




Динамика расселения древесных пород и корреляция палеогеографических событий в бассейне оз. Байкал с палеоклиматическими событиями Северного полушария.

Темным цветом показаны древесные таксоны (*Betula, Larix, Picea*), характерные для финала последнего оледенения, позднего ледниковья, раннего голоцена; серым – маркирующие оптимум голоцена (*Abies*); светло-серой заливкой выделены древесные, экспансия которых имела место в среднем и позднем плейстоцене (*Pinus sibirica, Pinus sylvestris*).

1 – Дугульдзера, торф; 2 – Арангатуй, торф; 3 – Чивыркуй, торф; 4 – Дулиха, торф; 5 – ст. 3/96-GC, донные отложения оз. Байкал; 6 – ст. 24-GC, донные отложения оз. Байкал; 7 – изменение объема глобального льда за 17 тысяч лет [по Stuiver et al., 1995]; 8 – периоды активизации горных ледников Северного полушария [по: Denton, Karlen, 1973]. Ломаной пунктирной линией выделены временные рамки экспансии пихтовых лесов в бассейне озера, что соответствует влажностному оптимуму голоцена.

вать в составе редколесий на протяжении всего переходного периода к голоцену и в начале раннего голоцена. Многолетняя мерзлота, низкие летние температуры могли быть основными факторами, сдерживавшими распространение сосны кедровой, сосны обыкновенной и пихты. Интенсивный распад ледниковых щитов в условиях прогрессирующего потепления привел около 11–10 тыс. лет назад к региональной экспансии пихтовых лесов. Пихта требует мягких зимних, прохладных летних сезонов, мощного снежного покрова (не выносит глубоко промерзающих почв) и обилия атмосферного увлажнения наряду с наличием плодородных почв и проточного режима. Это дает основание считать указанный интервал времени оптимальным с точки зрения сочетания перечисленных показателей природной среды. Обилие атмосферных осадков в регионе могло быть связано с интенсификацией западного (северо-атлантического) переноса воздушных масс. Для региона это событие означало наступление влажностного оптимума голоцена. Это региональное событие во временном отношении практически совпадает с проявлением оптимума влаги на территории большей части Северной и Центральной Азии.

Расширение ареала сосны обыкновенной, произошедшее примерно 6.5–7 тыс. лет назад, рассматривается как одно из наиболее значительных региональных событий среднего голоцена, повсеместно проявившееся в бассейне оз. Байкал. Характер изменения уровня доступного для растений увлажнения и тепла, показывает, что сосна начала распространяться после ухудшения условий увлажнения [Demske et al., 2005]. Максимум распространения сосновых лесов означал начало термального оптимума голоцена.

Сравнение пространственно-временной последовательности изменения состава лесной растительности в бассейне оз. Байкал с независимыми палеоклиматическими данными (объемом глобального льда и стадиями активизации горного оледенения) позволяет предполагать, что наиболее значительные изменения в лесной растительности региона 17–10 тыс. лет назад обусловлены глубокими и короткими по времени климатическими изменениями переходного периода и начала голоцена. После установления относительно более стабильного климата голоцена (около 10 тыс. лет назад) лесная растительность территории развивалась преимущественно под влиянием естественных взаимоотношений конкуренции в условиях благоприят-

ного климата межледниковья. Активизация ледников, обусловленная похолоданием и повышением увлажнения, как правило, не приводила к существенным перестройкам региональной растительности. Последние, если и происходили, то наиболее заметно это проявлялось в изменении состава травяно-кустарниковых ассоциаций. В составе лесной растительности, как показывают пыльцевые диаграммы, могло иметь место лишь незначительное повышение/снижение доли отдельных видов.

В целом последовательность пыльцевых зон оказалась аналогичной для всех изученных разрезов, свидетельствуя в пользу того, что основной причиной изменения региональной растительности были вариации регионального климата. Пыльцевые данные показали, что такие виды хвойных древесных растений, как *Picea obovata*, *Larix sibirica-type* наряду с листопадными деревьями (*Betula alba-type*), могли выживать в суровом климате последнего ледникового периода, по крайней мере, до 17 тыс. лет назад, на территории прибрежных равнин оз. Байкал, в пределах благоприятных мест обитания. Эти виды древесных растений относительно быстро расселились из рефугиумов и стали доминирующими в составе дендрофлоры с начала дегляциации и до раннего голоцена. О присутствии древесных растений в непосредственной близости от изученных территорий свидетельствуют результаты ботанического анализа остатков тканей растений-торфообразователей. Следует также отметить, что новые палинологические и ботанические [Bezrukova et al., 2008] данные свидетельствуют об отсутствии горно-долинных ледников в пределах предгорных равнин северо-восточного и южного побережий озера, по крайней мере, уже 17–16 тыс. лет назад.

*Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект № 06-05-64671, Интеграционного проекта СО РАН 6.10 и Программы Президиума СО РАН "Адаптация народов и культур к изменениям природной среды, социальным и техногенным трансформациям".*

## ЛИТЕРАТУРА

*Белов А.В., Безрукова Е.В., Соколова Л.П., Абзаева А.А., Летунова П.П., Фишер Е.Э., Орлова Л.А.* Растительность Прибайкалья как индикатор глобальных и региональных изменений природных условий Северной Азии в позднем кайнозое // География и природ. ресурсы. 2006. № 3. С. 5–18.

*Коллектив* участников проекта "Байкал-бурение". Непрерывная запись климатических изменений в отложениях оз. Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 2. С. 139–156.

*Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P, Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orlova L.A., Danko L.V., Krapivina S.M.* Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleoenvironmental indicator // Quatern. Int. 2005. V. 136. P. 18–32.

*Bezrukova E.V., Belov A.V., Letunova P.P., Abzaeva A.A., Kulagina N.V., Fisher E.E., Orlova L.A., Sheifer E.V., Voronin V.I.* Peat biostratigraphy and Holocene climate in the northwestern mountain periphery of Lake Baikal // Rus. Geol. and Geophys. 2008. V. 49. P. 413–421.

*Demske D., Heumann G., Granoszewski W., Nita M., Mamakowa K., Tarasov P.E., Oberhansli H.* Late Glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // Global and Planetary Change. V. 46. 2005. P. 255–279.

*Denton G.H., Karlen W.* Holocene climatic variations: their pattern and possible cause // Quaternary Research. V. 3. 1973. P. 155– 205.

*Horiuchi K., Minoura K., Hoshino K., Oda T., Nakamura T., Kawai T.* Palaeoenvironmental history of Lake Baikal during the last 23000 years // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2000. V. 157. P. 95–10.

*Stuiver M., Grootes P.M., Braziunas T.F.* The GISP2 $\delta^{18}O$ climate record of the past 16 500 years and the role of the sun, oceans, and volcanoes // Quatern. Res. V. 44. 1995. P. 341–354.

# ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ВОЛЫНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (УКРАИНА)

**Л.Г. Безусько[1], А.Г. Безусько[2], С.Л. Мосякин[1], А.Б. Богуцкий[3]**

*[1]Институт ботаники им. Н.Г. Холодного НАН Украины, 01601, Киев, ул. Терещенковская, 2; e-mail: bezusko@ukma.kiev.ua*
*[2]Национальный университет "Киево-Могилянская академия", 04070, Киев, ул. Г. Сковороды, 2; e-mail: flora@ln.ua*
*[3]Львовский государственный университет им. Ивана Франко, 79000, Львов, ул. П. Дорошенко, 41*

Анализ палинологической изученности отложений верхнего плейстоцена Волынской возвышенности свидетельствует о том, что полученные результаты, как правило, используются для палеоботанических и палеоклиматических реконструкций, а также для целей фитостратиграфии [Гуртовая, 1981, 1985; Безусько, 1989; Болиховская, 1995; Безусько, Богуцький, 2004; Bezusko, Bogucki, 1993 и др.]. В настоящее время возрастает значение результатов актуоботанических палеоботанических и филогенетических исследований для решения сложнейших проблем формирования современного растительного покрова Европы [Мосякін та ін., 2005а, б]. Регион Волынской возвышенности чрезвычайно перспективен для проведения таких комплексных исследований, особенно в контексте возможности существования на его территории и в Волыно-Подолии в целом первичных рефугиумов термофильных древесных пород. Основная задача настоящей работы – анализ и обобщение результатов палеопалинологических исследований отложений верхнего плейстоцена Волынской возвышенности для фитостратиграфических, палеофитогеографических и палеофлористических целей.

**Материал и методика исследований.** Основной метод – спорово-пыльцевой анализ, результаты которого позволяют реконструировать картину изменений растительного покрова в прошлом. Материал – образцы верхнеплейстоценовых отложений из восьми разрезов Волынской возвышенности (Ровно I, Ровно II [50°45″N, 26°04″E], Дубно (Тараканов) [50°23″N, 25°42″E], Нововолынск [50°43″N, 24°10″E], Коршев [50°40″N, 25°06″E], Горохов I, Горохов II [50°30″N, 24°45' E] и Бояничи I [50°28"N, 24°17″E]). Первичная обработка образцов проводилась с использованием традиционной методики В.П. Гричука [Палеопалинология, 1966]. На последней стадии обработки образцов применялась ацетолизная смесь Г. Эрдтмана [Палеопалинология, 1966]. Подсчет ископаемой пыльцы проводился для двух основных групп растений: деревья + кустарники и травы + кустарнички + полукустарнички. Споры подсчитывались сверх общей суммы пыльцы. Определение ископаемых пыльцы и спор хорошей сохранности проводилось до рангов рода и вида. При этом использовались как известные в практике спорово-пыльцевых исследований определители и атласы, так и коллекции эталонных препаратов пыльцы и спор современных растений, представленные в палинотеках Института ботаники им. Н.Г. Холодного НАН Украины и Национального университета "Киево-Могилянская академия". При изучении верхнеплейстоценовых отложений Волынской возвышенности была использована стратиграфическая схема А.Б. Богуцкого [Bogucki, 1972; Bogutsky et al., 2001].

**Результаты исследований и их обсуждение.** Палинологический анализ отложения гороховского ископаемого почвенного комплекса был проведен в разрезах Нововолынск, Дубно (Тараканов), Коршев, Горохов I, Горохов II и Бояничи I. Полученные данные свидетельствуют, что спорово-пыльцевые спектры характеризуют отложения первой фазы гороховского почвообразования и относятся к лесному типу (первая половина рисс-вюрмского (эемского) межледниковья). Состав палинофлоры четко указывает на ее интергляциальный характер. Состав палинологических комплексов из отложений верхней части гороховского ископаемого почвенного комплекса (вторая фаза гороховского почвообразования) свидетельствуют о распространении в то время растительного покрова гляциального характера и межстадиального типа (ранневалдайские межстадиалы). В Украине в настоящее время вновь дискутируются проблемы объема и нижней границы верхнего плейстоцена [Герасименко, 2004; Безусько и др., 2005; Комар и др., 2007; и др.]. Следует подчеркнуть, что полученные нами данные свидетельствуют о верхнеплейстоценовом возрасте гороховского почвенного комплекса в целом и позволяют коррелировать его нижнюю часть (первая фаза гороховского почвообразования) с прилукским горизонтом, мезинским (салынская почва) ископаемым комплексом и отложениями эемского межледниковья (пятая кислородно-изотопная стадия).

Результаты палинологических исследований верхнеплейстоценовых лессов (лесс I и лесс II) в разрезах Нововолынск, Дубно (Тараканов), Коршев, Горохов I, Горохов II и Бояничи I позволяют выделить

следующие характерные признаки полученных ископаемых спорово-пыльцевых спектров: 1) небольшое участие пыльцы древесных пород (*Pinus sylvestris* L., *Betula* sp., *Betula pendula* Roth., *B. pubescens* Ehrn., *B. nana* L., *B. humilis* Schrank., *Alnus* (*Alnaster*) *fruticosa* Rupr., *Alnus viridis* (Chaix) DC. (= *Duschekia alnobetula* (Ehrh.) Pouzar), *Salix* sp. и др.); 2) отсутствие пыльцы термофильных древесных пород; 3) в составе пыльцы травянистых растений, как правило, преобладают Poaceae, Chenopodiaceae, Asteraceae (без *Artemisia*) и *Artemisia* sp. при небольшом участии Cyperaceae и разнотравья; 4) заметная роль принадлежит пыльце *Ephedra dystachya* L.; 5) постоянное участие пыльцы микротермных видов (*Betula nana*, *B. humilis*, *Alnus fruticosa*, *Dryas octopetala* L., *Thalictrum alpinum* L., *Diphasiastrum alpinum* (L.) Holub, *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *Botrychium* cf. *boreale* Milde и др.); 6) присутствие пыльцы и спор растений, которые отражают широкий спектр экологических условий (псаммофиты, мезоксерофиты, ксеромезофиты, мезофиты, ксерогалофиты, галофиты, гелофиты, петрофиты и др.) и фитоценотических характеристик – степи (полынно-злаковые, типчаково-ковыльные и др.), парковые светлохвойные и березовые леса, луга (часто засоленные), растительные сообщества на нарушенных почвах и др.; 7) участие пыльцы и спор представителей степной, бореально-лесной и тундровой флор; 8) присутствие в небольшом количестве пыльцевых зерен представителей современной высокогорной флоры Карпат (*Alnus viridis*, *Dryas octopetala*, *Thalictrum alpinum*, *Diphasiastrum alpinum*, *Selaginella selaginoides*); 9) заметное участие пыльцы Chenopodiaceae, которая представлена видами разных экологических групп (преобладают галофиты и ксерогалофиты).

Отложения дубновской ископаемой почвы Волынской возвышенности охарактеризованы во всех восьми исследуемых разрезах. Кроме этого, ее палинологические характеристики в разрезе Бояничи были получены Е.Е. Гуртовой [1981, 1985]. Отметим, что спорово-пыльцевые спектры из отложений дубновской (брянской) почвы в разрезе Бояничи [Гуртовая, 1981] не отразили оптимальную фазу дубновского межстадиала. Важно подчеркнуть, что эти данные были использованы ею не только для палеоботанических, но и для палеоклиматических реконструкций. Установлено, что для территории Волынской возвышенности средняя температура января наиболее сильно отличалась от современных климатических показателей. Она составляла –21 °С, что почти на 15 °С ниже ее современных значений для данного региона [Гуртовая, 1981]. Используя метод ареалограмм, Е.Е. Гуртовая установила, что современным аналогом растительного покрова Волынской возвышенности в дубновское время может быть растительность горных районов Северного Урала [Гуртовая, 1981, 1985]. Обобщенные нами данные свидетельствуют, что отложения дубновской почвы во всех изученных в настоящее время разрезах Волынской возвышенности охарактеризованы типичными перигляциальными спорово-пыльцевыми спектрами. В составе таких спектров отсутствует пыльца термофильных древесных пород, в ископаемом состоянии автохтонно встречаются пыльцевые зерна представителей тундровых, лесных и степных ценозов, заметную роль играет пыльца и споры растений, приуроченных к разным экологическим условиям [Болиховская и др., 1999]. Общий состав палинофлоры из отложений дубновской почвы в разрезах Волынской возвышенности насчитывает более 140 таксонов, из которых более 75 % определены до родового и видового рангов. Специфика ценотического разнообразия дубновской флоры состояла в том, что ее формировали представители лесных, степных, луговых, болотных и тундровых ценозов при участии горных видов. Снижение горных поясов в Карпатах способствовало проникновению элементов горной флоры на территорию Волынской возвышенности. Экологический анализ видового состава ископаемой палинофлоры маревых из отложений дубновской почвы Волынской возвышенности позволяет сделать вывод о том, что ее формировали мезофиты, мезоксерофиты/ксеромезофиты, псаммофиты, ксерогалофиты, галофиты и петрофиты. В формировании флоры маревых в дубновское время заметная роль принадлежала миграциям южного и юго-восточного направлений [Безусько, Богуцький, 2004]. Следует подчеркнуть, что степень палинологической изученности отложений дубновской почвы в разрезах верхнего плейстоцена как Волынской возвышенности, так и региона Волыно-Подолии в целом достаточно высока. Можно выделить два основных этапа в палинологических исследованиях отложений этого ископаемого почвенного комплекса. На первом этапе (начало 1980-х и первая половина 1990-х годов) был обоснован гляциальный характер и межстадиальный тип дубновской флоры. При этом считалось, что данная ископаемая флора характеризует только один средневалдайский межстадиал [Гуртовая, 1981, 1985; Безусько, 1989 и др.]. Картина изменений растительного покрова и климата в течение начальной, оптимальной и конечной фаз дубновского межстадиала наиболее детально была реконструирована на примере разреза Подберезцы (Малое Полесье) [Безусько и др., 1985]. Дальнейшие палинологические исследования отложений дубновской почвы на территории Волынской возвышенности, проведенные нами за последние 10 лет (второй этап исследований), позволяют сделать вывод о более сложном характере формирования дубновского ископаемого почвенного комплекса. Установлено, что отложения этого комплекса дают нам палино-

логическую информацию не об одном средневалдайском межстадиале, а о нескольких. Например, в разрезе Дубно (Тараканов) отложения дубновской почвы формировались в течение двух потеплений и трех похолоданий межстадиального ранга. Палинологические данные фиксируют два потепления межстадиального ранга и во время формирования дубновской почвы в разрезе Новолынск. Палинологические характеристики отложений дубновской почвы, полученные нами для разреза Бояничи I, отражают потепление, разделяющее два похолодания межстадиального ранга. Дубновская почва в разрезе Коршев охарактеризована спорово-пыльцевыми спектрами, подтверждающими, что ее формирование проходило в условиях главной и завершающих фаз одного из средневалдайских межстадиалов. Таким образом, в настоящее время палинологически обосновано, что ископаемая дубновская почва формировалась в разрезах Волынской возвышенности в течение двух средневалдайских межстадиалов. Дальнейшие комплексные исследования на территории Волыно-Подолии с большой степенью вероятности позволят внести новые коррективы в сложный процесс дубновского почвообразования. На данном этапе новые палинологические материалы для Волынской возвышенности хорошо согласуются с выводом о существовании в разрезах верхнего плейстоцена Западной Европы нескольких межстадиалов в среднем вюрме [Behre, 1989]. Не противоречат они и предположению Н.С. Болиховской [1995] о том, что отложения ископаемой дубновской почвы в разрезах Бояничи (Волынская возвышенность) [Гуртовая, 1981], Подберезцы (Малое Полесье) [Безусько и др., 1985] и Изяслав (Подольская возвышенность) [Гуртовая, 1981] формировались в среднем вюрме, но этот процесс не был синхронным.

Полученные палинологические характеристики отложений верхнего плейстоцена Волынской возвышенности важны и для решения таких актуальных проблем, как восстановление реликтов и рефугиумов и постгляциальных миграций растений [Мосякін та ін., 2005а, б; и др.]. Мы проанализировали состав пыльцы деревьев и кустарников в палиноспектрах отложений верхнего плейстоцена исследованных разрезов Волынской возвышенности. Было установлено, что пыльца термофильных древесных пород (*Ulmus* sp., *Quercus* sp., *Quercus pubescens* Willd., *Q. robur* L., *Fagus syvatica* L., *Carpinus* sp., *Carpinus betulus* L., *Fraxinus* sp., *Tilia* sp., *Tilia cordata* Mill., *Acer* sp., *Ribes* sp., *Euonymus* sp., *Rhamnus* sp., *Viburnum* sp. и др.) принимает участие в формировании палиноспектров из отложений первой (рисс-вюрмское межледниковье) и второй (ранневалдайские межстадиалы) фаз гороховского почвообразования. Причем ее наибольшее содержание и таксономическое разнообразие закономерно отмечаются в составах палиноспектров, характеризующих интергляциальные отложения. Важно отметить, что в составах палиноспектров из отложений максимума валдайского (вюрмского) оледенения (LGM) в исследованных разрезах Волынской возвышенности не была отмечена пыльца древесных термофильных пород. В небольших количествах были представлены ископаемые пыльцевые зерна деревьев – *Pinus* sp., *Pinus sylvestris*, *Betula* sp., *Betula pendula*, *B. pubescens*, *Alnus* sp., *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn., *A. incana* (L.) Moench., и кустарников – *Salix* sp., *Betula nana*, *B. humilis*, *Alnus fruticosa*, *A. viridis*, *Hippophal rhamnoides* L. и др. Полученные данные не позволяют говорить о возможности существования на территории Волынской возвышенности во время максимума последнего оледенения первичных рефугиумов термофильной древесной флоры. Однако эти же результаты указывают на то, что многие термофильные виды могли пережить здесь почти все плейстоценовые оледенения, а критическим для них на данной территории оказался именно максимум последнего (валдайского) оледенения.

## ЛИТЕРАТУРА


*Безусько Л.Г.* Палинологические данные к стратиграфии позднего плейстоцена западных областей Украины // Палинологические таксоны в биостратиграфии. Саратов: Изд-во СГУ, 1989. Ч. 2. С.103–108.

*Безусько Л.Г., Богуцький А. Б.* Палінологічна вивченість відкладів дубнівського викопного ґрунту Волино-Поділля. Сучасний стан та перспективи // Проблеми стратиграфії фанерозою України. Київ: Інститут геологічних наук/Палеонтологічне товариство. 2004. С. 238–242.

*Безусько Л.Г., Безусько А.Г., Мосякин С.Л.* Палеофлористические, фитостратиграфические и палеофитогеографические аспекты палинологии рисс-вюрмских отложений Украины (на примере разреза Колодиев, Ивано-Франковская область) // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии: Труды Междунар. палеобот. конф. (Москва, 17–18 мая 2005 г.). М.: ГЕОС, 2005. С. 44–49.

*Безусько Л.Г., Богуцький А.Б., Кліманов В.А.* Рослинність та клімат Малого Полісся в дубнівському (брянському) міжстадіалі // Український ботан. журн. 1985. Т. 42, № 1. С. 41–45.

*Болиховская Н.С.* Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.

*Болиховская Н.С., Гунова В.С., Каревская И.А. и др.* Типизация палиноспектров ледниковых этапов плейстоцена как основа зональной дифференциации перигляциальной растительности различных районов Северной Евразии // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 7–24.

*Герасименко Н. П.* Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України: Автореф. дис. ... д-ра географ. наук. Київ: Ін-т географії НАН України, 2004. 39 с.
*Гуртовая Е. Е.* Реконструкция природных условий брянского интервала последней ледниковой эпохи для юго-запада Русской равнины // Докл. АН СССР. Сер. геогр. 1981. Т. 257, № 5. С. 1225–1228.
*Гуртовая Е. Е.* Условия формирования дубновского горизонта на северной окраине Подольской возвышенности // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 147–158.
*Комар М. С.*, *Прилипко С. К., Крохмаль А. И.* К вопросу о границе среднего и позднего плейстоцена лессово-почвенной формации Украины (на примере отложений опорного разреза Старые Кодаки // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Київ: ІГН НАНУ/ ПТ, 2007. С. 378–83.
*Мосякін С. Л., Безусько Л. Г., Мосякін А. С.* Релікти, рефугіуми та міграційні шляхи рослин Європи у плейстоцені-голоцені: короткий огляд філогеографічних свідчень // Український ботанічний журнал. 2005а. Т. 62, № 6. С. 777–789.
*Мосякін С Л., Безусько Л. Г., Мосякін А. С.* Філогеографія та основні закономірності розселення рослин Європи у пізньому плейстоцені – голоцені // Наукові записки НаУКМА. Біологія та екологія. 2005б. Т. 43. С.13–19.
*Палеопалинология*. Л.: Наука, 1966. Т. 1. 351 с.
*Behre K. E*. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe // Quatern. Sci. Rev. 1989. N 8. P. 25–44.
*Bezusko L., Bogucki A*. Warunki paleogeograficzne formowania sie lessow i gleb kopalnych gornego plejstocenu w poludniowo-zachodniej czesci Platformy Wschodnioeuropejskiej // Ann. Univ. Mar. Curie-Skłodowska. Sectio. B. Lublin, 1993. P. 19–24.
*Bogucki A.* Stratygrafia lessów Wyżyny Wołyńskiej // Przewodnik sympozjum krajowego. Litologia i stratygrafia lessów w Polsce. Warszawa: Wydawnictwo Geologiczne, 1972. S. 59–61.
*Bogutsky A., Gozhik P., Lindner L. et al.* Tentative correlation of the main stratigraphic units of the Pleistocene in Poland and Ukraine // The Ukraine Quaternary Explored: the Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Area and its importance for the East-West European correlation. Volume of Abstracts. Kyiv, 2001. P. 13–14.

## АРХЕОЛОГО-ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В УКРАИНЕ (НЕОЛИТ/ЭНЕОЛИТ И СРЕДНЕВЕКОВЬЕ): СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

**А.Г. Безусько[1], Л.Г. Безусько[2], С.Л. Мосякин[2], Ю.В. Гречишкина[2]**

*[1]Национальный университет "Киево-Могилянская академия"9, 04070, Киев, ул. Г. Сковороды, 2; e-mail: bezusko@ukma.kiev.ua*
*[2]Институт ботаники им. Н.Г. Холодного НАН Украины, 01601, Киев, ул. Терещенковская, 2; e-mail: flora@ln.ua*

Археолого-палинологические исследования являются одной из базовых составляющих при решении проблемы взаимодействия и взаимовлияния хозяйственной деятельности человека и изменений природной среды в прошлом. В настоящее время такой комплексный подход применяется как при изучении культурных слоев археологических памятников, так и одновозрастных отложений в фоновых разрезах. Степень достоверности выводов существенно повышается, если такие исследования проводятся с привлечением данных абсолютной хронологии, результатов родовой и видовой идентификации ископаемых пыльцы и спор растений – индикаторов хозяйственной деятельности человека, а также материалов палеоэтноботанического анализа. Использование последних значительно усиливает палеоботаническую составляющую исследований, существенно расширяет наши сведения о составе культурной флоры и растительности в прошлом [Пашкевич, 2005; Пашкевич, Відейко, 2006 и др.]. Результаты комплексных палеопалинологических и палеоэтноботанических исследований позволяют решать вопросы формирования культурной и сорной растительности в пространстве и во времени. Полученные данные создают достаточно надежные предпосылки для ретроспективно-прогностических разработок междисциплинарного уровня.

Анализ результатов археолого-палинологических исследований, проведенных в двадцатом веке на территории Украины, позволил нам с определенной степенью условности объединить их в три основные группы. Первая группа представляет материалы комплексного изучения отложений нижнего, среднего, верхнего палеолита и мезолита; ко второй группе относятся данные археолого-палинологических исследований, полученные для временного интервала неолит–средневековье, третья – объединяет материалы комплексного изучения единичных уникальных археологических находок с территории Украины [Безусько А., Безусько Л., 2000].

В настоящей работе мы кратко остановимся на результатах анализа и обобщения материалов археолого-палинологических исследований для двух модельных объектов – отложений неолита и энеолита [Федорова, 1965; Мацкевой, Пашкевич, 1973; Долуханов, Пашкевич, 1977; Пашкевич, 1974, 1981, 1989; Телегин и др., 1984; Янушевич и др., 1993; Герасименко, 1997; Безусько, Котова, 1997; Безусько, 2006, Безусько и др., 2000, 2006; и др.] и средневековья [Телегин и др., 1984; Герасименко, 1997; Bezusko et al., 2003, 2006; и др.]. Отметим, что первые комплексные археолого-палинологические исследования отложений неолита на Украине были осуществлены в середине 1960-х годов при изучении памятника Вита-Литовская известными учеными: украинским археологом Д.Я. Телегиным и российским палинологом Р.В. Федоровой. Следует особо подчеркнуть, что уже тогда спорово-пыльцевой анализ исследованных отложений включал видовую идентификацию ископаемой пыльцы растений – индикаторов хозяйственной деятельности человека [Федорова, 1965]. Мы также обобщили сведения о палинологической изученности некоторых фоновых разрезов голоцена Украины, как обеспеченных сериями радиоуглеродных дат, так и тех, спорово-пыльцевые спектры которых содержат информацию о пыльце растений – индикаторов хозяйственной деятельности [Безусько и др., 1985, 2001; Кременецкий, 1991; Kremenetski, 1995; Безусько, Безусько, 2006, 2007; и др.].

Результаты анализа и обобщения материалов наших исследований и данных литературы свидетельствует о том, что в настоящее время отложения культурных слоев неолита/энеолита и одновозрастных им отложений в фоновых разрезах голоцена, наиболее детально изучены на территории степной зоны Украины. Эти исследования проведены как на уровне относительной [Долуханов, Пашкевич, 1977; Пашкевич, 1981; и др.], так и абсолютной хронологии [Кременецкий, 1991; Kremenetski, 1995; Герасименко, 1997; Безусько и др., 2000, 2006; Безусько, 2006; и др.]. Палинологические характеристики отложений культурных слоев неолита и раннего энеолита в разрезе Каменная Могила (Мелитопольский район, Запорожская обл., 46º58″N, 35º25″E) и энеолита в разрезе Раздольное (Старобешевский район, Донецкая обл., 47°37″N, 38º00″E), подкрепленные данными радиоуглеродного и археологического датирования, существенно расширили наши сведения о природных и антропогенных изменениях растительного покрова левобережной части степной зоны Украины [Безусько, 2006; Безусько и др., 2000, 2006 и др.]. Полученные для разреза Каменная Могила палинологические материалы фиксируют период аридизации климата, который имел место на исследуемой территории приблизительно 8020±70 ВР. В то же время в палинологических характеристиках отложений неолита разреза Каменная Могила не нашла отражения сильная аридизация климата, которая отмечается 7200 ВР для юга европейской части бывшего Советского Союза [Спиридонова, 1991]. Не зафиксирована она и для юга Украины в одновозрастных палинологических комплексах, полученных К.В. Кременецким [1991] и Н.П. Герасименко [1997]. Мы считаем, что окончательное решение этой проблемы остается открытым. В изученном нами палинологическом комплексе одновозрастных отложений неолита в разрезе Чапаевка (Токмакский район, Запорожская обл., 42º27″N, 36º21″E) было зафиксировано не только довольно резкое доминирование пыльцы травянистых растений (96 %), но и значительное увеличение в ее составе пыльцы ксерофитов и ксерогалофитов [Безусько и др., 2000]. В целом материалы палинологического изучения культурных слоев энеолита в разрезах Каменная Могила и Раздольное свидетельствуют, что изменения в составе растительного покрова левобережья степной зоны Украины в энеолите (6400–4700 ВР) происходили в основном под влиянием климатических факторов. Однако нам удалось также зафиксировать и влияние антропогенного фактора на изменения природной растительности. Так, в разрезе Каменная Могила он наиболее четко проявился в спорово-пыльцевых спектрах из отложений раннего энеолита, которые сформировались 6120 лет назад. Полученные палинологические данные указывают на возможность существования вблизи поселения (второй этап Азово-Днепровской культуры) небольших участков с посевами зерновых культур. Интересно отметить, что по результатам палеоэтноботанических исследований, проведенных Г.А. Пашкевич [Котова, 2002], население второго этапа Азово-Днепровской культуры на территории степной зоны Украины в энеолите занималось, кроме животноводства, и земледелием. Выращивались пленчатые пшеницы и ячмень обычный. Замена пленчатых на голозерные пшеницы в Украине произошла на границе I и II тысячелетий н.э. [Пашкевич, 1991, 2005]. На возможность существовании земледелия у жителей поселения Раздольное (Среднестоговская культура) в раннем и среднем энеолите свидетельствуют находки ископаемой пыльцы *Cerealia* и сорных растений (*Plantago major* L., *Atrilex tatarica* L., *A. sagittata* Borkh., *Polycnemum arvense* L., *Ceratocarpus arenarius* L., *Chenopodium album* L. aggr., *Polygonum aviculare* L. aggr., *Convolvulus arvensis* L., *Fallopia convolvulus* (L.) A. Lxve и др.) Таким образом, результаты комплексных археолого-палинологических исследований позволяют сделать вывод, что представители Среднестоговской культуры занимались не только животноводством, но и земледелием. Следует подчеркнуть, что в настоящее время в ископаемых палинофлорах из отложений неолита и энеолита степной зоны Украины идентифицировано 100 таксонов, из которых более 50 % определено до видового уровня.

Обобщенные результаты палинологического изучения отложений неолита и энеолита Украины указывают, что при определении степени влияния антропогеннного фактора на природную растительность следует учитывать уменьшение в составах ископаемых палиноспектров общей суммы пыльцы древесных (преимущественно широколиственных) пород и наличие пыльцы растений – индикаторов хозяйственной деятельности человека. Эти два основных палеопалинологических критерия наиболее четко проявляются для территории лесной и лесостепной зон. Для обоснования антропогенных изменений в неолите и энеолите на территории степной зоны первостепенное значение принадлежит находкам пыльцевых зерен культурных (*Cerealia*) и сорных растений.

Согласно анализу палинологической изученности, в настоящее время отложения средневековых культурных слоев наиболее детально исследованы для территории ранне-средневекового Киева [Bezusko et al., 2003] и Овручского кряжа [Bezusko et al., 2006]. При интерпретации полученных результатов использовались также материалы палеоэтноботанических и актуоботанических исследований [Bezusko et al., 2003]. Проведенные реконструкции природных и антропогенных изменений в составе растительного покрова раннего средневековья позволяют сделать вывод о значительном и разностороннем влиянии хозяйственной деятельности человека на окружающую среду. Результаты палинологического изучения отложений субатлантического периода голоцена (SA-3) фоновых разрезов исследованных модельных территорий хорошо согласуются с палинологическими характеристиками образцов из одновозрастных культурных слоев. Для территории лесной и лесостепной зон антропогенное воздействие на природную растительность было настолько сильным, что часто это фиксируется на уровне изменений типа спорово-пыльцевого спектра, что необходимо учитывать при интерпретации палеопалинологических материалов. Полученные данные позволили установить состав ископаемой палинофлоры из раннесредневековых отложений с территории древнего Киева, который насчитывает более 110 таксонов. Состав ископаемой палинофлоры из раннесредневековых отложений культурных слоев поселений 13 века н.э. на территории Овручского кряжа формируют более 140 таксонов разного ранга. Следует подчеркнуть, что значительную часть этих ископаемых палинофлор составляют пыльцевые зерна культурных (*Cerealia*, *Juglans regia* L., *Fagopyrum esculentum* Moench., *Cannabis sativa* L.) и сорных (*Artemisia vulgaris* L., *Centaurea cyanus* L., *Sonchus arvensis* L., *Tussilago farfara* L., *Echium vulgare* L., *Agrostemma githago* L., *Melandrium album* (Mill.) Garcke, *Chenopodium foliosum* Asch., *C. polyspermum* L., *Dysphania botrys* (L.) Mosyakin et Clemants (= *Chenopodium botrys* L.), *C. majus* L., *Plantago lanceolata* L. и др.) растений.

Не вызывает сомнений актуальность и перспективность продолжения археолого-палинологических исследований отложений неолита–средневековья на Украине для целей как гуманитарных, так и естественных наук. Одной из первоочередных задач этих комплексных исследований может быть обобщение результатов достаточно многочисленных палеопалинологических и палеоэтноботанических исследований, обеспечивающее обоснование истории развития культурной и сорной растительности на территории различных регионов Украины. По-прежнему актуальной остается проблема радиоуглеродного датирования как археологических образцов, так и отложений голоцена в фоновых разрезах Украины (особенно для лесной и лесостепной зон). Чрезвычайно важны результаты комплексных археологических и палеоботанических исследований для заповедных территорий, представляющих историко-природное наследие Украины.

## ЛИТЕРАТУРА


*Безусько Л.Г.* Палінологічна характеристика відкладів неоліту та енеоліту багатошарового поселення Кам'яна Могила (Запорізька область, Україна) // Наук. зап. НАУКМА. Біологія та екологія. 2006. Т. 54. С. 11–19.

*Безусько А.Г., Безусько Л.Г.* Сучасний стан і перспективи палінологічних досліджень відкладів голоцену України для цілей археології // Наукові записки НаУКМА. Спец. вип., 2000. Т. 18, ч. II. С. 275–278.

*Безусько Л.Г., Безусько А.Г.* Палінологічні характеристики відкладів голоцену Волинського Полісся // Проблеми палеонтогії та біостратиграфії протерозою і фанерозою України. Київ: НАН України / ПТ, 2006. С. 329–333.

*Безусько Л.Г., Безусько А.Г.* Палінологічні характеристики відкладів пізньольодовиків'я та голоцену розрізу Романьково (Україна, Сумська область) // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Київ: НАН України / ПТ, 2007. С. 399–405.

*Безусько Л Г., Котова Н.С.* Культура линейно-ленточной керамики на Украине и ее природное окружение // Археология и этнология Восточной Европы: Материалы и исследования. Одесса: ОГУ, 1997. С. 140–153.

*Безусько Л. Г., Каюткіна Т.М., Ковалюх М.М., Артюшенко О.Т.* Палеоботанічні та радіохронологічні дослідження відкладів. Старники (Мале Полісся) // Український ботані. журн., 1985. Т. 42, № 3. С. 27–30.

*Безусько Л.Г., Котова Н. С., Ковалюх Н.Н.* Население эпохи неолита – раннего энеолита Западного Приазовья и окружающая среда // Старожитності степового Причорномор'я і Криму. Запоріжжя, 2000. Т. 8. С. 89–109.

*Безусько Л.Г., Безусько Т.В., Ковалюх М.М.* Палеоботанічні та радіовуглецеві дослідження відкладів озера Болотне (Україна, Волинська область) // Наук. зап. НАУКМА. Біологія та екологія, 2001. Т. 19. С. 43–50.

*Безусько Л.Г., Безусько А.Г., Мосякін С.Л., Котова Н.С.* Палінологічна характеристика відкладів енеоліту багатошарового поселення Раздольне (Донецька область, Україна) // Український ботан. журн. 2006. Т. 63, № 6. С. 783–793.

*Герасименко Н. П.* Природная среда обитания человека на юго-востоке Украины в позднеледниковье и голоцене (по материалам палеогеографического изучения археологических памятников) // Археологический альманах (Донецк). 1997. № 6. С. 3–64.

*Долуханов П.М., Пашкевич Г.А.* Палеогеографические рубежи верхнего плейстоцена – голоцена и развитие хозяйственных типов на юго-востоке Европы // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 134–145.

*Котова Н.С.* Неолитизация Украины. Луганск: Шлях, 2002. 268 с.

*Кременецький К. В.* Палеоэкология древнейших земледельцев и скотоводов Русской равнины. М.: Наука, 1991. 193 с.

*Мацкевой Л.Г., Пашкевич Г.А.* К палеогеографии Керченского полуострова времен мезолита и неолита // Сов. археология. 1973. № 2. С. 123–136.

*Пашкевич Г.О.* Спорово-пилкове дослідження неолітичного поселення біля хут. Грушівки // Український ботанічний журнал. 1974. Т. 31, № 6. С. 717–722.

*Пашкевич Г. А.* Динамика растительного покрова Северо-Западного Причерноморья в голоцене, его изменения под влиянием человека // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М.: Наука, 1981. С. 74–86.

*Пашкевич Г.А.* Палеоботанические исследования трипольских материалов междуречья Днепра и Южного Буга // Первобытная археология. Київ: Наук. думка, 1989. С. 132–141.

*Пашкевич Г.А.* Палеоэтноботанические находки на территории Украины (неолит – бронза). Каталог. Киев, 1991. 48 с.

*Пашкевич Г. О.* Палеоетноботанічні дослідження в Україні // Наук. зап. НАУКМА. Біологія та екологія. 2005. Т. 43. С. 3–8.

*Пашкевич Г.О., Відейко М. Ю.* Рільництво племен трипільської культури. Київ: Ін-т археології НАНУ / Об'єднання громадян т-во ""Коло-Ра'', 2006. 145 с.

*Спиридонова Е. А.* Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене–голоцене. М.: Наука, 1991. 221 с.

*Телегин Д.Я., Титова Е.Н., Каюткина Т.М.* Вишенки – многослойное поселение на Днепре // Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины. М.: Наука, 1984. С. 5–13.

*Федорова Р. В.* Применение спорово-пыльцевого анализа в изучении археологических объектов лесостепной и степной зон // Сов. археология. 1965. № 2. С.121–131.

*Янушевич З.В., Кременецький К.В., Пашкевич Г.А.* Палеоботанічні дослідження трипільської культури // Археологія. 1993. № 3. С. 143–152.

*Bezusko L.G., Bezusko T.V. Mosyakin S.L.* A partial reconstruction of the flora and vegetation in the central area of Early Medieval Kiev, Ukraine, based on the results of palynological investigations. // Urban Habitats. 2003. V 1. N 1. 15 p. (Special Issue: Urban Floras) www.urbanhabitats.org/v01n01/nonnativekiev_pdf.pdf

*Bezusko L.G., Mosyakin S.L. Bezusko A.G.* Anthropogenic changes of the vegetation cover of the Ovruch ridge (N. Ukraine) in early medieval times (13th century A.D.) // Program and Abstracts. 7th European Palaeobotany-Palynology Conference. Prague, 2006. P. 15.

*Kremenetski C.V.* Holocene vegetation and climate history of southwestern Ukraine // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1995. V. 85. P. 289–301.

## ПАЛЕОРАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЛАНДШАФТОВ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА – ГОЛОЦЕНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИХАНКАЙСКОЙ РАВНИНЫ

**Н.И. Белянина, П.С. Белянин**

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Радио, 7; e-mail: bels79@mail.ru*

Изучением четвертичных отложений Приханкайской депрессии занимались многие исследователи. Значительный вклад в исследования внесли В.В. Никольская [1952], М.В. Муратова З.В. и др. [1978]; А.М. Короткий, Л.П. Караулова и др. [1980]; Б.И. Павлюткин, А.И. Ханчук и др. [2002], Короткий А.М. и др. [2007]. В этих работах изложены материалы по стратиграфии четвертичных отложений и истории развития Приханкайской впадины в четвертичном периоде. В настоящей работе приводятся новые данные по

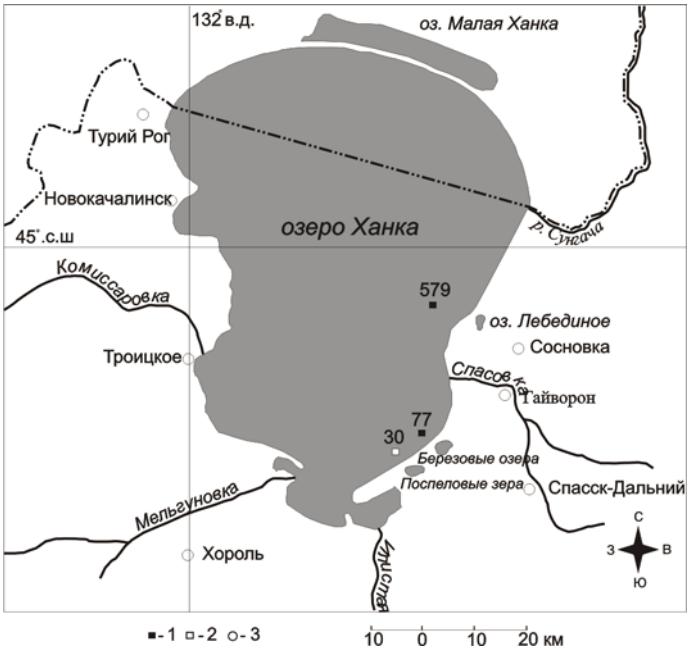



**Рис. 1.** Карта-схема расположения буровых скважин:

1 – скважины, изученные авторами, 2 – скважина, изученная Муратовой М.В. [Муратова и др., 1978], 3 – населенные пункты.

стратиграфическому расчленению отложений позднего неоплейстоцена–голоцена восточного сектора, по данным спорово-пыльцевого анализа оз. Ханка.

Озеро Ханка – крупнейший пресноводный водоем Дальнего Востока, расположено в центральной части Приханкайской депрессии. В районе исследования выделяются четыре основных геоморфологических уровня [Ивашинников, 1978]: 1) подводная абразионно-аккумулятивная равнина оз. Ханка; 2) аккумулятивная равнина озерных террас; 3) высокая равнина, объединяющая останцово-педиментные возвышенности, мелкосопочные массивы, наклонные предгорные склоны и разделяющие их речные долины; 4) низкогорье, обрамляющее равнину.

Современная растительность четко привязана к определенным геоморфологическим уровням. В пределах озерно-аккумулятивной равнины основными растительными группировками являются: луга с преобладанием вейников, осок, тростника [Куренцова, 1962]. Древесная растительность встречается лишь вдоль берегов рек, а также на береговых валах оз. Ханка и останцах денудационного рельефа. Ее состав характеризуется участием: на речных террасах – ив, чозенников, клена приречного; на береговых валах – ивы, ольхи, березы, дуба монгольского, липы, осины, кленов, ильма и ясеня; на останцах древнего рельефа – дуба монгольского, лип, осины, березы, клена, ильма, ясеня и ивы.

В настоящей работе использованы результаты комплексных специализированных геологических съемок, проводившихся Гидрогеологической экспедицией ПГО “Приморгеология”. Изучены материалы керна буровых скважин 579 и 77, вскрывающих четвертичные отложения (мощностью до 100 м). Описание разрезов по керну и их комплексное опробование произведено Б.И. Павлюткиным и Н.И. Беляниной. Спорово-пыльцевой анализ выполнила Н.И. Белянина. Определение возраста радиоуглеродным методом проведено в Институте геологии АН УССР (г. Киев), ответственный исполнитель Н.Н. Ковалюх. Палеокарпологический анализ выполнен Ф.Ю. Величкевичем.

Скважина 579 вскрывает отложения разнофациальных отложений суглинков, супесей и песков мощностью до 16.0 м. Заложена на акватории оз. Ханка, на расстоянии 1.3 км от береговой линии, столб воды 3.0 м, координаты 44°52′02″ с. ш., 132°36′32″ в. д.

Полученные результаты палинологического анализа позволили выделить пять палинозон развития палеорастительности.

**Палинозона 1 (Quercus–Fagus) (инт. 15.5–16.0 м).** Спорово-пыльцевые спектры характеризуются относительно высоким содержанием пыльцы деревьев и кустарников (до 48.2 %). Среди древесной растительности преобладает пыльца умеренно-термофильной флоры *Quercus* sp. (до 25 %), *Ulmus* sp. (10 %), *Carpinus cordata* Blume (3.9 %), *Corylus* sp. (2 %), *Fagus* sp. (0.7 %). В группе хвойных растений присутствуют пыльцевые зерна *Picea* sect. *Omorica* и *Picea* sect. *Picea* (17 %), *Pinus* s/g *Diploxylon* (3.2 %), *Pinus* s/g *Haploxylon* (0.7 %). Содержание пыльцы *Betula* sect. *Albae* (3.3 %). В группе пыльцы трав и кустарничков преобладают осоковые, гречишные, полыни и злаки. Встречается пыльца растений-гигрофитов, характерных для мелководных заболоченных водоемов: ежеголовника, вахты. Среди спор присутствуют представители Polypodiaceae, Osmundaceae, Ophioglossaceae.

**Палинозона 2 (Picea–Pinus–Tsuga) (инт. 12.4–14.8 м).** Получен палинокомплекс, в составе которого доминирует пыльца древесных пород и кустарников (69 %). В группе пыльцы древесной растительности преобладают таксоны темнохвойных растений *Picea* sect. *Omorica* и *Picea* (35.7–68.7 %). Отмечается пыльца *Pinus koraiensis* Siebold. et Zucc. (1.9–6.0 %), *Pinus* s/g *Diploxylon* (0.6–6.0 %). Присутствуют пыльцевые

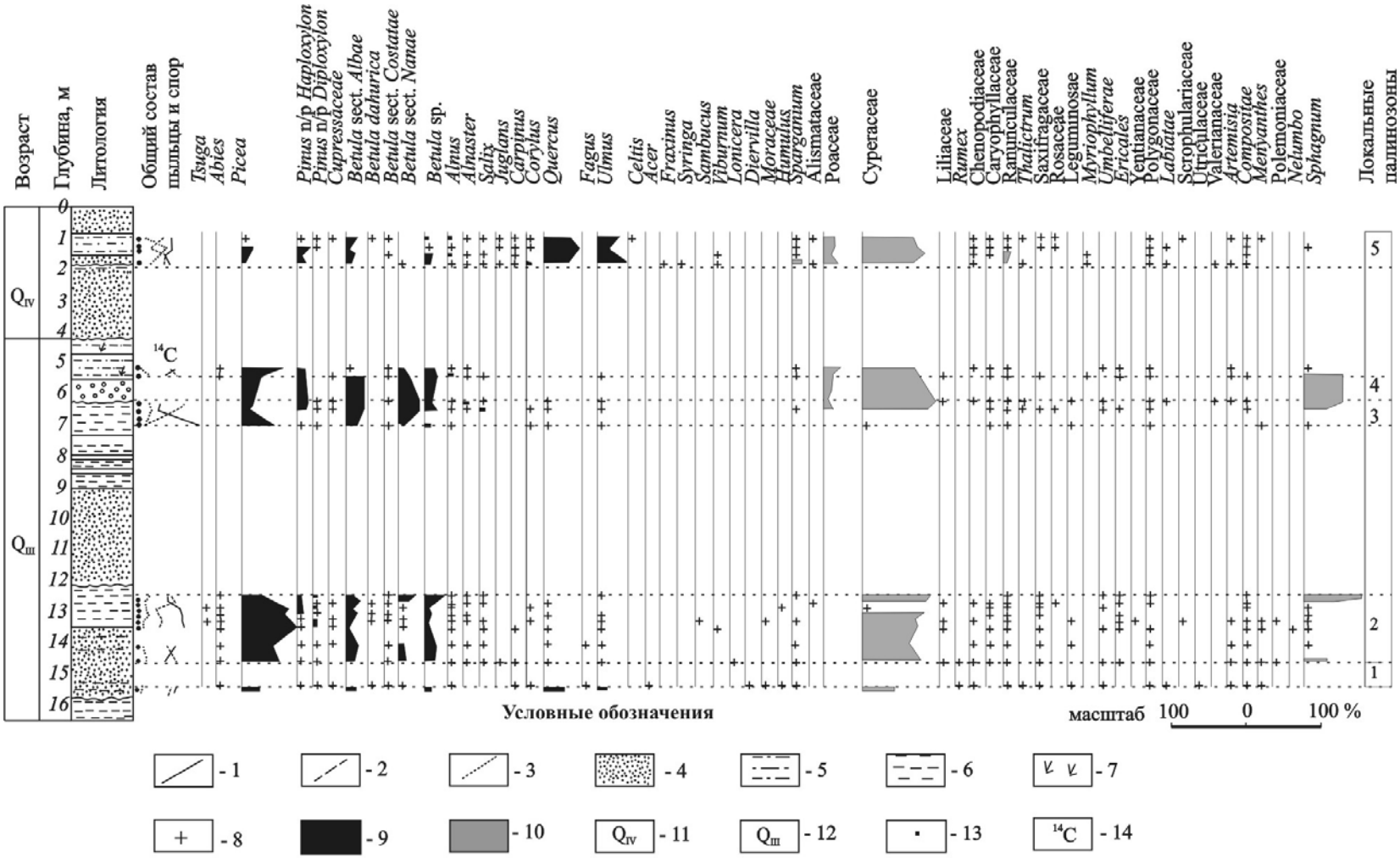



**Рис. 2.** Диаграмма количественного соотношения основных таксонов спор и пыльцы в палинологических комплексах разреза четвертичных отложений по скважине 579:

1 – пыльца недревесной растительности, 2 – пыльца древесной растительности, 3 – песок, 4 – супеси, 5 – суглинки, 6 – споры, 7 – растительные остатки, 8 – единичные зерна пыльцы и спор, 9 – количество зерен пыльцы, 10 – количество зерен спор, 11 – голоцен, 12 – верхний плейстоцен. Точки отбора проб: 13 – на спорово-пыльцевой анализ, 14 – на радиоизотопный анализ.

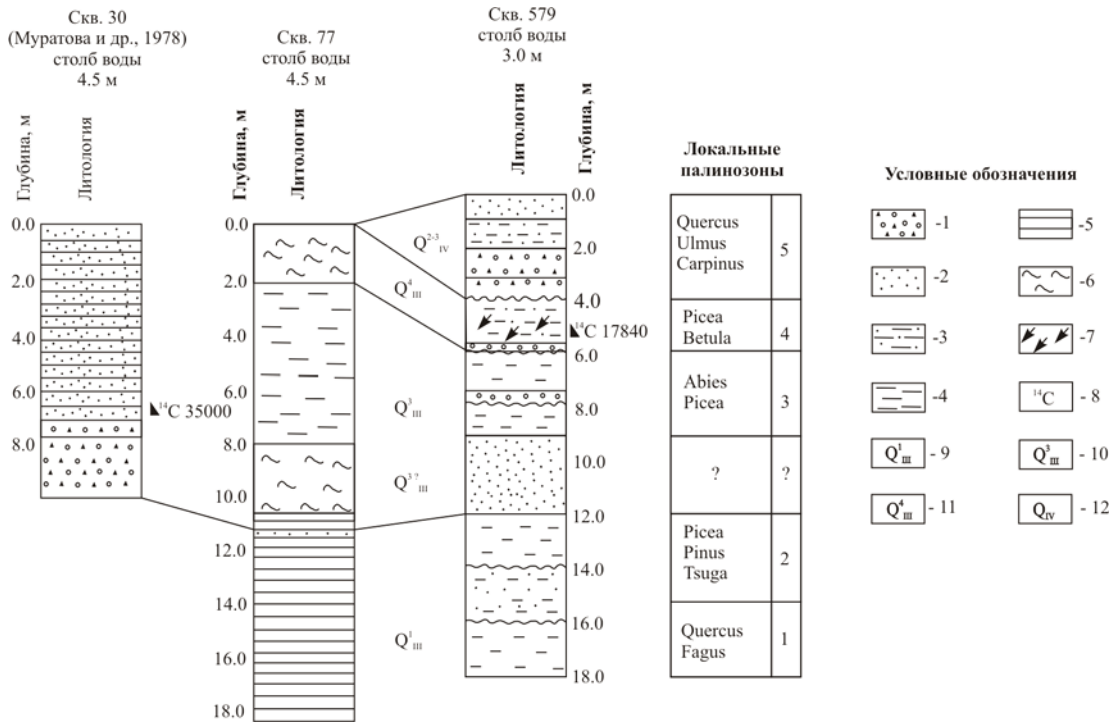



**Рис. 3.** Схема корреляции отложений вскрытых озерными скважинами 579, 77, 30:

1 – песок крупнозернистый, 2 – песок, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – глина, 6 – ил, 7 – растительные остатки, 8 – радиоизотопная дата, 9 – рисс-вюрм; 10 – средний вюрм; 11 – верхний голоцен; 12 – голоцен.

зерна *Abies* sp., *Tsuga* sp. В составе мелколиственных растений появляется пыльца кустарниковых форм берез *Betula* sect. *Nanae*. Наряду с этим происходит уменьшение количества пыльцы – *Quercus*, *Ulmus*. Исчезают представители умеренно-термофильной флоры – *Carpinus*, *Fagus.* В составе трав происходит уменьшение количества растений-гигрофитов. Изменяется состав споровых растений, среди которых преобладают споры мхов *Sphagnum* (до 91.0 %), характерные для ландшафтов таежной зоны.

**Палинозона 3 (Abies, Picea) (инт. 6.5-6.8 м).** В палиноспектрах господствует пыльца хвойных растений, главным образом *Picea* sect. *Omorica* и *Picea* (40 %), *Abies* (до 27 %), *Pinus koraiensis* (2.0 %). Из мелколиственных древесных растений встречается *Betula* sect. *Albae* (14.3 %), возрастает роль кустарниковых берез. В палиноспектре присутствуют пыльца широколиственных растений неморальной флоры – *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia* sp., *Corylus*. В общем составе трав доминирует пыльца, осоковых, маревых, злаков (до 60.5 %).

**Палинозона 4 (Picea–Betula) (инт. 5.2–5.3 м).** Получен палинокомплекс, в котором доминируют таксоны древесных форм растений, среди которых преобладает пыльца темнохвойных растений *Picea* sect. *Omorica* и *Picea* (59 %). Присутствует *Pinus* s/g *Haploxylon, Betula sect. Nanae, Betula* sp. В группе трав высока роль осоковых, среди спор появляются плауны.

**Палинозона 5 (Quercus–Ulmus–Carpinus) (инт. 1.1–1.7 м).** В палиноспектрах происходит смена пыльцы таежной флоры на представителей неморальной, широколиственной растительности, что связано со сменой климатической обстановки. Доминирует пыльца умеренно термофильных растений маньчжурской флоры, среди которой значительно содержание *Ulmus*, *Quercus* (до 61 %). Незначительно (до 2 %) присутствует пыльца *Carpinus cordata*, *Juglans manshurica* Maxim., *Corylus*, *Viburnum* sp., *Syringa* sp., *Fraxinus* sp. В группе мелколиственных растений исчезла пыльца кустарниковых берез, но преобладает пыльца древесных форм берез: *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sp. Среди травянистых растений доминирует пыльца вейниковых и осоковых.

Аналогичные данные получены по результатам исследования палинологических проб из керна озерной скв. 77, расположенной южнее предыдущей скважины, на расстоянии 3 км от берега озера, столб воды 4.5 м, координаты 44°39′38″ с.ш., 132°33′34″ в. д. Бурением вскрыта пачка глинисто-алевритовых отложений позднего неоплейстоцена мощностью до 100 м [Короткий и др., 2007].

Особенностью пыльцевых спектров палинозон 1 и 2 является высокое содержание пыльцы *Pinus* s/g *Diploxylon* и *Quercus*, присутствие более термофильных представителей родов *Fagus* и *Carpinus*. Подобные палинофлоры выделены из отложений темно-серых вивианитовых глин, вскрытых в пределах Уссури-Сунгачского междуречья [Короткий и др., 1980]. Развитие растительности происходило в условиях первого

позднеплейстоценового потепления, сопоставимого с первым казанцевским или рисс-вюрмским межледниковьем $Q^1_{III}$. В это время большое разнообразие имели формации сосновых лесов с неморальными элементами и полидоминантные леса.

Присутствие в палиноспектрах пыльцы бука и тсуги указывает на более теплые и влажные климатические условия периода по сравнению с современными, так как тсуга предпочитает высокую относительную влажность воздуха, с годовым количеством осадков 1000 мм и более, а бук нормально развивается при средней температуре января –3.2 °С (юго-западное побережье о. Хоккайдо) [Яунпутнинь, 1947].

Время формирования палинозоны 3 соответствует каргинскому межледниковью Сибири. По данным М.В. Муратовой и др. [1978] в скв. 30 (акватория озера, столб воды – 4.5 м), из образца с глубины 7.3 м (гумусированная глина) получена радиоуглеродная датировка 35 тыс. лет назад (МГУ-457). Отложения этого возраста вскрыты скважинами 579 (инт. 6.5–6.8 м) и 77 (инт. 3.0–5.3 м). В это время получают распространение южно-бореальные таежные растительные сообщества, в которых возрастает роль кедровой сосны (*Pinus koraiensis* Siebold et Zucc). На озерно-аллювиальной равнине господствуют массивы болот с осоково-вейниковой растительностью.

Особенности пыльцевых спектров палинозоны 4 – сочетание пыльцы хвойных растений: *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* s/g *Haploxylon* с пыльцевыми зернами кустарниковых берез *Betula* sect. *Nanae*, древовидных берез *Betula* sect. *Albae* и высокое содержание пыльцы болотных трав, спор плаунов и мхов *Sphagnum*. По данным карпологического анализа, флора представлена видами таежного типа, что свидетельствует о господстве на равнине в гляциальный период позднего плейстоцена обширных марей и болот с елью аянской, лиственницей и ерниками. Полученная дата радиометрическим методом по радиоуглероду $^{14}C$ (данные Б.И. Павлюткина) составляет 17840±200 лет назад (Ки – 2166), что соответствует гыданской стадии сартанского оледенения $Q^4_{III}$ [Кинд, 1974].

Пыльцевые спектры палинозоны 5 отражают глубокие изменения в структуре растительности, связанные с потеплением в голоцене. В составе палиноспектров (скв. 579, гл. 1.1–1.7 м) доминирует пыльца неморальной растительности маньчжурской флоры, с преобладанием: *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Syringa*, *Viburnum* (в сумме до 65 %). Это показывает, что на окружающей территории широкое распространение получают полидоминантные леса, с незначительным участием хвойных растений. В травянистом покрове преобладает мезофильная растительность. Севернее оз. Ханка подобные палиноспектры выделены из пойменных суглинков р. Алчан [Белянина, 2005]. Доминирует пыльца умеренно-термофильных растений *Ulmus*, *Quercus*, *Juglans manshurica* Maxim., *Fraxinus*, *Carpinus cordata* Blume (в сумме до 60 %). Полученная $^{14}C$ дата 6660±70 лет назад (Ки-3169) (данные Б.И. Павлюткина) свидетельствует о накоплении осадков в оптимальную фазу среднего голоцена.

Таким образом, в спорово-пыльцевых спектрах отложений озерных скважин 579 и 77 восточного сектора оз. Ханка установлены фазы развития палеорастительности позднего неоплейстоцена и голоцена. Ландшафты казанцевского межледниковья ($Q^1_{III}$) характеризовались растительными сообществами дубово-широколиственных лесов, с присутствием граба, бука и многопородных сосновых и кедрово-еловых лесов с тсугой. В каргинское время ($Q^3_{III}$) широкое распространение получает растительность южно-бореальной темнохвойной тайги. В гляциальный период сартанского времени ($Q^4_{III}$) доминировали формации северо-бореальной таежной растительности с ольховником и мари. Оптимальная фаза голоцена $Q^2_{IV}$ характеризуется развитием ильмово-дубовых лесов с грабом и незначительным участием хвойных растений в ландшафтах Приханкайской равнины.

## ЛИТЕРАТУРА


*Белянина Н.И.* Стратиграфия отложений позднего плейстоцена–голоцена бассейна реки Уссури // Материалы XI Всерос. палинол. конф.и “Теория и практика”. М.: ПИН РАН, 2005. С. 31.

*Ивашинников Ю.К.* Палеогеоморфология депрессионных морфоструктур юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1978. С. 26.

*Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 256 с.

*Короткий А.М., Караулова Л.П., Трощкая Т.С.* Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Наука: Новосибирск, 1980. С. 98–99.

*Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Караулова Л.П., Белянина Н.И.* Озерные трансгрессии в позднекайнозойской Уссури-Ханкайской депрессии (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 53–56.

*Куренцова Г.Э.* Растительность Приханкайской равнины и окружающих ее предгорий. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1962.

*Муратова М.В., Алешинская З.В., Болиховская Н.С., Воскресенская Т.Н., Шумова Г.М.* Изменение природы Приханкайской равнины в позднем плейстоцене // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. Владивосток: РИО ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 81–89.

*Никольская В.В.* Некоторые данные по палеогеографии оз. Ханка // Материалы по геоморфологии и палеографии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. LI. С. 215–226.
*Павлюткин Б.И., Ханчук А.И.* Новые данные о возрасте оз. Ханка, Дальний Восток России // Докл. РАН. 2002. Т. 382, № 6. С. 826–828.
*Яунпутнинь А.И.* Физико-географическое описание Японии. Л.: Изд-воЛГУ, 1947. 24 с.

## ФАУНА ФОРАМИНИФЕР КАК ИНДИКАТОР ЛЕДНИКОВЫХ–МЕЖЛЕДНИКОВЫХ (МЕЖСТАДИАЛЬНЫХ) УСЛОВИЙ И ИНСТРУМЕНТ СТРАТИГРАФИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА

**М.Е. Былинская**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: bylinskaya@ginras.ru*

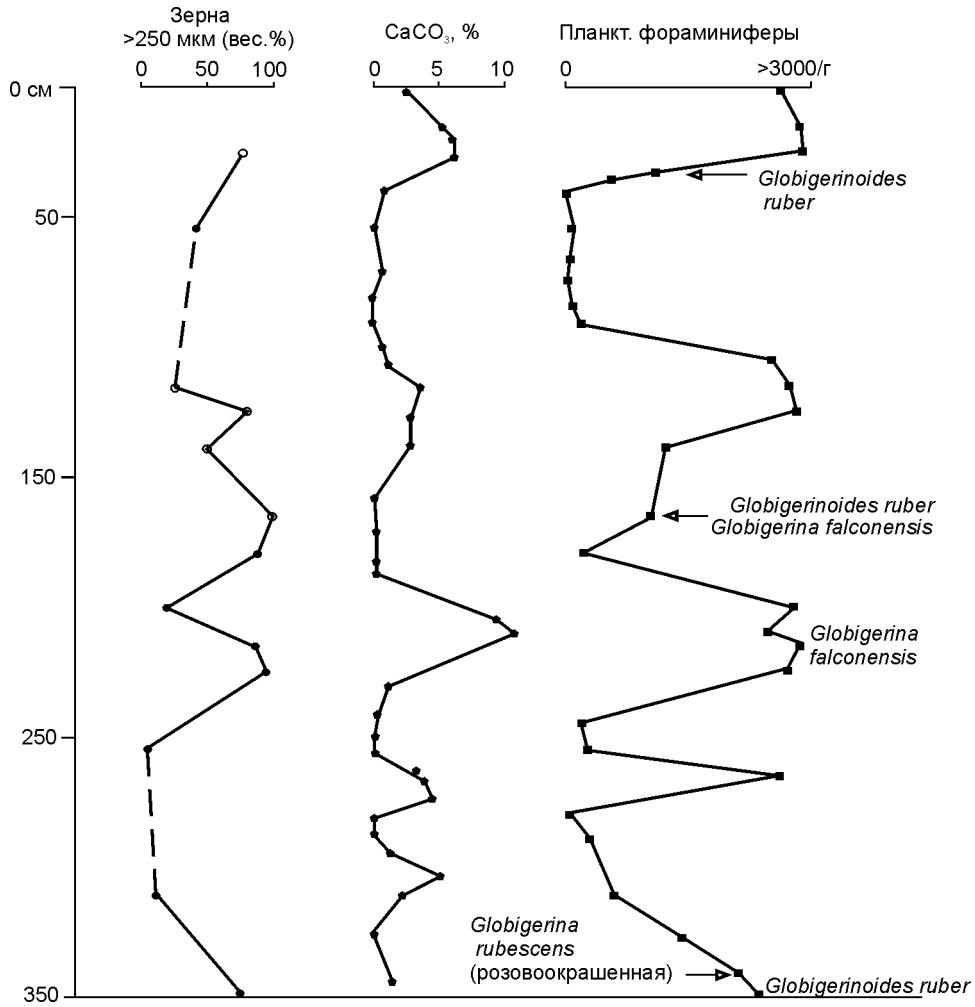
Изучение глобальных климатических изменений, проводящееся в последние десятилетия, закономерно сконцентрировалось на исследовании арктического бассейна по двум основным причинам: Арктика играет в них ведущую роль, контролируя циркуляцию океанических вод и влияя на глобальный энергетический баланс, и колебания климата там проявляются наиболее отчетливо и быстро, выражаясь в изменении объема и площади льдов, что в свою очередь сказывается на биоте и процессах седиментации.

С 1990-х годов комплексные систематические исследования в Арктике проводились по целому ряду европейских программ, таких как PONAM, QUEEN, Российско-Норвежский проект PECHORA и других, и включали изучение приполярных областей Евразии и морские рейсы в полярных морях и Центральной Арктике. В результате получен большой объем данных о ледниковых и неледниковых событиях последних 130 тыс. лет, сравнимый с таковым по Западной Европе и Северной Америке [Spielhagen et al., 2004; Svendsen et al., 2004; и др.]. При этом сложной задачей была и остается корреляция основных событий в пределах всего арктического и субарктического региона, а кроме того, еще не вполне ясна история развития природных обстановок во многих частях этой обширной области.

В рамках выполнения программ фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН и Международного полярного года в 2006 г. был выполнен 24-й рейс НИС “Академик Николай Страхов”. Он проходил в северной части Норвежско-Гренландского бассейна с целью исследования геологических структур Гренландско-Шпицбергенского плато, хр. Книповича, континентального склона и шельфа архипелага Шпицберген. Помимо батиметрических и геофизических исследований в этом рейсе выполнено драгирование и подняты восемь колонок донных осадков.

Материалом для настоящей работы послужила колонка 2417, полученная глубоководной гравитационной трубкой. Станция 2417 расположена на возвышенности на западном борту хр. Книповича (78°14.79′ с. ш., 05°45.75′ в. д.), глубина моря 1568 м. Хребет Книповича протягивается на 550–600 км между спрединговым хребтом Мона и Шпицбергенской разломной зоной, к юго-западу от архипелага Шпицбергена, и является северным окончанием системы срединных хребтов Атлантического океана. Район исследования находится в переходной зоне между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном, что обусловливает взаимное влияние атлантических и арктических водных масс и резко контрастное проявление глобальных климатических изменений квартера. К настоящему времени довольно детально реконструированы границы ледниковых покровов, возникавших в Северной Евразии в позднем и среднем плейстоцене [Svendsen et al., 2004; Astakhov, 2004; и др.]. Установлено, что во время четырех последних оледенений ледовые покровы достигали максимального распространения в (1) позднем заале (>140 тыс. лет назад), (2) ранней висле (100–80 тыс.л.н.), (3) средней висле (60–50 тыс. лет назад) и (4) поздней висле (25–15 тыс. лет назад). Во время максимумов всех этих оледенений северо-западная граница ледниковых покровов проходила по шельфу архипелага Шпицберген [Svendsen et al., 2004], т. е. хр. Книповича был в непосредственной близости от края ледового щита. Это, безусловно, сказывалось на характере осадконакопления и биоте донных осадков.

Грунтовой трубкой на станции 2417 поднято 350 см осадков, которые в целом представлены чередованием серых и коричневых глин, в разной степени насыщенных материалом ледового разноса и различной степени карбонатности. Микропалеонтологический анализ показал, что все образцы, за исключением од-




Стратиграфическое распространение фораминифер и материала ледового разноса в колонке 2417 на западном склоне хр. Книповича (24-й рейс НИС "Академик Николай Страхов").

ного, содержат планктонные и бентосные фораминиферы. Однако количество микрофауны подвержено резким ритмическим колебаниям по разрезу. Основную массу фораминиферового комплекса составляет планктонная арктическая левозавитая *Neogloboquadrina pachyderma* sin (Ehrenberg). Ее количество колеблется от 1–2 раковин до нескольких тысяч экземпляров в образце. В разрезе колонки фиксируются четыре горизонта почти полностью лишенных микрофауны, формирование которых, по-видимому, происходило во время оледенений (см. рисунок). Три из них (в интервалах 275–290 см, ~235–255 см, 175–190 см) узкие по мощности и один, самый верхний (37–96 см), – довольно мощный. Соответственно, пять пиков обилия фораминифер отвечают климатическим потеплениям. В эти интервалы в комплексе, помимо обильных *N. pachyderma* sin, присутствуют единичные раковины *N. pachyderma* dex (Ehrenberg), *Globigerina quinqueloba* Natland, *G. bulloides* d′Orbigny (ювенильные), *Globigerinita glutinata* (Egger).

Среди этих пяти тепловодных горизонтов четыре выделяются присутствием особенно тепловодных видов планктонных фораминифер (см. рисунок). В нижнем горизонте (337–350 см) это субтропический *Globigerinoides ruber* (d′Orbigny) и розовоокрашенная *Globigerina rubescens* Hofker. В следующем снизу (214–218 см) – *Globigerina falconensis* Blow. В инт. 164–168 см, который фиксирует самое начало следующего потепления, встречены *Globigerinoides ruber* и *Globigerina falconensis.* Наконец в верхнем теплом горизонте присутствуют *Globigerinoides ruber, Globigerina falconensis, Globorotalia scitula* (Brady) и ювенильная *G. crassaformis* (Galloway et Wissler). Самой северной точкой, в которой до сих пор отмечались представители розовоокрашенных *Globigerinoides ruber* и *G. rubescens,* является скв. 410 DSDP (45°31′ с.ш.) в Атлантическом океане [Былинская и др., 2002]. Поэтому присутствие *G. rubescens* pink в колонке 2417 свидетельствует о

значительно более тепловодных условиях по сравнению с современными или/и о мощном усилении Северо-Атлантического течения, а именно его Западно-Шпицбергенской ветви.

Верхний тепловодный горизонт в колонке 2417 мощностью 36 см, характеризующийся обилием планктонных и умеренным количеством бентосных фораминифер, судя по составу микрофауны, несомненно, относится к голоцену, а подстилающий его горизонт (36–96 см), практически лишенный микрофауны – к максимуму последнего оледенения (LGM). В силу этого, хотя есть много данных о том, что скорости морского осадконакопления в арктических районах во время оледенений сильно уменьшались [Polyak et al., 2004; и др.] (что видно и в нижней половине колонки), можно предположить среднюю скорость осадконакопления для рассматриваемого разреза примерно 3 см/1 тыс. лет. В этом случае нижний тепловодный горизонт соответствует последнему межледниковью, т. е. изотопно-кислородной стадии 5e. Этот вывод коррелирует с данными по колонке PS1535, взятой в проливе Фрама на такой же широте, на 4° западнее [Spielhagen et al., 2004].

Почти все образцы колонки содержат зерна песчаной и гравийной размерности – материал ледового разноса (ice-rafted debris, IRD). Максимальный диаметр самых крупных зерен достигает 7–8 мм. Поскольку изученная колонка взята на глубине свыше 1500 м и располагается на вершине возвышенности, что исключает снос материала по склону хребта, то весь обломочный материал размерностью >250 мкм, очевидно, поступал за счет приноса айсбергами и плавучими льдами. На рисунке показана кривая содержания IRD в колонке. И хотя она является предварительной с небольшим разрешением, видно, что наибольшее содержание ледового обломочного материала в основном предшествует пикам климатических потеплений, т.е. соответствует периодам дегляциации. Тогда как наиболее тонкий материал осадка откладывался во время оледенений или, наоборот, межледниковий/межстадиалов.

Бентосные фораминиферы в колонке 2417 представлены единым комплексом почти исключительно секреционных видов. Основным и наиболее многочисленным компонентом комплекса являются *Cassidulina teretis* Tappan и *Oridorsalis tener* Bergquist et Kelly. В образцах, соответствующих максимумам похолоданий, содержатся только единичные экземпляры *C. teretis* и иногда *Rhabdammina* sp. Примерно со средней части разреза тепловодные интервалы (197–228 см, 164–168 см, 16–33 см) характеризуются присутствием вида *Cassidulina carinata* Silvestri, который в отдельных образцах относительно многочислен и даже замещает в комплексе *C. teretis.* Остальные бентосные фораминиферы представлены видами *Triloculina tricarinata* d′Orbigny, *Cassidulina reniforme* Nwrvang, *Islandiella norcrossi* (Cushman), *Pullenia bulloides* (d′Orbigny) (в одном горизонте 123–145 см), *Cibicidoides wuellerstorfi* (Schwager) (эпизодически), *Epistominella exigua* (Brady) (в одном образце), *Bulimina marginata* d′Orbigny, *B. aculeata* d′Orbigny, *Quinqueloculina* aff. *grandis* Gudina, *Pyrgo murrhina* (Schwager), *Lagena* sp., *Oolina* sp., *Fissurina* sp. Из агглютинирующих фораминифер редко встречаются *Rhabdammina* sp., *Reophax excentricus* Cushman, *Recurvoides* sp., *Sigmoilopsis* aff. *schlumbergeri* (Silvestri). В интервалах, соответствующих периодам дегляциации, содержатся шельфовые эльфидииды, принесенные плавучим льдом.

Таким образом, можно сделать вывод, что в осадках изученной колонки зафиксированы события последних примерно 115–110 тыс. лет, начиная с конца последнего межледниковья. Во время вислинского (валдайского) оледенения выделяются три максимума, на протяжении которых район к западу от архипелага Шпицберген был, по-видимому, покрыт постоянным льдом. Эти периоды разделялись межстадиалами, судя по фауне фораминифер, достаточно теплыми, даже сравнимыми с условиями межледниковий. Приведенные данные показывают, что фораминиферы являются важным инструментом реконструкции палеоклиматических условий арктических и субарктических регионов и позволяют проводить детальное стратиграфическое расчленение отложений.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-64049, и Программы ОНЗ РАН № 14.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Былинская М.Е., Головина Л.А., Крашенинников В.А.* Зональная стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений северной половины Атлантического океана по известковому планктону. 2002. М.: Научный мир. 172 стр.

*Astakhov V.* Middle Pleistocene glaciations of the Russian North // Quatern. Sc. Rev. 2004. V. 23. P. 1285–1311.

*Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., et al.* Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2004. V. 203. P. 73–93.

*Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H., et al.* Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quatern. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1455–1483.

*Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quatern. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1229–1271.

# БИОСТРАТИГРАФИЯ ТОРФЯНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ БОТАНИЧЕСКОГО СОСТАВА ТОРФА)

**К.Е. Вершинин**

*Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3;*
*e-mail: vershinin@lin.irk.ru*

В настоящем сообщении впервые приводятся данные детального изучения ботанического состава торфа трех разрезов болот, расположенных в центральной части восточного побережья оз. Байкал. Современный растительный покров территории представлен олиготрофными сфагново-кустарничковыми комплексами (разрезы Крохалинная и Чивыркуй) и бугристым болотом переходного типа с осоково-шейхцериевыми со сфагнами, березкой и хвощом ассоциациями (разрез Арангатуй). Торфяники развиваются в окружении лесов: преимущественно лиственничных низкогорных, а также кедровых и кедрово-березовых с пихтой лесов среднегорного поясов южных отрогов Баргузинского хребта.

Ботанический анализ торфа исследованных разрезов проводился по стандартной методике с интервалом 5–10 см. На горизонт просматривалось до 10 слайдов на горизонт (всего около 1000 образцов). Хронологическое обеспечение базируется на калиброванных данных радиоуглеродных датировок [Безрукова и др., 2002а, б, 2005; Kataoka et al., 2003; Krivonogov et al., 2004]. Однако в указанных работах приведены лишь фрагментарные сведения о ботаническом составе торфа исследованных разрезов.

**Разрез Крохалинная.** В послойном сложении торфяника можно выделить девять ботанико-стратиграфических зон (далее – БСЗ):

**БСЗ 9** (330–315 см). Сапропелевый горизонт с равномерной примесью низинного травяно(разнотравно)-хвощово-мохового торфа. Торф сильно разложившийся (> 70 %). В пробе присутствует значительное количество остатков хвощей (до 24.39 %) и зеленых мхов (до 32.26 %). Возрастные рамки БСЗ оцениваются в 10 995–10 685 лет назад (продолжительность 310 лет).

**БСЗ 8** (315–270 см). Разнотравно-осоковый низинный торф. Высокое равномерное содержание сапропеля с включениями малого количества кварцевых зерен на глубинах 315 и 300 см. Абсолютный пик содержания остатков плаунов (горизонт 315 см – до 20 %) и хвоща (горизонт 285 см – 38.46 %). Доля разнотравья постепенно понижается (с 66.67 внизу зоны до 13.81 % вверху), остатков осок же повышается – с 6.67 до 55.25 %). По всей БСЗ содержатся остатки коры березы (горизонт 280 см – абсолютный пик – 20 %). Отмечены остатки коры ели (максимум содержания в разрезе – 3.85 % на глубине 300 см). Возраст БСЗ – 10685–9760 л.н. (продолжительность 925 лет).

**БСЗ 7** (270–245 см). Папоротниково-травяной торф. Максимум содержания тканей папоротников – остатки корневищ и споры (до 52.63 % в горизонте 265 см). Среди разнотравья отмечены остатки *Typha latifolia* L., *Eriophorum vaginatum* L. и *Menyanthes trifoliata* L. Также отмечены немногочисленные остатки плаунов и зеленых мхов. Горизонты насыщены сапропелем. Возрастная оценка границ БСЗ 9760–9015 лет назад (продолжительность 745 лет).

**БСЗ 6** (245–185 см). Сапропелевые горизонты с торфом. Торф сильно разложившийся (~50 %) осоково-хвощевый. Среднее содержание остатков *Equisetum* sp. по всему горизонту достигает 27 %, абсолютный максимум содержания (35.71 %) отмечен на глубине 235 см. В средней части БСЗ присутствуют остатки эрикоидных кустарничков (до 10.75 % в горизонте 225 см). Возрастная оценка границ БСЗ – 9015 – 6850 лет назад (продолжительность 2165 лет).

**БСЗ 5** (185–165 см). Осоковый торф со злаками и хвощом. Содержание остатков представителей семейство Gramineae достигает вверху БСЗ 21.97 %. Абсолютный максимум содержания осоковой составляющей – до 92.19 % отмечен на глубине 170 см. В верхнем горизонте БСЗ зафиксирован абсолютный максимум содержания болотных кустарничков (глубина 165 см – 21.97 %). Возрастная оценка – 6850–6130 лет назад (продолжительность 720 лет).

**БСЗ 4** (165–90 см). Осоковый со злаками и кустарничками среднеразложившийся торф. Слои самого однородного состава. В верхних горизонтах БСЗ появляется незначительное количество остатков сфагнов. БСЗ содержит верхний пик содержания остатков осок (88.89 % в горизонте 95 см) и нижний – злаков (27.93 % на глубине 160 см). Повышение роли злаковой составляющей соответствует падению количества остатков осок. Возрастная оценка границ БСЗ – 6130–3425 л. н. (продолжительность 2705 лет).

**БСЗ 3** (90–35 см). Осоково-злаковый торф. Абсолютный максимум содержания остатков злаков (30.86 % на глубине 55 см). Отмечены остатки болотного разнотравья (до 13.25 % в горизонте 50 см). Посте-

пенно повышается содержание сфагновой составляющей (до 14.29 % на глубине 40 см). Верхние слои горизонта содержат до 7.69 % остатков хвощей. Горизонт 80 см содержит до 10.53 % остатков *Scheuchzeria palustris* L. Возрастная оценка – 3425–1440 лет назад (продолжительность 1985 лет).

**БСЗ 2** (35–10 см). Комплексный сфагново-осоковый с кустарничками торф. Содержание сфагнума повышается от 7.69 внизу – до 52.36 % в верхних горизонтах БСЗ, преобладает *Sphagnum fuscum* (Schimp.) Klinggr. Содержание же осок снижается с 46.15 до 15.31 %. Почти до нуля также падает количество остатков представителей семейства Gramineae. Среднее количество остатков олиготрофных кустарничков по всей БСЗ – 11.6 %. Отмечены следы *Scheuchzeria palustris* и остатки разнообразного в видовом отношении разнотравья, включающего эутрофные растения. Возрастная оценка границ БСЗ – 1440–540 лет назад (продолжительность 900 лет).

**БСЗ 1** (10–0 см). Сфагновый очес. Абсолютно преобладает *Sphagnum fuscum*. В незначительной примеси корни осок и олиготрофных кустарничков. Возраст БСЗ 540 лет назад – наше время.

**Разрез Чивыркуй.** На основе изучения состава клеточных остатков растений-торфообразователей выделено 6 БСЗ:

**БСЗ 6** (300–275 см). Сфагново-осоковый торф с кустарничками (до 14.35 %). БСЗ содержит нижний пик остатков сфагновых мхов (57.01 %) при среднем значении – 45.8 %. Среднее значение содержания осок – 25.8 %. Отмечены остатки тканей *Betula* sp., *Schzeuchzeria,* представителей семейства Gramineae, содержание остатков злаков повышается вверху зоны (в горизонте 280 см – 21.23 %), *Eriophorum vaginatum.* На границе со следующей зоной найдены остатки тканей коры *Salix* sp.(?). Возрастные рамки БСЗ оцениваются в 12830–11740 лет назад (продолжительность 1090 лет).

**БСЗ 5** (275–245 см). Шейхцериево-осоково-злаковый торф. Резкое повышение содержания остатков шейхцерии и злаков. Абсолютный максимум содержания остатков *Schzeuchzeria palustris* (до 37.31 %). Средний пик содержания остатков злаков (24.88 %). Наблюдается резкое падение содержания сфагновых мхов (с 46.2 % в нижнем горизонте почти до 0 % вверху БСЗ). Отмечены остатки папоротников, болотного разнотравья, пушицы, *Betula* sp., *Salix* sp. Возрастная оценка – 11740–10430 лет назад (продолжительность 1310 лет).

**БСЗ 4** (245–145 см). Осоково-шейхцериевый с кустарничками и злаками торф. Отмечены остатки папоротников и хвоща (горизонты 215–190 см – до 3.17 %). Абсолютные максимумы содержания остатков *Betula* sp. (горизонт 225 см – 7.44 %) и *Eriophorum vaginatum* (горизонт 195 см – 9.21 %). Возрастная оценка границ БСЗ – 10430 – 5920 лет назад (продолжительность 4510 лет).

**БСЗ 3** (145–90 см). Осоково-сфагновый со злаками торф (максимум содержания остатков осок по разрезу, до 72.92 %). Средние пики содержания сфагновых мхов составляют 22.73 % и представителей семейства Gramineae – 21.05 %. Около 5 % остатков *Schzeuchzeria* содержатся по всей БСЗ. Отмечены остатки болотных кустарничков, фрагменты коры *Pinus* sp. Возрастная оценка – 5920 – 3365 лет назад (продолжительность 2555 лет).

**БСЗ 2** (90–60 см). Осоково-злаково-сфагновый с шейхцерией и кустарничками торф. Кратковременное снижение (до 10.85 %) содержания остатков сфагновых мхов, постепенное снижение содержания Cyperaceae (до 42.13 %), при этом абсолютный максимум содержания остатков представителей семейств Cyperaceae (66.67 %) и Gramineae (28.67 %). Отмечены остатки пушицы, древовидной березы, *Scirpus lacustris L., Phragmytes* sp., папоротников, болотного разнотравья. Возрастная оценка границ БСЗ – 3365–1975 лет назад (продолжительность 1390 лет).

**БСЗ 1** (60–0 см). Сфагново-осоково-злаковый торф. Верхние сантиметры БСЗ представлены сфагновым (фускум-магелланикум) очесом, пронизанным корнями кустарничков. Утрата доминирующей роли осок, абсолютными доминантами становятся сфагновые мхи (максимальное содержание – 53.19 %). Отмечены остатки *Scheuchzeria palustris*, кустарничков (*Andromeda polifolia L., Chamaedaphne caliculata* (L.) Moench, *Ledum palustre* L. s. str.) и папоротников. Возрастная оценка – 1975–настоящее время.

**Разрез Арангатуй.** На основе изучения состава растений-торфообразователей выделено 9 БСЗ:

**БСЗ 9** (450–430 см). Осоково-шейхцериевый с разнотравьем, кустарничками и сфагновыми мхами (нижний пик содержания – до 20 %) торф. БСЗ содержит нижний пик болотного разнотравья (23.26 %) и кустарничков (*Andromeda polifolia, Chamaedaphne caliculata*). Возрастная оценка границ БСЗ – 9970–9525 лет назад (продолжительность 445 лет).

**БСЗ 8** (430–390 см). Осоково-шейхцериевый с папоротниками торф. Горизонт 400 см содержит абсолютный максимум остатков злаков (17.5 %) и *Eriophorum vaginatum* (7.02 %). Абсолютный пик содержания папоротников (8.45 %) отмечен в горизонте 410 см, кроме того, на границе с предыдущей БСЗ (глубина 430 см) за

фиксирован абсолютный максимум содержания остатков *Equisetum* sp. (6.98 %). Отмечены также остатки тканей *Pinus* sp. (более 3.5 %). Содержание болотного разнотравья падает с 23.26 % (горизонт 430 см) до 0 % в верхней части БСЗ. Возрастная оценка границ БСЗ – 9525–8640 лет назад (продолжительность 885 лет).

**БСЗ 7** (390–350 см). Шейхцериево-осоковый торф (максимум содержания остатков *Schzeuchzeria palustris* по всему разрезу – 55.56 %); также содержатся остатки споровых (папоротники – средний пик – 2.41 %); отмечено максимальное содержание остатков (фрагменты коры) *Pinus* sp. (3.57 %). Возрастная оценка – 8640–7755 лет назад (продолжительность 885 лет).

**БСЗ 6.** (350–300 см). Осоково-кустарничковый торф с шейхцерией. Содержит абсолютный пик остатков представителей семейства Ericaceae (31.65 %), а также небольшое количество остатков тканей березы, злаков. Значительное по сравнению с БСЗ 6 падение содержания остатков *Schzeuchzeria* (до 6.33 %). Возрастная оценка – 7755–6645 лет назад (продолжительность 1110 лет).

**БСЗ 5** (300–260 см). Осоково-шейхцериевый торф. Содержит незначительное количество остатков кустарничков, представителей семейства Gramineae, болотного разнотравья (*Comarum palustre* L. и др.), а также сфагновых мхов и хвоща (до 2.58 %). Возрастная оценка границ БСЗ – 6645 – 5760 лет назад (продолжительность 885 лет).

**БСЗ 4** (260–180 см). Осоковый торф. В нижней части (240–250 см) *Schzeuchzeria palustris* выступает субдоминантом (25–45 %). В БСЗ наблюдается верхний пик содержания остатков представителей семейства Ericaceae – 19.74 %. Отмечены также остатки злаков (верхний пик – 6.99 %), древовидной березы (нижний пик – 6.58 %) и папоротников. Возрастная оценка границ БСЗ – 5760 – 3990 лет назад (продолжительность 1770 лет).

**БСЗ 3** (180–110 см). Осоковый торф. В нижней части БСЗ (горизонт 180 см) отмечен верхний пик содержания остатков осок – 83.33 %. Субдоминанты: *Schzeuchzeria* (среднее содержание – 14.25 %), береза (абсолютный пик по разрезу – 12.35 %), кустарнички, а также сфагновые мхи. Содержание последних в торфе постепенно повышается к горизонту 110 см (до 14.18 %). Возрастная оценка – 3990–2435 лет назад (продолжительность 1555 лет).

**БСЗ 2** (110–60 см). Осоково-сфагновый с шейхцерией торф. Абсолютный максимум (хотя и кратковременный) содержания сфагновых мхов – 53.03 %. Верхние пики содержания болотного разнотравья (6.52 %) и *Eriophorum vaginatum* (4.35 %), Отмечены также остатки древовидной березы и представителей Polypodiaceae (корневища и споры). Возрастная оценка границ БСЗ – 2435–1330 лет назад (продолжительность 1105 лет).

**БСЗ 1** (60–0 см). Осоково-шейхцериево-сфагновый торф. В составе БСЗ отмечен верхний пик содержания кустарничков семейства Ericaceae (8.62 %). Падение содержания *Schzeuchzeria* – от 46.67 в нижней части БСЗ до 7.46 % в верхней. Наоборот, повышается осоковая составляющая (от 26.67 до 59.7 %). Верхние 5 см БСЗ представлены сфагновым очесом (фускум-магелланикум), пронизанным корнями кустарничков. Возрастная оценка – 1330 лет назад–настоящее время.

Анализ ботанического состава торфа болот восточного побережья оз. Байкал показал наличие в нижних горизонтах остатков водных и водно-болотных растений. Торфяники залегают на минеральных отложениях (галечно-валунные и глинистые); болота формировались на месте водотоков (рек) и озер (в том числе проточных), отшнуровавшихся от байкальской акватории. Торфонакопление происходило при доминировании в растительном покрове осоковых, осоково-сфагновых и сфагновых ассоциаций. На пониженных участках произрастали разнотравные и шейхцериевые группировки. В нижних горизонтах разреза Арангатуй присутствуют семена и плоды водных растений: *Potamogeton* sp. indet., *Caulinia flexilis* Willd., *Ceratophyllum demersum* L., *Myriophyllum verticillatum* L., что также может свидетельствовать об образовании исследованного торфяного массива в результате заболачивания прибрежной части Чивыркуйского залива [Takahara et al., 2000]. В позднеледниковье и раннем-среднем голоцене болота восточного побережья оз. Байкал развивались в условиях избыточного увлажнения, в том числе за счет таяния ледников и деградации многолетнемерзлых пород.

Эвтрофно-мезотрофный комплекс доминантов-торфообразователей, представленный остатками осоковых, шейхцерии, злаков и водно-болотного разнотравья, преобладал в составе изученных торфяников с момента их становления. В последние 5 тыс. лет мезотрофные группировки постепенно уступают свои позиции олиготрофному комплексу.

## ЛИТЕРАТУРА

*Безрукова Е.В., Абзаева А.А., Вершинин К.Е., Крапивина С.М.* История распространения лесной растительности на восточном побережье озера Байкал в позднеледниковье и голоцене // География и природ. ресурсы. 2002а. № 2. С. 68–74.

*Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х., Абзаева А.А., Вершинин К.Е., Миеши Н., Накамура Т., Морита Ю., Кавамуро К., Шиномия Т., Крапивина С.М.* Реконструкция ландшафтно-климатических условий восточного побережья оз. Байкал в голоцене по результатам комплексного исследования скважины "Арангатуй" // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Вып. 1. Новосибирск: Изд-во ИАиЭ СО РАН, 2002б. С. 36–47.

*Безрукова Е.В. Кривоногов С.К., Абзаева А.А., Вершинин К.Е., Такахара Х., Миеши Н., Накамура Т., Крапивина С.М., Кавамуро К.* Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований торфяников // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 1. С. 21–33.

*Kataoka H., Takahara H., Krivonogov S., Bezrukova E., Orlova L., Krapivina S., Kawamuro K.* Pollen Record from the Chivyrkui Bay Outcrop on the Eastern Shore of Lake Baikal since the Late Glacial // Long Continental Records from Lake Baikal / K. Kashiwaya (Ed.). Tokyo: Springer-Verlag, 2003. P. 207–218.

*Krivonogov S.K., Takahara H., Kuzmin Y.V., Orlova L.A., Timothy Jull A.J., Nakamura T., Miyoshi N., Kawamuro K., Bezrukova E.V.* Radiocarbon Chronology of the Late Pleistocene-Holocene Paleogeographic Events in the Lake Baikal Region (Siberia) // Radiocarbon. V. 46, N2. 2004. P. 745–754.

*Takahara H., Krivonogov S.K., Bezrukova E.V., Mioyshi N., Morita Y., Nakamura T., Hase Y., Shinomiya Y., Kawamuro K.* Vegetation history of the southeastern and eastern coasts of Lake Baikal from bog sediments since the last interstade // Lake Baikal / K. Minoura (Ed.). Elsevier. 2000. P. 108–118.

## ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ НАННОПЛАНКТОНА В АРКТИКЕ

**Л.А. Головина**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: golovina@ginras.ru*

Несмотря на существенные трудности микропалеонтологического изучения известкового наннопланктона в высоких широтах, к настоящему времени накоплен значительный материал по исследованию закономерностей его распространения наннопланктона в плейстоцен-голоценовых отложениях Арктического бассейна [Gard, 1986, 1993; Gard, Backman, 1990]. Наиболее значительным вкладом в исследования известкового наннопланктона в высоких широтах являются работы шведского исследователя Г. Гард. Разработанная ею шкала [Gard, 1988] убедительно показала высокий стратиграфический потенциал этой группы для плейстоценовых и голоценовых отложений Арктики. Для детального биостратиграфического расчленения осадков Г. Гард предложила использовать данные по первому и последнему присутствию стратиграфически важных видов наннопланктона и уровней расцвета некоторых космополитных форм совместно с сопоставлением этих уровней с изотопно-кислородными стадиями, от 1 до 13. Такой подход позволил автору предложить 11 зональных подразделений для последних 500 тыс. лет, часть из которых (например, 10, 8, 6 и частично 4 зоны) совершенно лишены наннопланктона [Gard, 1986; 1988]. Корреляция уровней появления некоторых стратиграфически важных видов со стадиями изотопно-кислородной кривой в настоящее время подтверждается рядом данных по изучению литологически выдержанных циклических отложений в Арктическом бассейне [Jakobsson et al., 2000].

Присутствие наннопланктона в высоких широтах связано с теплыми атлантическими водами, интенсивность проникновения которых в Северный Ледовитый океан определяется глобальными изменениями океанической циркуляции, сопряженной с колебаниями климата в четвертичное время. Детальное послойное изучение позднеплейстоцен-голоценовых осадков в кернах скважин и донных трубок небольшой мощности позволяет выявить особенности пространственно-временных особенностей развития комплексов наннофлоры. Известно, что отложения, соответствующие ледниковым условиям, не содержат наннопланктона, а в осадках, формировавшихся в теплые временные интервалы, присутствует от одного до нескольких видов. Наиболее разнообразный комплекс наннофлоры в центральной части Северного Ледовитого океана установлен в осадках голоценового оптимума на хр. Ломоносова. Преобладающим компонентом ассоциации является космополитный вид *Emiliania huxleyi* (Lohmann) Hay et Mohler, in Hay et al., редко или единично отмечены *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Gephyrocapsa caribbeanica* Boudreaux et Hay, *G. muellerae* Brйhйret, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Syracosphaera* spp., *Pontosphaera* spp., *Thoracosphaera* spp. [Darby et al., 1997].

В последние годы в Арктике наблюдаются заметное уменьшение средней толщины ледового покрова и миграция к северу границы многолетних льдов, что сказывается на увеличении проникновения под лед солнечной радиации, активизирующей фотосинтез подледного фитопланктона [Мельников, 2005]. Существенное изменение ледовой обстановки связывается с глобальным потеплением и деятельностью человека, однако присутствие достаточно разнообразной ассоциации известкового наннопланктона в голоценовых осадках центральной части Северного Ледовитого океана свидетельствует о периодическом возникновении свободных ото льда пространств в этом районе. В ходе масштабных исследований донных осадков Северного Ледовитого океана в 90-х годах прошлого века установлены комплексы наннофлоры в 39 разрезах небольшой мощности, взятых колонками на хребтах Гаккеля и Ломоносова, котловинах Амундсена, Нансена, Макарова и непосредственно в точке Северного полюса [Gard, 1993].

Наши данные, полученные в ходе российской арктической экспедиции (НЭС "Академик Федоров", 2007 г.) в рамках исследований Международного полярного года, подтвердили наличие обедненной ассоциации наннопланктона непосредственно у Северного полюса (котловина Амундсена, вблизи северо-западного склона подводного хр. Ломоносова; координаты 89º59′10.9″с.ш., 32º19′13.8″ в.д.; глубина моря 4165 м). С помощью бокс-корера были подняты донные осадки мощностью 50 см (станция AF-2007/1). В результате микропалеонтологического анализа установлено, что наибольшая концентрация находок наннофоссилий, представленных *Emiliania huxleyi*, *Coccolithus pelagicus, Gephyrocapsa* sp., *Reticulofenestra* spp., а также обилие планктонных фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* sin и dex и находка бореальной *Globigerinita glutinata* (Egger) сосредоточены в самом верхнем слое (0–2 см). Полученные данные свидетельствуют о существенном усилении влияния теплых атлантических течений в Арктическом бассейне в течение последних 1–2 тыс. лет. Наряду с границей голоцена, датируемой в Арктике 11.4 тыс. л. Н. [Darby et al., 1997], в нижней части изученного разреза по фораминиферам и наннопланктону фиксируется эпизод относительного потепления, по-видимому, соответствующий интерстадиалу на уровне 24–28 тыс. лет назад [Гусев и др., 2008].

Ключевыми регионами для исследования взаимодействия атлантических и арктических водных масс являются Норвежско-Гренладский и Баренцевоморский бассейны. Предварительные данные по изучению наннофлоры в разрезах донных осадков небольшой мощности, полученных гравитационными трубками в ходе экспедиций Геологического института РАН (24 и 25 рейсы НИС "Академик Николай Страхов") свидетельствуют о наличии обедненного комплекса наннопланктона в осадках, вскрытых на станции 2417 (западный борт хр. Книповича; 78º14,79′ с.ш., 05º45,75′ в.д.; мощность 350 см, глубина моря 1568 м). Присутствие *Emiliania huxleyi* по всему разрезу позволяет коррелировать вскрытые отложения с осадками одноименной зоны шкалы Гартнера [Gartner, 1977]. В основании разреза (337–342 см) наряду с *Emiliania huxleyi* установлены единичные экземпляры *Coccolithus pelagicus.* Совместное присутствие этих видов является важным маркером в зональной схеме Г. Гард и коррелируется с верхней частью изотопной стадии 5.

Дальнейшее исследование наннофлоры позволит провести детальное расчленение плейстоцен-голоценовых осадков Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана и уточнить сведения об истории развития этого региона.

*Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект № 06-05-64049а и по Программе ОНЗ РАН №14.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Гусев Е.А.,Сколотнев С.Г., Былинская М.Е., Головина Л.А., Запорожец Н.И., Лайба А.А., Ляпунов С.М., Радионова Э.П.* Первое изучение илов с Северного полюса // Докл. РАН. Сер. Геология. 2008. (В печати).

*Мельников И. А.* Экосистемы морского льда и верхнего слоя океана в условиях глобальных изменений в Арктике // Биология моря. 2005. Т. 21, № 1. С. 3–10

*Darby D.A., Bischof J.F., Jones G.A.* Radiocarbon chronology of depositional regimes in the western Arctic Ocean // Deep-Sea Research. 1997. V. 44, N 8. P. 1745–1757.

*Gard G.* Calcareous nannofossil biostratigraphy of late Quaternary Arctic sediments // Boreas. 1986. V. 15, Issue 3. P. 217–229.

*Gard G.* Late Quaternary Calcareous nannofossil Biozonation, chronology and palaeooceanography in areas north of the Faeroe-Iceland Ridge // Quatern. Sci. Rev. 1988. N 7. P. 65–78.

*Gard G.* Late Quaternary coccoliths at the North Pole: Evidence of ice-free conditions and rapid sedimentation in the central Arctic Ocean // Geology. V. 2, Issue 3. 1993. P. 227–230.

*Gard G., Backman J.* Synthesis of Arctic and subarctic coccolith biochronology and history of North Atlantic drift water influx during the last 500 000 years // U. Bleil, J. Thiede (Eds.). Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic: Dortrecht, Kluwer, NATO ASI. Series C. 1990. P. 417–436.

*Gartner S.* Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Mar. Micropaleonto. 1977. V. 2. P. 1–25.
*Jakobsson M., Løvlie R., Al-Hanbali H., Arnold E., Backman J.* Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology // Geology. 2000. V. 28, N 1. P. 23–26.

## СПЕЦИФИКА ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ ПРЕСНЫХ ВОДОЕМОВ СРЕДНИХ И СЕВЕРНЫХ КУРИЛ

**Т.А. Гребенникова**

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Радио, 7;*
*e-mail: nadyar@tig.dvo.ru*

Изучение диатомовых сообществ и условий их обитания в небольших современных пресных водоемах разного типа и происхождения является важной и необходимой предпосылкой для реконструкций развития природной среды Курильского региона в прошлом. Цель настоящей работы – выяснение особенностей эколого-систематического состава диатомовой флоры пресных водоемов различного типа (барьерных, старичных озер, термальных источников и ручьев) Средних и Северных Курил, определение специфики формирования диатомовых комплексов в зонах развития активного вулканизма.

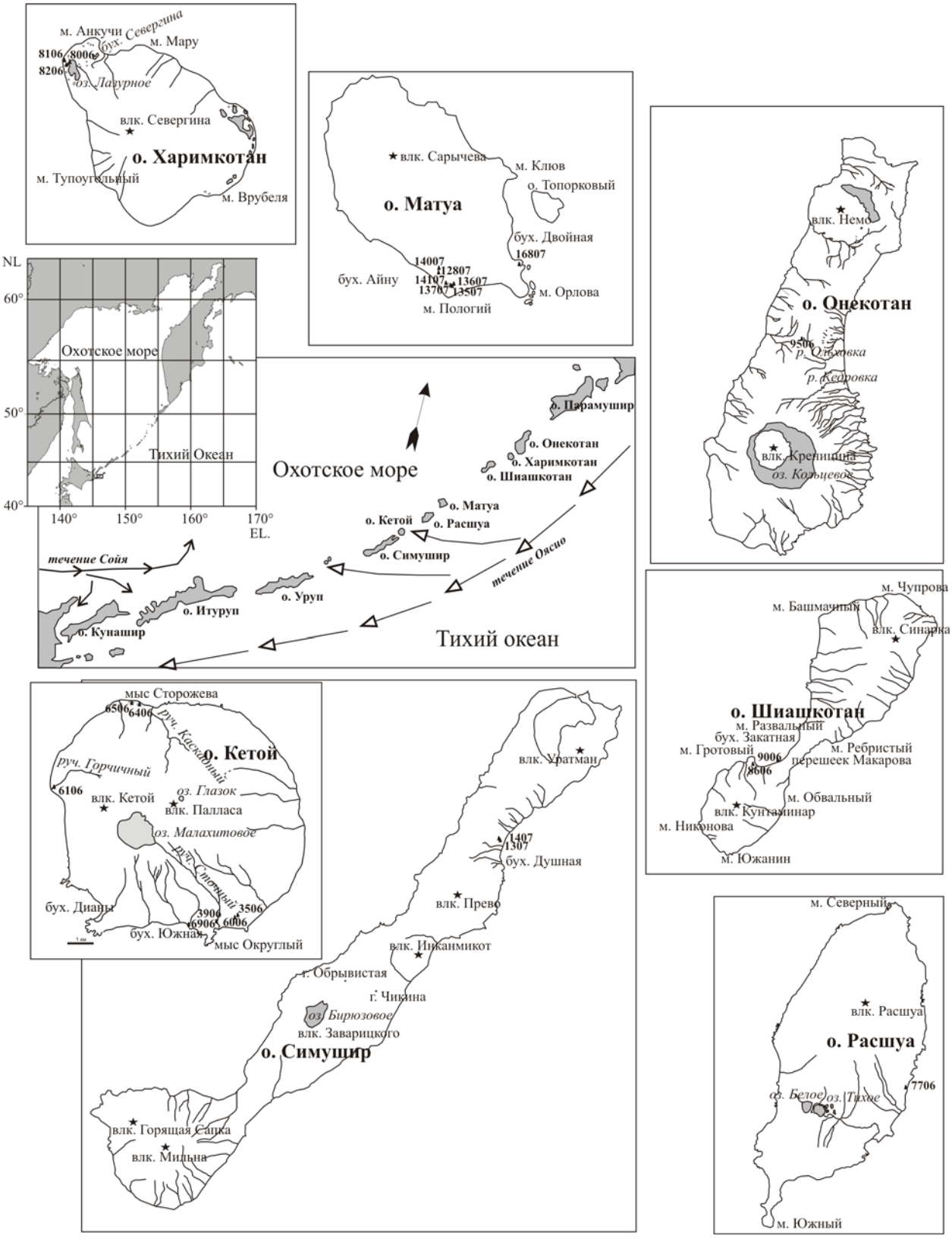
Небольшие мелководные озера, не имеющие названий, встречаются в прибрежной зоне и на высоких плато практически всех островов Средних и Северных Курил. Часть изученных прибрежных озер образовались на участках развития крупных обвалов. Наиболее крупным является оз. Лазурное, которое находится на северо-западном побережье о-ва Харимкотан, глубина его составляет 8–9 м. Часть озер являются барьерными, образовались в среднем–позднем голоцене, имеют глубину до 1.5 м и диаметр не более 10 м.

Материалом для работы послужили сборы фитопланктона из 24 пресных водоемов во время экспедиционных работ 2006–2007 гг. на о-вах Симушир, Кетой, Расшуа, Матуа (Средние Курилы) и Харимкотан, Шиашкотан, Онекотан (Северные Курилы) (см. рисунок).

Продуктивность диатомовых сообществ в таких озерах довольно высока. Это связано с тем, что большая часть их, как правило, обильно зарастает водной растительностью, где развивается богатый микрофитобентос. Особенно богатым (1843 млн створок на литр воды) оказалось озеро (т. н. 6406), расположенное в северо-западной части о. Кетой на участке обвала в зоне выходов гидротермальных вод. Высокую концентрацию здесь дают колониальные, мелкоклеточные виды рода *Staurosira* (*Fragilaria*), которые при оптимальном содержании биогенных элементов и, в первую очередь, фосфора, обладают очень высокой продуктивностью [Гутельмахер, 1986; Трифонова, 1990; Трифонова и др., 2003].

Общий список диатомей в малых озерах насчитывает 138 форм. Наиболее высокой насыщенностью видами обладают роды *Cymbella* – 14, *Navicula* – 12, *Fragilaria* – 10, *Nitzschia* – 9, роды *Eunotia, Pinnularia, Gomphonema, Achnanthes* включают по 6–8 форм. Массовыми являются диатомовые обрастания. Несмотря на малые глубины, донные виды здесь мало распространены. Их развитие, возможно, ограничено обилием водной растительности и, часто, низкой прозрачностью воды. Планктонные диатомовые также не характерны для таких водоемов. Исключение составляют озеро-старица (т.н. 8606, о. Шиашкотан), небольшие водоемы, расположенные в понижениях на болотах (т. н. 9506, о. Онекотан; т. н. 6006, о. Кетой) и между береговыми валами (т. н. 1307, 1407, о-в Симушир), а также самое крупное оз. Лазурное (т. н. 8006), где, наряду с обилием микрофитобентоса, существенную долю в составе диатомовых имеют временно планктонные *Aulacoseira pfaffiana* (Reinsch) Kram., *A. distans* (Ehr.) Sim., *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kütz. и *T. fenestrata* (Lyngb.) Kütz.

Видовой состав и экологическая структура комплексов диатомовых в исследованных озерах во многом определяются степенью заболачивания. Слабо заболоченные озера, характеризуются довольно высоким видовым обилием. В структуре комплексов существенно (до 80 %) преобладают диатомовые, обитающие в водах с повышенными показателями активной реакции среды. Ацидофилы не характерны для этих водоемов, их содержание не превышает 5 %. Доминирующие комплексы чаще всего включают *Staurosira venter* (Ehr.) Cl. et Möll., *Staurosirella pinnata* (Ehr.) Will. et Round*, Achnanthes exigua* Grun*., Cymbella microcephala* Grun. По отношению к минерализации здесь преобладают олигогалобы- индифференты (50–90 %), а видами-индикаторами сапробности являются β-мезосапробионты.




Районы сбора фитопланктона.

Для заболоченных озер характерна низкая видовая численность (21–24 таксона), что является отличительной чертой водоемов с низкими показателями pH среды [Трифонова, 1990; Корнева, 1994; Никулина 1997]. Низкие показатели pH среды и минерализации вод в полной мере отразились на видовом составе диатомовых. В озерах с глубинами до 1–1.5 м комплексы диатомовых представлены в основном видами родов *Eunotia* и *Pinnularia,* массовыми среди которых являются *Eunotia paludosa* Grun., *E. sudetica* O. Müll., *E. praerupta* Ehr., *E. exigua* (Breb.) Rabenh., *Pinnularia intermedia* Lagerst. Структура комплексов диатомовых водорослей в более глубоких озерах с заболоченной прибрежной зоной более сложная. В сублиторальной зоне оз. Лазурное, наряду с высоким содержанием видов рода *Eunotia*, широкое развиты *Frustulia rhomboides* var. *saxonica* (Rab.) De T., *Pinnularia intermedia* Lagerst., *Achnanthes subatomoides* (Hust.) L.-B. et Archibald, *Achnanthidium minutissimum* (Kütz.) Czarn, присутствуют *Cymbella gracilis* (Ehr.) Kütz., *Gomphonema acuminatum* Ehr., *G. trunctatum* Ehr., а также временно планктонные *Tabellaria flocculosa, Aulacoseira pfaffiana.* По отношению к минерализации и активной реакции среды в заболоченных озерах значительно преобладают галофобы и ацидофилы. Индикаторами сапробности являются β-мезосапробионты, но широко представлены и олигосапробионты.

Диатомовая флора подробно изучена в восьми искусственных озерках о-ва Матуа. Самое большое из них (т. н. 12 807), образовалось в долине реки после прокладки дороги в районе бухты Айну в 300 м от берега моря, его длина составляет 150 м, берега заболочены. Остальные озерки (до 8–12 м в диаметре и глубиной до 2 м) образованы в воронках от взрывов авиабомб в 1945 г., расположенных на разном удалении от берега моря, многие из них имеют водную растительность, часть является временными и пересыхает.

Диатомовая флора здесь довольно разнообразна и включает 118 таксонов из 34 родов. Наиболее представительны по числу видов роды *Pinnularia* – 12, *Eunotia* – 10, *Cymbella* – 10, *Nitzschia* – 9, а роды *Fragilaria, Gomphonema* и *Navicula* включают по семь таксонов. Из центрических встречены только *Aulacoseira distans* и *A. alpigena* (Grun.) Sim. Специфичность диатомовой флоры этих водоемов, недавно образовавшихся и часто пересыхающих, заключается в том, что подавляющее большинство встреченных видов единичны, их численность не превышает 1–2 % от общего состава диатомей. Только 10 видов вошли в число массовых, которые формируют доминирующие комплексы. Наиболее часто в качестве доминирующих встречаются *Staurosira venter* – в 7 озерах, *Fragilaria gracilis* Østr. – в двух и *Tabellaria flocculosa* – в трех водоемах. В число доминирующих только в одном озере, вошли *Diatoma tenue* Ag., *Nitzschia nana* Grun., *Navicula leptostriata* Jorg., *Craticula halophila* (Grun.) De Mann, *Nitzschia palea* (Kütz.) W. Sm., *Eunotia muscicola* var. *tridentula* Nörpel et L.-B. и *Tabularia tabulata* (Ag.) Snoeijs. Видовой список массовых диатомовых, составляющих ядро комплексов в этих озерах, показывает высокое распространение не только фитобентоса, но и временно планктонных видов. Причем обилие временно планктонных отмечено в озерах, расположенных в долине ручьев и, очевидно, испытывающих их периодическое влияние. Характерным для этого типа озер является слабое проявление процессов заболачивания. По отношению к минерализации вод и активной реакции среды преобладают в основном олигогалобы-индифференты, обитающие в щелочных водах. Низкие показатели pH воды обнаружены в одном озерке (т. н. 13607), где доминантами в комплексе являются ацидофильные *Navicula leptostriata* и *Eunotia muscicola* var. *tridentula*. Следует отметить, что практически во всех озерках, расположенных даже на значительном удалении (до 300 м) от берега моря, отмечены морские сублиторальные *Cocconeis scutellum* Ehr., *Achnanthes brevipes* var. *intermedia* (Kütz.) Cl., *Actinocyclus octonarius* Ralfs, споры *Chaetoceros.* Это связано с тем, что водоемы находились в зоне затопления цунами, вызванного Симуширским землетрясением 15 ноября 2006 г. , высота заплесков которого на о-ве Матуа достигала 20 м [Левин и др., 2008]. Однако существенного влияния на экологическую структуру комплексов диатомовых цунами не оказало. Только в двух озерах, одно из которых (т. н. 12 807) расположено в 50 м от берега моря, а второе (т. н. 16 807) – в 300 м, в составе диатомовых в массе обнаружены *Tabularia tabulata* и *Craticula halophila*, показывающие повышенную минерализацию вод. Виды-индикаторы содержания органических веществ в разных водоемах составляют 76–95 % от общего числа таксонов. Большинство из них олигосапробионты и β-мезосапробионты. Повышенную биогенную нагрузку имеют озера, расположенные вблизи дороги, где в числе доминирующих обнаружены α-мезосапробионт *Diatoma tenue* и полисапробионт *Nitzschia palea*.

На о-ве Кетой диатомовые водоросли изучены в руч. Сточный (т. н. 3906), небольшом, но очень бурном и холодном, вытекающем из оз. Малахитовое; руч. Горчичный (т. н. 6106), стекающего с влк. Кетой, в его долине находится множество фумарол и небольшом ручье, впадающем в бухту Южную (т. н. 6906). В верхних частях ручьев даже в летнее время сохраняются снежники. Для изученных ручьев характерна низкая продуктивность диатомовых. Таксономический список насчитывает всего 45 форм, принадлежащих 25 родам. Наиболее представительны по количеству видов (3–4 формы) роды *Cymbella, Gomphonema,*

*Achnanthes, Diatoma, Navicula* и *Nitzschia*. В составе диатомовых преобладают космополиты, среди которых высокой численности достигают *Staurosira construens* var. *venter, Planothidium lanceolatum* (Breb.) Round et Bukht., *Cymbella silesiaca* Bleisch, *Surirella brebissonii* Kram. et L.-B., но отмечен и значительный вклад холодолюбивых диатомей (*Diatoma mesodon* (Ehr.) Kütz., *Cymbella gracilis* (Ehr.) Kütz.). По отношению к минерализации и активной реакции воды в ручьях преобладают в основном олигогалобы-индифференты и виды, обитающие в слабощелочной среде. Воды ручьев отличаются высокой чистотой, больше половины встреченных таксонов, относятся к группе β-мезосапробионтов и велико значение ксеносапробионтов.

Своеобразные комплексы диатомовых выявлены в горячих термальных источниках Ванны Сноу (т. н. 7706) с температурой воды до +29 °С [Левин и др., 2007], расположенных на тихоокеанском побережье о-ва Расшуа, и источнике, находящемся на бенче охотоморской стороны Макаровского перешейка о-ва Шиашкотан (т. н. 9006) с температурой воды до +60 °С. Оба источника расположены в зоне влияния моря, в составе диатомовых обнаружены морские сублиторальные виды *Cocconeis scutellum* Ehr., *Paralia sulcata* (Ehr.) Kütz. и фрагменты видов рода *Coscinodiscus*. Общим для источников является низкое (6–7) видовое разнообразие. Вместе с тем видовой состав и экологическая структура комплексов имеют существенные отличия, обусловленные разным гидрохимическим составом вод. В источнике Ванны Сноу обнаружены шесть таксонов диатомовых: четыре формы из группы обрастаний и две – донные. Концентрация створок довольно высока (до 270 створок в 1-м ряду на стекле препарата). В массе распространены виды, характерные для кислых слабо минерализованных вод *Eunotia exigua*, *E. praerupta* и *Nitzschia paleaeformis* Hust. В более горячем источнике о-ва Шиашкотан встречено семь таксонов диатомовых, но концентрация створок в воде значительно ниже (до 50 створок в 1-м ряду на стекле препарата). Доминируют виды, характерные для вод с соленостью близкой к морским водам (*Navicula salinarum* Grun., *Melosira nummuloides* Ag. и *Amphora coffeiformis* (Ag.) Kütz.). Объединяет эти два разных источника присутствие видов, отражающих пониженное содержание растворенного кислорода в воде.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 06-05-64033 и NSF ARC-0508109 (руководитель Бен Фитцхью).*

## ЛИТЕРАТУРА

*Гутельмахер Б.Л.* Метаболизм планктона как единого целого. Л., 1986. 155 с.

*Корнева Л.Г.* Фитопланктон как показатель ацидных условий в небольших лесных озерах // Структура и функционирование экосистем ацидных озер. СПб., 1994. С. 65–98.

*Левин Б.В., Фитцхью Б., Бурджуа Д., Рыбин А.В., Разжигаева Н.Г., Белоусов А.Б., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д. И., Нюшко Т. И., Харламов А. А., Коротеев И. Г.* Комплексная экспедиция на Курильские острова в 2006 г. (I этап) // Вестн. ДВО РАН. 2007. № 1. С. 144–148.

*Левин Б.В., Кайстренко В.М., Рыбин А.В., Носов М.А., Пинегина Т.К., Разжигаева Н.Г., Сасорова Е.В., Ганзей К.С., Ивельская Т.Н., Кравчуновская Е.А., Колесов С.В., Евдокимов Ю.В., Бурджуа Д., Макиннесс Б., Фитцхью Б.* Проявление цунами 15.11.2006 г. на центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 1. С. 118–122.

*Никулина В.Н.* Особенности фитопланктонных сообществ светловодно-ацидных и гумифицированных озер Южной Карелии // Реакция озерных экосистем на изменение биотических и абиотических условий. СПб., 1997. С. 29–47. (Тр. ЗИН РАН; Т. 272).

*Трифонова И.С.* Экология и сукцессия озерного фитопланктона. Л., 1990. 184 с.

*Трифонова И.С., Генкал С. И., Павлова О. А.* Состав и сукцессии диатомовых водорослей (*Bacillariophyta*) в планктоне городских водоемов Санкт-Петербурга // Ботан. журн. 2003. Т. 88, № 11. С. 42–52.

# ХАРАКТЕРИСТИКА МИКРОФЛОРЫ ИЗ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ

**Р.А. Желдакова[1], Я.К. Еловичева[1], Е.А. Перепечина[1], Е.Н. Дрозд[2]**

*[1]Белорусский государственный университет, 220030, Республика Беларусь, Минск, просп. Независимости, 4; e-mail: zheldakova@bsu.by, ые-mail:yelovicheva@bsu.by*
*[3]РУП БелГЕО, 220141, ул. Купревича, 10; e-mail:elena_Drozd@tut.by*

В районе Уручье г. Минска в 2006 г. при проходке метро на глубине 10 м от поверхности была вскрыта древнеозерная толща осадков (сверху вниз: песок светло-серый, алевритовый; супесь черная с валунчиками; супесь серая, гумусированная, тонкослоистая; с многочисленными остатками моллюсков и плохо разложившихся растений; мергель) общей мощностью 1.1 м (рис. 1), в которой впервые в Беларуси выявлены остатки лесного слона (*Palaeoloxodon antiquus* Falconer et Cautley). Находки этого вида характерны для муравинского межледниковья (от 80 до 110 тыс. лет назад) [Карабанов и др., 2007].

Изучение пыльцы, спор и водорослей из отложений палеоводоема Уручье (21 образец) показало (рис. 2), что их нижняя часть (супесь гумусированная) формировалась в умеренно-теплых и умеренных сухих климатических условиях конца муравинского (эемского) межледниковья, когда были широко развиты сосновые леса с лиственницей и еловые леса с участием березы. В озерах встречался чистоуст коричный, по увлажненным местам – ивняки, на болотах – сфагновые мхи, гроздовик полулунный, начали появляться низкорослые березки и плаунок плаунковидный. Экзоты представлены *Larix, Selaginella* sp. (aff. *sibirica)*, *Betula* sect. *Frutucosae* и *Betula* sect. *Nanae*, *Osmunda cinnamomea* L.

Верхняя часть разреза (супесь с валунчиками и песок) формировалась уже в холодных условиях, связанных с наступанием позерского (вислинского) ледника и развитием типичных перигляциальных тундро-степных ландшафтов. На открытых пространствах произрастала преимущественно полынь с участием маревых, злаковых, гречишных, астровых, цикориевых, лютиковых, гвоздичных, зонтичных, ворсянковых и фиалковых; в засушливых областях – хвойник двуколосковый, а в заболоченных – сфагновые мхи, кустарниковые березки, ольховник, плаунок плаунковидный и швейцарский, грушанковые; в прибрежных частях водоемов – осоковые, вересковые, тростник, ивы, рогоз широко- и узколистный, в открытых – водоросли *Pediastrum boryanum* (Turp.) Menegh., *P. kawraiskyi* Schmiddle, *Botryococcus.* Были распространены разреженные сосновые леса с березой и небольшим участием лиственницы и ели и березово-сосновые лесные участки с папоротником в травяном покрове и напочвенным ярусом из плаунов булавовидного и сплюснутого, по опушкам – дерен. Экзоты представлены *Larix, Betula* sect. Frutucosae и *Betula* sect. Nanae, *Alnaster, Selaginella selaginoides* L., *S. helvetica* (L.) Link., *Ephedra distachya* L.

В образцах костей, почвы и растительных остатках исследовалась таксономическая принадлежность присутствующих там бактерий. Выделение штаммов бактерий осуществляли традиционными микробиологическими методами путем высева на полноценную агаризованную питательную среду [Практикум…, 2005]. В результате были выделены 28 морфологически различающихся штаммов бактерий и проведена их идентификация. Оказалось, что подавляющее большинство штаммов относятся к грамотрицательным палочкам (12 штаммов), грамотрицательным коккам (восемь штаммов). Среди представителей грамположительных бактерий клетки палочковидной формы обнаружены у одного штамма, клетки сферической формы – у семи штаммов. Удивителен тот факт, что только в отдельных случаях выделялись спорообразующие бактерии.

Дальнейшая идентификация микроорганизмов была проведена при постановке 11 морфологических и физиолого-биохимических тестов. В частности, определялись такие характеристики, как подвижность, наличие каталазы и цитохромоксидазы *c*, отношение к кислороду, тип сбраживания углеводов и т. п. Все исследованные штаммы оказались аэробными или факультативно анаэробными формами, обладающими каталазной активностью.

На основании полученных данных выделенные штаммы были отнесены к следующим группам по “Определителю бактерий Берджи” [1997]:

1) грамотрицательные аэробные/микроаэрофильные палочки и кокки (представители родов *Kingella, Methylophillus, Moraxella, Pseudomonas*);

2) факультативно анаэробные грамотрицательные палочки (представители семейства *Enterobacteriaceae*);

3) грамположительные кокки (представители родов *Enterococcus, Staphylococcus*);

4) грамположительные спорообразующие палочки и кокки (представители рода *Bacillus*).

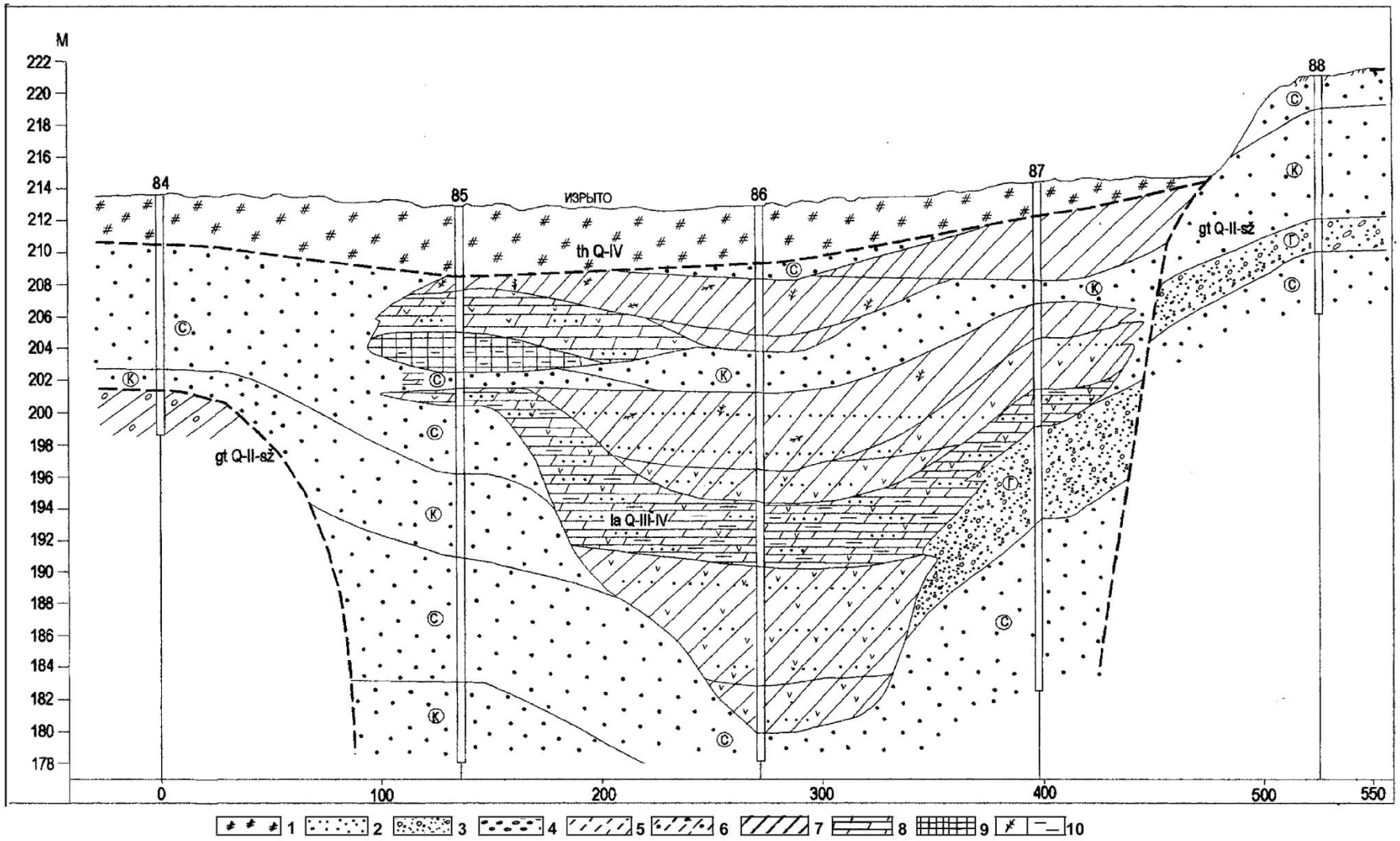



**Рис. 1.** Схематический геологический профиль вдоль линии метро (скв. 84-88) в р-не Уручье:

1 – насыпной грунт, 2 – песок, 3 – гравий, 4 – галька, 5 – супесь, 6 – суглинок, 7 – супесь моренная, 8 – суглинок моренный, 9 – глина, 10 – мергель, 11 – мел, 12 – глинистость, 13 – заторфованность, 14 – органические остатки. Пунктиром показана область древней (верхнеплейстоценовой) ложбины стока. Индекс mr означает муравинское межледниковье, ps-s – начало позерского оледенения.

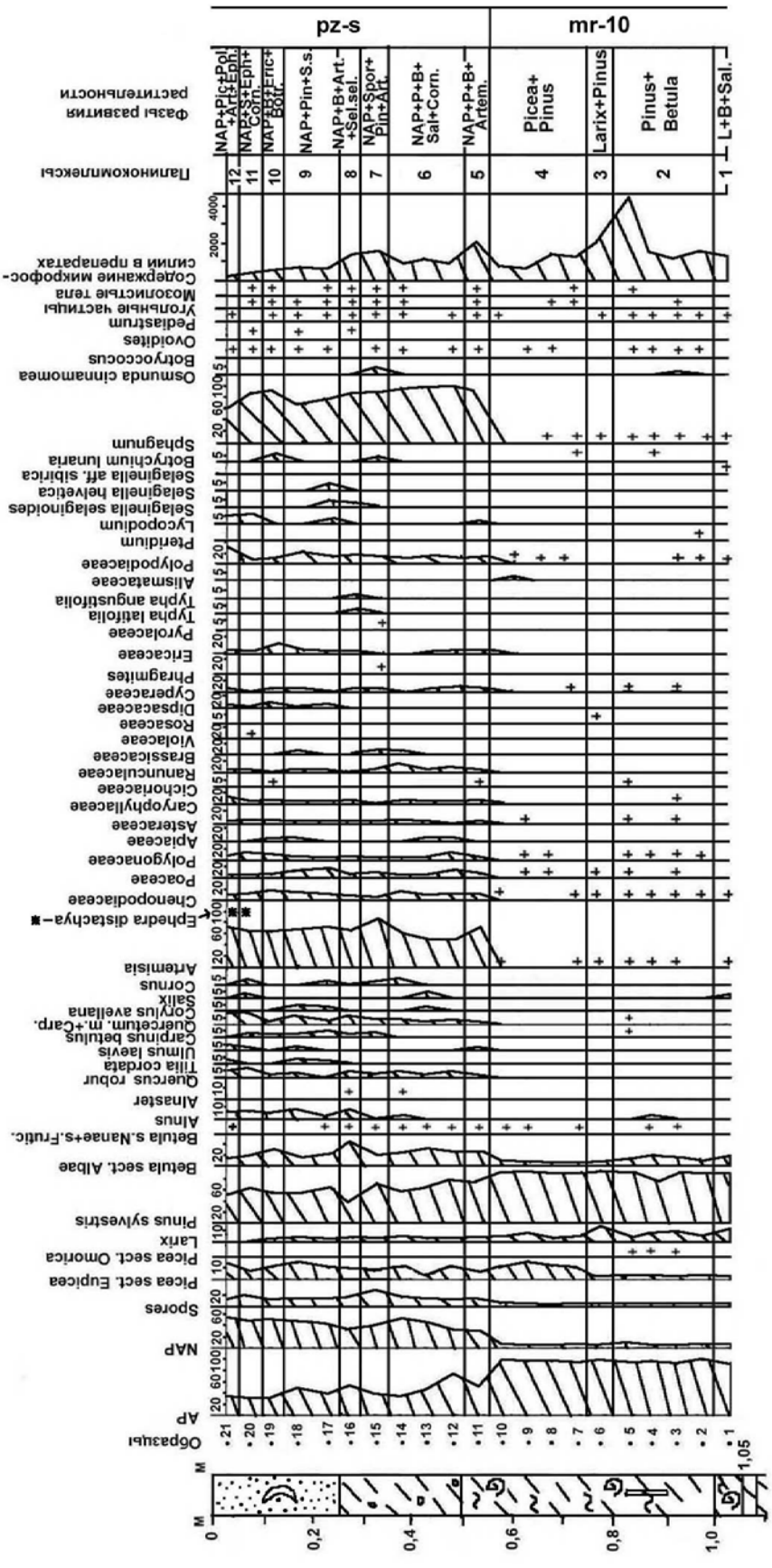



**Рис. 2.** Палинологическая диаграмма древнеозерных отложений в разрезе Уручье. Анализ Я.К. Еловичевой и Е.Н. Дрозд:
1 – песок, 2 – супесь, 3 – мергель, 4 – гумусированность, 5 – моллюски, 6 – остатки мамонта, бизона, 7 – остатки лесного слона. Знаком + указано процентное содержание пыльцы и спор < 1 %.

Таким образом, на основании анализа проведенных тестов и определения ряда характеристик можно утверждать, что все выделенные бактерии являются типичными представителями почвенной сапротрофной микрофлоры. Это свидетельствует о том, что ископаемая гумусированная и тонкослоистая серая супесь, содержащая выделенные бактерии, в конце муравинского межледниковья первоначально представляла собой озерный сапропель, который накапливался в древнем водоеме Уручье в умеренно-теплых климатических условиях, схожих с нынешними (конец голоценового межледниковья). Тем не менее остается признать, что собственно находки выявленных бактерий в отложениях муравинского межледниковья не являются in sity, т. е. по своему возрасту это современные бактерии, развившиеся в период опробывания породы в геологическом разрезе и подготовки ее к технической обработке на палинологический анализ.

## ЛИТЕРАТУРА

*Карабанов А.К., Мотузка А.Н., Писаненко А.Д., Рылова Т.Б., Санько А.Ф., Хурсевич Г.К., Якубовская Т.В.* Первая находка ископаемого слона рода *Palaeoloxodon* Matsumoto на территории Беларуси // Докл. НАНБ. 2007. Т. 51, № 4. С. 109–114.

*Практикум* по микробиологии / А.И. Нетрусов, М.А. Егорова, Л.М. Захарчук и др.; Под ред. А.И. Нетрусова. М.: Издательский центр "Академия", 2005. 608 с.

*Определитель* бактерий Берджи: в 2 т. / Под ред. Дж. Хоулта, Н. Крига, П. Снита, Дж. Стейли, С. Уильямса. М.: Мир, 1997. 1200 с.

# БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ПОГРЕБЕННЫХ ПАЛЕОДОЛИН ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА ВОСТОЧНО-КОРЕЙСКОГО ЗАЛИВА

**Е.Д. Иванова**

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Радио, 7;*
*e-mail: ivanova@tig.dvo.ru*

В основу работы положены результаты литологических исследований погребенных палеодолин, полученные в 1989 г. в прибрежной части шельфа Восточно-Корейского залива на НИС "Профессор Богоров". Затопленные древние долины (палеодолины) на шельфе являются продолжением на суше рек Сончхонган и Кымджинган (на севере залива), Йонхынган и Намдэчхон (на юге залива). По материалам полигонных исследований впервые был детально проведен микрофаунистический анализ, с целью выявления условий осадконакопления в данном районе и их связи с палеоклиматическими событиями в течение голоценового времени. Было изучено около 200 образцов из 12 колонок, отобранных гидростатическим пробоотборником (см. рисунок).

Осадконакопление на внутреннем шельфе и в его средней части происходит в погребенных палеодолинах обычно до глубин 25–30 м, иногда до 40–60 м, в зависимости от динамики водных масс. Глубже, на шельфе вне долин распространена аседиментогенная область, где распространены генетически крайне слабо связанные с современным осадочным процессом донные осадки, именуемые "реликтовыми" (обычно разнозернистые пески) [Марков и др., 2008].

В основу интерпретации микропалеонтологических данных положены результаты колонок 2741, 2743, 2745, 2746 и 2747 как наиболее представительных. Глубина в местах бурения составляет от 29 до 47 метров. Бентосные фораминиферы (БФ), найденные в этих отложениях, представлены в основном известковистыми формами хорошей сохранности. Новые микрофаунистические данные и полученные ранее радиоуглеродные определения возраста ($^{14}$C) [Марков, Боцул, 2003] позволили расчленить голоценовые отложения на пять горизонтов: пребореал, бореал, атлантик, суббореал, нерасчлененные суббореальные, субатлантические и современные, привязать их к хронологической схеме Блитта-Сернандера [Хотинский, 1969] и выделить морские и лагунно-морские фации.

**Пребореальные отложения** сформированы 10 300–9100 лет назад и вскрыты в палеодолине в средней части залива на ст. 2747 (инт. 275–183 см) на изобате 47 м под осадками бореального времени. Комплекс БФ в этих осадках состоит из представителей пять видов, ведущим из которых является *Nonionella pulchella*

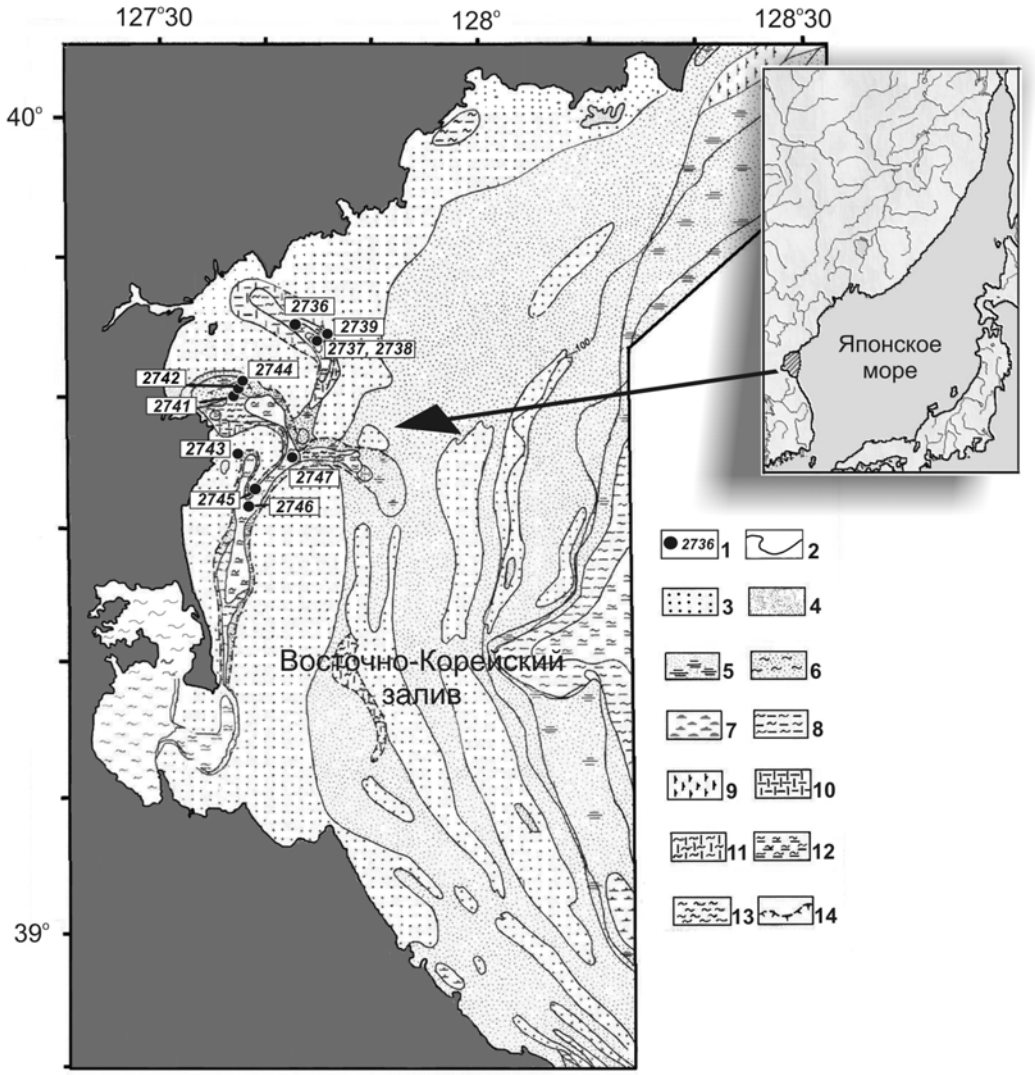



**Рис. 1.** Карта расположения станций и гранулометрического состава донных осадков Восточно-Корейского залива:

1 – станция и ее номер, 2 – граница литологических разностей; 3 –14 – типы и подтипы осадков: 3 – псаммиты крупно-среднезернитые, 4 – псаммиты мелкозернистые, 5 – псаммиты алевритовые, 6 – псаммиты пелитовые, 7 – алевриты псаммитовые, 8 – алевриты пелитовые, 9 – миктиты псаммитовые, 10 – миктиты алевритовые, 11 – миктиты пелитовые, 12 – пелиты алевритовые, 13 – пелиты, 14 – контуры затопленных речных долин (палеодолин).

Hada, менее многочисленны виды *Buccella frigida* Cushman, *B. granulata* (Lautenschleger), *Cribroelphidium asterineum* Troitskaja, *Retroelphidium subgranulosum* (Asano). В нижней части интервала присутствуют лишь единичные виды (*Cribroelphidium asterineum, Nonionella pulchella, Retroelphidium subgranulosum*). Характеризуя экоструктуру комплексов, можно сделать вывод о формировании пребореальных осадков в нестабильных условиях опресненных мелководий при температурных условиях несколько ниже современных. Оптимальные глубины формирования комплексов – около 20 м. В это время уровень Японского моря был на 35–36 м ниже современного [Троицкая, 1974; Караулова, 1974], что и стало главной причиной такого обеднения комплексов бентосных фораминифер.

**Бореальные отложения** формировались 9100–8000 лет назад. После краткой фазы похолодания (около 9300 лет назад на границе пребореального и бореального периодов) при некотором потеплении происходит дальнейший подъем уровня моря до отметки 25 м ниже современного. Конфигурация береговой линии Восточно-Корейского залива в это время заметно изменилась. На месте палеодолин Пракымджинган и Прасончхонган образовались открытые заливы, а закрытый залив на месте палеодолины Пранамдэчхон превратился в открытый [Деркачев и др., 1993]. Отложения этого времени вскрыты на ст. 2747 в инт. 183–135 см и на ст. 2745

в инт. 275–190 см. В составе комплексов БФ на ст. 2747 по-прежнему доминируют *Nonionella pulchella* и *Buliminella elegantissima* (d′Orbigny), субдоминантную группу составляют практически все ранее встреченные виды. На этом отрезке разреза выделяется инт. 150–160 см, где встречены только два единичных вида *Nonionella pulchella* и *Cribroelphidium goesi cognatum* Polovova. Бореальные слои на ст. 2745 имеют большую мощность и представлены более разнообразной микрофауной. В нижней части отложений отмечаются только единичные обломки фораминифер. Начиная с инт. 240–250 см и до инт. 210–215 см, общее число встреченной микрофауны увеличивается, но комплексы представлены только тремя видами (*Buliminella elegantissima, Buccella frigida, Nonionella pulchella*). На фоне всего разреза выделяется инт. 240–250 см. Здесь отмечается резкое увеличение как общей численности фораминифер, так и видового богатства. Наиболее обилен вид *Buliminella elegantissima*, занимающий доминирующее положение в комплексе. Субдоминантную группу, кроме ранее встреченных видов, представляют *Nonionella pulchella, Buccella frigida, Cribrononion incertus* (Williamson)*, Buccella granulata.* Отмечено появление единичного вида *Lagena gracilis* Williamson, характерного для условий внешнего шельфа и континентального склона. Выше по разрезу структура выделенных комплексов фактически не меняется, однако общая численность раковин в осадке значительно снижается.

**Атлантические отложения** накапливались около 8000–5000 лет назад. Они слагают преобладающую часть разрезов в затопленных долинах устьев рек, в заливах прибрежной части шельфа и в палеодолинах внутренней и средней частей шельфа Восточно-Корейского залива.

Атлантическое время характеризуется дальнейшим потеплением климата и продолжающейся трансгрессией Японского моря, соответствующей климатическому максимуму в послеледниковое время. В Восточно-Корейском заливе в это время происходит формирование современного облика залива Йонхынман и бухты Хамхынман. Прибрежная равнинная часть Восточно-Корейского залива частично оказывается под водой, а в ингрессионных лагунах рек формируются морские и лагунные отложения, кровля которых нередко обнажается в виде морских террас. Все это свидетельствует о положении уровня моря выше современного, что подтверждается и данными фораминиферового анализа. Комплексы БФ из разных колонок характеризуются сходными количественными параметрами и структурными особенностями, хорошо коррелируясь друг с другом. Доминантную группу составляют *Buliminella elegantissima, Retroelphidium subgranulosum, Nonionella pulchella*, *Cribroelphidium asterineum, Buccella frigida*, тяготеющие к более глубоководным условиям открытых заливов и бухт, с довольно высокими летними придонными температурами. Состав субдоминантной группы включает *Cribroelphidium etigoense* (Husezima et Maruhasi)*, Buccella granulata, Cribroelphidium goesi cognatum,* а также единичные экземпляры холодноводного *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), характерного для условий открытого шельфа. Резкое увеличение общей численности раковин и количества встреченных видов в комплексах позволяет предположить, что их формирование шло в условиях постепенного повышения уровня моря с одновременным увеличением температурного режима придонных вод. На увеличение глубины в это время указывает также и появление единичных представителей планктонных фораминифер.

Отложения **суббореального времени** формировались 5000–2500 лет назад. Уровень моря в это время продолжает оставаться высоким, однако начиная с середины суббореала и к рубежу суббореал–субатлантик отмечаются похолодание и регрессия моря. На севере Восточно-Корейского залива эти отложения вскрыты в палеодолине реки Пракымджинган на ст. 2747 в инт. 35–42 см (возраст по $^{14}C$ – 4440–110 лет назад) и представлены псаммит-алевритовыми миктитами. Комплексы микрофауны, выделенные в этих слоях, характеризуются достаточно высоким обилием раковин БФ, однако число встреченных видов меньше, чем в атлантических отложениях. Изменения в структуре комплексов хорошо коррелируются с событиями суббореального времени. Доминантным видом является *Nonionella pulchella*, относительное содержание которого достигает 70 %, субдоминантными – *Buliminella elegantissima, Buccella frigida, B. granulata, Cribroelphidium goesi cognatum*. В верхней части отложений, соответствующих концу суббореала и рубежу суббореал–субатлантик, происходит резкое уменьшение содержания БФ практически до их полного исчезновения, причиной чего явилось постепенное снижение уровня моря в это время. Здесь отмечены единичные экземпляры *Nonionella pulchella*, встречены обломки раковины вида *Elphidiella oregonense recens* (Stschedrina), относящегося к так называемым “большим фораминиферам” и встречающегося на глубинах до 50 м.

**Нерасчлененные суббореальные, субатлантические и современные отложения** (5000 лет назад и до ныне) были вскрыты в следующих колонках: 2746 – инт. 40–0 см, 2745 – инт. 85–0 см, 2741 – инт. 30–0 см, 2743 – инт. 20–0 см. В начале этого времени уровень моря был на 3–5 м в выше современного, а затем постепенно снизился до настоящего уровня, и очертания побережья Восточно-Корейского залива приобрели современный облик. Отложения этого времени залегают в палеодолинах рек Пранамдэчхон, Пракымджинган и Прасончхонган во внутренней и средней частях шельфа Восточно-Корейского залива, наращивая

разрез атлантического времени [Марков и др., 2008]. Микропалеонтологические исследования осадков показали сходность структуры и состава комплексов как по доминантным видам, где преобладают *Egerella advena* Cushman и *Nonionella pulchella,* так и по акцессорной группе, представленной немногочисленными видами *Buliminella elegantissima, Buccella frigida, B. depressa* Andersen.

Таким образом, микропалеонтологические исследования голоценовых осадков в палеодолинах на шельфе Восточно-Корейского залива позволили определить экоструктурные особенности фораминиферовых комплексов и установить условия их формирования в ходе голоценового седиментогенеза.

## ЛИТЕРАТУРА


*Деркачев А.Н., Лихт Ф.Р., Марков Ю.Д., Уткин И.В., Николаева Н.А., Боцул А.И., Хан Чун Себ*. Строение и состав четвертичных отложений // Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука РАН, 1993. 211 с.

*Караулова Л.П.* Палинологическое обоснование стратиграфии плейстоценовых и голоценовых отложений Приморья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1974. 25 с.

*Марков Ю.Д., Боцул А.И.* Позднечетвертичные отложения Восточно-Корейского залива (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 39–50.

*Марков Ю.Д., Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н., Уткин И.В., Боцул А.И., Пушкарь В.С., Иванова Е.Д., Евстигнеева Т.А., Евсеев Г.А.* Осадки затопленных долин шельфа Восточно-Корейского залива – индикаторы палеогеографических условий голоцена // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 3. С. 74–92

*Трощкая Т.С.* Миграционная последовательность комплексов бентосных фораминифер в голоценовых осадках Амурского залива (Японское море) // Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы). Новосибирск: Наука, 1974. С. 30–40. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 84).

*Хотинский Н.А.* Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 78–90.


## ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫЕ ОСТРАКОДЫ КОЛОНКИ АК-497 С КАВКАЗСКОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ


**М.С. Карпук[1], Е.М. Тесакова[1], Е.В. Иванова[2]**

*[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1; e-mail: mashita@mail.ru; ostracon@rambler.ru*

*[2]Институт океанологии им. Ширшова, РАН; e-mail: e_v_ivanova@ocean.ru*


Голоценовая история Черного моря связана с периодическими трансгрессиями и регрессиями, вызванными изменениями климата. При понижении уровня Мирового океана во время материковых оледенений позднего плейстоцена связь между Черным и Средиземным морями периодически прекращалась [Чепалыга, 2002]. Как следствие, соленость Черного моря, контролируемая стоком в него средиземноморских вод, уменьшалась. В межледниковые эпохи воды Средиземного моря начинали проникать в Черное море, увеличивая его соленость, поэтому стратиграфия его голоценовых осадков строится на смене экологических групп организмов. Наиболее распространенные стратиграфические схемы Кавказского шельфа Черного моря для этого времени построены по двустворчатым моллюскам и фораминиферам. Остракоды же – группа весьма толерантная к солености и широко распространенная на этой территории, изучены совершенно недостаточно. По голоценовым остракодам опубликовано только три работы [Янко, Грамова, 1990; Манушкина и др., 2006; Ivanova et al., 2007], причем фотографии остракод приведены только во второй. Поскольку видовой состав голоценовых и современных остракод одинаков, то можно предположить, что для реконструкций палеосолености в голоцене можно использовать имеющиеся сведения об их толерантности к солености. Экологии современных остракод этого региона посвящена обширная отечественная и зарубежная литература. [Дубовский, 1939; Харин, 1951; Мордухай-Болтовской, 1960; Маринов, 1962, 1964а-б; Шорников 1964, 1965, 1966, 1967; Klie, 1937; Kiliç, 2001]. Ранее А.В. Манушкиной и Т. Кронином [Манушкина и др., 2006; Ivanova et al., 2007] показано важное стратиграфическое значение остракод этого региона. Изучение голоценовых остракод продолжено нами по соседней колонке Ак-497.

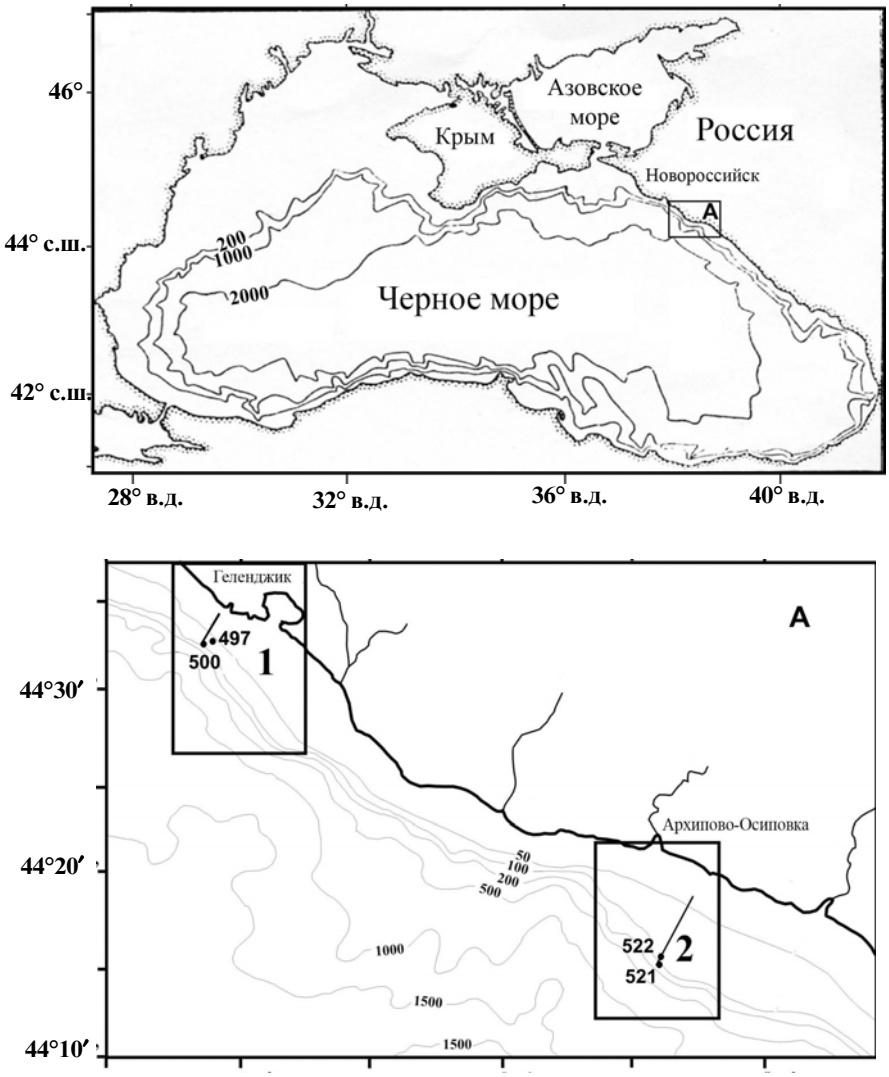



**Рис. 1.** Географическое положение колонки Ак-497. По: [Ivanova et al., 2007].

Материалом для изучения остракод послужили шестнадцать промытых проб из колонки Ак-497 (44°32′43″с.ш., 37°57″31″з.д.) (рис.1), отобранной с Кавказского шельфа Черного моря во время 25 рейса НИС "Акванавт" сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Каждая проба соответствует интервалу 3 см, а расстояния между взятыми пробами составляет 4 см. Остракоды изучались из гранулометрической фракции 0.1–1.0 мм. Перед просмотром каждая проба взвешивалась, квартовалась и просматривалась ее часть, содержавшая около сотни экземпляров остракод.

Количество найденных остракод в каждом образце было пересчитано сначала на полную массу мелкой фракции, а затем на 1 г. Следует отметить, что все без исключения виды были встречены совместно с личинками и представлены как отдельными створками, так и целыми раковинами, что свидетельствует об автохтонности захоронения. В общей сложности встречено 1586 экз. остракод прекрасной сохранности, принадлежащих восьми видам семи родов, четыре формы оставлены в открытой номенклатуре (рис. 2).

Остракоды распределены по разрезу достаточно равномерно, резких колебаний таксономического разнообразия также не наблюдается, поэтому выделить комплексы по изменению количества таксонов не представляется возможным. Однако комплексы легко выделяются по доминированию на разных уровнях разреза различных видов остракод. Таких комплексов выделено 12. Поскольку соленостные предпочтения изученных остракод хорошо известны, то, анализируя систематический состав каждого комплекса и смену в них доминантов, можно судить об изменении солености, а значит, и глубины на протяжении позднего голоцена в районе колонки Ак-497.

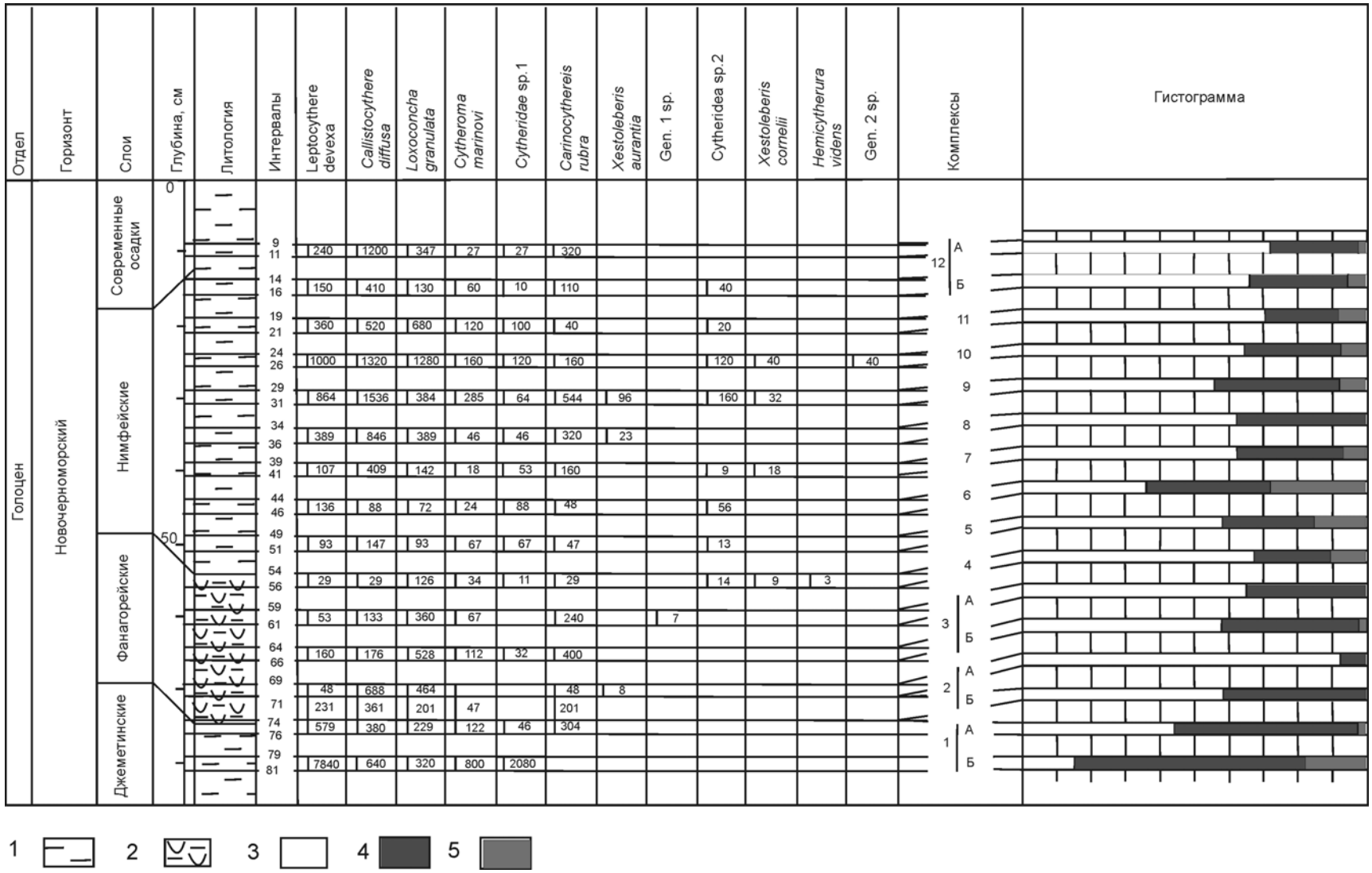



**Рис. 2.** Распределение остракод и их групп по разрезу в зависимости от солености бассейна. | – наличие данного вида в данном горизонте; | 240 – количество экземпляров данного вида в 1г сухого осадка из данного горизонта; в колонке “комплексы”: цифрами обозначены номера комплексов, буквами – подкомплексы:
1 – глинистый ил, с мидиевым комплексом; 2 – мидиевая банка; 3 – полигалинные остракоды; 4 – стриктэвригалинные остракоды; 5 – голэвригалинные остракоды.

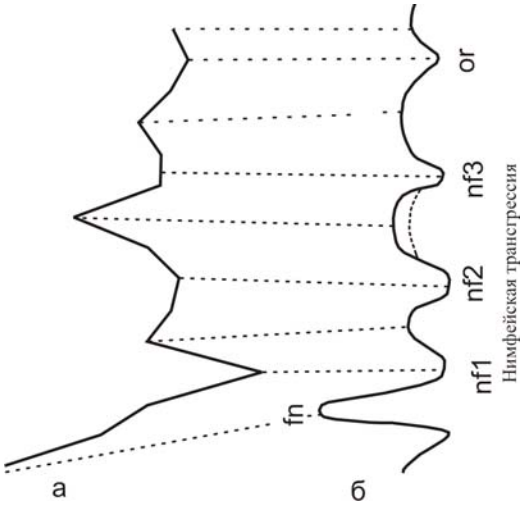



**Рис. 3.** Эвстатические кривые, построенные по остракодам (*а*) и по моллюскам (*б*).

fn – фанагорейская регрессия, ks – корсуньская регрессия, or – ордынская трансгрессия.

При микропалеонтологическом анализе учитывались данные по зависимости состава остракодовых сообществ от солености воды [Шорников, 1969, 1972; Янко, Грамова, 1990; Манушкина и др., 2006]. Выделены три группы видов. Голэвригалинные (1–26 ‰): *Xestoleberis aurantia* (Baird, 1838), *Hemicytherura videns* (Muller, 1894)*, Cytheridea* sp. 1 и *Cytheridea* sp. 2. Однако известно, что *X. aurantia* иногда встречается и при большей солености – до 59.26 ‰, а *H. videns* до 40 ‰. Стриктэвригалинные (11–26 ‰): *Carinocythereis rubra* (G.W. Muller, 1894), *Leptocythere devexa* Schornikov 1969, *Xestoleberis cornelii* Caraion 1963. Эти морские виды могут переносить соленость до 33 ‰. Полигалинные (18–26 ‰): *Callistocythere diffusa* (G.W. Muller, 1984)*, Loxoconcha granulata* Sars, 1865*, Cytheroma marinovi* Schornikov, 1969. Первые два из перечисленных видов могут жить при солености до 33 ‰, а последний – при солености до 22 ‰. Для каждой группы рассчитывалось остракодовое число (общее число экземпляров в группе), полученные данные обрабатывались в программе Microsoft Exel. В результате анализа гистограммы (см. рис. 2) выявлены участки разреза с нарастающей и убывающей соленостью. Построенная по ним кривая отражает колебания уровня моря (рис. 3, *а*). Таким образом, по остракодам в разрезе колонки Ак-497 установлены несколько трансгрессивно-регрессивных циклов.

Результат исследования был сопоставлен с уже имеющимися выводами по литологии и моллюскам, подтвержденными радиоуглеродными датировками [Ivanova et al., 2007] (рис. 3, *б*). Очевидно их практически полное соответствие. Таким образом, эвстатическая кривая, построенная по остракодам, не уступает в детальности кривой по моллюскам.

Исследование проведено в рамках Проекта международной геологической корреляции 521 “Черноморско-Средиземноморский коридор в течение последних 30 тыс. лет: колебания уровня моря и адаптация человека”.

## ЛИТЕРАТУРА

*Дубовский Н.В.* Материалы к познанию Ostracoda Черного моря // Труды Карадагской биологической станции. 1939. Вып. 5. С. 3–68.

*Манушкина А.В., Иванова Е.В., Тесакова Е.М.* Остракоды и экостратиграфия голоценовых отложений Кавказского шельфа Черного моря // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. М.: ПИН РАН, 2006. С. 11–26.

*Маринов Т.* Въерху остракодната фауна на западното Черноморско крайбережие // Изв. на Центр. инст. по рибов. и рибол. 1962. № 2. С. 55–79.

*Маринов Т.* Две непознати остракоди от Черно море // Изв. на Зоол. инст. БАН. 1964а. № 18. С. 65–88.

*Маринов Т.* Принос към остракодната фауна на Черно море // Изв. на Центр. инст. по рибов. и рибол. 1964б. № 4. С. 15–37.

*Мордухай-Болтовский Ф.Д.* Каспийская фауна в Азовско-Черноморском бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 70 с.

*Харин Н.Н.* Зообентос и зоопланктон Кубанских лиманов и их изменение при опреснении лиманов // Труды АзЧерНИРО. 1951. № 15. С. 25–49.

*Чепалыга А.Л.* Черное море // Развитие ландшафтов и климата северной Евразии: поздний плейстоцен–голоцен – аспекты будущего / Ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2002. С. 205–285.

*Шорников Е.И.* Опыт выделения Каспийских элементов фауны остракод в Азово-Черноморском бассейне // Зоол. журн. 1964. Т. XLIII, вып. 9. С. 1276–1293 .

*Шорников Е.И.* К изучению Ostrscoda Азовского и Черного морей // Бентос. Киев: Наукова думка, 1965. С. 103–121.

*Шорников Е.И. Leptocythere* (Crustacea, Ostracoda) Азово-Черноморского бассейна // Зоол. журн. 1966. Т. XLV, вып. 1. С. 1007–1033.

*Шорников Е.И.* Фауна черноморско-азовских остракод в экологическом и зоогеографическом аспектах // Донные биоценозы и биология бентосных организмов Черного моря. Киев: Наук. думка, 1967. С. 60–89.

*Шорников Е.И.* Подкласс остракода, или ракушковые раки – Ostracoda // Определитель фауны Черного и Азовского морей. Т. 2. Свободноживущие беспозвоночные. Ракообразные. Киев: Наук. думка, 1969. С. 163–260.

*Шорников Е.И*. Вопросы экологии азово-черноморских остракод // Биология моря. Вып. 26. Экологические исследования донных организмов. Киев: Наук. думка, 1972. С. 58–88.
*Янко В.В., Грамова Л.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Кавказского шельфа и континентального склона Черного моря по микрофауне // Сов. геология. 1990. № 2. С. 60–72.
*Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Tchepalyga A.L., Cronin T.M., Pasechnik I.V., Levchenko O.V., Howe S.S., Manushkina A.V., Platonova E.* Holocene sea-level oscillations and environmental changes on the Eastern Black Sea shelf // Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol. 2007. V. 246. P. 228–259.
*Kiliç M*. Recent Ostracoda (Crustacea) Fauna of the Black Sea Coasts of Turkey // Turk J. Zool. University of Istanbul. Faculty of Science. Depart. of Biol. 2001. N 25. P. 375–388.
*Klie W*. Osracoden und Harpacticoiden aus Bracigen Gewassern an der Bulgarischen Kuste des Schwarzen Meeres // Mit. Kongl. Naturw. Inst. Sofia. 1937. V. 10. P. 335–347.

## ВОДНЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ В ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ ЕВРАЗИИ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА (НА ПРИМЕРЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ)

**Т.С. Клювиткина, Е.И. Полякова**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1; e-mail: t.klyuvitkina@mail.ru*

В последние годы в практике реконструкций палеогидрологических обстановок в шельфовых морях Арктики все большее значение приобретает изучение водных палиноморф, включающих в себя цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли, а также акритархи, органическую часть скелета фораминифер и другие органические остатки водных микроорганизмов [Mudie, 1992; Matthiessen et al., 2000; и др.]. Водные палиноморфы обладают органической оболочкой, состоящей из диноспорина, близкой по составу к оболочке пыльцы и спор. Для водных палиноморф используется методика обработки образцов, общепринятая в спорово-пыльцевом анализе.

В составе пресноводной группы палиноморф в осадках арктических морей наиболее распространены зеленые водоросли (*Pediastrum kawraiskii* Schmidle 1897*, P. boryanum* (Turpin 1828) Meneghini и *Botryococcus* cf. *braunii* Kutzind), поступающие на шельф с речным стоком. Видовой состав зеленых водорослей в современных и верхнеплейстоценовых – голоценовых осадках Северного Ледовитого океана (СЛО) и их значение для реконструкций речного стока обосновано рядом детальных исследований последних лет [Mudie, 1992; Kunz-Pirrung, 1998; Matthiessen et al., 2000; Polyakova et al., 2005; и др.].

Динофлагеллаты, одноклеточные микроорганизмы, обитают практически во всех типах континентальных и морских водоемов [Taylor, 1987; и др.]. В морях Евразийской Арктики они, наряду с диатомеями, являются основным компонентом фитопланктона и играют ведущую роль в создании первичной продукции [Taylor, 1987; Околодков, 2000 и др.]. Большинство известных видов динофлагеллат (более 2000) относятся к морским. По основным типам питания планктонные динофлагеллаты в арктических морях представлены автотрофными, гетеротрофными и миксотрофными видами [Taylor, 1987; Околодков, 2000; Matthiessen et al., 2005]. Необходимым экологическим фактором распределения автотрофных (фотосинтезирующих) видов в СЛО служит глубина проникновения света, а продолжительный ледовый покров является одним из лимитирующих факторов их распространения. Распределение гетеротрофных видов динофлагеллат зависит главным образом от источников питания [Jacobson, Anderson, 1986; Околодков, 2000; Matthiessen et al., 2005; и др.]. Жизненные циклы некоторых видов динофлагеллат (~15 %) включают цисты, образование которых происходит в результате репродуктивной стадии [Taylor, 1987; и др.]. Цисты обладают органической оболочкой, состоящей из диноспорина, материала, по составу близкого к оболочкам пыльцы и спор, что обеспечивает им высокую степень сохранности в осадках. Выявленные закономерности распространения диноцист в осадках арктических морей и зависимость видового состава ассоциаций от параметров водных масс и ледовых условий свидетельствуют о широких возможностях их использования для палеоокеанологических реконструкций [Mudie, 1992; de Vernal et al., 2001; Matthiessen et al., 2005].

***Водные палиноморфы в поверхностных осадках моря Лаптевых*** были изучены M. Kunz-Pirrung [1998] и включают диноцисты, зеленые водоросли, а также акритархи и органические остатки фораминифер. Коли-

чество диноцист в прибрежных юго-восточных районах моря, находящихся под влиянием речного стока, сравнительно невелико, а преобладают зеленые водоросли. В северной, удаленной от устьев рек, части моря Лаптевых преобладают диноцисты (>50 %), а количество пресноводных водорослей сокращается [Kunz-Pirrung, 1998]. Выделяются три основные ассоциации диноцист в осадках моря Лаптевых (внутреннего шельфа, внешнего шельфа и континентального склона), различия видового состава и количественного содержания видов, в пределах которых обусловлены изменениями глубин моря, градиентами солености и температуры поверхностных вод [Kunz-Pirrung, 1998].

По материалам M. Kunz-Pirrung [1998], автором выполнены исследования распределения значений АН-критерия и CD-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых, которые в настоящее время находят все более широкое применение в реконструкциях гидрологических условий в арктических морях [Mudie, 1992; Matthiessen et al., 2000; de Vernal et al., 2001].

В море Лаптевых значения CD-критерия, представляющего собой отношение содержания в осадках пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллат, варьируют от 0 до 66 [Клювиткина, Баух, 2006]. Максимальные значения (>20) выявлены в юго-восточных районах моря, прилегающих к дельте р. Лены, куда направлен ее основной сток. В прибрежных районах, около устьев рек и в областях подводных долин значения CD-критерия варьируют от 4 до 15 при солености <15. По мере удаления от устьев рек и увеличения солености значения CD-критерия снижаются. В северных районах, где соленость возрастает от 20 до >30, CD-критерий ≤2. Таким образом, CD-критерий может быть использован для реконструкций изменений поступления в море Лаптевых речных вод.

Значения АН-критерия (отношение содержания цист автотрофных видов динофлагеллат к цистам гетеротрофных видов [Mudie, 1992] варьируют от 0 до 0.5. Максимальные значения выявлены на внешнем шельфе и континентальном склоне, где глубины составляют от 50 до 1000 м, а соленость >26 %. Минимальные значения (0–0.05 %) отмечены в мелководных районах шельфа. Анализ распределения диноцист в поверхностных осадках показал, что на внешнем шельфе и континентальном склоне содержание цист автотрофных динофлагеллат (*Operculodinium centrocarpum* Wall and Dale, *Spiniferites elongatus* Rei, *Pentapharsodinium dalei* Indelicato et Loeblich) в составе ассоциаций достигает наибольших значений. Эти виды рассматриваются как индикаторы распространения атлантических вод в СЛО [Matthiessen et al., 2005; и др.]. Таким образом, изменение АН-критерия может быть использовано в качестве дополнительного критерия при реконструкциях интенсивности поступления атлантических вод в море Лаптевых.

Установленные особенности формирования ассоциаций водных палиноморф в поверхностных осадках и значения основных критериев явились методической основой выполненных палеогеографических реконструкций. В работе были использованы результаты исследований водных палиноморф в 10 датированных по AMS$^{14}$C колонках и скважинах донных осадков моря Лаптевых, полученных в интервале глубин 21–270 м в ходе российско-германских экспедиций TRANSDRIFT в море Лаптевых в 1994–1998 гг. на исследовательских судах “Поларштерн” и “Профессор Мультановский”. Колонками и скважинами вскрыты осадки, соответствующие последним 17.5 тыс. календарных лет [Bauch et al., 2001].

***История развития моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене.*** Во время максимума последнего оледенения шельф моря Лаптевых был осушен и свободен от покровных ледников [Аксенов и др., 1987]. Развитие постгляциальной трансгрессии определило главные пространственно-временные особенности гидрологических и седиментационных процессов в море Лаптевых. В последние годы, благодаря многочисленным AMS$^{14}$C датировкам, были реконструированы основные этапы постгляциального повышения уровня моря [Bauch et al., 2001; и др.]. Вместе с тем изменения основных палеоокеанологических параметров, таких как соленость вод, распределение водных масс, ледовые условия до последнего времени оставались слабо изученными.

Результаты изучения водных палиноморф в колонках донных осадков моря Лаптевых позволяют осуществить реконструкции гидрологических условий за 17.5 тыс. календарных лет назад, которые существенно дополняют полученные по другим ископаемым группам данные о постгляциальных обстановках в море Лаптевых [Polyakova et al., 2005; Taldenkova et al., 2005; и др.]. Выделены основные палеогеографические интервалы.

**17.5–13.0 тыс. календарных лет назад.** Согласно составу ассоциаций водных палиноморф, этот интервал в западной части моря характеризовался максимальной продолжительностью морского сезонного ледового покрова, что устанавливается по преобладанию в составе диноцист эвригалинных холодноводных видов (*Islandinium minutum* Harland et Reid, *Brigantedinium simplex* (Wall 1965) Reid, *Echinidinium karaense* Head 2001 и цист *Polykrikos* sp. de Vernal) и отсутствию цист автотрофных видов динофлагеллат (АН-критерий = 0).

Однако появление остракод и бентосных фораминифер, типичных для Северной Атлантики, дает основание полагать, что атлантические воды достигали континентального склона западной части моря Лаптевых уже 16 тыс. календарных лет назад [Taldenkova et al., в печати]. Мы полагаем, что отсутствие североатлантических видов диноцист в море Лаптевых в данный период связано с тем, что эти виды принадлежат автотрофным динофлагеллатам, развитие которых было ограничено условиями почти круглогодичного морского ледового покрова.

**13.0–11.2 тыс. календарных лет назад.** Данный интервал отмечен значительными изменениями палеогидрологических условий в западной части моря Лаптевых, вызванными возросшей интенсивностью адвекции атлантических вод, что выявлено по увеличению доли североатлантических видов в ассоциациях диноцист и значений АН-критерия.

12.3 тыс. календарных лет назад уровень моря достиг современной изобаты 60 м, что устанавливается по появлению диноцист в нижней части колонки PS51/159-10, однако до 11.2 тыс. календарных лет назад остаются крайне высокими значения CD-критерия, а в составе ассоциаций диноцист преобладают цисты эвригалинных динофлагеллат. Это позволяет заключить, что данный район шельфа находился в области активного воздействия стока рек Анабар и Хатанга, палеодолина которых протягивалась вдоль восточного побережья п-ова Таймыр [Klieber, Niessen, 1999].

Около 11.3 тыс. календарных лет назад уровень моря достиг современной изобаты 51 м [Bauch et al., 2001; Polyakova et al., 2005; Клювиткина, Баух, 2006; и др.], о чем свидетельствует появление в осадках колонки с внешнего шельфа восточной части моря диноцист и морских диатомей.

**11.2–10.3 тыс. календарных лет назад.** Около11.2 тыс. календарных лет назад в ассоциациях палиноморф внешнего шельфа западной части моря Лаптевых происходит скачкообразное увеличение содержания цист относительно тепловодных и солоноводных видов динофлагеллат и видов североатлантического происхождения. Значения АН-критерия начиная с 11.2 тыс. календарных лет назад в десятки раз превышают современные. Очевидно, что в этот период в западной части моря отмечается значительное усиление адвекции атлантических вод.

Начиная с 11.3 тыс. календарных лет назад атлантические воды оказывают влияние также на гидрологические условия внешнего шельфа восточной части моря Лаптевых [Polyakova et al., 2005; Клювиткина, Баух, 2006], о чем свидетельствуют увеличение доли североатлантических видов в ассоциациях диноцист, повышенные значения АН-критерия в осадках колонки PS51/135-4 и высокое содержание планктонных фораминифер [Taldenkova et al., 2005].

На внешнем шельфе восточной части моря в пределах палеодолины р. Яна 11.3–10.3 тыс. календарных лет назад высокие скорости осадконакопления [Bauch et al., 2001], значения CD-критерия, превышающие современные почти в 10 раз, а также экстремально высокие концентрации зеленых водорослей и пресноводных диатомей свидетельствуют о лавинообразном осаждении взвешенных речных наносов, что характерно для внутренней зоны маргинального фильтра сибирских рек [Лисицын, 1994; Polyakova, 2003]. Маргинальные фильтры являются важнейшей особенностью осадконакопления в зонах смешения речных и морских вод. В них происходят глобальные процессы аккумуляции растворенных и взвешенных веществ [Лисицын, 1994]. Реконструированные по диатомеям значения солености поверхностных вод в этот период составляли 9–10 ‰, что характерно для зон лавинной седиментации [Polyakova, 2003]. Интенсивное воздействие стока р. Яна в данном интервале времени подтверждается преобладанием в составе ассоциаций цист динофлагеллат видов, адаптированных к опресненным условиям приэстуарной области.

**10.3–9.2 тыс. календарных лет назад.** В этот период на континентальном склоне и внешнем шельфе западной части моря Лаптевых в составе ассоциаций диноцист доминируют североатлантические виды (*O. centrocarpum*, цисты *P. dalei)*, а АН-критерий, как и в предшествующий период, достигает максимальных значений. На внешнем шельфе восточной части моря суммарное содержание североатлантических видов составляет 80–90 %, а АН-критерий достигает 8.5, что свидетельствует о значительном усилении влияния атлантических вод на формирование водных масс в море Лаптевых в этот период.

10.3 тыс. календарных лет назад в восточной части моря Лаптевых снижаются значения CD-критерия, уменьшаются скорости осадконакопления (до 17 см/тыс. лет [Bauch et al., 2001]) и возрастает соленость [Polyakova, 2003], что свидетельствует о смещении к югу устья р. Яна.

**9.2–7.4 тыс. календарных лет назад.** Около 8.9 тыс. календарных лет назад уровень моря достиг современной изобаты 32 м, и началось затопление более мелководного юго-восточного шельфа, о чем свидетельствует появление диноцист и морских диатомей в нижней части колонки PS51/092-12 [Polyakova et al., 2005; и др.].

8.9–8.6 тыс. календарных лет назад в палеодолине р. Лены отмечаются экстремально высокие концентрации зеленых водорослей и пресноводных диатомей [Polyakova et al., 2005; Клювиткина, Баух, 2006; и др.] и высокие скорости осадконакопления [Bauch et al., 2001]. Следовательно, в этот период в палеодолине р. Лена происходило лавинообразное осаждение речной взвеси, важным компонентом которой является фитопланктон (в первую очередь, диатомеи и зеленые водоросли), в условиях внутренней зоны маргинального фильтра, что подтверждается предыдущими исследованиями [Kuptsov, Lisitzin, 1996; и др.]. Высокие значения CD-критерия 9.2–7.4 тыс. календарных лет назад и преобладание эвригалинных видов диноцист указывают на сильное опреснение вод под влиянием стока р. Лены.

На внутреннем шельфе восточной части моря Лаптевых, несмотря на его мелководность, формирование водных масс 8.9–7.4 тыс. календарных лет назад, как и в настоящее время, происходило при участии атлантических вод, о чем свидетельствуют высокое относительное содержание североатлантических видов в ассоциациях диноцист и максимальные значения AH-критерия, при низком содержании холодноводных видов *I. minutum* и *E. karaense*.

В восточной части моря Лаптевых установление близких современным гидрологических условий происходит на внешнем шельфе ~8.6 тыс. календарных лет назад, на внутреннем – ~7.4 тыс. календарных лет назад, в западной части моря – ~7.0 тыс. календарных лет назад, на что указывает формирование комплексов палиноморф, сходных с современными, снижение скоростей осадконакопления [Bauch et al., 2001] и установление солености, близкой современной [Polyakova et al., 2005].

**7.4 тыс. календарных лет назад– современность.** В западной части моря Лаптевых постоянные значения CD-критерия дают основание полагать, что сток рек Анабар, Хатанга и Оленек существенно не менялся на протяжении последних 7 тыс. календарных лет назад.

Начиная примерно с 6–5 тыс. календарных лет назад, когда уровень моря Лаптевых достиг положения, близкого современному, и, вероятно, стабилизировался [Аксенов и др., 1987; Bauch et al., 2001; и др.], пространственные и временные изменения стока р. Лены становятся ведущим фактором в формировании гидрологических условий в прилегающих к ее дельте районах шельфа. Наши исследования микроводорослей (диатомеи, водные палиноморфы) в колонках, полученных на внутреннем шельфе, выявили короткопериодные изменения интенсивности стока р. Лена через основные протоки дельты – Туматскую, Трофимовскую и Быковскую [Полякова и др., в печати].

*Работа выполнена при финансовой поддержке лаборатории им. О.Ю. Шмидта (OSL-06-18), РФФИ, № 06-05-65267, гранта Президента РФ (№ МК-827.2008.5) и географического факультета МГУ.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С., Калиненко В.В., Медведев В.С., Павлидис Ю.А., Юркевич М.Г.* Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука,1987. 276 с.

*Клювиткина Т.С., Баух Х.А.* Изменения палеоокеанологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2006. Т. 46, № 6. С. 911–921.

*Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 735–747.

*Околодков Ю.Б.* Динофлагеллаты (Dinophyceae) морей Евразийской Арктики: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. СПб., 2000. 363 с.

*Полякова Е.И., Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А., Баух Х.А., Кассенс Х.* Изменения стока реки Лена в море Лаптевых (сибирский шельф Евразии) в голоцене // Водные ресурсы. (В печати).

*Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global Planetary Change. 2001. N 31. P. 125–139.

*De Vernal A., Henry M., Matthiessen J., Mudie P.J., Rochon A., Boessenkool K.P., Eynaud F., Grøsfjeld K., Guiot J., Hamel D., Harland R., Head M.J., Kunz-Pirrung M., Levac E., Loucheur V., Peyron O., Pospelova V., Radi T., Turon J.-L., Voronina E.* Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new '*n*= 677' data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction // J. Quatern. Sci. 2001. V. 16, N 7. P. 681–698.

*Jacobson D.M., Anderson D.M.* Thecate heterotrophic dinoflagellates: feeding behavior and mechanisms // J. Phycology. 1986. V. 22. P. 249–258.

*Kleiber H.P., Niessen F.* Late Pleistocene paleoriver channels on the Laptev Sea Shelf — implications from sub-bottom profiling // Land–Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History / H. Kassens, H.A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, L. (Eds). N. Y.: Springer-Verlag, 1999. P. 635–656.

*Kunz-Pirrung M.* Rekonstruktion der OberflÅachenwassermassen der Åostlichen Laptevsee im HolozÅan anhand der aquatischen Palynomorphen // Berichte zur Polarforschung. 1998. V. 281. P. 1–117.

*Kuptsov V.M., Lisitzin A.P.* Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea sediments // Mar. Chem. 1996. V. 53. P. 301–311.

*Matthiessen J., de Vernal A., Head M., Okolodkov Yu., Zonneveld K., Harland R.* Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // Palaeontol. Z. 2005. V. 79, N 1. P. 3–51.

*Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J.* Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // Int. J. Earth Sci. 2000. N 89. P. 470–485.

*Mudie P.J.* Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs / M.J. Head, J.H. Wrenn (Eds). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas, 1992. P. 347–390.

*Polyakova Ye.I.* Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions // Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability, and Environmental Significance: Proceedings in Marine Sciences / R. Stein, K. Fahl, D.K. Fütterer, E.M. Galimov, O.V. Stepanets (Eds). Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 375–400.

*Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S.* Early to Middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // Global and Planetary Change. 2005. N 48. P. 208–222.

*Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Dem'yankov S., Ovsepyan A.* Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflacted in molluscan, ostracodal, and foraminiferal faunas // Global and Planetary Change. 2005. N 48. P. 223–251.

*Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Strezh A., Dem'yankov S., Ovsepyan Y.* Postglacial to Holocene history of the Laptev Sea continental margin: palaeoenvironmental implications of benthic assemblages // Quatern. Int. (In press).

*Taylor F.J.R.* The biology of dinoflagellates. Botanical monographs. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1987. V. 21. 749 p.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ ИЗ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ

**Г.В. Ковалева**

*Южный научный центр РАН, 344006, Ростов-на-Дону, просп. Чехова, 41;*
*e-mail: kovaleva@mmbi.krinc.ru*

Геологические, палеонтологические и палеогеографические исследования в XX веке позволили в общих чертах показать историю формирования и трансформации плейстоценовых и голоценовых экосистем на территории Азовского моря и Приазовья. Достаточно подробно описана геологическая история Азовского моря [Шнюков и др., 1974]. Стратиграфия морских четвертичных отложений Азовского моря основана главным образом на материалах изучения ископаемых моллюсков [Невесская, Невесский, 1960; Невесская, 1963; Барг, Яценко, 2001; Динамика …, 2002], и частично, спорово-пыльцевого анализа [Вронский, Хрусталев, 1971; Исагулова, 1978].

Считается, что Азовское море окончательно обособилось в конце плейстоцена–начале голоцена около 9–10 тыс. лет назад [Семененко, Ковалюх, 1973; Шнюков и др., 1974]. С этого момента на большей части его акватории выделяют древнеазовские и новоазовские слои, соотносимые с бугазско-витязевскими, казантипскими, каламитскими и джеметинскими слоями шельфа Черного моря [Стратиграфия…, 1984; Барг, Яценко, 2001]. По результатам радиоуглеродного датирования раковин моллюсков для низов новоазовских слоев указывается возраст 3100±170 лет [Семененко, Ковалюх, 1973].

Радиоуглеродное датирование исследованных нами отложений показало, что максимальный возраст нижних слоев (70–100 см) составляет ~1500–1900 ± 120 лет, что позволяет отнести их к новоазовским слоям.

По результатам изучения 11 колонок донных отложений из Азовского моря (см. рисунок) мощностью до 1 м обнаружено, что только верхние слои (до 15–20 см) отличаются большим видовым разнообразием и содержат панцири диатомовых водорослей, доминирующих в современном планктоне Азовского моря. При этом видовой состав массовых видов отличается в зависимости от района отбора колонок. Так, в центральной части моря в верхних горизонтах найдено большое количество спор *Chaetoceros*, створок *Skeletonema costatum* (Grev.) Cleve, *Cyclotella tuberculata* Makar. et Log., а также представителей родов *Coscinodiscus*, *Thalassiosira* и др. В районах, расположенных недалеко от впадения рек или ближе к мелководному побережью, в верхних слоях донных отложений преобладают бентосные диатомовые из родов *Amphora*, *Fragilaria*,




Батиметрическая карта Азовского моря с обозначением места отбора колонок донных отложений

*Cymatopleura*, *Cocconeis*, *Navicula*, *Pinnularia* и др.

В нижних слоях донных отложений, независимо от района отбора колонок, массовыми являются только два вида – *Actinocyclus octonarius* Ehr. и *Actinoptychus senarius* (Ehr.) Ehr.

Несмотря на то что *A. octonarius* и *A. senarius* иногда встречаются в современном фитопланктоне Азовского моря, они не достигают такого массового развития, на которое указывает количество створок в слоях глубже 15–20 см. Это может свидетельствовать об отличии экологических условий, существовавших во время накопления нижних слоев донных отложений (~1500–1900 лет назад).

*Actinocyclus octonarius*, как и *Actinoptychus senarius* – обитают обычно в прибрежных опресненных участках умеренно-теплых морей [Диатомовый анализ, 1949; Прошкина-Лавренко, 1963; Лосева, 1992]. Поэтому, если судить по экологии *A. octonarius* и *A. senarius*, то в этот период водоем был мелководнее, чем современное Азовское море.

В ископаемом состоянии массовое развитие *Actinocyclus octonarius* в Керченско-Таманском районе отмечено в конце миоцена (начало понта). Этот вид является стратиграфическим маркером понтических слоев этого региона [Ольштынская, 1995; Александрова, 2001].

Всего в донных отложениях найдено более 70 видов диатомовых, из которых три вида считаются вымершими: *Actinocycl*s aff. *podolicus* (Missuna) Kozyr., *Thalassiosira delicatissima* Pr.-Lavr. (известны из миоценовых отложений Керченско-Таманского района) [Прошкина-Лавренко, 1960; Макарова, Козыренко, 1966] и *Stephanodiscus robustus* Pr.-Lavr. (найден в плейстоценовых осадках Черного и Каспийского морей) [Диатомовые водоросли…, 1992].

На данном этапе нельзя сделать однозначный вывод о закономерностях распределения диатомовых водорослей в позднечетвертичных отложениях Азовского моря. Пока еще предстоит выяснить, с чем связаны обедненный видовой состав диатомовых в нижних слоях колонок донных отложений и массовое развитие *A. octonarius* и *A. senarius*. Присутствие в пробах створок редких (для современного планктона Азовского моря) и вымерших форм диатомовых водорослей может быть связано как с абразией берегов (сложенных осадочными породами неогенового возраста), так и с переотложением из более древних осадков в результате штормовой деятельности, размыва дна и эпизодически проявляющейся в этом районе активностью грязевых вулканов.

## ЛИТЕРАТУРА

*Александрова Е.С.* Материалы к позднемиоценовой флоре Таманского полуострова // Вестн. СПбГУ. Сер. 3. 2001. Вып. 3, № 19. С. 105–109.

*Барг И.М., Яценко Ю.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и полезные ископаемые шельфа Азово-Черноморского бассейна // Исследования береговой зоны морей. Киев, 2001. С. 177–185.

*Вронский В.А., Хрусталев Ю.П.* К биостратиграфии позднечетвертичных осадков Азовского моря // Океанология. 1971. Т. 11, вып. 1. С. 78–81.
*Диатомовые* водоросли СССР (ископаемые и современные). СПб.: Наука, 1992. Т. 2, вып. 2. 125 с.
*Диатомовый анализ*. Т. 2. Л.: Госгеолитиздат, 1949. 238 с.
*Динамика* ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов в Северной Евразии за последние 130 000 лет: Атлас-монография / Под. ред. А.А. Величко. Вып. II. Общая палеогеография. М.: Геос, 2002. 350 с.
*Исагулова Е.З.* Палинология Азовского моря. Киев, 1978. 88 с.
*Лосева Э.И.* Атлас морских плейстоценовых диатомей европейского Северо-Востока СССР. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
*Макарова И.В., Козыренко Т.Ф.* Диатомовые водоросли из морских миоценовых отложений юга Европейской части СССР. М.; Л.: Наука, 1966. 68 с.
*Невесская Л.А.* Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с.
*Невесская Л.А., Невесский Е.Н.* О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время // Докл. АН СССР. Т. 136, № 5. 1960. С. 1193–1196.
*Ольштынская А.П.* Распространение рода *Actinocyclus* Ehr. в миоценовых отложениях Украины // Экология и география диатомовых водорослей: Тез. докл. VI школы по диатомовым водорослям. Минск, 1995. С. 51–52.
*Прошкина-Лавренко А.И.* Новые и интересные диатомовые водоросли из мэотических отложений Причерноморья // Ботанические материалы Отдела споровых растений БИН АН СССР. М.; Л., 1960. Т. ХШ. С. 54–66.
*Прошкина-Лавренко А.И.* Диатомовые водоросли планктона Азовского моря. М.; Л.: АН СССР, 1963. 190 с.
*Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н.* Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа // Геол. журн. 1973. Т. 33, вып. 6. С. 91–97.
*Стратиграфия* СССР. Четвертичная система (полутом 2). М.: Недра, 1984. 556 с.
*Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П., Григорьев А.В., Гордиевич В.А.* Геология Азовского моря. Киев: Наук. думка, 1974. 246 с.

## НАХОДКИ СТРАКОД ИЗ БАКИНСКОГО ГОРИЗОНТА ЮЖНОГО ДАГЕСТАНА

**В.А. Коновалова**

*Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36;*
*e-mail: Vicha@mail2000.ru*

На территории Южного Дагестана бакинский горизонт представлен конгломератами, детритусовыми известняками, песками и глинами с фауной моллюсков. Первые сведения о неогеновых и четвертичных остракодах Кавказского региона были получены В.Э. Ливенталем, Г.Ф. Шнейдер, Д.А. Агаларовой и др. [Шнейдер, 1959; Агаларова и др., 1961; Мандельштам и др., 1962].

Экспедицией Института археологии и этнографии СО РАН в бассейне р. Дарвагчай открыты местонахождения раннего палеолита. Одним из интересных объектов является местонахождение Дарвагчай-1, расположенное в 22 км к северо-западу от г. Дербента и приуроченное к отложениям бакинской террасы. В 2006–2007 гг. получен сводный разрез, который послужил основой для стратиграфических исследований и выяснения условий залегания культурных материалов [Деревянко и др., 2006]. Ниже приводится сокращенное описание разреза (снизу вверх), проведенное С.В. Лещинским (ТГУ) и находки микрофауны, изученной автором:

1. Чередование глинистого алеврита (более 80 %) и буро-коричневого песка. Встречаются обломки тонкостенных раковин моллюсков. Микрофауна представлена многочисленными (более 400 экз.) мелкими тонкостенными раковинами фораминифер, из остракод обнаружены единичные створки *Leptocythere* aff. *cellula* Livental. Видимая мощность (в. м.) слоя более 2.6 м.

2. Конгломерат с примесью валунов. В. м. слоя – до 0.2 м.

3. Тонкозернистый горизонтально-слойчатый, местами линзовидный песок. Кровля слоя насыщена обломками раковин моллюсков. В инт. 0.01–0.05 м выше подошвы встречены немногочисленные (~60 экз.) створки и раковины остракод различной степени сохранности: *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental*, *Cytherissa bogatschovi* Livental, *Cyprideis littoralis* (Brady), *Loxoconcha gibboides* Livental, *L. lepida* Stepanaitys, *L. parallela* Muller, *L.* aff. *laevatula* Livental, *Xestoleberis* aff. *chankovi* Livental, *Leptocythere bendovanica*

* Систематическое положение вида *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental еще требует уточнения. В разные годы этот вид был отнесен к родам *Cythereis*, *Hemicythere* и *Trachyleberis*. В настоящее время Н.И. Дыкань [2006] он внесен в синонимику подвида *Tyrrenocythere amnicola donetziensis* Dubowsky.

Livental, *L. cymbula* (Livental), *L.* sp. (см. таблицу). Выше по разрезу степень сохранности раковинного материала лучше, и количество его увеличивается (более 300 экз.), особенно *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental, *Cyprideis littoralis* (Brady). Появляются *Cytherissa naphtatscholana* (Livental), *Leptocythere quinquetuberculata* (Schweyer), *L.* aff. *agninae* Stepanaitys, *L. longa* Negadaev, *Loxoconcha* aff. *bulgarica* Caraion. Исчезают *Loxoconcha eichwaldi* Livental, *L.* aff. *laevatula* Livental, *Xestoleberis* aff. *chankovi* Livental, *Leptocythere bendovanica* Livental. Кроме остракод встречены единичные фораминиферы *Elphidium regina* (d'Orbigny) var. *caucasica* Bogdanowicz, *E. macellum* (Fichtel et Moll). Максимальная в. м. слоя – 0.35 м.

4. Органогенно-обломочный известняк (ракушняк) с включениями гравия и гальки. Много отпечатков и целых раковин двустворчатых моллюсков. Встречены немногочисленные (~60 экз.) остракоды: *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental (доминируют), *Cyprideis littoralis* (Brady), *Cytherissa bogatschov*i Livental, *Loxoconcha gibboides* Livental, *Xestoleberis* aff. *chankovi* Livental, *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Leptocythere longa* Negadaev, *L. bendovanica* Livental, *L. caspia* Livental, *L. andrussovi* Livental, *L.* aff. *bosquetti* Livental, *Trachyleberis azerbaidjanica* Livental, а также единичные раковины форминифер. Выше по разрезу к ним добавляются *Loxoconcha lepida* Stepanaitys, *Caspiolla gracilis* Livental, *Pontoniella acuminata* (Zalanyi), *Caspiocypris* aff. *lyrata* Livental, *Leptocythere bacuana* Livental, *L.* aff. *incelebris* Mandelstam. Обращает внимание различная степень сохранности раковинок и створок остракод. Большинство из них со следами переотложения (створки обломаны, с затертыми порами, с частично стертой скульптурой, с новообразованиями кристаллов). В комплексе они представлены раковинами и створками взрослых однополых особей, без личинок, что также указывает на их переотложение. В. м. слоя – 0.1–0.22 м.

5. Тонкослойчатые глинисто-песчаные отложения с прослоями ракушняка. Представлены слойками карбонатного тонко-, мелкозернистого песка с обломками раковин моллюсков: *Didacna rudis* Nal., *D. eulachia* (Bog.) Fed., *D. lindleyi* (Dash.) Fed. (заключение Т.А. Яниной, МГУ). Микрофауна представлена многочисленными (~300 экз.) раковинами и створками остракод хорошей сохранности: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Cytherissa bogatschovi* Livental, *C. naphtatscholana* (Livental), *C. cascusa* Mandelstam, *Loxoconcha gibboides* Livental, *L. lepida* Stepanaitys, *L. petasa* Livental, *Trachyleberis azerbaidjanica* Livental, *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental, *Caspiolla gracilis* Livental, *Xestoleberis chankovi* Livental, *Leptocythere quinquetuberculata* (Schweyer), *L. andrussovi* Livental, *L. pirsagatica* Livental, *L. longa* Negadaev, *L.* aff. *bosquetti* Livental, *L. cornutocostata* Schweyr и раковинами фораминифер (более 50 экз.). В. м. слоя около – 0.2 м.

6. Ракушняк в основном сложенный обломками раковин двустворчатых моллюсков. В 0.3 м ниже кровли обнаружены хорошей сохранности немногочисленные (~50 экз.) раковины фораминифер и единичных остракод: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Cytherissa bogatschovi* (Livental) var. *triformis* Livental, *Caspiolla acronasuta* Livental. Максимальная в. м. – около 1.4 м.

7. Сложно построенные прибрежно-морские отложения. Представлены ритмичным чередованием тонко-, волнисто-, горизонтально-слоистых песков, глинистых алевритов с примесью раковинного детрита и прослоев, состоящих из обломков и глыб ракушняка слоя 6. В отложениях обнаружены раковины моллюсков: *Didacna rudis* Nal., *D. eulachia* (Bog.) Fed., *Dreissena polymorpha* Pall., *D. rostriformis* (Desh.), *Unio* sp. (определения Т.А. Яниной). В 0.45 м выше подошвы найдены немногочисленные (более 30 экз.) раковины фораминифер и створки остракод (~200 экз.) отличной сохранности: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Cytherissa bogatschovi* Livental, *C. bogatschovi* (Livental) var. *triformis* Livental, *C. naphtatscholana* (Livental), *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental, *Trachyleberis azerbaidjanica* Livental, *Caspiolla gracilis* Livental, *Xestoleberis chankovi* Livental, *Loxoconcha gibboides* Livental, *L. petasa* Livental, *L. immodulata* Stepanaitys, *L. lepida* Stepanaitys, *L.* aff. *stalingradica* Negadaev, *L. liventali* Scheidaeva, *L.* sp., *Leptocythere quinquetuberculata* (Schweyer), *L. striatocostata* (Schweyer), *L.* aff. *operosa* Livental, *L. bendovanica* Livental, *L. bacuana* (Livental), *L. pirsagatica* Livental, *L. lopatici* Scornikov, *L. tortuosa* Stepanaitys, *L. hilda* Stepanaitys, *L. pauca* Stepanaitys, *L. volgensis* Negadaev, *L.* aff. *bosqueti* Livental, *L. nona* Livental, *L. gracilloides* Schornikov, *L. cymbula* (Livental), *L. andrussovi* Livental, *L.* aff. *maehae* Stepanaitys. Здесь же отмечается первое появление пресноводных видов остракод (~20 экз.): *Ilyocypris brady* Sars, *I. gibba* (Ramdohr), *Candona rostrata* (Brady et Norman), *C. caucasica* Bronstein, *Limnocythere* sp., *Eucypris crassa* (Muller). Выше по разрезу количество раковин фораминифер возрастает (более100 экз.), а остракоды единичны: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Trachyleberis azerbaidjanica* Livental, *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental, *Cytherissa bogatschovi* Livental, *C. bogatschovi* Livental var. *triformis* Livental, *C. cascusa* Mandelstam, *Caspiolla gracilis* Livental, *Leptocythere andrussovi* Livental, *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. gibba* (Ramdohr), *Candona caucasica* Bronstein, *C. rostrata* (Brady et Norman). В. м. слоя – около 0.8 м.

8. Конгломерат, в заполнителе разнозернистый песок и гравий. Мощность – от 0 до 0.5 м.

9. Тонко-, волнисто- и горизонтально-слоистые светло-коричневые и серые пески и алевриты. Найдены многочисленные (более 100 экз.) раковины фораминифер хорошей сохранности и единичные створки

остракод: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Loxoconcha endocarpa* Scharapova, *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental, *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona* sp. В. м. слоя– более 4 м.

10. Разнозернистый песок с множеством обломков тонкостенных раковин пелеципод и гастропод. В инт. 1.2–1.4 м ниже кровли найдены единичные раковины фораминифер и створки остракод *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental. В. м. слоя– более 3 м.

11. Светло-серый суглинок с редкими слойками светло-коричневого песка. В 0.1 м выше подошвы найдены раковины фораминифер (более 50 экз.) отличной сохранности и единичные створки личинок пресноводных остракод *Ilyocypris bradyi* Sars, *Cyprinotus salinus* (Brady). В. м. слоя – до 1.2 м.

12. Песчано-гравийно-галечниковые отложения с раковинами гастропод. В. м. слоя – 1.7 м.

13. Современный почвенный горизонт – супесь коричневато-серая с примесью песка, гравия и гальки. В кровле слоя найдены многочисленные (более 100 экз.) раковины фораминифер удовлетворительной сохранности. В. м. слоя – около 0.2 м.

Залегающий в основании разреза слой 1, с размывом перекрытый вышележащими отложениями, относится к добакинскому времени [Деревянко и др., 2006]. Единичные створки вида *Leptocythere* aff. *cellula* Livental, известного из плиоцена, могут косвенно подтвердить добакинский возраст отложений. Отложения слоев 3 и 5 характеризуется солоновато-водной ассоциацией остракод (*Loxoconcha, Tyrrenocythere, Trachyleberis, Cyprideis, Cytherissa*) с единичными эвригалинными морскими видами родов *Pontoniella, Xestoleberis, Caspiolla, Bacunella, Leptocythere*, а также многочисленными фораминиферами. Доминантами среди остракод являются *Cyprideis littoralis* (Brady) и *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental. По данным Н.Н. Найдиной [1970], такая ассоциация остракод характерна для участков с соленостью 10–13 ‰. В слое 4 большинство раковин остракод являются переотложенными. В слое 6 доминирующее положение занимают фораминиферы. В основании слоя 7 наблюдается господство *Leptocythere* наряду с появлением пресноводных остракод (*Ilyocypris, Candona, Limnocythere, Eucypris*). Разнообразие лептоцитер при небольшой численности характерно для участков с соленостью 5–9 ‰.

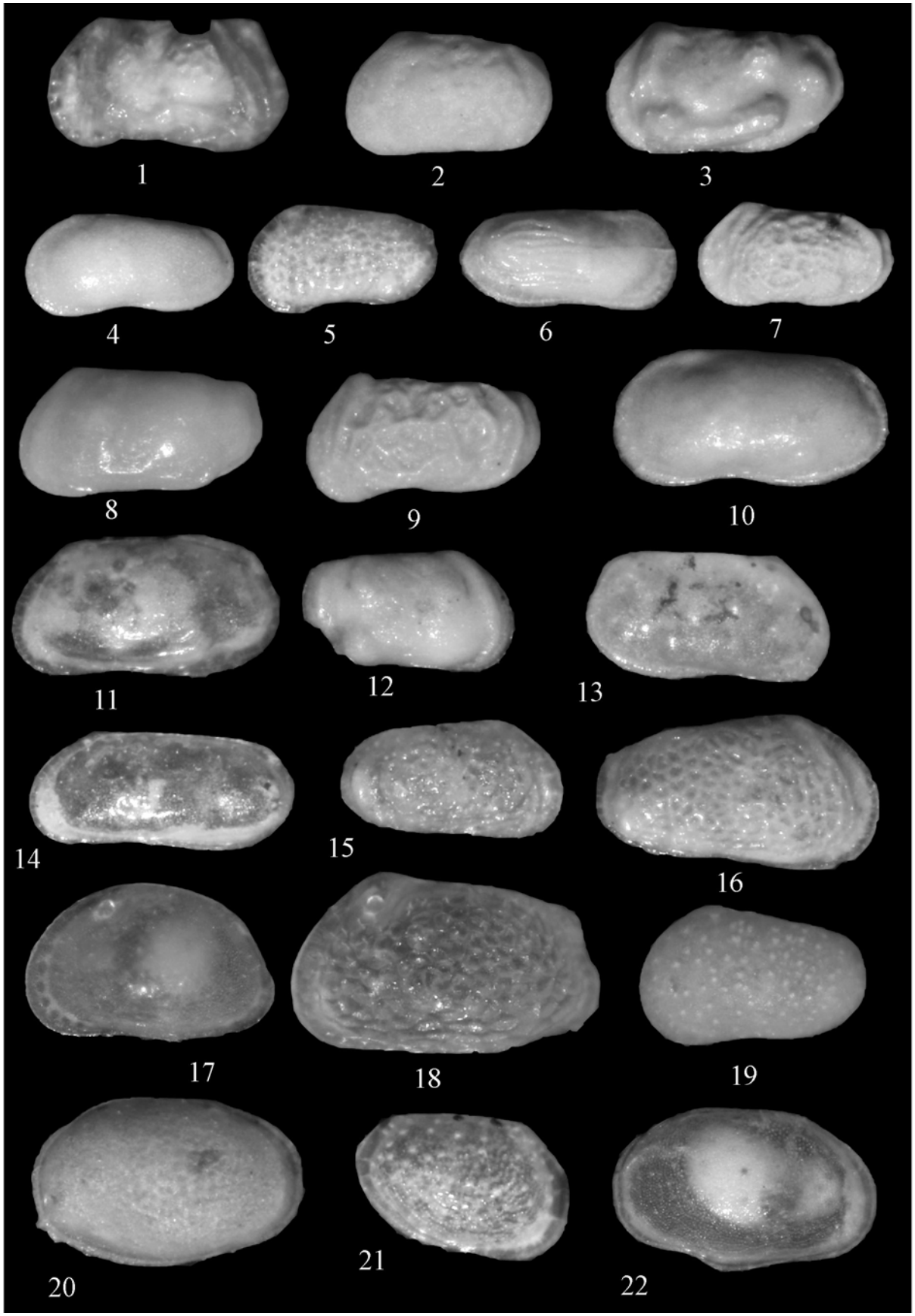
## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Изученная коллекция остракод из бакинских отложений Южного Дагестана хранится в лаборатории микропалеонтологии геолого-географического факультета Томского государственного университета (ЛМП ГГФ ТГУ) под номером 119-4.

Таксоны, приведенные на таблице, получены из пяти образцов разреза раннепалеолитического местонахождения Дарвагчай-1, расположенного на левом берегу Геджухского водохранилища (р. Дарвагчай). Для всех экземпляров приведено изображение в боковой проекции.

### Таблица

Фиг.1 – *Leptocythere bacuana* Livental, экз. № 199-4/1 ЛМП ГГФ ТГУ, ×76, левая створка; обр. 42.
Фиг. 2 – *Leptocythere lopatici* Scornikov, экз. № 119-4/2 ЛМП ГГФ ТГУ, ×77, левая створка; обр. 42.
Фиг. 3 – *Leptocythere quinquetuberculata* (Schweyer), экз. № 119-4/3 ЛМП ГГФ ТГУ, ×70, левая створка; обр. 42.
Фиг. 4 – *Leptocythere gracilloides* Schornikov, экз. № 119-4/4 ЛМП ГГФ ТГУ, ×74, левая створка; обр. 42.
Фиг. 5 – *Leptocythere pauca* Stepanaitys, экз. № 119-4/5 ЛМП ГГФ ТГУ, ×82, левая створка; обр. 42.
Фиг. 6 – *Leptocythere striatocostata* (Schweyer), экз. № 119-4/6 ЛМП ГГФ ТГУ, ×69, правая створка; обр. 42.
Фиг. 7 – *Leptocythere* aff. *maehae* Stepanaitys, экз. № 119-4/7 ЛМП ГГФ ТГУ, ×72, левая створка; обр. 42.
Фиг. 8 – *Leptocythere longa* Negadaev, экз. № 119-4/8 ЛМП ГГФ ТГУ, ×78, левая створка; обр. 37.
Фиг. 9 – *Leptocythere* aff. *bosqueti* Livental, экз. № 119-4/9 ЛМП ГГФ ТГУ, ×70, левая створка; обр. 42.
Фиг.10 – *Leptocythere cymbula* (Livental), экз. № 119-4/10 ЛМП ГГФ ТГУ, ×84, левая створка; обр. 42.
Фиг. 11 – *Leptocythere* ex gr. *pirsagatica* Livental, экз. № 119-4/11 ЛМП ГГФ ТГУ, ×76, левая створка; обр. 42.
Фиг.12 – *Leptocythere bendovanica* Livental, экз. № 119-4/12 ЛМП ГГФ ТГУ, ×74, правая створка; обр. 42.
Фиг. 13 – *Leptocythere* aff. *incelebris* Mandelstam, экз. № 119-4/13 ЛМП ГГФ ТГУ, ×70, правая створка; обр. 39.
Фиг.14 – *Leptocythere nona* Livental, экз. № 119-4/14 ЛМП ГГФ ТГУ, ×82, левая створка; обр. 42.
Фиг. 15 – *Leptocythere* aff. *agninae* Stepanaitys, экз. № 119-4/15 ЛМП ГГФ ТГУ, ×78, правая створка; обр. 37.
Фиг.16 – *Leptocythere volgensis* Negadaev, экз. № 119-4/16 ЛМП ГГФ ТГУ, ×70, правая створка; обр. 42.
Фиг.17 – *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental, экз. № 119-4/17 ЛМП ГГФ ТГУ, ×55, левая створка; обр. 37.
Фиг.18 – *Trachyleberis azerbaidjanica* Livental, экз. № 119-4/18 ЛМП ГГФ ТГУ, ×63, левая створка; обр. 40.
Фиг.19 – *Cytherissa bogatschovi* Livental, экз. № 119-4/19 ЛМП ГГФ ТГУ, ×57, левая створка; обр. 37.
Фиг.20 – *Loxoconcha lepida* Stepanaitys, экз. № 119-4/20 ЛМП ГГФ ТГУ, ×72, правая створка; обр. 36.
Фиг.21 – *Loxoconcha immodulata* Stepanaitys, экз. № 119-4/21 ЛМП ГГФ ТГУ, ×74, правая створка; обр. 42.
Фиг. 22 – *Loxoconcha* aff. *stalingradica* Negadaev, экз. № 119-4/22 ЛМП ГГФ ТГУ, х 57, правая створка; обр. 42.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

Широко распространенный по всему разрезу эвригалинный вид *Cyprideis littoralis* (Brady) обитает преимущественно в бассейнах с неустойчивым режимом, а также встречается в условиях почти полного обмеления и опреснения. В Прикаспии в ископаемом состоянии он содержится в больших количествах в отложениях, предшествующих или начинающих новую морскую трансгрессию [Практическое руководство…, 1989]. В верхней части разреза происходит резкое снижение численности остракодовой фауны и замена ее фораминиферовой. Наибольшее количество фораминифер наблюдается в слоях 7, 9 и 13.

Анализ стратиграфического распределения остракод в разрезе показал, что часть видов известна с плиоцена (*Leptocythere andrussovi* Livental*, L. striatocostata* (Schweyer), *L.* aff. *cellula* Livental, *L.* aff. *bosquetti* Livental и др.). Другие впервые появляются в бакинское время (*Cytherissa bogatschovi* (Livental) var. *triformis* Livental, *Loxoconcha lepida* Stepanaitys, *L. gibboides* Livental, *L. immodulata* Stepanaitys, *Leptocythere* aff. *agninae* Stepanaitys, *L. gracilloides* Schornikov (=*resupina* Stepanaitys)), но известны также и в вышележащих отложениях. Некоторые виды известны только в отложениях бакинского времени (*Leptocythere* aff. *maehae* Stepanaitys, *L. pauca* Stepanaitys) [Мандельштам и др., 1962]. По изменению видового и количественного состава фауны можно четко выделить комплексы: 1) с доминированием *Cyprideis littoralis* (Brady) и *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental – слои 3 и 5; 2) с разнообразными *Leptocythere* и пресноводной фауной – слой 7.

Проблема расчленения бакинских отложений, отражающая трансгрессивно-регрессивный характер развития Понто-Каспия, решается многими поколениями геологов. Разрез горы Бакинский ярус как стратотип бакинских отложений первоначально был разделен Д.В. Голубятниковым [1914] на три части. С 50-х годов прошлого века преобладало мнение о двучленном строении бакинского горизонта [Федоров, 1957; и др.]. Если принять последнюю точку зрения и сравнить комплексы остракод из стратотипического разреза [Алиюлла и др., 1985] и разреза Дарвагчай-1, то можно отметить следующие особенности. Комплекс с *Cyprideis littoralis* (Brady), *Tyrrenocythere pseudoconvexa* Livental, выделенный в разрезе Дарвагчай-1, обнаруживает сходство с фауной нижнебакинского подгоризонта. Во втором комплексе встречаются виды из нижне- и верхнебакинского подгоризонтов, поэтому его стратиграфическое положение пока не установлено. В настоящее время бакинский горизонт по литологическим и малакологическим данным предлагается расчленить на слои (подсвиты), отражающие три стадии развития морского бассейна [Свиточ и др., 1992]. Возможно, выделенные комплексы остракод соответствуют первым двум – началу и максимуму трансгрессии.

Таким образом, анализируя характер изменения фауны остракод, можно сделать следующие выводы: 1) зафиксированное изменение солености может быть связано с развитием трансгрессии; 2) нижний комплекс позволяет датировать слои 3–5 раннебакинским временем.

*Работа выполнена в рамках Соглашения № 02.120.11.7646 по гранту Президента РФ (№ НШ-7646.2006.6) и при поддержке РФФИ, проект № 07-06-00096.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Агаларова Д.А., Кадырова З.К., Кулиева С.А.* Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана. Баку, 1961. 203 с.

*Алиюлла Х., Векилов Б.Г., Мамедова Д.Н.* К расчленению стратотипического разреза Бакинского горизонта // Изв. АН АзССР. 1985. № 4. С. 89–93.

*Голубятников Д.В.* Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат // Тр. Геол. комитета. Нов. сер. Вып. 106. СПб., 1914. С. 3–79.

*Деревянко А.П., Лещинский С.В., Зенин В.Н.* Стратиграфические исследования многослойной стоянки Дарвагчай-1 в 2006 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН. 2006. Т. XII, ч. I. С. 102–108.

*Дикань Н.І.* Систематика четвертинних остракод України (Довідник-винзначник). Київ: Інститут геологічних наук НАН України, 2006. 429 с.

*Мандельштам М.И., Маркова Л.П., Розыева Т.Р., Степанайтыс Н.Е.* Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Туркменистана. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1962. 289 с.

*Найдина Н.Н.* Состав и распределение остракод Северного Каспия // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. I. М.: Изд-во МГУ, 1970. С. 212–223.

*Практическое* руководство по микрофауне СССР. Остракоды кайнозоя. Л.: Недра, 1989. Т. 3. 235 с.

*Свиточ А.А., Янина Т.А., Янко В.В., Мамедов А.В., Алескеров Б.Д., Павленко О.Н.* Биостратиграфия разреза горы Бакинского яруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 2. С. 128–130.

*Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. 1957. 308 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 10).

*Шнейдер Г.Ф.* Фауна остракод неогеновых и четвертичных отложений Восточного Предкавказья и ее стратиграфическое значение // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 561-673. (Тр. КЮГЭ АН СССР; Вып. 3).

# ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЭТАПОВ ПОЛЯРНОУРАЛЬСКОГО КРИОХРОНА НА УРАЛЕ (ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

**Е.Г. Лаптева**

*Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, Екатеринбург, ул. 8 Марта, 202; e-mail: helen_lapteva@mail.ru*

Палеогеография, климатостратиграфия и геохронология последнего ледникового периода (25–10 тыс. лет назад) территории Восточно-Европейской равнины и Западно-Сибирской низменности изучены довольно подробно благодаря обширному фактическому материалу палеоботанических исследований и данных радиоуглеродного метода абсолютного датирования [Кинд, 1973; Заррина, Краснов, 1983; Спиридонова, 1983; Арсланов, 1992; Волкова и др., 2002; Болиховская, 2005; и др.]. Разработанные региональные схемы включают два основных этапа: 1) 25(23)–17(15) тыс. лет назад – время разрастания ледникового покрова (максимум оледенения); 2) 17(15)–10.3 тыс. лет назад – этапы деградации ледниковых образований (позднеледниковье). Региональная хроно- и климатостратиграфическая схема последнего ледникового периода для Урала не разработана. В данной работе предпринята попытка систематизировать накопленный фактический материал (результаты палинологического анализа и радиоуглеродного метода абсолютного датирования) и составить схему на основе сопоставления данных с разработанными региональными схемами.

Полярноуральский (кудашевский) криохрон, датируемый интервалом от 25 до 10.3 тыс. лет назад, на основе стратиграфических, геохронологических и палеонтологических данных сопоставляется с осташковским (поздневалдайским) ледниковым этапом (25–10.2 тыс. лет назад) Восточно-Европейской равнины и сартанским оледенением (23(22)–10 тыс. лет назад) Западно-Сибирской низменности [Стратиграфическая схема…, 1997; Унифицированная схема…, 2000; Шик, 2004; Данукалова, 2007].

***Криостадиал,*** характеризующий максимальную стадию полярноуральского криохрона, сопоставляется с гыдано-салехардо-увальской стадией (23(22)–17 тыс. лет назад) сартанского оледенения, бологовско-едровской стадией (25–16.5 тыс. лет назад) осташковского (поздневалдайского) оледенения и Brandenburg-Frankfurt стадией LGM [Кинд, 1973; Краснов, 1983; Заррина, Behre, 1989; Арсланов, 1992; Волкова и др., 2002; Болиховская, 2005].

Следы ледниковых образований полярноуральского горно-долинного оледенения обнаружены на горных хребтах Северного и Полярного Урала. На Северном Урале (г. Ишерим, г. Отортен, г. Конжаковский Камень и др.) ледниковые образования изучались П.П. Генераловым [Стефановский, 2006]. В горной зоне Южного Урала также отмечены ледниковые образования. Впервые они были описаны на хр. Зигальга А.А. Колоковым и К.А. Львовым, позднее следы горно-долинного оледенения были обнаружены на хр. Иремель [Стефановский, 2006].

**Северный Урал:** Медвежья пещера (р. Печора) – 18 700±180 лет назад (ГИН-8399) и 17 980±200 лет назад (ЛЕ-3061), пещера Черемухово-1 (р. Сосьва), раскоп 4 – 18 780±379 лет назад (ИЭМЭЖ-1259). На территории западного склона в это время господствовали тундро-степные формации с участками лесных сообществ по долинам рек. На существование лесных сообществ указывают угольки и пыльца ели (*Picea obovata* Lebed.), а также споры растений, характерных для бореально-таежной зоны (Polypodiaceae, *Dryopteris* sp., *Lycopodium clavatum* L.) [Гуслицер, Кранивец, 1965; Гуслицер, Павлов, 1988]. На восточном склоне преобладали тундро-луговые формации с участием представителей степной флоры, заросли психрофильных кустарников, березовые редколесья с примесью сосны обыкновенной и сибирской [Лаптева, 2007]. Климатические условия характеризовались значительной континентальностью и криоксеротермностью. О суровых климатических условиях свидетельствует преобладание пыльцы и спор представителей арктической и субарктической флоры (*Betula* sect. *Nanae*, *Duschekia fruticosa* (Rupr.) Pouzar, *Lycopodium dubium* Zoega, *Huperzia selago* (L.) Bernh. ex Schrank et Matr, *Diphasiastrum alpinum* (L.) Holub) наряду с присутствием микроостатков постоянных компонентов перигляциальных флор – *Ephedra* sp., Plumbaginaceae.

**Средний Урал:** Никитино (р. Кирга) – 24 480±580 лет назад (СОАН-4537). На восточных предгорьях господствовали перигляциальные тундро-степные формации с полынно-злаковыми сообществами, ерниковыми зарослями. В долине рек произрастали еловые редколесья с примесью сосны и ольхи. Климат суровый [Стефановский, 2006].

**Южный Урал:** Вторая Серпиевская пещера (р. Сим) – 25200±580 л. н. (ИЭМЭЖ-1259), пещера Верхняя (р. Лемеза) – 22 750±1210 лет назад (ЛУ-3714), пещера Прижим II – 21 085±630 лет назад (ИЭРЖ-37),

пещера Сыртинская (р. Большой Кизил) – 23 617±267 лет назад (ИЭМЭЖ-1334), 22 050±200 лет назад (СОАН-5133) и 17 160±190 лет назад (СОАН-5132). На западном склоне были распространены перигляциальные степные ландшафты с большим участием полынных группировок и видов семейства Asteraceae [Смирнов и др., 1990; Danukalova at al., 2006]. Согласно реконструированным палеоклиматическим показателям, средняя температура января была –25…–27 ºС, июля +15 ºС, среднегодовая –6 ºС, среднегодовое количество осадков 215–227 мм [Тарасов, 2000]. Такие климатические параметры характеризуют очень холодный и довольно сухой климат. На восточных предгорьях существовали перигляциальные лугово-степные сообщества с участием представителей арктической флоры. Участие лесных формаций незначительное [Лаптева, 2006].

Позднеледниковье – период деградации ледниковых покровов – характеризуется частой и резкой сменой природных условий, как на Европейской части, так и в Западной Сибири [Кинд, 1973; Заррина, Краснов, 1983; Арсланов, 1992; Болиховская, 2005; Волкова и др., 2002].

***Термостадиал***, соотносимый со среднеобским потеплением и плюсским межстадиалом (17–15 тыс. лет назад) [Кинд, 1973; Заррина, Краснов, 1983; Арсланов, 1992; Волкова и др., 2002; Болиховская, 2005].

**Средний Урал:** пещера Першинская-1 (р. Реж) – 15 580±130лет назад (ГИН-11225). На восточных предгорьях господствовали перигляциальные лесостепные ландшафты. На плакорах и склонах южной экспозиции преобладали разнотравно-злаковые сообщества, а по долинам – еловые и сосново-березовые редколесья. На склонах северной экспозиции произрастали редкие заросли психрофильных кустарников. На участках с незадернованным покровом существовали сообщества с участием видов маревых и семейства Asteraceae (*Cichorium*-type). В поймах произрастала интразональная растительность из ольхи и ивы [Лаптева, 2007]. Климат был прохладный.

**Южный Урал:** пещера Прижим II (р. Сим) – 17 070±1017 лет назад (ИЭМЭЖ-700) и 16 650±400 лет назад (ИЭРЖ-32). На западном склоне преобладали лугово-степные формации с участием видов семейств Asteraceae, Polygonaceae, Apiaceae и Caryophyllaceae. Лесные формации в долинах формировали ель, лиственница, сосна и березы. Климат прохладный и довольно сухой [Смирнов и др., 1990].

***Криостадиал***, сопоставляемый с ньяпан-сопкейской или вепсовской (лужской) стадией (15–13 тыс. л. н.), включая ранний дриас (13.0-12.4 тыс. л.н.) [Кинд, 1973; Заррина, Краснов, 1983; Арсланов, 1992; Волкова и др., 2002; Болиховская, 2005].

**Северный Урал:** Медвежья пещера (р. Печора) – 13 260±230 лет назад (Т-13476) и 12 670±90 лет назад (ГИН-8398), Каква-4 (р. Каква) – 12 630±80 лет назад (СОАН-5141). На западном и восточном склоне господствовали перигляциальные лесостепи. На плакорных участках преобладали разнотравно-злаковые сообщества, на северных склонах и по заболоченным местам произрастали ерниковые заросли, а по долинам сохранялись лесные сообщества. На существовании залесенных участков указывает присутствие пыльцы древесных пород (ели, сосны и березы) и спор растений, характерных для бореально-таежной зоны (Polypodiaceae, *Dryopteris* sp., *Lycopodium clavatum* L.). Климат умеренно-холодный [Гуслицер, Кранивец, 1965; Гуслицер, Павлов, 1988; Лаптева, 2007].

**Южный Урал:** Игнатиевская пещера (р. Сим) – 14 038±490 лет назад (ИЭМЭЖ-366), пещера Шульган-Таш (Капова) (р. Белая) – 14 680±150 лет назад (ЛЕ-3434) и 13 930±490 лет назад (ГИН-4853), пещера Байслан-Таш (р. Белая) – 13 560±350 лет назад (ГИН-10853), пещера Сыртинская (р. Бол. Кизил) – 13 990±340 лет назад (СОАН-5134). На западном склоне существовала безлесная растительность перигляциальных степей с преобладанием осоково-злаково-разнотравных сообществ и участием видов тундровой флоры (*Betula* sect. *Nanae*, *Salix* sp.). Климат был резко континентальный, холодный и сухой [Смирнов и др., 1990; Данукалова и др., 2002; Danukalova, Yakovlev, 2006; и др.]. На восточных предгорьях в криогигротическую подстадию этого холодного этапа были распространены перигляциальные разнотравно-злаковые степи со значительными площадями еловых редколесий и березово-сосновых островных лесов. В криоксеротическую подстадию, при снижении влагообеспеченности, произошло сокращение роли древесно-кустарниковых растений в растительном покрове и широкое распространение полынных сообществ с участием эфедры и ерниковых зарослей [Лаптева, 2006].

***Термостадиал***, отвечающий кокоревскому потеплению и межстадиалам беллинг и аллеред [Кинд, 1973; Заррина, Краснов, 1983; Behre, 1989; Арсланов, 1992; Волкова и др., 2002; Болиховская, 2005].

**Северный Урал:** Медвежья пещера (р. Печора) – 11 840±50 лет назад (ГИН-8400) и 12 230±100 лет назад (ЛЕ-3059). На западном склоне в условиях умеренно-холодного климата доминировали формации перигляциальной лесостепи, а по долинам произрастали лесные сообщества [Гуслицер, Кранивец, 1965; Гуслицер, Павлов, 1988].

**Средний Урал:** Ближняя Быньга (р. Нейва) – 12 270±60 лет назад (Tln-1013). На восточных предгорьях господствовала перигляциальная лесостепь с березовыми колками и еловым редколесьем. Преобладали мезофильные луга в условиях повышенной влажности. В оптимум, возможно, доминировали лесные формации [Стефановский, 2006].

**Южный Урал:** пещера Заповедная (р. Лемеза) – 12 380±260 лет назад (ЛУ-3861). На западном склоне были распространены формации лесостепного характера [Danukalova, Yakovlev, 2006; Danukalova at al., 2006].

***Криостадиал***, соответствующий позднему дриасу (11–10.2 тыс. лет назад) и норильской стадии [Кинд, 1973; Заррина, Краснов, 1983; Арсланов, 1992; Волкова и др., 2002; Болиховская, 2005].

**Северный Урал:** Каква-4 (р. Каква) – 10 555±65 лет назад (СОАН-5140). На восточном склоне господствовали перигляциальные лесостепи: преобладали разнотравно-злаковые сообщества, заросли психрофильных кустарников, в долинах встречались сосновые формации с участием ели [Лаптева, 2007].

В максимум полярноуральского оледенения существовали перигляциальные тундрово-степные, тундрово-луговые, перигляциальные степные формации, которые формировались лугово-степными разнотравно-злаковыми, полынно-маревыми сообществами, зарослями психрофильных кустарников и долинной лесной растительностью. Реконструированные формации обусловливали зональность растительного покрова Северного, Среднего и Южного Урала.

В позднеледниковье практически на всей рассматриваемой территории существовали перигляциальные лесостепные формации, только на восточных предгорьях Южного Урала преобладали перигляциальные степные формации. В термостадиалы в составе господствовавших перигляциальных формаций увеличивалась роль таежных элементов, а в криостадиалы значительно возрастала роль тундровых видов флоры.

Таким образом, на территории Урала на основе геохронологических и палеоботанических материалов выделены два больших климатических этапа в интервале от 25–10.3 тыс. лет назад: 1) первый (25–17 тыс. лет назад), характеризующий время максимального развития ледниковых образований горно-долинного оледенения, 2) второй (17–10.3 тыс. лет назад), отвечающий позднеледниковью и включающий два термо- и два криостадиала. Изменения природной среды носили многостадийный характер и были, вероятно, синхронны климатофитоценотическим изменениям на территории Восточно-Европейской равнины и Западно-Сибирской низменности.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 08-05-00773-а.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Арсланов Х.А.* Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 10–19.

*Болиховская Н.С.* Основные закономерности развития растительности и климата Восточно-Европейской равнины в последние 900 тысяч лет // Горизонты географии: к 100-летию К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 2005. С. 159–181.

*Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е., Кулькова И.А., Гуськов С.А., Кузьмина О.Б., Левчук Л.К., Михайлова И.В., Сухорукова С.С.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2002. 246 с.

*Гуслицер Б.И., Кранивец В.И.* Пещеры Печорского Урала. М.; Л.: Наука, 1965. 134 с.

*Гуслицер Б.И., Павлов П.Ю.* Верхнепалеолитическая стоянка Медвежья пещера (новые данные) // Материалы по археологии Европейского Северо-Востока. Вып. 11. Памятники эпохи камня и металла Северного Приуралья. М., 1988. С. 5–18.

*Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Алимбекова Л.И., Косинцев П.А., Морозова Е.М., Еремеев А.А.* Биостратиграфия четвертичных отложений пещер и речных террас широтного течения р. Белой // Экологические аспекты Юмагузинского водохранилища. Уфа: Гилем, 2002. С. 32–57.

*Данукалова Г.А.* Стратиграфия квартера Предуралья // Геологические события неогена и квартера России: Современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. Материалы Всерос. науч. совещ. М.: ГЕОС, 2007. С. 40–43.

*Заррина Е.П., Краснов И.И.* Детальная хроностратиграфическая шкала позднего плейстоцена европейской части СССР // Сов. геология. 1983. № 6. С. 53–60.

*Кинд Н.В.* Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным // Стратиграфия, палеонтология. М., 1973. С. 5–50. (Итоги науки и техники. Т. 4).

*Лаптева Е.Г.* Палинологическая характеристика рыхлых отложений пещеры Сыртинская: (Южное Зауралье) // Экология в меняющемся мире: материалы конф. молодых ученых. Екатеринбург: Академкнига, 2006. С. 126–136.

*Лаптева Е.Г.* Климатостратиграфия и этапы развития растительного покрова восточного склона Урала во второй половине позднего неоплейстоцена и голоцене (по палинологическим данным из рыхлых отложений карстовых полостей) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 218–219.

*Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Косинцев П.А., Панова Н.К., Коробейников Ю.И., Ольшванг В.Н., Ерохин Н.Г., Быкова Г.В.* Историческая экология животных гор Южного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 245 с.

*Спиридонова Е.А.* Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода. 1983. № 52. С. 42–57.

*Стефановский В.В.* Плиоцен и квартер восточного склона Урала и Зауралья. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 223 с.

*Стратиграфическая* схема Урала (мезозой, кайнозой): Принята IV Уральским межвед. стратиграф. совещ. 20 апр. 1990 г. и утв. Междунар. стратигр. ком. России. Екатеринбург: УГСЭ, 1997.

*Тарасов П.Е.* Реконструкции климата и растительности Северной Евразии позднего плейстоцена по палинологическим данным // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Сб. науч. тр. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 70–96.

*Унифицированная* стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 2000. 7 л.

*Шик С.М.* Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 5. С. 82–92.

*Behre K.-E.* Biostratigraphy of the Last Glacial period in Europe // Quatern. Sci. Rev. 1989. V. 8. P. 25–44.

*Danukalova G., Yakovlev A.* A review of biostratigraphical investigations of palaeolitic localities in the Southern Urals region // Quatern. Int. 2006. N 149. P. 37–43.

*Danukalova G., Yakovlev A., Alimbekova L., Yakovleva T., Morozova E., Eremeev A.* Late Neopleistocene-Holocene deposits, flora and fauna of the Lemeza River valley (Southern Urals) // Quaternary Stratigraphy and Evolution of the Alpine Region in the European and Global Framework: Volume of Abstracts INQUA-SEQS-2006 Conf. Milano, 2006. P. 36–37.

## К ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ АНАЛОГОВ НАЧАЛА СТАДИИ МИС-5 НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

**С.А. Лаухин[1], Г.Н. Шилова[2], А.М. Фирсов[3]**

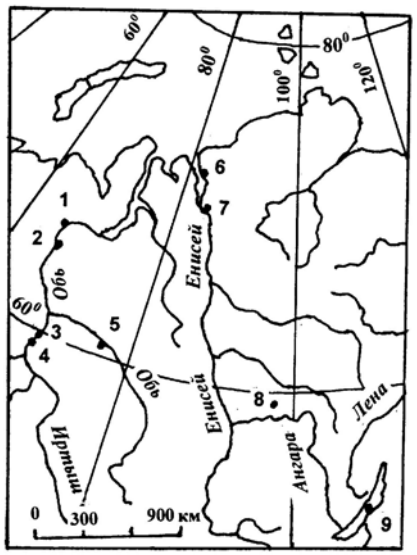
*[1]Институт проблем освоения Севера СО РАН, 625003, Тюмень, а/я 2774; e-mail: valvolgina@mail.ru*
*[2]НПО Аэрогеология, 125319, Москва, ул. Усиевича, 7*
*[3]ФГУП Фундаментпроект, 125993 Москва, Волоколамское шоссе, д. 1, строение 1; e-mail: firsov-alex@yandex.ru*

Региональные горизонты плейстоцена Западной Сибири стали сопоставлять с морскими изотопными стадиями (МИС) в 90-е годы XX в. МИС-5 уже тогда была сопоставлена с казанцевским горизонтом, а к концу 90-х годов было принято [Архипов, 1997] и остается преобладающим до сих пор [Волкова и др., 2003; и др.] мнение о том, что казанцевский горизонт относится к подстадии 5e МИС, а подстадии 5a-d входят в состав зырянского (ермаковского) горизонта. Уже в 1990-е годы палинологически были изучены десятки разрезов, относимых к казанцевскому и зырянскому горизонтам. Однако сложность стратиграфического соотношения кон-кретных слоев этих гоиризонтов, особенно к югу от морской трансгрессии казанцевского времени и границы зырянского (ермаковского) покровного оледенения, а также трудности датирования слоев этих горизонтов не всегда позволяли убедительно датировать конкретные слои казанцевским и зырянским временем, не говоря уже о более дробной геохронологии, допускающей сопоставление слоев с подстадиями МИС-5. В начале XXI в. проведена ревизия ряда опорных разрезов каргинского горизонта с повторным $^{14}$C-датированием, а для трех разрезов одновременно и с U/Th-датированием [Астахов и др., 2005; Лаухин и др., 2006; Laukhin et al., 2007; и др.], которая показала, что стратотипы шурышкарского и золотомысского подгоризонтов каргинского горизонта относятся к казанцевскому; а низы стратотипа кирьясского подгоризонта того же каргинского горизонта – к низам зырянского горизонта. Анализ опубликованных палинологических данных опорных разрезов казанцевского горизонта, имевших наиболее надежное геохронологическое обоснование [Архипов и др., 1977; Левина, 1979; Гуртовая, Кривоногов, 1988; Архипов, Волкова, 1994; и др.], а также вновь полученных палеоботанических данных [Астахов и др., 2005, Laukhin et al., 2007, Лаухин и др., 2008; и др.] позволяют детализировать ход развития растительности и палеоклиматические события стадии МИС-5, а также показать их сопоставление с подстадиями 5a-d для Западно-Сибирской низменности около 60° с.ш. и севернее. Ниже приводится краткое обоснование возраста выделяемых палеоклиматических событий и их

сопоставление с событиями на кривой гренландского ледового керна – 5a-d, 5e5, 5e4, 5e3, 5e3, 5e2, 5e1 и 5a-d [Dansgaard et al., 1993] – на основании реконструкции зонального типа растительности севера Западно-Сибирской низменности во время выявленных климатических событий в течение МИС-5. Все обсуждаемые торфяники залегают в виде линз, "намывы" и "вложки" не изучались.

Разрез Шурышкарского сора (66° с.ш.) на севере северной подзоны тайги низовьев Оби (см. рисунок) вскрывает верхи ледниковых отложений и залегающие на них в эрозионных впадинах межледниковые отложения с линзами торфа. С.А. Архипов и др. [1977] описали в них два уровня торфяников – верхний и средний. В верхнем получена $^{14}$C-дата 42000±1250 лет (СОАН-646) и две запредельные даты в этом и среднем торфянике. На этом основании оба торфяника отнесены к каргинскому горизонту. Позже в торфянике Шур-1 (нижний, залегающий на 6–7 м ниже и в 1.0–1.5 км южнее среднего торфяника, описанного в [Архипов и др., 1977]), получена U/Th-дата методами TSD (полного растворения) 141.1±11.7 и L/L (выщелачивания) 133±14 тыс. лет, которая наряду с палинологическим изучением этого торфяника, позволила В.И. Астахову и др. [2005] отнести разрезы Шурышкар к казанцевскому горизонту. В торфянике Шур-1 изучены палиноспектры южной тайги с примесью (1–2 %) вяза, дуба, граба, липы; причем оптимум находится ниже U/Th-даты [Астахов и др., 2005]. В отложениях, залегающих гипсометрически и стратиграфически выше и содержащих средний и верхний торфяники, по палинологическим данным вверх по разрезу сменяется 8 фаз развития растительности [Архипов и др., 1977; Архипов, Волкова, 1994]: лесотундра – северная тайга – юг северной тайги – темнохвойные леса (южная тайга) – редкостойные леса – тундра – лесотундра (в верхнем торфянике). В том же верхнем торфянике на уровне палиноспектров тундры собрана макрофлора, характерная для северной тайги [Архипов и др., 1977; Архипов, Волкова, 1994, с. 54]. Поэтому можно предполагать между нижним торфяником с U/Th-датой и вышележащими слоями перерыв осадконакопления, в котором оказался переход от южной тайги к лесотундре. Затем намечается еще один оптимум: лесотундра – северная тайга – южная тайга – северная тайга. U/Th-датирование донных отложений Байкала показало [Гольдберг и др., 2002] начало казанцевского межледниковья 138–140 тыс. ет назад). В таком случае главный оптимум этого межледниковья на севере Западной Сибири, отраженный в нижнем торфянике (разрез Шур-1), может быть сопоставлен с событием 5e5 гренландского ледникового керна [Dansgaard et al., 1993], а верхний оптимум в среднем торфянике – с событием 5e3. Тогда фаза лесотундры и северной тайги между этими торфяниками может соответствовать событию 5e4.

Упомянутый перерыв осадконакопления между нижним и средним торфяниками Шурышкар частично заполняется верхними слоями опорного разреза казанцевского горизонта Горной Субботы (59°50′ с.ш.) - ныне южная граница средней тайги в низовьях Иртыша (см. рисунок). Здесь в нижней четверти торфяника изучены палинозоны I и II: начало оптимума (южная тайга) и оптимум казанцевского межледниковья (южная тайга с участием липы, вяза, дуба, лещины). Выше изучена палинозона (III) средней тайги и вверху торфяника – палинозона IV разреженной северной тайги [Гуртовая, Кривоногов, 1988]. Выше торфяника обнаружен эпизод Блейк [Волкова и др., 2003; и др.], возраст которого 128 тыс. лет назад [Поспелова, 2002]. Скорость формирования торфяников позволяет предполагать, что оптимум межледниковья здесь был около 136 тыс. лет назад и в пределах точности датирования может непосредственно предшествовать оптимуму, изученному в разрезе Шур 1, т. е. относится к событию 5e5, а верхняя часть торфяника Горной Субботы в пределах палинозоны IV формировалась во время события 5e4. Торфяник Горной Субботы имеет богатую макрофлору (129 таксонов). Сравнение ее с макрофлорой верхнего торфяника Шурышкар и нижнего торфяника Золотого мыса позволяет несколько уточнить историю растительности севера Западно-Сибирской низменности во время события 5e4. 55 % форм флоры Шурышкар обнаружено в торфянике Горной Субботы. Практически все они есть в верхней половине торфяника, в палинозоне IV (северная тайга), хотя положение Шурышкар на 6° севернее обусловило появление в его флоре холодостойких *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *Ranunculus hyperboreus* Rottb. и других, отсутствующих в Горной Субботе.




Разрез Золотой мыс (64°52′ с.ш.) на юге северной тайги в нижнем течении Оби (см. рисунок) содержит два торфяника: верхний и нижний,

Расположение разрезов:

1 – Шурышкары (в том числе Шур. 1), 2 – Золотой Мыс, 3 – Чембакчино, 4 – Горная Суббота, 5 – Кирьяс, 6 – Сопочая Карга, 7 – Луковая протока, 8 – Бедоба, 9 – станция 15 на хр. Академический (оз. Байкал)

погребенный между двумя моренами – стратотип золотомысского подгоризонта каргинского горизонта [Архипов и др., 1977]. Нами для верхнего торфяника получено 8 $^{14}$C-дат от 33.5 до 489 тыс. лет назад и показано, что межморенный торфяник имеет казанцевский возраст [Лаухин и др., 2006]. Из него собрана макрофлора, в которой 60 % форм общие с флорой торфяника Горной Субботы. При этом определено более ста мегаспор *Azolla interglacialis* Nikit. Этот теплолюбивый вид и в Горной Субботе, и в Золотом мысе В.П. Никитин [1970] определил как непереотложенный, что подтвердилось [Velichkevich et al., 2004] находками его in situ в разрезе Бедоба. Во флорах Золотого Мыса и Горной Субботы определен *Potamogeton obtisifolius* Mert. et Koch., обитающий ныне на юге западной Сибири. *Potamogeton vaginatus* Turcz, *Batrachium* spp., *Ranunculus sceleratus* L., *Potentilla* spp., *Hippuris vulgaris* L., *Comarum palustre* L. присутствуют во флоре Золотого Мыса. В торфянике Горной Субботы они найдены преимущественно в интервале палинозон I и II (нижний оптимум межледниковья). Меньше форм флоры Золотого Мыса, обнаруженных преимущественно в интервале палинозоны IV Горной Субботы (северная тайга): *Myriophillum spicatum* L., *Andromeda polifolia* L. и др. Большинство общих форм более-менее равномерно распределены по торфянику Горной Субботы [Гуртовая, Кривоногов, 1988] и соотнести их с палинозонами южной, средней и северной тайги сложно. Сравнение флор Золотого Мыса и Шурышкар показало, что почти все формы, общие в Шурышкарах и Горной Субботе, присутствуют и во флоре Золотого Мыса. Общих форм из флор Шурышкар и Золотого Мыса, которых нет в Горной Субботе, всего 24 %. Среди них обращает на себя внимание *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *Juncus* cf. *arcticus* Willd. и *Ranunculus hyperboreus* Rottb. Несколько больше форм, общих во флорах Золотого Мыса и Горной Субботы, но отсутствующих во флоре Шурышкар. Создается впечатление, что флора Золотого мыса ближе к флоре Горной Субботы, хотя последняя удалена от Золотого Мыса на 6°, а Шурышкары находятся всего в 1° севернее. Вероятно, флора Золотого Мыса по возрасту ближе к верхней части торфяника Горной Субботы, чем к флоре Шурышкар. Палиноспектры межморенного торфяника Золотого Мыса отражают лесотундру, северную тайгу и вновь лесотундру [Архипов и др., 1977], соответствующие, скорее, событию 5e4.

Разрез Чембакчино (60°08′ с.ш.) находится в средней тайге низовий Иртыша (см. рисунок), всего в 44 км севернее Горной Субботы. Макрофлора в торфянике Чембакчино количественно богата, но таксономически маловыразительна и отражает локальные условия торфонакопления. Эволюцию зонального типа растительности отражают семь палинокомплексов (ПК1-7) с двумя оптимумами (ПК 3 и ПК 6), разделенными ПК 5 березовых лесов с *Betula* до 74 %. ПК1 из песков, подстилающих торфяник, доказанцевский. ПК 2 из низа торфяника характерен северотаежному редколесью, которое к нижнему оптимуму (ПК 3) переходит в южную тайгу с елью, лиственницей, пихтой, с березовыми лесами с участием лещины, дуба и вяза по долинам. Торф с ПК 3 имеет U/Th-дату: TSD 110±6.7/5.9 и L/L 114.2±22.1/14.7 тыс. лет назад [Лаухин и др., 2008]. Верхний оптимум (ПК 6) отражает елово-кедровую тайгу средней ее подзоны с единичной (реликтовой ?) лещиной. Завершается торфонакопление распространением заболоченных редколесий. По возрасту оба оптимума соответствуют событию 5e1, возможно, с заключительной фазой (ПК2) события 5e2.

Разрез Кирьяс (60°57′ с.ш.) находится в средней тайге Сургутского Приобья и считался стратотипом кирьясского подгоризонта каргинского горизонта на основании $^{14}$C-дат 1970-х годов. В нем выделяется два уровня торфяников [Архипов и др., 1980]. Современное $^{14}$C-датирование подтвердило каргинский возраст верхнего уровня (получены $^{14}$C-даты 27.8–46.4 тыс. лет назад) и показало докаргинский возраст нижнего торфяника, в кровле которого получена $^{14}$C-дата ?60.7 тыс. лет назад [Laukhin et al., 2007]. В средней части этого торфяника получена U/Th-дата: TSD 104.4 ±4.4/3.9 и L/L 105.5±3.6/3.3 тыс. лет назад . Таким образом, торфяник относится к подстадии 5c. Богатая макрофлора из этого торфяника характерна для елово-лиственничных лесов. Изменение флоры по разрезу демонстрирует превращение первичного водоема в олиготрофное болото. По палинологическим данным суглинок, подстилающий торфяник, накапливался в условиях безлесной перигляциальной растительности [Левина, 1979], которая перед торфонакоплением сменилась лесотундровым редколесьем. Нижняя половина торфяника формировалась в северной тайге, которая выше сменилась заболоченным березовым редколесьем [Laukhin et al., 2007]. Таким образом, отчетливо выделяются следы подстадий 5c и начала 5d.

U/Th-даты с их большими доверительными интервалами не отличаются высокой точностью, но, как выясняется, они достаточны для того, чтобы:

– стать сигналом для ревизии старых $^{14}$C-дат;

– когда новые $^{14}$C-даты подтверждают докаргинский возраст торфяников, принять их казанцевский возраст в соответствии с U/Th-датами;

– наметить последовательность палеоклиматических событий в пределах казанцевского межледниковья и грубо сопоставить их с событиями отраженными в ледовом керне Гренландии.

Увеличение количества U/Th-дат даже при современной их невысокой точности способно выявить не только основные, но и некоторые частные климатические события в пределах казанцевского межледнико-

вья севера Западной Сибири, например, сдвоенный характер оптимума в Чембакчино, соответствующего событию 5e1. Данные, полученные в последние годы, позволяют предварительно выделить в казанцевском межледниковье на севере Западной Сибири оптимумы, соответствующие климатическим событиям 5e5, 5e1 и наметить еще один оптимум на уровне события 5e3, а также наметить пессимум на уровне события 5e4. Подстадии 5d и 5c достаточно отчетливо проявлены в Приобье. По палинологическим данным смещение растительных зон(подзон) было максимальным в ранний оптимум казанцевского межледниковья (событие 5e5). Южная тайга продвигалась в Приобье на 700 км к северу (разрез Шур-1). Видимо, в то же время в Приенисейской Сибири северная тайга продвинулась на север на 500 км, до Сопочной Карги [Стрелецкая и др., 2007]. В более южных районах смещение подзон было меньше. Так, во время 5e5 южная граница южной тайги в низовьях Иртыша смещалась к северу примерно на 300–400 км [Гуртовая, Кривоногов, 1988]. Холодные этапы подстадии 5e изучены менее и в основном севернее 65° с.ш. в Приобье. Там во время события 5e4 граница тундры и лесотундры могла смещаться к югу на 50–70 км. В оптимум подстадии 5c климат был существенно прохладнее современного; в то время на уровне 60–61° с.ш. смещение растительных зон к югу могло достигать 450 км.

## ЛИТЕРАТУРА


*Архипов С.А.* Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 12. С. 1863–1884.

*Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1994. 106 с.

*Архипов С.А., Вотах М.Р., Гольберт А.В., Гудина В.И., Довгаль Л.А., Юдкевич А.И.* Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.

*Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А., Панычев В.А.* Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум последнего оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 110 с.

*Астахов В.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е, Кузнецов В.Ю., Разина В.В., Назаров Д.В.* Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 1. С. 95–99

*Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е., Кулькова И.А., Гуськов С.А., Кузьмина О.Б., Левчук Л.К., Михайлова И.В., Сухорукова С.С* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2002. 246 с.

*Гольдберг. Е.Л., Грачев М.А., Эджингтон Д., Новье Ж., Андрэ Л., Чебыкин Е.П., Шульпяков О.И.* Уран-ториевая датировка двух последних межледниковий в осадках озера Байкал // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ИАиЭ СО РАН, 2002. С. 92–99.

*Гуртовая Е.Е., Кривоногов С.К.* Фитологическая характеристика континентальных отложений казанцевского горизонта// Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, 1988. С. 69–91.

*Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н, Величкевич Ф.Ю., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Чернов С.Б., Тертычная Т.В.* Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 4. С. 540–544.

*Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Шилова Г.Н., Величкевич Ф.Ю., Чернов С.Б., Никоноров Я.А.* Новое обнажение погребенного торфяника казанцевского возраста в низовьях Иртыша // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 5. С. 650–654.

*Левина Т.П.* Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, 1979. С.74–98.

*Никитин В.П.* Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970. С. 245–311.

*Поспелова Г.А.* О палеомагнитных экскурсах // Физика Земли. 2002. № 5. С. 30–41.

*Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г.* Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли. 2007. Т. XI, № 3. С.14–28.

*Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gunderstrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Svendjornsdorttir A.E., Jouzen J., Bond G.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record // Nature. 1993. V. 364, N 6434. P. 218–220.

*Laukhin S.A., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu.* The first early interstadial of Zirianian traces (Early Wьrm) glaciation in Siberia: U/Th date and paleobotanical data // Geologija. 2007. N 59. P. 47–58.

*Velichkevich F., Sanko A., Laukhin S., Gaigalas A., Shilova G., Arslanov Kh., Kuznetsov V., Maksimov F.* Paleobotanical and paleomolacological characteristics of Middle Siberian Kazantsovian Interglacial according to Bedoba section data // Geologija. 2004. N 46. P. 17–26.

# ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ ТОРФЯНИКА ПОБЕРЕЖЬЯ БУХТЫ ДИМИТРОВА (о. ШИКОТАН)

**М.С. Лящевская, Н.И. Белянина, Н.Г. Разжигаева**

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,690041, Владивосток, ул. Радио, 7;*
*e-mail: lyshevskay@mail.ru*

Шикотан – самый большой остров Малой Курильской дуги. Рельеф его низкогорный, денудационно-тектонического происхождения, максимальная высота – 412 м. Малые Курилы выделены в отдельный флористический район, отчетливо отличающийся от Южно-Курильского (острова Кунашир и Итуруп южнее Ветрового перешейка) [Баркалов, 2002]. В связи с этим эволюция ландшафтов о-ва Шикотан представляет большой интерес для понимания развития растительности океанических островов под влиянием климатических изменений и флуктуаций уровня моря.

Выбранный для изучения разрез торфяника, расположен на тихоокеанском побережье в южной части бухты Димитрова (43°49.5′ с.ш., 146°49.5′ в.д.) в 320 м от береговой линии на высоте 2.8 м н. у. м. (рис. 1). Разрез включает многочисленные прослои морского песка цунамигенного происхождения и два пепловых прослоя: вулкан Тятя (о-в Кунашир) и вулкан Тарумаи (о-в Хоккайдо). Временная привязка сделана по данным радиоуглеродного датирования (по общей горячей щелочной вытяжке) и тефростратиграфии.

Цель настоящей статьи – выявить отличия и сравненить этапы развития ландшафтов острова на тихоокеанском побережье и на побережье Южно-Курильского пролива в среднем–-позднем голоцене, а также определение роли климата и локальных факторов в их динамике.

Изучение состава спорово-пыльцевых комплексов из разреза торфяника в бухте Димитрова позволило выделить четыре палинозоны (рис. 2):

**Палинозона 1** (Quercus–Betula, инт. 0.67–1.45 м) выделена для темно-коричневого, сильно разложившегося торфа с прослоями серого мелкозернистого, хорошо сортированного песка. В ней содержится небольшое количество пыльцы деревьев и кустарников (10–36 %), спор (2–15 %), в то время как содержание пыльцы трав и кустарничков значительно и составляет 56–87 %. Выделенная палинозона 1 состоит из двух подзон, которые отличны по количественному содержанию пыльцы *Quercus,* которая доминирует (до 50 %). В меньшем количестве отмечены *Betula* (12–21 %), преимущественно sect. *Costatae*, *Carpinus* (до 13 %)*, Abies* (до 12 %), *Ulmus* (до 9 %). Реже встречаются *Picea* (преимущественно *P.* sect. *Omorica*), *Alnus, Corylus, Pinus* s/g *Diploxylon* и *P.* s/g *Haploxylon, Juglans, Fagus.* Среди травянистых растений господствуют Cyperaceae (до 94 %), менее многочисленны Poaceae (до 11 %), *Artemisia* (до 5 %), Asteraceae (до 4 %). Среди спор основная роль принадлежит Polypodiaceae. Верхняя подзона характеризуется уменьшением доли *Quercus* (в среднем около 28 %) и увеличением других представителей широколиственных, особенно *Carpinus* (до 15 %).

Из торфа получены три $^{14}$C-даты (3300±40 лет назад, ГИН-13030, 2700±40 лет назад., ГИН-13029, 2510±40 лет назад, ГИН-13028) для нижней и верхней частей этого интервала, которые позволяют отнести время формирования отложений к концу среднего голоцена (см. таблицу).

**Палинозона 2** (Betula-Quercus–Alnus, инт. 0.33–0.67 м) выделена для темно-коричневого слабо разложившегося торфа с прослоями серого мелкозернистого хорошо сортированного песка. Преобладает пыльца травянистых растений и кустарничков (до 82 %): Cyperaceae (67–88 %), Poaceae (до 10 %). Доля древесных составляет не более 28 %. В целом для палинозоны характерно уменьшение количества пыльцы широколиственных пород, таких как *Quercus* (26 %), *Ulmus* (6 %), *Juglans* (2 %), и увеличение доли мелколиственных: *Betula* (до 33 %), в основном *B.* sect. *Costatae*, *Alnus* (до 18 %). Содержание спор незначительно, до 7 %. Исключением является одна проба, отобранная из прослоя цунамигенного песка, в которой доля спор Polypodiaceae увеличивается до 35 %, а количество трав и кустарничков уменьшается соответственно до 43 %.

Полученная $^{14}$C-дата (2250±40 лет назад, ГИН-13027) позволяет отнести время формирования отложений к позднему голоцену. В основании выделенного интервала встречен прослой вулканического пепла, представленный светло-желтым алевритом (0.65–0.67 м), который широко распространен в голоценовых разрезах о-в Шикотан и сопоставляется с маркирующим пеплом Та-с2 вулкана Тарумаи о-в Хоккайдо (возраст 2.4–2.5 тыс. лет назад) [Разжигаева и др., 2007].

**Палинозона 3** (Betula–Alnus–Quercus, инт. 0.05–0.33 м). В палиноспектрах все также преобладает пыльца трав (до 75 %), с господством Cyperaceae (до 79 %). Остальные таксоны немногочисленны: Iridaceae (до 18 %), Poaceae (до 12 %), Lamiaceae (до 9 %), Asteraceae (до 7 %), *Artemisia* (до 6 %), Ranunculaceae (до 4

%). Для группы древесных и кустарников (20 %) характерно снижение содержания пыльцы широколиственных (в среднем *Quercus* – 15 %, *Ulmus*, Caprifoliaceae, *Carpinus* – по 2 %) и возрастание количества пыльцы мелколиственных: *Betula* (до 40 %), *Alnus* (21 %), *Duschekia* (до 4 %). Споры (до 14 %) представлены, в основном, Polypodiaceae, Bryales, *Lycopodium*, Ophioglossaceae и *Equisetum*. В основании выделенного интервала (0.31–0.32 м) встречен прослой вулканического пепла, представленного желтовато-серым алевритистым мелкозернистым песком, который по химическому составу близок к пеплам вулкана Тятя. Возраст оценивается около 1640 календарных лет назад [Разжигаева и др., 2007].

**Палинозона 4** (Betula-Quercus-Picea, инт. 0–0.05 м). Для нее характерно увеличение пыльцы темнохвойных пород: *Abies* (до 10 %), *Picea* (до 18 %). Снижается доля мелколиственных: *Betula,* преимущественно *B.* sect. *Albae* (до 22 %), *Alnus* (до 5 %). Отмечается повышение содержания пыльцы *Quercus* (22 %). В группе трав и кустарничков по-прежнему лидирует пыльца осоковых (73 %), злаковые немногочисленны (5 %). Среди спор доминируют Polypodiaceae, встречаются Bryales и *Equisetum*.

Выделенные палинозоны отражают основные этапы развития растительности тихоокеанского побережья о. Шикотан во второй половине среднего и в позднем голоцене. В результате климатических флуктуаций менялись границы распространения широколиственных и мелколиственных лесов, а также доля участия отдельных таксонов в растительных сообществах.

Для западной стороны острова палеоландшафтные смены установлены на основании изучения одного из наиболее древнего торфяника в долине р. Горобец [Разжигаева и др., 2007].

В конце среднего голоцена в теплых и относительно сухих условиях на тихоокеанском побережье о-ва Шикотан распространены широколиственные леса с господством дуба. Присутствие пыльцы *Carpinus, Ulmus, Corylus, Fraxinus, Fagus* и *Juglans* указывает на то, что климат был теплее современного, так как все эти широколиственные породы в настоящее время произрастают в более южных районах. В составе локальной растительности болот преобладали травы семейства осоковых. Для западной стороны о-ва Шикотан в этот же временной промежуток ($^{14}$C-дата 3420±90 лет назад, ГИН-13017) была выделена палинозона (Abies-Quercus), одновозрастная с палинозоной 1 (рис. 3). В палиноспектрах также отмечается увеличение содержания пыльцы *Quercus*, но по сравнению с тихоокеанской стороной содержится больше пыльцы темнохвойных пород. Палинокомплекс (*Quercus–Betula*), наиболее близкий к изученному на тихоокеанской стороне о-ва Шикотан, был выделен на о-ве Итуруп в районе пос. Курильск в разрезе 795 [Короткий и др., 2000]. Об одновозрастности отложений можно судить по совпадению радиоуглеродных датировок: $^{14}$C-дата (3700±110 лет назад, ГИН-9633) (о-в Итуруп) и $^{14}$C-дата (3300±40 лет назад, ГИН-13030) (бухта Димитрова, о-в Шикотан).

В позднем голоцене климат становится прохладнее, на тихоокеанской стороне о. Шикотан получают распространение мелколиственно-широколиственные леса с доминированием березы. Возрастание содержания пыльцы мелколиственных, особенно берез и ольхи, что также отмечено в палиноспектрах, полученных для разреза торфяника в долине р. Горобец, где для этого временного интервала ($^{14}$C-дата 2490±50; примечание: образцы сделаны по общей горячей щелочной вытяжке; калибровка 14C-дат проводилась по программе OxCal 3.9., ГИН-13016) выделена палинозона Abies-Quercus-Betula. Но в целом на тихоокеанской стороне острова темнохвойные породы играли меньшую роль, чем со стороны Южно-Курильского пролива. Палиноспектры из разрезов, расположенных на тихоокеанском побережье о-ва Шикотан, близки по составу к палиноспектрам, полученным для района пос. Курильск (о-в Итуруп, разрез 1095, инт. 0.12–0.4 м): также было отмечено господство пыльцы *Betula,* высокое содержание *Quercus*, в значительном количестве присутствуют *Ulmus, Juglans,* ($^{14}$C-дата 2420±70 л.н., ГИН-8946) [Короткий и др., 2000].

Увеличение площади мелколиственных лесов из березы и ольхи на тихоокеанской стороне о. Шикотан произошло во время похолодания в середине позднего голоцена (около 1640 л.н.), хорошо выраженного на Японских островах [Sakaguchi, 1983]. В это время на тихоокеанской стороне сильно сокращается ареал дуба, до небольших куртинок. Со стороны Южно-Курильского пролива он, вероятно, исчезает.

В самом верхнем слое торфяника бухты Димитрова отмечается увеличение содержания пыльцы *Picea* и *Quercus* (22 %), что может свидетельствовать о расширении ареала дуба около 600–700 лет назад. Однако известно, что в настоящее время на восточном побережье острова доминируют подурочища с лугово-бамбуковым разнотравьем с примесью каменной березы, ели, пихты и ольхи, которые произрастают на дерново-луговых почвах и распространены на террасовидных поверхностях, склонах и вершинах. Для западной части характерны елово-пихтовые леса с примесью каменной березы, произрастающие на лесных темно-бурых почвах [Ганзей, 2005]. Нельзя исключать, что верхняя часть разреза изученного торфяника отсутствует, поскольку здесь были поселения, и побережье активно осваивалось. Возможно, пыльца *Quercus*

**Список радиоуглеродных дат из разреза торфяника южной части бухты Димитрова, о. Шикотан**

| Номер пробы | Интервал, м | Материал | $^{14}$C-дата, лет назад | $^{14}$C-дата, лет назад (калиброванная, 2σ) | Лабораторный номер, ГИН |
|---|---|---|---|---|---|
| 3/26104 | 1.23–1.28 | Торф | 3070±40 | 3430–3210 | 13025 |
| 1/26504 | 0.23–0.28 | – | 1490±50 | 1570–1340 | 13026 |
| 2/26504 | 0.60–0.65 | – | 2250±40 | 2400–2200 | 13027 |
| 3/26504 | 0.67–0.72 | – | 2510±40 | 2800–2410 | 13028 |
| 4/26504 | 0.85–0.90 | – | 2700±40 | 2929–2790 | 13029 |
| 5/26504 | 1.14–1.19 | – | 3300±40 | 3690–3490 | 13030 |

Примечание. Образцы сделаны по общей горячей щелочной вытяжке. Калибровка $^{14}$C-дат проводилась по программе OxCal 3.9.

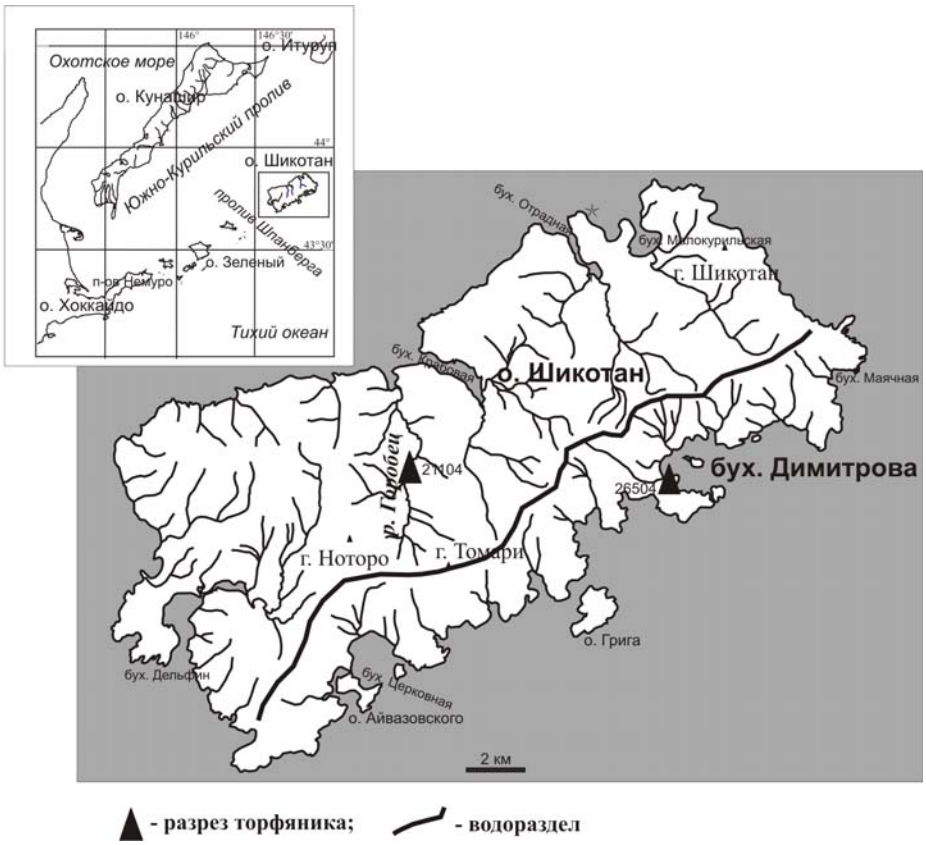



**Рис. 1**. Схема района работ.

является занесенной. На западной стороне острова в палиноспектрах из кровли торфяника в долине р. Горобец отмечается также резкое увеличение содержания пыльцы *Picea* и доминирование пыльцы *Cyperaceae* (до 70 %) в группе трав и кустарничков (палинозона Picea-Abies, инт. 0–0.30 м). Содержание пыльцы *Quercus* не превышает 3.8 %.

Таким образом, основное отличие в развитии ландшафтов между восточной и западной сторонами о. Шикотан при климатических сменах в среднем–позднем голоцене заключается в том, что со стороны Южно-Курильского пролива в этот промежуток времени доминировали темнохвойные леса с участием широколиственных и мелколиственных пород, а на тихоокеанской стороне они имели подчиненное значение.

На формирование и распределение растительности о-ва Шикотан огромное влияние оказывает рельеф, который здесь выполняет барьерные функции от охлаждающего влияния океана и определяет мезо- и микроклимат. Среди других локальных факторов на Курильских островах большое значение имеют теплые и холодные морские течения. Морские течения могут существенно влиять на растительность, определяя не только разницу в фенологических сроках развития отдельных растений, но и оказывая влияние на структу-

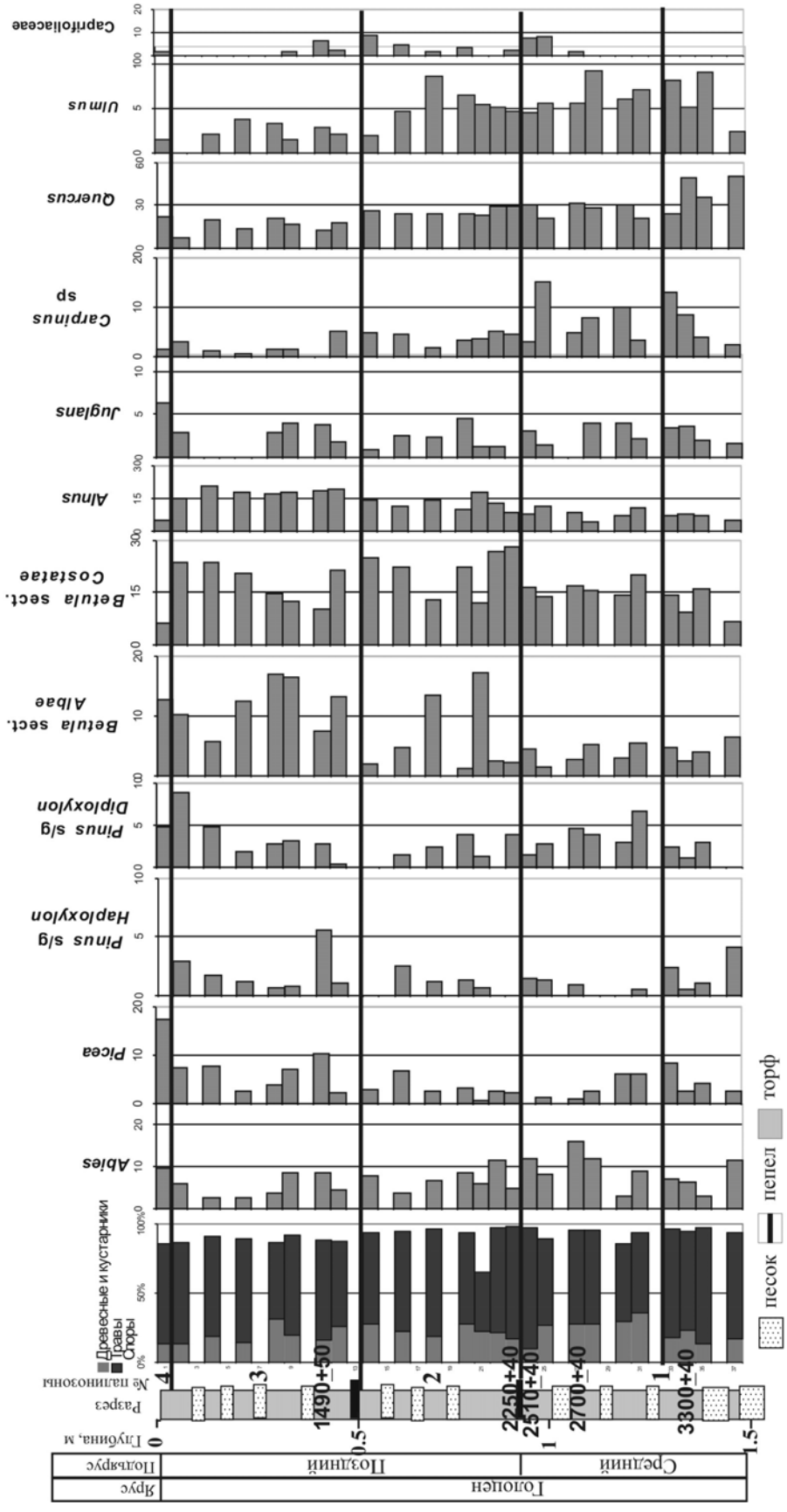



**Рис. 2.** Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений о-ва Шикотан (разрез 26504).

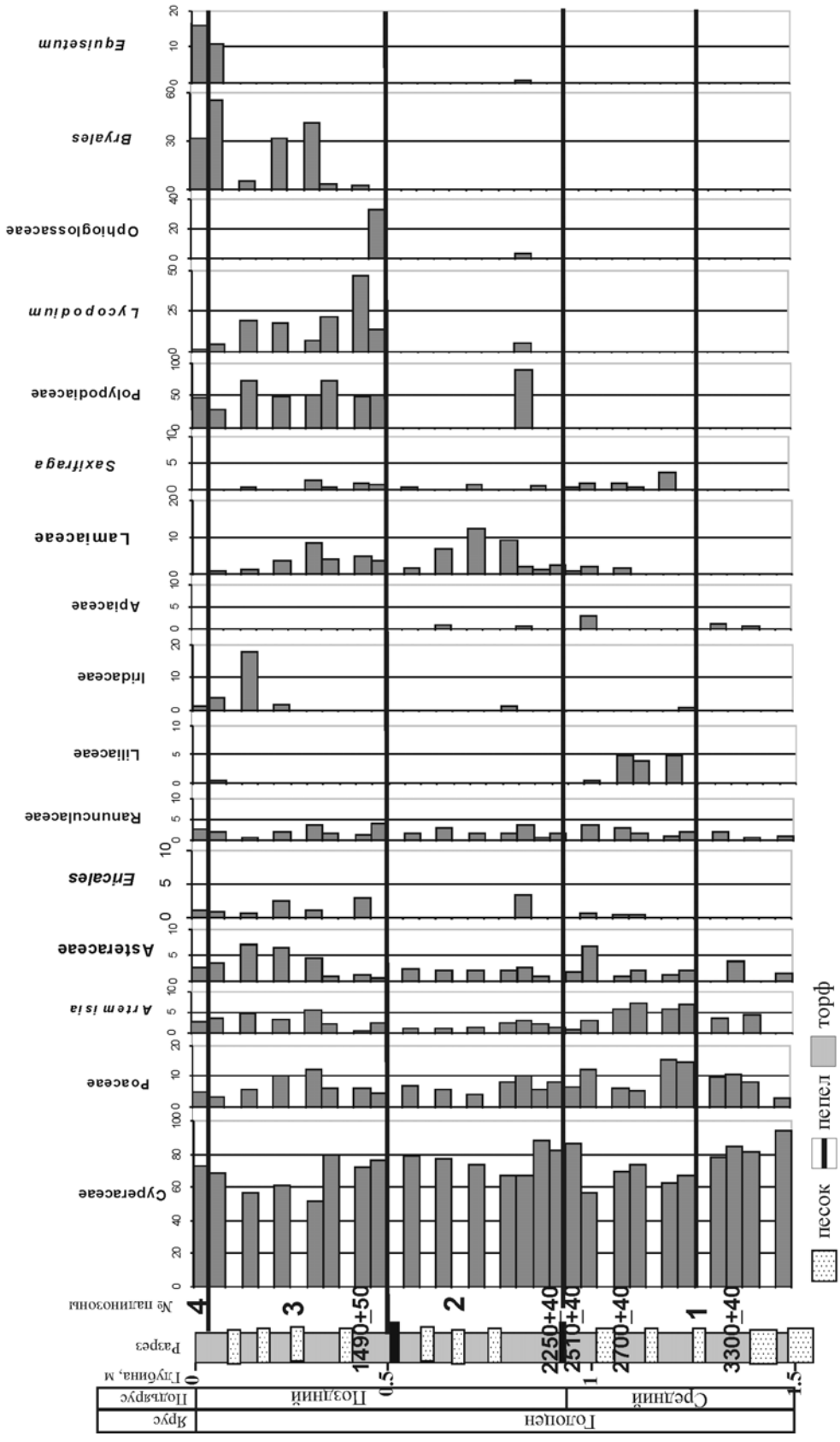



**Рис. 2.** Окончание.

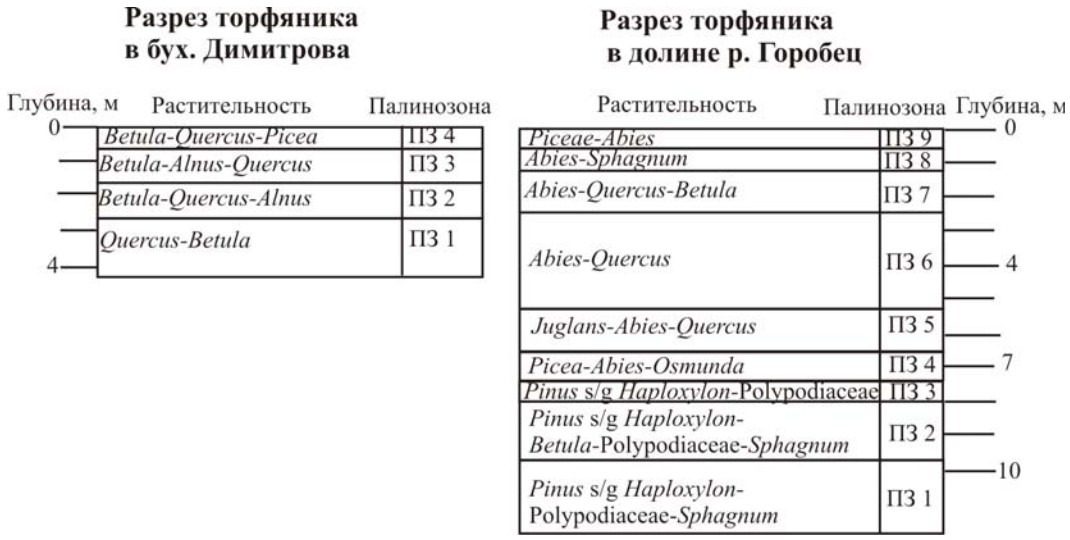



**Рис. 3.** Корреляция развития растительности восточной и западной частей о. Шикотан.

ру растительного покрова в целом. Остров Шикотан находится в зоне взаимодействия теплого течения Сойя, ветви течения Куросио, проникающего через пролив Лаперуза и следующего вдоль западного побережья острововКунашир и Итуруп, и холодного течения Оясио, проходящего со стороны Тихого океана [Морошкин, 1996]. Почти весь вегетационный период муссоны, дующие с юга и юго-востока, проходя над холодными водами течения Оясио несут туманы на океанское побережье острова [Баркалов, Еременко, 2003]. Туманы значительно снижают температуру поверхностного слоя воздуха и способствуют различию мезоклиматических условий, а также отличию растительных сообществ между восточным и западным побережиями острова. Таким образом, различный гидротермический режим наряду с орографией определил асимметрию и мозаичность ландшафтной структуры о-ва Шикотан.

Авторы выражают благодарность Н.П. Домра (БПИ ДВО РАН) за помощь в обработке материала.
*Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 06-05-64033.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Баркалов В.Ю.* Очерк растительности // Растительный и животный мир Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 35–36.

*Баркалов В.Ю., Еременко Н.А.* Флора природного заповедника “Курильский“ и заказника “Малые Курилы“. Сахалинская область. Владивосток: Дальнаука, 2003. 284 с.

*Ганзей К.С.* Пространственная структура ландшафтов острова Шикотан // Дальний Восток России. География. Гидрометеорология. Геоэкология. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 2005. С. 44–53.

*Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А.* Осадконакопление и палеоландшафты позднего плейстоцена-голоцена бассейна р. Курилки (о. Итуруп, Курильские острова) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19, № 5. С. 61–77.

*Морошкин К.В.* Водные массы и течения Охотского моря. М.: Наука, 1996. 447 с.

*Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Белянина Н.И., Гребенникова Т.А.* Эволюция ландшафтов о. Шикотан в голоцене // Изучение глобальных изменений на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 151–164.

*Sakaguchi Y.* Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation // Bull. of the Depart of Geogr. University of Tokyo. 1983. V. 15 P. 1–31.

# РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ГОЛОЦЕНА АРКТИЧЕСКОЙ СИБИРИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ, ДИАТОМОВЫМ И ФАУНИСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**О.Д. Найдина**

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7;*
*e-mail: naidina@ilran.ru*

Предложены палеогеографические реконструкции голоцена арктической части Восточной Сибири, выполненные по результатам комплексного микропалеонтологического анализа осадков шельфовой зоны моря Лаптевых. Море расположено в Восточном секторе Российской Арктики и играет ключевую роль в формировании ледово-гидрологической обстановки Северного Ледовитого океана и климата этого региона. Палеосреда приморских низменностей, не подвергавшихся покровному оледенению во время последнего ледникового максимума, достаточно полно реконструирована по данным изучения континентальных разрезов [Каплина, Ложкин, 1982; Naidina, 1995; и др.]. Наиболее полные новые геохронологические, палеонтологические, седиментологические и геокриологические исследования на суше проводились в рамках международных проектов [Сергеенко и др., 2007; Спектор и др., 2008; и др.]. В арктических районах Якутии, а тем более на шельфе сложное развитие природной среды пока не полностью восстановлено. Море Лаптевых и прилежащая к нему суша пока остаются недостаточно изученными [Левитан и др., 2007]. До начала нынешнего века модели позднечетвертичного палеогеографического развития моря Лаптевых базировались, в основном, на данных сейсмопрофилирования [Alekseev, 1997; Drachev et al., 1995; и др.]. В последние годы, благодаря массовым AMS $^{14}$C датировкам и большому количеству материалов донного опробования, были заново реконструированы основные этапы постгляциального повышения уровня моря [Bauch et al., 2001b].

Для реконструкций голоценовых палеогеографических условий в регионе моря Лаптевых были, в частности, применены палинологический, диатомовый и фаунистический методы. Палинологический метод включает изучение органикостенного фитопланктона и спорово-пыльцевой анализ. Послойное комплексное изучение AMS $^{14}$C датированного разреза из восточной части шельфа моря Лаптевых по ископаемым сообществам моллюсков, остракод и фораминифер, диатомовых водорослей, органикостенного фитопланктона, а также спор ипыльцы высших растений позволило дополнить палеогеографические реконструкции. Изученный материал был получен при бурении внешнего шельфа в 1998 г. во время экспедиции Трансдрифт [Bauch et al., 2001b]. Разрез расположен в палеодолине р. Яна. Возраст слоев в основании разреза – 11.3 тыс. лет назад (календарный возраст). Согласно данным аксельраторной масс-спектрометрии, осадки накапливались с 11.3 по 5.3 тыс. лет назад [Bauch et al., 2001b].

Таксономическое разнообразие пыльцы и спор, обнаруженное в морских осадках, типично для тундровой растительности высоких широт. Всего было обнаружено 37 таксонов деревьев и кустарников, трав и кустарничков, а также споровых растений. Как показали наши первые исследования, спорово-пыльцевые спектры, полученные из проб шельфовых осадков, отражают особенности растительного покрова прилежащей к морю Лаптевых суши. Они отражают климатические изменения в регионе и могут использоваться для палеогеографических интерпретаций [Найдина и др., 1999, 2000; Naidina, Bauch, 1999, 2001; Bauch et al., 2001a].

Около 200 видов и разновидностей диатомовых водорослей было определено в изученном разрезе [Polyakova et al., 2005]. Среди морских диатомей преобладали холодноводные планктонные виды *Thalassiosira antarctica* Comber, *T. gravida* Cleve, *T. nordenskioeldii* Cleve, *T. hyperborea* (Grunow) Hasle, *T. baltica* (Grunow) Ostenfeld, *Chaetoceros diadema* (Ehrenberg) Gran, *C. furcellatus* Bailey. Ледово-морская группа диатомей представлена видами *Fossula arctica* Hasle, Syvertsen et Von Quillfeldt, *Fragilariopsis oceanica* (Cleve) Hasle и *F. cylindrus* (Grunow) Krieger. В пресноводной группе диатомей преобладают планктонные речные виды рода *Aulacoseira* (*A. granulata* (Ehrenberg) Simonsen, *A. islandica* (Muller) Simonsen). Их распределение по разрезу свидетельствует о неравномерном стоке р. Яна. Появление морских диатомей отражает постепенное наступление морских условий, начиная приблизительно с 11.0 тыс. лет назад [Polyakova et al., 2005].

Среди морских моллюсков определено 14 таксонов, которые представлены видами типично арктического рода *Portlandia* и североморского рода *Macoma* [Taldenkova et al., 2005]. Фораминиферы представлены 25 таксонами. Присутствие планктонных фораминифер в основании разреза позволяет предположить возможный периодический приток атлантических вод. Наиболее древний комплекс остракод (6 видов) практически полностью состоит из мелководных неритических видов, обитающих в прибрежных опресненных обстановках: *Heterocyprideis sorbyana* (Jones), *Paracyprideis pseudopunctillata* Swain, *Cytheromorpha macchesneyi* Brady et Crosskey, *Roundstonia globulifera* (Brady). В самом таксономически разнообразном

верхнем комплексе насчитывается 11 видов остракод. Появляются некоторые морские виды *Cluthia cluthae* (Brady, Crosskey et Robertson), *Jonesia acuminata* (G.O. Sars) [Степанова, 2004].

По смене комплексов остракод выделены три фазы голоценовой трансгрессии [Степанова, 2004]. Для первой фазы (11.3–11.1 тыс. лет назад, календарный возраст) характерна прибрежная опресненная обстановка. Во время переходной фазы (11.1–10.3 тыс. лет назад) появляются мелководно-морские таксоны. Третья фаза началась 10.3 тыс. лет назад, когда установились современные морские условия. В районах, прилегающих непосредственно к эстуарию р. Яна, начальный период затопления шельфа сопровождался периодическим проникновением соленых морских вод, о чем свидетельствует присутствие глубоководных остракод и планктонных фораминифер. Вслед за подъемом уровня моря эти сообщества, сформировавшиеся под влиянием речного стока, быстро трансформировались в мелководные морские [Талденкова и др., 2006].

Органикостенный фитопланктон характеризуется преобладанием цист динофлагеллат и хлорофитовых (зеленых) водорослей. Пресноводные водоросли в осадках колонки представлены видами *Pediastrum* spp., *Botryococcus* cf. *braunii* Kutzing. Сообщество морских диноцист состоит из 14 видов, причем максимального количества достигают *Islandinium minutum* Head, *Brigantedinium simplex* (Wall) Reid и *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre et Cookson) Wall [Клювиткина, Баух, 2006]. На основе изменения количественного и видового состава органикостенного фитопланктона выделены три основные группировки, соответствующие различным палеогидрологическим условиям осадконакопления [Клювиткина, Баух, 2006]. В составе первой (11.3–10.3 тыс. лет назад) из них доминировали пресноводные водоросли. Во второй (10.3–9.2 тыс. лет назад) отмечено преобладание диноцист, в том числе вида-индикатора притока теплых североатлантических вод – *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre et Cookson) Wall. В третьей группировке (8.6 тыс.лет назад) ассоциации органикостенного фитопланктона по составу близки к современным. Согласно крайне высокому содержанию пресноводных хлорофитовых водорослей, которые приносятся на шельф речными водами, и морских диноцист, до 10.3 тыс. лет назад исследуемый район находился под влиянием стока р. Яна [Клювиткина, Баух, 2006]. В этот период наблюдается периодическое увеличение количества хлорофитовых водорослей, что может указывать на возможное наличие здесь маргинального фильтра, формирующего область лавинной седиментации [Лисицын, 1994]. Небольшое повышение температуры поверхностных вод на внешнем шельфе произошло, по-видимому, 10.3–9.2 тыс. лет назад, о чем свидетельствуют малое содержание гетеротрофного *Islandinium minutum* Head и появление относительно теплолюбивого вида *Spiniferites elongatus* Reid [Клювиткина, Баух, 2006]. Резкое сокращение количества диатомовых водорослей и постепенное возрастание солености в период с 11–12 до 9.2 тыс. лет назад свидетельствуют о смещении к югу депоцентров р. Яна и увеличении расстояния между ее устьем и местоположением изученного разреза. Эти изменения палеоландшафта подтверждаются относительным сокращением количества пресноводных водорослей и заметным изменением таксономического состава морских диноцист [Polyakova et al., 2005].

По спорово-пыльцевым данным, трансгрессии моря предшествовал континентальный этап развития (до 10.3 тыс. лет назад) с преобладанием тундровой растительности в условиях климата, близкого к современному [Найдина, 2006]. Преобладала растительность, представленная кустарниковыми видами *Betula* sect. *Nanae* и *Alnus fruticosa* Rupr. В группе травянистых встречались представители Cyperaceae и Poaceae. Обычны были Caryophyllaceae, Asteraceae, Rosaceae, а также *Rumex, Thalictrum, Plantago, Saxifraga* и очень редки – *Valeriana, Epilobium*. Споровые представлены различными мхами и холодолюбивыми плаунами вида *Sellaginella sibirica* (Miller) Heron. Затем (до 9.6 тыс. лет назад) развивалась начальная стадия трансгрессии, о чем свидетельствует возрастание количества пыльцы древесных растений в морских осадках, которое связано с прогрессирующим потеплением в начале трансгрессии и начинающимся смещением к северу зоны лесотундры. Во время максимальной стадии трансгрессии (около 8.9 тыс. лет назад) она распространилась по долинам рек на юг. Развивалась лесотундровая, а местами и светлохвойная лесная растительность. В это время произошли максимальное потепление и одновременное увеличение влажности. Резко возросло количество пыльцы древесных растений в морских осадках, что может быть следствием значительного перемещения линии древесной растительности к северу (после 9.0 тыс. лет назад), вызванного потеплением.

Палинозоны и субпалинозоны, представляющие собой один или группу спорово-пыльцевых спектров [Болиховская, 2002], а также фазы голоценовой трансгрессии, установленные по результатам изучения органикостенного фитопланктона, диатомовых водорослей, ископаемых сообществ моллюсков, фораминифер и остракод, были выделены независимо друг от друга. Однако общие тенденции изменения палеосреды регистрируются всеми перечисленными методами. Реконструкции палеогеографических условий по палинологическим данным отчетливо согласуются с результатами восстановления палеосреды по диатомеям [Polyakova et al., 2005]: получены свидетельства изменения палеосолености поверхностных вод и короткопериодных изменений стока р. Яна, связанных с климатическими процессами. 10.3 тыс. лет назад на восточном шельфе

уменьшаются скорости осадконакопления (до 17 см/тыс. лет; [Bauch et al., 2001b]) и возрастает соленость (до 15–16‰; [Bauch, Polyakova, 2003]), что свидетельствует о смещении к югу устья р. Яна. Около 8.9 тыс. лет назад началось затопление более мелководного юго-восточного шельфа. Эти данные совпадают со временем развития максимальной стадии трансгрессии и кульминацией развития древесной растительности на прилегающей к морю Лаптевых суше, установленных по результатам спорово-пыльцевого анализа. Реконструкции палеогеографических условий голоцена по палинологическим данным наиболее явно согласуются с данными изучения континентальных отложений прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья.

*Исследования выполнены в рамках стипендиальной программы Лаборатории морских и полярных исследований им. О.Ю. Шмидта.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Болиховская Н.С.* Некоторые вопросы детальной климатостратиграфии и корреляции плейстоценовых отложений в свете палинологических данных // Методические аспекты палинологии. М.: ИГиРГИ, 2002. С. 21–23.

*Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* История развития приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 207–220.

*Клювиткина Т.С., Баух Х.А*. Изменения палеогидрологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2006. Т. 46, № 6. С. 911–921.

*Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

*Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океана // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 735–747.

*Найдина О.Д.* Палеогеография восточного шельфа моря Лаптевых в первой половине голоцена по фаунистическим и палинологическим данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С.113–125.

*Найдина О.Д., Баух Х.А., Кассенс Х*. О распределении пыльцы и спор в поверхностном слое осадков моря Лаптевых // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 183–187.

*Найдина О.Д., Баух Х.А., Кассенс Х*. Первые свидетельства о распределении пыльцы и спор в поверхностных осадках моря Лаптевых и их значение для палеоклиматических реконструкций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Вып. 75, № 1. С. 67–72.

*Сергеенко А.И., Зигерт К., Белолюбский И.Н., Имаева Л.П., Андреев А.А., Ширмейстер Л.* Едомные отложения прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 35–38.

*Спектор В.В., Бакулина Н.Т., Спектор В.Б.* Рельеф и возраст аллювиального покрова долины р. Лены на " Якутском разбое" // Геоморфология. 2008. № 1. С. 56–64.

*Степанова А.Ю.* Плейстоцен-голоценовые и современные остракоды моря Лаптевых и их значение для палеоэкологических реконструкций. Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М.:ПИН РАН, 2004. 24 с.

*Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Степанова А.Ю. Овсепян Я.С., Погодина И.А.*. Детальная реконструкция послеледниковых и голоценовых событий в море Лаптевых // Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере: Тез. докл. Междунар. раб. совещ. СПб.: Гидрометеоиздат, 2006. С. 103.

*Alekseev M.N.* Paleogeography and Geochronology in the Russian Eastern Arctic during the Second Half of the Quaternary // Quaternary International. 1997. V. 41/42. P. 11–15.

*Bauch H.A., Polyakova Ye.I.* Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian margin: implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // Paleoceanography. 2003. V. 18, № 2. P. 501–510.

*Bauch H.A., Kassens H., Naidina O.D., Kunz-Pirrung M., Thiede J.* Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // Quatern. Res. 2001a. V. 55, № 3. P. 344–351.

*Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001b. V. 31. P. 125–139.

*Drachev S.S., Savostin L.A., Bruni I.E.* Structural pattern and tectonic history of the Laptev Sea region // Rep. Polar Res. 1995. V. 176. P. 348–366.

*Naidina O.D.* Holocene climatic, vegetation and pollen data of Siberia adjacent to the Laptev Sea // Rep. Polar Res. 1995. V. 176. P. 235–253.

*Naidina O.D., Bauch H.A.* Distribution of pollen and spores in surface sediments of the Laptev Sea // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History / H. Kassens, H.A. Bauch, I.A. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, L.A. Timokhov (Eds.) N.Y.: Springer-Verlag, 1999. P. 577–585.

*Naidina O.D., Bauch H.A.* A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 141–153.

*Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S.* Early to middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // Global and Planetary Change. 2005. V. 48. P. 208–222.

*Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Demyankov S., Ovsepyan A.* Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal and foraminiferal faunas // Global and Planetary Change. 2005. V. 48. P. 223–251.

# ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ В ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

**Г.И. Ненашева[1], Н.Н. Михайлов[2]**

*[1]Алтайский государственный университет, 656000, Барнаул, ул. Ленина, 61; e-mail: ngi_geo@mail.ru*
*[2]Белгородский государственный университет, 308015, Белгород, ул. Победы, 85; e-mail: mikailov@bsu.edu.ru*

На территории межгорных котловин Центрального Алтая нами проведена реконструкция хода развития растительности и климата в голоцене. Исследованы три разреза (на северном склоне Северо-Чуйского хребта (в Ештыккольской котловине; в верховьях р. Ештыкколь (Шавлинской), западнее долины р. Маашей; в Курайской котловине), вскрывших отложения голоценового возраста [Ненашева 2006; Ненашева, Михайлов, 2006а, б]. Параллельно палинологическим исследованиям проведено радиоуглеродное датирование образцов торфа, древесины и почв в лабораториях Санкт-Петербурга и Новосибирска. Результаты спорово-пыльцевого анализа позволили получить картину развития растительности, что дало возможность реконструировать изменения и других компонентов ландшафта.

*Позднебореальное время* (BO-3) характеризуется прохладным и переменно-влажным климатом. Распространяются еловые леса с участием пихты, березово-сосновые, на верхней границе леса произрастают кедр. Встречаются группировки из эфедры, березы кустарниковой и кустарничковой. В понижениях образуются сфагновые болота, их окружают осоковые группировки. Постепенно происходит уменьшение общей увлажненности, увеличиваются площади открытых пространств, активизируются полынные и маревые, злаково-разнотравные группировки.

*В раннеатлантическое время* (AT-1) климат теплый и переменно-влажный. На территории развиваются леса с елью, сосной, пихтой. На верхней границе произрастает кедр. Открытые пространства по-прежнему занимали маревые и полынные группировки, хотя их площади незначительно уменьшаются, одновременно увеличиваются области, занимаемые осоково-злаково-разнотравными группировками. Широко распространяются зеленые мхи, сфагнум на влажных участках, а периодически заливаемые сырые места занимает риччия. В это время в понижениях идет процесс озерообразования.

*В начале среднеатлантического времени* (AT-2) (7070±170 лет назад (ЛУ-1804 А)) с похолоданием и нарастанием общей увлажненности климата увеличиваются площади лиственнично-кедрово-еловых лесов с участием пихты, сокращаются площади березово-сосновых лесов. Возрастает роль осоковых, а также мхов, произрастающих в сырых местах; начинали формироваться болота.

*В середине и в конце среднеатлантического времени* (AT–2) климат становится переменно-влажным и теплым, а к концу периода – более засушливым. В это время на территории преобладает березово-сосновая лесостепь с участием кедра и лиственницы, долины рек заняты елью и дубом. На территории формируются сухостепные группировки из эфедры, полыней, гречишных, лютиковых, сложноцветных.

*Позднеатлантическое время* (AT-3) (5220±70 лет назад (СОАН-6368)). Происходит похолодание и увлажнение климата. Состав растительности несколько меняется. В это время березово-сосновая лесостепь уступает место лесам с лиственницей и кедром, происходит постепенное увеличение по долинам рек ели и снижение участия дуба. Увеличиваются площади осоковых группировок.

По палинологическим результатам *суббореальное время* (SB) не было однородным по климатическим условиям и характеру изменения растительности. *Начало первой половины суббореала* (SB-1) характеризуется теплым и переменно-влажным климатом. Состав спектров отражает развитие березово-сосновых лесов. Пониженные пространства и долины рек заняты елью и широколиственными породами. Максимум положительных температур приходится на первую половину суббореального времени. Во второй половине этого периода начинается постепенное похолодание, которое выразилось в замещение дуба елью. Развивается злаково-разнотравная и полынно-маревая растительность. Вокруг сформировавшихся водоемов произрастают осоковые, рогоз.

*Конец первой половины раннесуббореального времени* (SB-1) (4745±80 лет назад (СОАН-6367)) завершается холодным и переменно-влажным климатом, преобладанием леса из кедра и лиственницы, березки кустарничковой, а также полынно-осоково-злаковых группировок.

*Середина раннесуббореального времени* (SB-1) (РУ 4400±70 лет назад (ЛУ-1800). Климат переменно-влажный, теплый. Увеличение влажности происходит постепенно, с нарастанием увлажнения увеличивает-

ся роль лиственницы. На территории распространяются кедрово-сосновые леса с пихтой. Из состава флоры исчезают представители широколиственных пород. Происходит заболачивание водоемов.

*В конце раннесубореального времени* (SB-1) климат характеризуется как прохладный и переменно-влажный. Происходит расширение русел рек, наблюдаются большие половодья [Михайлов и др., 1992]. Продолжается формирование леса с кедром, елью, лиственницей с участием пихты. Постепенно распространяются ерники и разнотравно-злаковые группировки.

*Среднесубореальное время* (SB-2) (3200±250 лет назад (ЛУ-1801) отличается прохладным и влажным климатом. На территории распространяются леса с кедром, лиственницей, с участием ели и пихты. Прослеживается отклик растительности на общее похолодание климата: увеличиваются площади лиственницы и спутников лиственничной формации. С повышением увлажнения увеличиваются площади еловых лесов, осоковых болот.

*В начале и конце позднесубореального времени* (SB-3) (2990±90 лет назад (ЛУ-1802) климат характеризуется как прохладный, переменно-влажный. Обширные площади занимают леса из кедра, лиственницы, сосны, с примесью ели. Распространяются береза карликовая и береза кустарничковая, формируются луговые группировки. С нарастанием увлажненности климата увеличиваются площади осоковых болот.

*Конец среднесубореального и начало позднесубореального времени* отличаются более холодными и влажными условиями, чем в начале и середине суббореального времени. Спорово-пыльцевые спектры характеризуют лесной тип растительности.

*В начале субатлантического времени* климат становится более теплым и переменно-влажным. Значительные пространства занимает степная растительность.

*Начало раннесубатлантического времени* (SA-1) (около 2300 лет назад) характеризуется теплым и переменно-влажным климатом. На территории распространяется сосново-березовая лесостепь с участием кедра и лиственницы. Встречаются небольшие группировки из липы. Формируются осоковые, маревые группировки с широким спектром разнотравья, в понижениях формируются луговые группировки. Зеленые мхи занимают более увлажненные участки.

*В среднесубатлантическое время* (SA-2) климат переменно-влажный и прохладный, постепенно нарастает увлажнение. В этот период распространяются еловые леса с участием пихты и кедровые леса с участием лиственницы, происходит сокращение площадей березово-сосновых лесов. На территории отмечаются марево-полынно-осоковые группировки.

Таким образом, нами обозначены теплые и холодные периоды раннего, среднего и позднего голоцена. Теплые периоды на территории исследования в среднем голоцене приходятся на раннеатлантическое, конец среднеатлантического, начало первой половины раннесубореального, середину раннесубореального времени (4400±70 лет назад) и начало раннесубатлантического времени. Холодные фазы выделяются в позднебореальное время, в начале раннеатлантического времени (7070±170 лет назад), в позднеатлантический период (5220±70 лет назад.) и в конце первого периода раннесубореального времени (4745±80 лет назад). Наибольшее повышение увлажнения соответствует фазе похолодания — среднесубореальное время (3200±250 лет назад), начало позднесубореального времени 3200±250 лет назад (ЛУ-1801), (2990±90 лет назад).

Характерной особенностью спорово-пыльцевых спектров бореального, атлантического, суббореального, субатлантического времени является чередование спектров с преобладанием хвойных видов, что свидетельствует об изменении их площадей при повышении общей увлажненности климата. Высокое содержание пыльцы сосны обыкновенной и берез указывает на наиболее благоприятные для них относительно сухие периоды. В это же время концентрируется и пыльца широколиственных пород. Климат был теплее и суше современного. Лиственница и кедр произрастают выше современных границ распространения. С наступлением более теплых периодов их площади сокращаются. Ареал распространения широколиственных пород в Центральном Алтае был ограничен. При общем понижении температуры в течение среднего голоцена постепенно исчезают из состава флоры широколиственные представители (дуб, вяз, клен), а в позднем голоцене заметно снижается роль сосны обыкновенной. При переходе от более прохладных к более теплым периодам происходит усложнение структуры природных зон. Для среднего и позднего голоцена исследуемой территории Центрального Алтая характерно чередование растительных формаций, что было обусловлено сменой сухих и теплых условий на влажные и холодные. Усиливалась континентальность климата.

В целом полученные в результате наших исследований данные об общем ходе климатических изменений соответствуют имеющимся данным по климату голоцена, что свидетельствует о синхронном проявлении климатических колебаний, по крайней мере, в Атлантико-Азиатской гляциологической провинции.

**ЛИТЕРАТУРА**

*Михайлов Н.Н., Чистяков К.В., Амосов М.И., Иванов А.Ю., Пономарева Д.П., Потахин С.Б., Селиверстов Ю.П., Чернова Г.М.* Геоэкология горных котловин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1992. С. 292.

*Ненашева Г.И.* Палинологические исследования спорово-пыльцевых спектров голоценовых отложений (на примере озера Ештыкколь, Центральный Алтай) // География и природопользование Сибири: Сб. науч. статей. Вып. 8. Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2006. С. 146–155.

*Ненашева Г.И. Михайлов Н.Н.* Описание спорово-пыльцевой диаграммы разреза Джангысколь (урочище Ештыкколь, Центральный Алтай) // Там же. С. 155–159.

*Ненашева Г.И., Михайлов Н.Н.* Палинологические исследования голоценовых отложений в Курайской котловине (Центральный Алтай) // Вестн. Краснояр. ун-та. Сер. естеств. науки. 2006б. № 5/1. С. 44–47.

## ПОСТГЛЯЦИАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ БЕЛОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ВОДНЫХ ПАЛИНОМОРФ

**Е.А. Новичкова[1], Е.И. Полякова[2], Х.А. Баух[3]**

*[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский просп., 36; e–mail: enovichkova@mail.ru*

*[2] Московский государственный универкрситет им. М.В. Ломоносова, 19991, Ленинские горы, 1*

*[3]ГЕОМАР, г. Киль, Германия*

Специфика постледникового развития Белого моря обусловлена последовательной деградацией Скандинавского ледникового щита в позднем плейстоцене и голоцене, установлением водообмена с Баренцевым морем и дифференцированными гляциоизостатическими и неотектоническими поднятиями в пределах его бассейна. На основе предшествующих геологических и микропалеонтологических (спорово-пыльцевой, диатомовый, фораминиферовый анализы) исследований было выполнено стратиграфическое расчленение толщ донных осадков Белого моря и реконструирована последовательная смена палеообстановок осадконакопления [Джиноридзе, 1971; Малясова, 1976; Невесский и др., 1977]. Согласно этим данным, полученным в 1970–80-х годах, в приледниковые озера, образовавшиеся, по–видимому, в аллереде по периферии ледникового щита, в районы современных заливов постепенно поступали морские воды, и после переходной ледниково–морской стадии осадконакопления, в целом завершившейся в среднем голоцене, наступил типично морской этап развития беломорского бассейна [Невесский и др., 1977; Джиноридзе, 1971; Малясова, 1976]. Разновременные и специфические процессы осадконакопления для каждого седиментационного района Белого моря вместе с интенсивными гляциоизостатическими подвижками берегов и дна определяют, как было установлено, существенные различия в составе и региональном строении осадочной толщи. Вместе с тем стратиграфическое расчленение толщ донных осадков Белого моря и их возрастная интерпретация до последнего времени основывались исключительно на микропалеонтологических данных и их корреляции с известными датированными разрезами прилегающей суши [Джиноридзе, 1971; Малясова, 1976; Невесский и др., 1977; Хотинский, 1987].

В настоящей работе представлены первые радиоуглеродные (AMS $^{14}C$) датировки толщи донных осадков Белого моря, а также впервые выполненное комплексное исследование палиноморф, включая пыльцу и споры, а также водные палиноморфы, которые в Белом море представлены цистами динофлагеллат, зелеными водорослями и органическими остатками скелетов фораминифер [Новичкова, Полякова, 2007]. Перспективность использования водных палиноморф для реконструкций палеогидрологических обстановок в Белом море показана нашими предшествующими исследованиями [Новичкова, Полякова, 2007].

Для оценки речного стока в течение голоцена–позднего плейстоцена в Белом море использовался CD-критерий – соотношение содержания в ассоциациях водных палиноморф пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллат [Matthiessen et al., 2000; Клювиткина, Баух, 2006; Клювиткина, 2007]. Использование AH-критерия [Bujak, 1984; Mudie, 1992, 2001; Клювиткина, 2007] как отношение содержания цист автотрофных (фотосинтезирующих) видов динофлагеллат к цистам гетеротрофных видов – позволяет сделать количественную оценку интенсивности притока олиготрофных баренцевоморских вод в течение голоцена.

Исследованная колонка 6050 получена в районе Соловецких островов на глубине моря 71 м. Длина колонки составляет 338 см. Согласно результатам AMS $^{14}C$ датирования, осадки на глубине 55–60 см соответствуют 5880, а на 80 см – 9570 календарных лет назад. Таким образом, осадки данной части колонки соответствуют концу пребореального периода голоцена. Нижняя часть колонки не датирована методами абсолютного возраста. Однако наличие голубовато–серых глин в инт. 200–338 см и многочисленные литературные свидетельства о литологии донных осадков моря наряду с хорошо разработанной в 1970–1980-х годах биостратиграфией позволяют предположить, что вскрытые этой колонкой осадки накапливались в течение ледниковой стадии осадконакопления и примерно соответствуют последним 10 тыс. лет [Невесский и др., 1977].

Согласно полученным данным, в Онежском заливе подледное осадконакопление, вероятно, началось уже во второй половине раннего дриаса. В составе водных палиноморф в данный период преобладают пресноводные зеленые водоросли, что указывает на возможное влияние речного стока в свободных ото льда областях. При незначительных концентрациях (70–300 цист/г) ассоциация цист динофлагеллат представлена в основном холодноводными видами (50–60 %). CD-критерий максимален в это время. В середине пребореала, по литологическим данным в данном районе произошел перерыв в осадконакоплении, вызванный разрушением льдов и изменением гидродинамического режима, что привело к размыву кровли ледниково–морских отложений. На границе пребореального и бореального периодов голоцена (около 9 тыс. лет назад) резко увеличились концентрации цист динофлагеллат до 400 тыс. цист/г в осадках, в составе ассоциаций водных палиноморф в этот период преобладают цисты *Operculodinium centrocarpum* Wall, Dale (до 100 %), являющихся в Арктическом океане индикаторами атлантических вод [Kunz–Pirrung, 2001], что свидетельствует об интенсивном водообмене между Баренцевым и Белым морями. A/H–критерий также достигает своего максимума в момент увеличения адвекции вод. В отложениях атлантического периода (8–5 тыс. лет назад) в ассоциации цист динофлагеллат наряду с цистами *Operculodinium centrocarpum* появляются новые относительно тепловодные виды рода *Spiniferites*, типичные для районов Северной Атлантики, что вместе с наличием фауны моллюсков в осадках колонок, вероятно, указывает на отсутствие льда в данном районе Белого моря и теплые, гидродинамически активные условия среды. В результате дальнейшего относительного похолодания в суббореальное время (5–2.4 тыс. лет назад) произошло некоторое увеличение доли относительно холодноводных видов, типичных для полярных и субполярных районов арктических шельфовых морей (*Islandinium minutum* Head, Harland, Matthiessen), и близкие им морфотипы (*I. cezare* Head, Harland, Matthiessen, *Echinidinium karaense* Head, Harland, Matthiessen) при общем снижении концентрации цист динофлагеллат до 15 тыс. цист/г. После 2.4 тыс. лет назад в Белом море устанавливаются условия среды, близкие к современным.

Таким образом, выполненные микропалеонтологические исследования позволили впервые реконструировать изменения ледово-гидрологических обстановок осадконакопления за последние 10–12 тыс. лет с применением данных по абсолютному возрасту осадков. Полученные нами результаты в целом хорошо соотносятся с стратиграфической схемой, принятой для толщи донных осадков Белого моря и выполненной в 80-х годах прошлого столетия [Невесский и др., 1977].

Авторы благодарны академику А.П. Лисицыну и В.П. Шевченко за предоставленные материалы для исследований и помощь в подготовке материла к публикации. Авторы признательны экипажу НИС "Профессор Штокман" и сотруднику российско–германской лаборатории им. О. Шмидта (ААНИИ, Санкт-Петербург) В.Н. Чуруну за вакуумную сушку образцов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 06-05-65267 и 06-05-64815, гранта поддержки ведущих научных школ № НШ-361.2008.5, проект № 4.4 программы № 17 фундаментальных исследований Президиума РАН, гранта OSL-07-13, проекта "Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли" Отделения наук о Земле РАН.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Джиноридзе Р.Н.* Диатомовые водоросли из донных осадков Белого моря в связи с его историей в голоцене: Автореф. дис. … канд. биол. наук. Л., 1971. 23 с.

*Клювиткина Т.С.* Палеогеография моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам изучения ископаемых микроводорослей: Автореф. дис. …канд. геогр. наук. М., 2007. 25 с.

*Клювиткина Т.С., Баух Х.А.* Изменения палеоокеанологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2006. Т. 46, № 6. С. 911–921.

*Малясова Е.С.* Палинология донных осадков Белого моря. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 120 с.

*Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.

*Новичкова Е.А., Полякова Е.И.* Ассоциации цист динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря // Океанология. 2007. Т. 5, № 47. С. 709–719.

*Хотинский Н.А.* Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода / Ред. М.Н. Алексеев. М.: Наука, 1987. 200 с.

*Bujak J.P.* Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19 // Micropaleontology. 1984. V. 30, N 2. P. 180–212.

*Kunz-Pirrung M.* Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relation to hydrographic conditions // J.Quatern. Sci. 2001. V. 16, N 7. P. 637–649.

*Matthiessen J., Kunz–Pirrung M., Mudie P.J.* Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // Int. J. Earth Sci. 2000. N 89. P. 470–485.

*Mudie P.J.* Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs / M.J. Head, J.H.Wrenn (Eds). Dallas, 1992. P. 347–390. (American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation).

*Mudie P.J., Harland R., Matthiessen J., de Vernal A.* Marine dinoflagellate cysts and high latitude Quaternary paleoenvironmental reconstructions: an introduction // J. Quatern. Sci. 2001. V. 16, N 7. P. 595–602.

## ДИАТОМЕИ – ИНДИКАТОРЫ ВЛИЯНИЯ РЕЧНОГО СТОКА АМУРА НА ПРИЛЕГАЮЩИЕ АКВАТОРИИ ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

**М.С. Обрезкова**

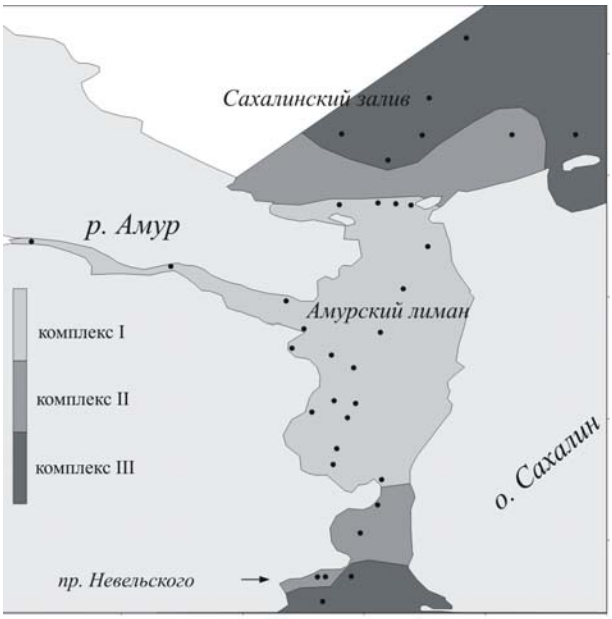
*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43; e-mail: obrezkova@poi.dvo.ru*

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева с 80-х годов прошлого столетия проводит исследования в системах “река–море“ дальневосточного побережья России. Системой, нуждающейся в планомерных многолетних наблюдениях, является “река Амур – Охотское и Японское моря” [Изучение…, 2007]. Амур относится к крупнейшим рекам Восточной Азии, в бассейне которого в последние годы наблюдается сложная экологическая обстановка. Таким образом, возникает необходимость изучить возможности системы “река–море“ к преобразованию (трансформации) речного стока Амура, оценить его влияние на прилегающие морские акватории [Дударев и др., 2000].

Эстуарий р. Амур является уникальным природным объектом. Он включает морские участки, расположенные в Японском и Охотском морях, которые сообщаются между собой через мелководный и протяженный Амурский лиман [Якунин и др., 2000]. Вследствие своего географического положения на стыке континента и о-в Сахалин разгрузка этой речной системы происходит в два окраинных моря к северу и югу от устья. При этом объемы переноса амурских вод, включая и твердую составляющую, неравнозначны по сезонам и направлениям. До 67 % водного стока в безледный период осуществляется через Амурский лиман в Сахалинский залив Охотского моря, а оставшийся объем – в вершину Татарского пролива Японского моря. Зимой схема водообмена изменяется на противоположную [Гидрология …, 1989; Дударев и др., 2000].

Диатомовые водоросли – одноклеточные низшие растения, обитающие в любой водной среде и служащие первичным звеном в цепи пищевых связей. Диатомеи обладают кремниевым скелетом, хорошо сохраняющимся в ископаемом состоянии, и являются основными поставщиками биогенного кремнезема в донные осадки. Распределение диатомовых комплексов в донных осадках зависит от гидробиологических и седиментационных условий, что дает возможность широко использовать данную микропалеонтологическую группу для палеореконструкций.

Следует отметить ограниченное число работ по диатомовым водорослям этого района. Наиболее полными можно назвать работы И.А. Киселева [1931, 1937], где автор определил 469 видов диатомей и установил тесную связь между составом фитопланктона, его распределением и условиями обитания в различных частях Амурского лимана. Литературный обзор по водорослям бассейна р. Амур составлен Л.А. Медведевой с соавторами [2001], где они обобщили сведения о водорослях бассейна р. Амур на территории России. Позже Л.А. Медведевой и С.Е. Сиротским [2002] составлен аннотированный список водорослей р. Амур и водоемов его придаточной системы, который включает 434 вида диатомей. Практически нет работ по изучению диатомовых водорослей в донных осадках этого региона, кроме работы Т.В. Орешкиной [1996], где приведены результаты изучения диатомей в 34-метровой толще плиоцен-плейстоценовых осадков в северной приматериковой




Распределение комплексов диатомей в поверхностных осадках Амурского лимана и прилегающих морских акваторий.

части Татарского пролива. В изученной скважине диатомеи присутствуют во всех пробах, но их количество и таксономическое разнообразие сильно варьируют от образца к образцу. Интервалы скважины, содержащие валидные комплексы диатомей, были датированы, оценена их экологическая структура. В интересующем нас верхнем интервале этой колонки (0.5–0.8 м) доминирует тихопелагический вид *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, что вполне соответствует современным условиям местоположения скважины.

Цель настоящей работы – изучение распределения диатомовых комплексов в поверхностных осадках Амурского лимана и прилегающих акваторий, что необходимо для дальнейших палеореконструкций района.

Для этого был изучен видовой и экологический состав диатомовых водорослей в 35 образцах поверхностных осадков, отобранных в Амурском лимане и прилегающей акватории (Сахалинском заливе и Татарском проливе). Образцы отбирались в экспедиции ТОИ ДВО РАН на БГК-795 дночерпателем типа Ван Вин (Van Veen) в 2006 г. [Изучение…, 2007].

Для определения количественного содержания диатомей на грамм сухого осадка образцы массой 3–5 г кипятили, затем осадок разбавляли водой до 50 или до 100 мл (в зависимости от объема осадка), тщательно перемешивали и 0.25 мл взвеси использовали для приготовления препарата, по которому проводился подсчет. Для определения качественного состава диатомей остальную часть осадка снова кипятили с добавлением триполифосфата натрия и затем отмучивали. Из-за низкого содержания диатомей все образцы обогащались тяжелой калиево-кадмиевой жидкостью [Диатомовые…, 1974]. Для приготовления препаратов использовалась смола Mountex с показателем преломления 1.68. Определение и подсчет диатомей проводились при 1000-кратном увеличении под световым микроскопом Микмед 6. Микрофотографии были сделаны с помощью цифровой веб-камеры.

На основе изучения видового и экологического состава диатомовых водорослей были выделены три комплекса (см. рисунок).

**Комплекс I** (с преобладанием пресноводных диатомей) характеризуется высоким видовым разнообразием: 250 видов диатомей, из них 154 – пресноводных, 84 – морских и солоновато-водных и 9 – вымерших. Повсеместно доминируют пресноводные диатомеи (от 70 до 95 %), самое высокое их содержание отмечено на станциях в устье р. Амур. Среди пресноводных видов доминируют представители рода *Aulacoseira* (до 53 %), субдоминируют пресноводный вид *Cyclotella meneghiniana* Kьtzing и солоновато-водный *Cyclotella striata* (Kьtzing) Grunow (до 16 %). Следует отметить, что на этих станциях единично отмечены и морские виды (*Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg, *Navicula gelida* var. *gelida* Grunow, *Pinnularia quadratarea* var. *bicontracta* (Oestrup) Heiden, *Thalassiosira gravida* Cleve и др.). Комплекс распространен в пределах Амурского лимана, характеризующегося малыми глубинами и слабой соленостью. Соленость воды в лимане не превышает 5 ‰, а в центральной его части – 2.5 ‰ [Изучение…, 2007].

**Комплекс II** (смешанный) насчитывает 149 видов диатомей: 81 пресноводных, 63 морских и солоноватоводных и четыре вымерших вида. Комплекс распространен в северной части пролива Невельского, в переходной области с япономорскими водами, и южной части Сахалинского залива, в переходной области с охотоморскими водами. Явных доминантов в этом комплексе нет, содержание пресноводных и морских видов примерно равное. Среди пресноводных видов преобладают представители рода *Aulacoseira* (до 32 %), среди морских – ледовый неритический вид *Thalassiosira gravida* Cleve (до 15 %), тихопелагический *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (до 10 %), планктонный неритический вид *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh (до 10 %) и морской бентический вид *Rhaphoneis amphiceros* (Ehrenberg) Ehrenberg (до 12 %).

**Комплекс III** (с преобладанием морских диатомей), насчитывающий 137 видов (55 пресноводных, 75 морских и солоновато-водных, пять вымерших), приурочен к южной части пролива Невельского, где соленость колеблется от 24 до 26 ‰, и Сахалинскому заливу, где соленость шельфовых охотоморских вод, модифицированных за счет перемешивания с речными водами, выше 25 ‰ [Изучение…, 2007]. В комплексе доминируют морские виды, на их долю приходится от 75 до 95 %. Доминирующими видами являются неритические ледовые

виды *Thalassiosira gravida* Cleve (до 50 %) и *Fragilariopsis oceanica* (Cleve) Hasle (до 16 %), а также тихопелагический *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (до 18 %), планктонный неритический вид *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh (до 18 %) и морской бентический вид *Cocconeis scutellum* Ehrenberg (до 18 %).

Стоит отметить, что в изученном районе обнаружены переотложенные вымершие кайнозойские виды, например *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Cosmiodiscus intersectus* (Brun) Jousй, *Triceratium exornatum* Grйville, в том числе и зональные виды *Denticulopsis lauta* (Bailey) Simonsen (средний миоцен) и *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa (конец позднего миоцена-ранний плиоцен). Чаще всего вымершие виды диатомей отмечались на станциях вблизи западного побережья о-ва Сахалин, т. е. источником их сноса могут быть неогеновые отложения острова.

На основе проведенных исследований можно сделать заключение о том, что состав диатомовых комплексов поверхностных осадков изученного района отражает современное влияние речного стока р. Амур на прилегающие морские акватории. Учитывая, что скорости осадконакопления в данном районе очень высокие (0.69 мм/год [Дударев и др., 2000]), то при изучении более глубоких слоев донных осадков можно проследить изменения влияния речного стока Амура (направления и интенсивности) на прилегающие акватории в прошлом с высоким стратиграфическим разрешением.

Автор благодарна О.В. Дудареву (ТОИ ДВО РАН) за предоставление материала.

*Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН, проекты № 06-III-B-07-298, 06-III-A-07-270, 06-II-CO-07-027, и СО РАН (интеграционный проект 6.2), а также Фонда содействия отечественной науке.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Гидрология* морских устьев рек Дальнего Востока // Труды ДВНИГМИ. 1989. Вып. 38. 183 с.

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

*Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Якунин Л.П.. Колесов Г.М.* Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 3. С. 30–43.

*Изучение* особенностей трансформации состава речного стока и биологических характеристик экосистемы "река Амур – Охотское и Японское моря". Науч. отчет ТОИ ДВО РАН. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2007. 65 с.

*Киселев И.А.* Состав и распределение фитопланктона в Амурском лимане // Исследование морей СССР. 1931. Т. 14. С. 31–116.

*Киселев И.А.* Новые данные о составе, распределении и происхождении фитопланктона в Амурском лимане и ближайших к нему участках Японского и Охотского морей // Учен. зап. ЛГУ. 1937. Т. 3, № 15. С. 41–52.

*Медведева Л.А., Сиротский С.Е.* Аннотированный список водорослей реки Амур и водоемов его придаточной системы // Биогеохимические и геоэкологические исследования наземных и пресноводных экосистем. Вып. 12. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 130–218.

*Медведева Л.А., Сиротский С.Е., Оглы З.П.* Водоросли бассейна реки Амур (Россия): литературный обзор // Биогеохимические и гидроэкологические особенности экосистем бассейна реки Амур. Вып. 11. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 151–174.

*Орешкина Т.В.* Диатомеи и палеообстановки плиоцен-плейстоцена северной части Татарского пролива // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 81–87.

*Якунин Л.П., Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Уткин И.В.* О влиянии гидрометеорологических факторов на распределение взвешенного стока реки Амур в охотоморской части эстуария // Гидрометеорологические и экологические условия дальневосточных морей: оценка воздействия на морскую среду. Вып. 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 139–149.

## КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА ПО ДИАТОМЕЯМ

**А.П. Ольштынская**

*Институт геологических наук НАН Украины, 01054, Киев, ул. О. Гончара, 55б;*
*e-mail ol-lesia@mail.ru*

При изучении верхнечетвертичных отложений Черноморского региона, сложенных разнородными по своему генезису породами, возникают трудности корреляции отложений впадины Черного моря с мелководными и береговыми разрезами. Циклическое развитие бассейна приводило к этапам полной или частичной

его изоляции от Средиземноморья [Щербаков, 1983; и др.]. Нормальные морские отложения здесь переслаиваются с осадками, образовавшимися в опресненных или солоновато-водных условиях [Ольштинська, 2005а; и др.]. Последние, как правило, содержат остатки обедненной, в значительной мере эндемичной биоты, не позволяющей проводить межрегиональные корреляции.

Анализ состава ископаемых диатомовых водорослей из верхнеплейстоценовых и голоценовых осадков Черноморского бассейна и интерпретация их экологических и биогеографических особенностей показали хорошие возможности использования этой группы микрофитофоссилий для стратификации и корреляции разрезов.

Конец плейстоцена (абсолютный возраст кровли нового эвксина по разным данным устанавливают в интервале 8500–7800 лет или 10 200–9800 лет) в регионе связан с последним опреснением Черного моря и деградацией вюрмского ледника. В это время уровень моря, соленость и температура вод были ниже современных, водообмен со Средиземным морем нарушался. Береговая линия проходила южнее современной, и большие пространства северного шельфа представляли собой озерно-аллювиальную равнину [Щербаков, 1983 и др.]. Граница распространения морских новоэвксинских отложений в районе Одесско-Дунайского шельфа приурочена к изобате 30–32 м. Выше этой изобаты возрастным аналогом новоэвксинских слоев являются лагунные и лиманные отложения, представленные переслаиванием глинистых и алевритовых илов с песчанистыми илами [Ольштинська, 2005а].

Отложения кровли верхнего нового эвксина представлены илами, и в разрезах часто маркируется прослоем гидротроилита черного цвета [Щербаков, 1983; и др.]. В терригенных гидротроилитовых илах на внешнем шельфе, континентальном склоне и в глубоководной части Черноморской впадины на глубинах от 200-500 см от поверхности дна присутствуют панцири диатомовых водорослей. На некоторых участках континентального склона и в глубоководных участках, где современные глубины моря 500–2100 м, осадки с новоэвксинскими диатомеями отмечаются на поверхности дна.

Диатомеи из кровли нового эвксина и вышележащих голоценовых отложений прежде изучались только в морских [Шимкус и др., 1973; Забелина, 1974; Забелина, Щербаков, 1975; Жузе, Мухина, 1980; Ольштынская, 1987, 1996; Ольштынская, Мельник, 1987; Мельник и др., 1990; и др.], а в последнее время и в озерно-лагунных разрезах [Ольштинська, 2005а; Olshtynska, 2006]. Были прослежены изменения видового состава диатомовых в толще осадков верхнего нового эвксина и голоцена, вариации их экологических группировок и оценены возможности корреляции разнофациальных верхнечетвертичных отложений черноморского региона по диатомеям.

Несмотря на то что в поздненовоэвксинском комплексе всего бассейна насчитывается до 60 видов диатомей, повсюду численно преобладают три вида рода *Stephanodiscus* – *Stephanodiscus robustus* (Pr.-Lavr.) var. *robustus*, *S. rotula* (Kutz.) Hust. и *S. hantzschii* Grun., – составляющие от половины до 90 % всех створок. Постоянным компонентом комплекса являются виды *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Simonsen, *Cyclotella kutzingiana* Thw., *Ellerbeckia arenaria* (Moore) Craw., *Diploneis domblittensis* (Grun.) Cl., *Cymatopleura solea* (Breb.) W. Sm. Все таксоны преимущественно солоновато-водные и умеренно-холодноводные, преобладает планктон, бентосные формы немногочисленны.

Этот уровень с диатомеями известен как “стефанодискусовый горизонт“, который достаточно хорошо прослеживается в разрезах и является биостратиграфическим маркером верхней части верхнего нового эвксина. В гидротроилитовых терригенных илах кровли верхнего нового эвксина выделяется диатомовая зона Stephanodiscus robustus [Ольштынская, 1996]. В различных участках бассейна отмечаются вариации в составе диатомей по соотношению планктона и бентоса, различных по отношению к солености и температуре видов. Это связано с влиянием лимитирующих гидрологических, фациальных и климатических факторов на формирование биоты.

Наиболее богаты комплексы “стефанодискусового горизонта“ в юго-западном секторе и центральной глубоководной части моря. Здесь обильны *Stephanodiscus*, *Diploneis*, *Aulacoseira*, *Cymatopleura* и *Cyclotella*. Виды рода *Stephanodiscus* составляют 50–85 % всех створок. Субдоминантами являются *Aulacoseira granulata*, *Cyclotella kutzingiana*, *Ellerbeckia arenaria*, *Diploneis domblittensis*, *Cymatopleura solea*. Концентрации створок в осадке обычно низкие. На западном и восточном шельфах ассоциации более однообразны, но *Stephanodiscus robustus* var. *robustus* и *S. rotula* составляют до 90 % всех створок.

В прибосфорском районе, на фоне доминирующего рода *Stephanodiscus*, заметно повышается численность *Cyclotella kutzingiana*, в планктоне появляются эвригалинные *Thalassiosira oestrupii* (Ostf.) Pr.-Lavr., *Th. excentrica* (Ehr.) Cl. и *Coscinodiscus radiatus* Ehr. В составе бентоса постоянно присутствует солоноватоводный вид *Diploneis domblittensis*, обильны *Aulacoseira granulata*. Здесь на составе поздненовоэвксинских диатомей сказывалось влияние Средиземного моря. Предполагают, что в самом конце нового эвксина (около 8.5 тыс. лет назад) уже начался приток морской воды из Мраморного моря в Черное [Щербаков, 1983].

Комплекс вблизи Анатолийского побережья отличается меньшей численностью видов *Stephanodiscus* и заметным участием *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl. Здесь присутствуют *Cyclotella caspia* Grun., *Thalasiosira baltica* (Grun.) Ostf., *Th. oestrupii*, *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun, *Coscinodiscus radiatus*, *Actinocyclus octonarius* Ehr.

Характерная особенность верхненовоэвксинских осадков Черного моря – монотонный состав различных групп органических остатков. От болгарского шельфа до Азовского моря среди моллюсков доминируют *Dreissena rostriformis* Andrus [Щербаков, 1983]. Однообразный комплекс диатомей со *Stephanodiscus robustus* и *S. rotula* также прослеживается на всей территории распространения этих осадков. Вероятно это показатель слабой дифференциации гидрологической обстановки новоэвксинского бассейна и его опресненного характера.

В пределах современного северо-западного шельфа, где глубина моря составляет 31 м, изучен позднеплейстоценовый лагунный комплекс диатомей, видовой состав, разнообразие и экологические параметры которого существенно отличаются от новоэвксинского "стефанодискусового" комплекса [Ольштинська, 2005а; Olshtynska, 2006].

Створки диатомей отличаются очень хорошей сохранностью и крупными размерами. В комплексе, насчитывающем более 80 видов, доминируют *Aulacoseira granulata* с разновидностями и *Cymatopleura solea*. Многочисленны виды родов *Navicula*, *Caloneis*, *Cocconeis*, *Pinnularia*, *Nitzschia*, *Synedra* и *Epithemia*. В нижней части разреза доминируют *Cyclotella distinguenda* Hustd. и виды рода *Gomphonema*.

Вверх по разрезу увеличивается разнообразие диатомей и обилие тонкостенных *Cymatopleura solea* и *Cocconeis placentula* Ehr., длинных и узких *Nitzschia* и *Synedra*, а также численность *Aulacoseira granulata*, *A. granulata* (Ehr.) Simonsen var. *angustisima* (O. Muller) Hust., *Cymbella cistula* (Ehr.) Kirchen., *Pinnularia viridis* (Nitzsch.) Ehr., видов рода *Caloneis*, уменьшается численность *Cyclotella distinguenda*, *Navicula gastrum* (Ehr.) Kutz., *Gomphonema acuminatum* Ehr., *G. olivacea* (Horn.) Breb.

Выделяются интервалы разреза, обогащенные планктонными и солоновато-водными *Thalassiosira parva* Pr.-Lavr., *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Mull., *Cymatopleura solea*, *Nitzschia sigma* (Kutz.) W. Sm., *Ulnaria ulna* (Ehr.) Compere и меньшей численностью пресноводных *Pinnularia viridis*, *P. mitrostauron* (Ehr.) CL., *Fragillaria* spp., *Surirella* spp. О колебаниях уровня и солености водоема свидетельствует также и неоднородный состав вмещающих осадков, представленных чередованием глинистого алеврита и прослоев песка.

Видовой состав и экологический спектр этой диатомовой ассоциации в целом соответствуют условиям относительно неглубокого, опресненного или слабо солоноватоводного олиготрофного водоема озерного типа с прозрачной водой и спокойными условиями осадконакопления. Численно преобладают бентос и эпифиты. Планктонные виды однообразны, но по числу экземпляров составляют высокий процент.

Осадки, содержащие диатомеи, вероятно, формировались в прибрежной лагуне, не сообщавшейся с Черным морем. Многочисленные здесь *A. granulata* var. *angustisima*, *T. parva*, *C. distinguenda*, *C. meneghiniana* Kutz., *Pinnularia viridis* входят в состав характерного диатомововго комплекса верхнеплейстоценовых отложений северо-востока европейской части России и верхнеплейстоценовых озерных отложений средней полосы Восточной Европы [Хурсевич, 1976]. Их присутствие позволяет сделать вывод о позднеплейстоценовом возрасте (поздний дриас?- пребореал) и предположить, что лагунный комплекс, как и комплекс "стефанодискусового горизонта" Черного моря, по времени формирования соответствуют концу позднего нового эвксина.

В стратиграфической схеме Черного моря выше новоэвксинских выделяются древнечерноморские слои, которые подразделяют на бугазско-витязевские и каламитские, соответствующие атлантическому и суббореальному времени. Выше залегают новочерноморские или джеметинские слои, соответствующие субатлантику стратиграфической шкалы [Забелина, 1974; Забелина, Щербаков, 1975]. На рубеже конца нового эвксина и атлантического времени гидрологический режим Черного моря изменился. В атлантическое время (7800–4400 лет), благодаря трансгрессии, приморские лагуны погрузились под уровень моря. В субатлантическое время, примерно 3 тыс. лет назад, уровень Черного моря и береговая линия приблизились к современным [Щербаков, 1983].

Проникновение средиземноморских вод в придонные слои Черноморского бассейна способствовало увеличению его солености и изменению состава всей биоты, в том числе и диатомовой флоры. Состав диатомей с начала бугазско-витязевского времени интенсивно изменялся, что указывает на быстро меняющиеся условия среды. Связь со Средиземным морем способствовала в голоцене формированию в Черном море диатомовых сообществ с богатым планктоном, очень разнообразным бентосом и многочисленными эпифитами.

В древнечерноморских отложениях установлена диатомовая зона Rhizosolenia setigera [Ольштынская, 1997], в нижней части которой еще присутствуют виды *Stephanodiscus robustus* и *S. rotula*, исчезающие

в верхней части. В конце новочерноморского времени исчезает маркер древнечерноморского горизонта *Rhizosolenia setigera* Brightw., и в отложениях новочерноморского горизонта выделяется зона Chaetoceros peruvianus [Ольштынская, 1997]. Этот средиземноморский вид стал маркером открытых участков моря, где появился еще один характерный для этого времени средиземноморский иммигрант *Hemiaulus hauckii* Grun.

В осадках, отложившихся на территории бывшей лагуны, присутствуют многочисленные диатомеи такого же таксономического состава, как и в голоценовых отложениях западного и северо-западного шельфов Черного моря.

**Выводы.** На протяжении позднего нового эвксина в Черном море развивалась эндемичная однообразная солоновато-водная диатомовая флора с доминированием видов рода *Stephanodiscus*, которая в кровле нового эвксина образовала биостратиграфический маркер – "стефанодискусовый горизонт".

В прибрежных северо-западных лагунах и лиманах в позднем новом эвксине существовала таксономически разнообразная пресноводная диатомовая флора. По составу и экологическому спектру она существенно отличается от "стефанодискусового горизонта" и имеет много общего с диатомовыми флорами позднего плейстоцена и раннего голоцена озерных отложений средней полосы Восточной Европы.

Возобновление связи со Средиземным морем в начале голоцена привело к осолонению моря и распространению в Черном море богатой и разнообразной морской диатомовой флоры. Состав диатомей, как и условия среды, изменялись быстро. С повышением уровня моря в новоэвксинские лагуны вместе с морскими водами проникли морские диатомеи и сформировались современные диатомовые сообщества.

Полученные данные позволяют расчленять отложения внутреннего шельфа Черного моря и коррелировать их с более глубоководными осадками бассейна.

## ЛИТЕРАТУРА


*Жузе А.П., Мухина В.В.* Стратиграфия кайнозойских отложений по диатомеям // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 52–65.

*Забелина Э.К.* Распределение диатомей в колонках осадков из северо-западной части Черного моря // Микропалеонтология океанов и морей. М., 1974. С.173–177.

*Забелина Э.К., Щербаков Ф.А.* К стратиграфии верхнечетвертичных отложений Черного моря // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1975. Т. 221, № 4. С. 909–912.

*Мельник В.И., Крыстев Т.И., Ольштынская А.П., Герасимова Е.А.* Стратиграфо-геохронологичегические данные о позднечетвертичных донных осадках континентального склона западной части Черного моря // Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 513–537.

*Ольштынская А.П.* Особенности распространения диатомовых водорослей в верхнечетвертичных осадках Черного моря //Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев: Наук. думка, 1987. С. 87–90.

*Ольштынская А.П.* Диатомовая флора донных осадков Черного моря // Геол. журн. 1996. № 1–2. С. 193–198.

*Ольштынская А.П.* Зональная диатомовая шкала кайнозойских отложений Украины // Геология морей и океанов: Тез. докл. XII Междунар. школы морской геологии. Т. 2. М., 1997. С. 247–248.

*Ольштинська О.П.* Нові дані про склад і поширення діатомових водоростей у відкладах пізнього нового евксину Чорноморського регіону // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України. Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАНУ. Київ, 2005а. С. 298–301.

*Ольштынская А.П.* Позднечетвертичные диатомовые как индикаторы палеогеографических событий в Черноморском регионе // Морфология, систематика, онтогенез, экология и биогеография диатомовых водорослей: Тез. докл. IX школы диатомистов России и стран СНГ, г. Борок, Россия, 13–16 сент. 2005. Борок: ИБВВ РАН, 2005б. С. 84–85.

*Ольштынская А.П., Мельник В.И.* Особенности биостратиграфической корреляции позднечетвертичных осадков глубоководной части Черного моря по диатомовым водорослям // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины: Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1987. С. 117–123.

*Хурсевич Г.К.* История развития диатомовой флоры озер Нарочанского бассейна. Минск: Наука и техника, 1976. 121 с.

*Шимкус К.М., Мухина В.В., Тримонис Э.С.* О роли диатомей в позднечетвертичном осадкообразовании Черного моря // Океанология. 1973. Т. XI–XII, вып. 6. С. 1066–1071.

*Щербаков Ф.А.* Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1983. 213 с.

*Olshtynska A. P.* Environment variation in the Black Sea region during the Late Quaternary bassed on fossil diatoms // Advances in Phycological Studies. Festschrift in Honour of Prof. Dobrina Temniskova-Topalova / N. Ognjanova-Rumenova, K. Monoylov (Eds). Sofia-Moskow, 2006**.** P. 251–265.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ)

**С.П. Плетнев[1], Т.А. Гребенникова[2]**

*[1]Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43; e-mail: pletnev@poi.dvo.ru*
*[2]Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Радио, 7*

Кайнозойская история развития природной среды дальневосточных морей по сравнению с Тихим океаном изучена явно недостаточно, хотя высокие скорости осадконакопления определяют эти бассейны как важнейший источник палеогеографической информации. Это требует изучения непрерывных геологических разрезов, а также совершенствования и разработки новых количественных методов реконструкции природной среды. Авторы настоящего сообщения длительное время изучали количественное изменение температуры Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене на основе оригинальных методик, разработанных применительно к данному бассейну. Появление материалов по 10 скважинам глубоководного бурения в Японском море позволило с тех же методических позиций оценить вариацию океанографических условий данного бассейна в позднем кайнозое.

В основу работы положены протоколы первичных просмотров и количественного подсчета отдельных видов диатомовых и фораминифер в кернах скважин глубоководного бурения 794, 795, 796, 797 и 798 ODP (рис.1), выполненных участниками 127–128-го рейса б/с "Джойдес Резолюшн" в восточной части Японского моря [Koizumi, 1992; Kheradyar, 1992]. Дополнительно использованы данные по планктонным фораминиферам и четыре даты по трекам от спонтанного деления урана U-238 в керне скв. 299 DSDP [Плетнев, Ганзей, 1993], а также результаты биостратиграфического анализа разреза в почти 2000-метровом керне скважины, пробуренной в Восточно-Корейском заливе [Плетнев и др., 2006]. Методика палеотемпературного анализа по планктонным фораминиферам и диатомовым в Японском море подробно рассмотрена ранее [Плетнев, 1985; Гребенникова, Плетнев, 1986].

Современный гидротермический режим поверхностных вод восточной части Японского моря определяется взаимодействием муссонного климата и адвекцией тепла, приносимой с юга теплым Цусимским течением через Корейский пролив. Японское море по гидрологическим особенностям похоже на глубокую ванну с высокими стенками, куда ограничен приток тихоокеанский воды в силу мелководности его проливов. Основное поступление воды в Японское море происходит через Корейский пролив с глубинами 130–150 м, а сток главным образом осуществляется через проливы Сангарский (150–200 м) и Лаперуза (70–75 м). Поверхностные водные массы, температуру и соленость можно разделить на два сектора: теплый (со стороны Японии) и холодный (со стороны Кореи и России). Границей между секторами является полярный фронт, идущий приблизительно вдоль параллели 38–40°. В холодном секторе распространена поверхностная япономорская водная масса с температурами 18–22 °С летом и 2–8 °С – зимой . В теплом секторе распространена поверхностная тихоокеанская водная масса с температурой летом 24–27 °С и зимой 6–12 °С. Значение современных среднегодовых температур поверхностных вод в месте отбора станций 797 и 798 составляет15–17 °С, а станции 795 ODP – 12– 14 °С. Самая верхняя часть (голоценовая) во многих разрезах по керну скважин была размыта при бурении, и поэтому верхние точки палеотемпературных кривых отражают температуры вюрмского криохрона.

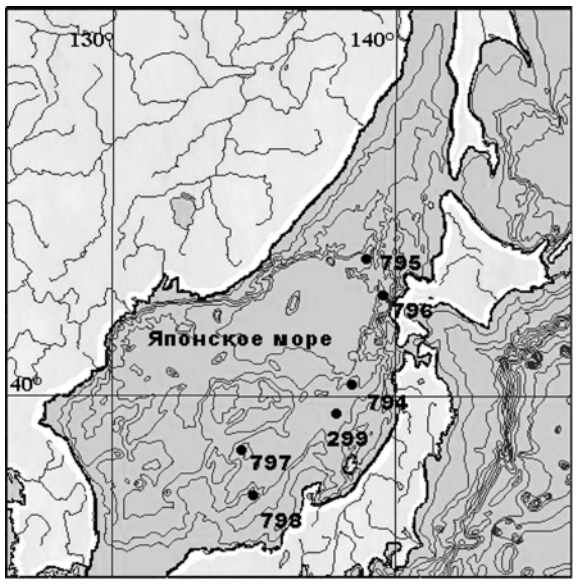



**Рис. 1.** Положение изученных станций глубоководного бурения в Японском море.

Наиболее тепловодные условия неогена в юго-восточном секторе Японского моря отмечены в среднем миоцене, когда температура составляла 13–15 °С. Это была, по-видимому, одна из фаз климатического оптимума среднего миоцена. В составе диатомовых домини-

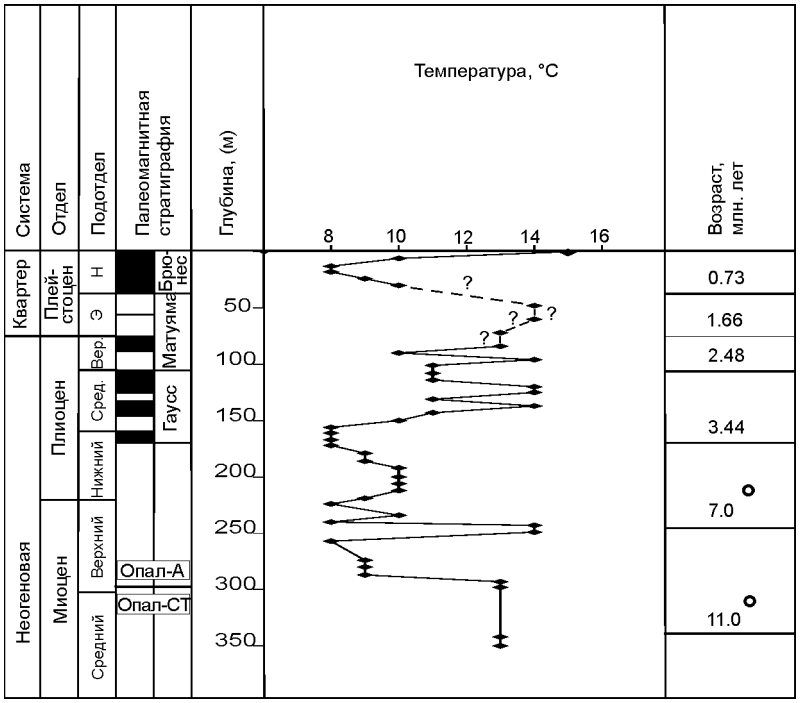



**Рис. 2.** Изменение среднегодовой температуры поверхностных вод Японского моря в позднем миоцене–плейстоцене (керн скв. 797 ODP): ○ – пик падения численности вида диатомей *Denticulopsis praedimorpha*, 11.0 млн лет и вымирание вида диатомей *Thalassionema schraderi,* 7. 0 в Японском море [Koizumi, 1992].

руют южно-бореальные (до 80 %) виды с участием *Actinocyclus ingens* Rattray*, Coscinodiscus elegans* Grev., *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) H. et M. Perag., *T. schraderi* Akiba, *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kanaya) Sim.*, D. praedimorpha* Barron ex Akiba, *Stephanopyxis turris* Grev. et Arm. Из числа холодноводных (до 20 %) наиболее обильны арктобореальный *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun. и североборе-альный *Coscinodiscus marginatus* Ehr. Представителей субтропической и тропической микрофлоры не найдено, что указывает на отсутствие Цусимского палеотечения в данном районе, хотя находки мангровой растительности, тропической фауны макрофауны в юго-западной частях о-ва Хонсю и палеоботанические данные на Сахалине указывают на значительно более теплые условия этого времени [Itoigawa, 1989; Изменение..., 1999]. Такое противоречие между открытым Японским морем и прилегающей сушей можно объяснить тем, что климатический оптимум проявился в более ранний период (16–15 млн лет) по сравнению с возрастом наших находок или охлаждением поверхностных вод в результате активизации апвеллинга.

Продолжительный и умеренный по своим температурам криохрон отмечен в интервале 8–3.5 млн лет с осцилляцией тепла у рубежа 7 млн лет. Среднегодовая температура поверхностных вод в этот период составляла 12–14 °С на южной станции 797 и 8–10 °С – на северной станции 795. В обоих районах около 7–7.5 млн лет назад фиксируется относительное увеличение температур на 5–6 °С по сравнению с холодными этапами. Наиболее отчетливо это потепление фиксируется на палеотемпературной кривой станции 795. В составе диатомовых доминируют южно-бореальные виды (до 60 %) *Actinoptychus senarius* (Ehr.) Ehr.*, Stephanopyxis turris, Thalassionema nitzschioides.*

Анализ позднемиоценовой микрофауны в Восточно-Корейском заливе показал присутствие здесь субтропических форм планктонных фораминифер, что свидетельствует о проникновении теплых струй Цусимского палеотечения на север в это время. Среднегодовая температура воды в период 7-7.5 млн лет назад была 13–15 °С С, усиливая контраст природной среды между западным и восточным секторами Японского моря.

Прогрессирующее глобальное похолодание в конце позднего миоцена привело к понижению зимних температур до отрицательных на прилегающей суше островов Хоккайдо и Сахалина [Изменение..., 1999]. Мы полагаем, что гляциоэвстатическое снижение уровня моря в мессинское время привело к соединению островов Сахалин и Хоккайдо с материком в единый континентальный блок. Это способствовало еще большему выхолаживанию поверхностных водных масс Японского моря и прилегающей суши на фоне глобального похолодания в это время. Активно развивается паковый лед в северной части Японского моря. Все эти процессы нашли свое отражение в изменении состава диатомовой флоры, в которой доминируют североборе-альные и арктобореальные формы (более 80 %) с участием *Coscinodiscus marginatus, Neodenticula koizumii* Akiba et Yanag*., N. kamtschatica* (Zabel.) Akiba et Yanag*., Proboscia barboi* (Brun.) Jordan et Priddle*, Rhizosolenia hebetata* (Bail.) Gran*., Thalassiothrix longissima, Thalassiosira marujamica* Sheshuk., *T. trifulta* Fryxell в комплексе северных станций. О значительной регрессии в это время также свидетельствует и то, что южный край дельтовой платформы Палеоамура располагался на Сахалине возле г. Углегорска [Гладенков и др., 2002].

В плиоцене возрастает частота мелкоамплитудных климатических флуктуаций. Среднегодовая температура поверхностных вод в юго-восточной части моря была около 10-12$^0$С. Позднеплиоценовый этап

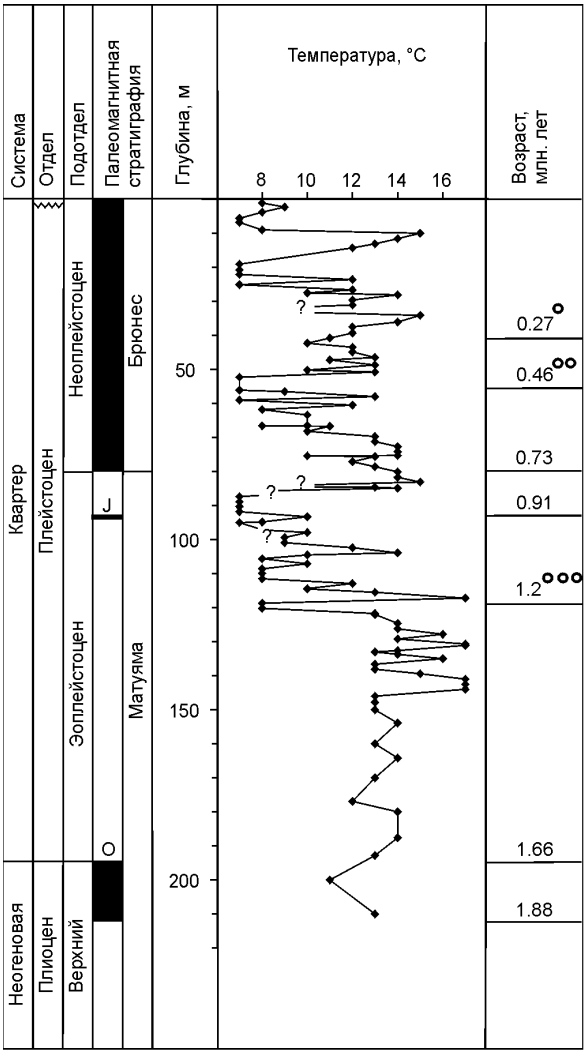



**Рис. 3.** Изменение среднегодовой температуры поверхностных вод в плейстоцене (по керну скв. 798 ODP); возраст палеомагнитных инверсий; датировочные уровни появления и вымирания отдельных видов диатомей (*Rhizosolenia curvirostris*) и известкового нанопланктона (*Pseudoemiliania lacunosa* и ∞∞ *Helicosphaera selli*) в Японском море даны по: [Kheradyar, 1992].

характеризовался умеренным климатом с амплитудами колебаний среднегодовых температур воды 10–13 °С в районе станции 797 и 8–10 °С – станции 794.

Плейстоценовый этап соответствует наиболее крупным гидроклиматическим изменениям в Японском море, имевшим место в кайнозое. Это прежде всего было обусловлено неоднократными флуктуациями климата, гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря (от –110–130 до +10–15 м) и тектонической активностью в регионе. Обычно считается, что наибольшая контрастность природных изменений была характерна для неоплейстоцена (0.8–0.01 млн лет) по сравнению с более ранним, эоплейстоценом (1.8–0.8 млн лет). Вариации температурных изменений поверхностного слоя воды показаны на палеотемпературной кривой по керну скв. 798 (рис. 2). Анализ палеотемпературной кривой по керну скв. 798 ODP, калиброванной по возрасту датировочными уровнями (datum level) отдельных видов диатомей и известкового наннопланктона в Северной Пацифике показал, что ритмичность температурных изменений (свойственная "холодному" плейстоцену) в Японском море отчетливо проявлялась с рубежа 1.2–1.4 млн лет. Такой возраст начала "холодного" плейстоцена обоснован биостратиграфическими данными. В разрезе скв. 798 он хорошо совпадает с началом резкого пика похолодания на палеотемпературной кривой в разрезе скв. 299, который датирован по трекам от спонтанного деления урана 1.45 ± 0.35 млн лет. Если в начале плейстоцена температуры воды в юго-восточной части моря оставались близкими к плиоценовым, то после 1.4 млн лет температурные различия между пиками тепла и холода достигали уже 7–8 °С. Именно в осадках этого времени в комплексе планктонных фораминифер из юго-восточной части моря впервые появляются субтропические виды с участием *Globorotalia inflata* (Orbigny), *Neogloboquadrina dutertrei* (Orbigny), а также единичные створки диатомовых *Rhizosolenia bergonii* Perag., которые являются хорошими видами-индикаторами теплого Цусимского течения и поверхностной тихоокеанской водной массы. Мы полагаем, что около 1.4 млн лет в результате неотектонических и эрозионных процессов произошел размыв Корейского перешейка, и в очередной раз теплые тихоокеанские воды начали поступать в Японское море с юга.

Дальнейшая гидроклиматическая обстановка в Японском море контролировалась квазипериодическими изменениями климата и обусловленными ими гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. Первые приводили к усилению ритмичности температурных изменений поверхностных водных масс в Японском море, а понижение и повышение уровня моря контролировали приток тихоокеанских вод через Корейский пролив. На палеотемпературной кривой станции 798 (рис. 3) выделяются не менее пяти крупных криохронов, когда температура воды была ниже современной на 9–11 °С и достигала 7 °С. Это хорошо согласуется с данными по Сахалину, где на основе палинологических данных установлено, что в холодные эпохи температура самого теплого месяца была ниже современной на 7–9°С, а самого холодного – на 8–15 °С [Короткий и др., 1997]. В теплые эпохи на Сахалине температура превышала современную в январе на 4–6 °С и в августе – на 2–3 °С, что значительно выше температур в открытой части моря.

На кривой станции 798 ODP хорошо фиксируется процесс плейстоценового похолодания при сравнении значений температур термохронов и криохронов. Если до рубежа 1.2 млн лет максимальные значения температуры воды достигали 17–18 °С, то после него уже не превышали 15 °С. Минимальные же значения температур за тот же период оставались постоянными и составляли 7–8 °С. Из этого следует, что прогрессирующее плейстоценовое похолодание в большей степени находит отражается в палеогеографической летописи теплых эпох по сравнению с холодными.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ – ДВО РАН, проект № 06-05-96036).*

## ЛИТЕРАТУРА

*Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А.* Кайнозой Сахалина и его нефтегазоность. М.: ГЕОС., 2002. 222 с.

*Гребенникова Т.А., Плетнев С.П.* Новый метод оценки плейстоценовых палеотемператур водной среды по ископаемым диатомовым водорослям (на примере Японского моря) // Океанология. 1988. Т. 28, вып. 4. С. 605–612.

*Изменение* климата и ландшафтов за последние 65 млн лет. М.: ГЕОС, 1999. 342 с.

*Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А., Разжигаева Н.Г., Караулова Л.П., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Черепанова М.В., Базарова В.Б., Волков В.Г., Ковалюх Н.Н.* Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 195 с.

*Плетнев С.П.* Стратиграфия донных отложений и палеогеография Японского моря в позднечетвертичное время. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 111 с.

*Плетнев С.П., Ганзей С.С.* Плиоцен-плейстоценовая граница в Японском море (по материалам керна скв. 299 DSDP б/с "Гломар Челленджер") // Стратиграфия и палеоокеанология Мирового океана. М.: ИО АН СССР, 1993. С. 127–131.

*Плетнев С.П., Изосов Л.А., Горовая М.Т.* Новые данные по геологическому строению осадочного чехла Восточно-Корейского залива // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 2. С. 73–77.

*Itoigawa J.* Tropical spike in early Middle Miocene (ca 16 Ma) of Southwest Japan // Proc. Intern. Symp. Pacific Neog. Cont. and Mar. Events, Nanjiing. Nanjiing Univ., 1989. P. 19–26.

*Kheradyar T.* Paleotemperature fluctuations, site 798 // Proc. ODP. Sic. Results, 127/128, pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. P. 458–469.

*Koizumi I.* Diatom Biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127 // Ibid. P. 249–289.

## ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ЗАПИСЯМ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР

**О.Ю. Пшенева[1], Е.Д. Иванова[2], С.А. Горбаренко[1]**

*[1]Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43; e-mail: psheneva@poi.dvo.ru*

*[2]Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Радио, 7; e-mail: ivanova@tig.dvo.ru*

Изучение резких колебаний климата в масштабе тысячелетий является актуальным направлением палеоокеанологических исследований в настоящее время. Насущность проблемы диктуется существенными изменениями современного климата.

Бентосные фораминиферы (БФ) известны как подходящий инструмент для контроля экологических колебаний, связанных с изменением биопродуктивности и содержания растворенного кислорода, благодаря сравнительно быстрому отклику БФ на эти изменения.

Проведена реконструкция палеоусловий центральной части Охотского моря на основе анализа количественных и качественных изменений в ассоциациях бентосных фораминифер в двух колонках осадка LV 28-40-5 (51°2′ с.ш., 147°10′ в.д., глубина 1312 м) и MR 06-04-7R (51°17′ с.ш., 149°12′ в.д., глубина 1256 м) (рис. 1). Колонки расположены в пределах зоны кислородного минимума Охотского моря. Цель исследования состоит в попытке восстановить изменения среды и климата бассейна в изучаемом районе Охотского моря за последние 30–165 тыс. календарных лет, используя данные по бентосным фораминиферам для определения насыщенности вод кислородом и биопродуктивности.

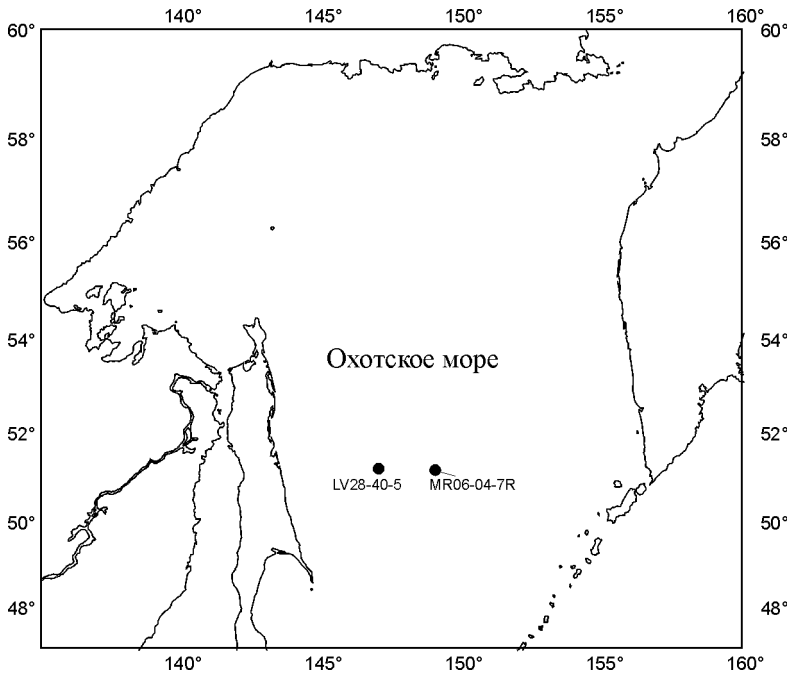



**Рис. 1.** Местоположение колонок осадка из центральной части Охотского моря LV 28-40-5 и MR 06-04-7R.

Изменения палеопродуктивности Охотского моря были реконструированы по изменению содержания хлорина и комплексов бентосных фораминифер. Для палеореконструкций изменений содержания кислорода в придонной воде по бентосным фораминиферам применялась методика Кайо [Kaiho, 1994]. Бентосные фораминиферы объединены в группы относительно терпимости к недостатку кислорода: оксидная – (3–1.5 мл/л), субоксидная – (1.5–0.3 мл/л), дизоксидная – (0.3–0.1 мл/л). Вариации процентных соотношений групп позволяют судить об изменениях содержания кислорода в придонной воде в прошлом.

Количественный анализ комплексов БФ был проведен во фракции >0.063 мм осадка, с частотой отбора 2–5 см.

Возрастная модель колонки LV 28-40-5 детально описана ранее [Gorbarenko et al., 2007] и основана: на десяти АМС $^{14}C$ датировках, пересчитанных в календарный возраст и на сравнении кривой изотопного состава $\delta^{18}O$ раковин БФ со стандартной шкалой [Martinson et al., 1987]. В разрезе выделено пять изотопных кислородных стадий (ИКС 1-5a) осадка, возраст основания определен как 76.7 тыс. календарных лет.

Согласно предварительной возрастной модели колонки осадков MR 06-04-7R [Горбаренко и др., 2008], выделяются изотопно-кислородные стадии (ИКС 1-6) [по Martinson и др., 1987] (последние 190 тыс. календарных лет).

В настоящей работе предполагалось рассмотреть изменения палеоиндикаторов для периодов изотопно-кислородных стадий ИКС 3-6. Изменения в комплексах бентосных фораминифер в обоих разрезах рассматривались в связи с основными климатическими событиями.

В последнем ледниковье низкая биопродуктивность и ослабление зоны кислородного минимума во время ИКС 3 установлены по низким содержаниям $C_{орг}$, $CaCO_3$ и хлорина, а также по доминированию *Uvigerina auberiana* Cushman в разрезе колонки LV 28-40-5 (рис. 2). Кислородные и умеренно кислородные условия отмечаются также в течение ИКС 4 в осадках колонки LV28-40-5. Представители субоксидной группы *Uvigerina auberiana* и *Alabaminella weddellensis* Earland являются доминантными видами. Они характеризуют относительно высокую аэрацию придонных вод при низком или сезонном поступлении фитодетрита на дно.

Уменьшения хлорина в холодные ИКС соответствует установленному ранее уменьшению продуктивности Охотского моря в периоды оледенения. Уменьшение биопродуктивности и увеличение кислородонасыщения донных вод нашли отражение в расцвете оксидной-субоксидной группы (*Uvigerina auberiana, Alabaminella weddellensis, Islandiella norcrossi* Cushman). Аналогичный характер изменения указанных индексов происходил и в холодные изотопные подстадии ИКС 6 (рис. 3). Изменения в значениях содержания хлорина и изменения в рассмотренных комплексах БФ совпали с основными климатическими событиями.

В течение теплой ИКС 5e в разрезе колонки MR 06-04-7R наблюдается увеличение содержания хлорина. В изученных пробах преобладает субоксидный комплекс с *Cassidulina delicata* Cushman и *Alabaminella weddellensis*. Присутствие *Cassidulina delicata* указывает на более высокий поток ОВ и усиление интенсивности зоны кислородного минимума.

Более тщательного рассмотрения требуют пробы колонки осадка MR 06-04-7R из интервала соответствующего 80–120 тыс. календарных лет (ИКС 5). Результаты будут представлены в ближайшее время.

Комплексные изменения в БФ ассоциациях в двух колонках осадка центральной части Охотского моря по предварительным данным отражают основные изменения в концентрации растворенного кислорода в донных отложениях и совпадают с основными климатическими событиями.

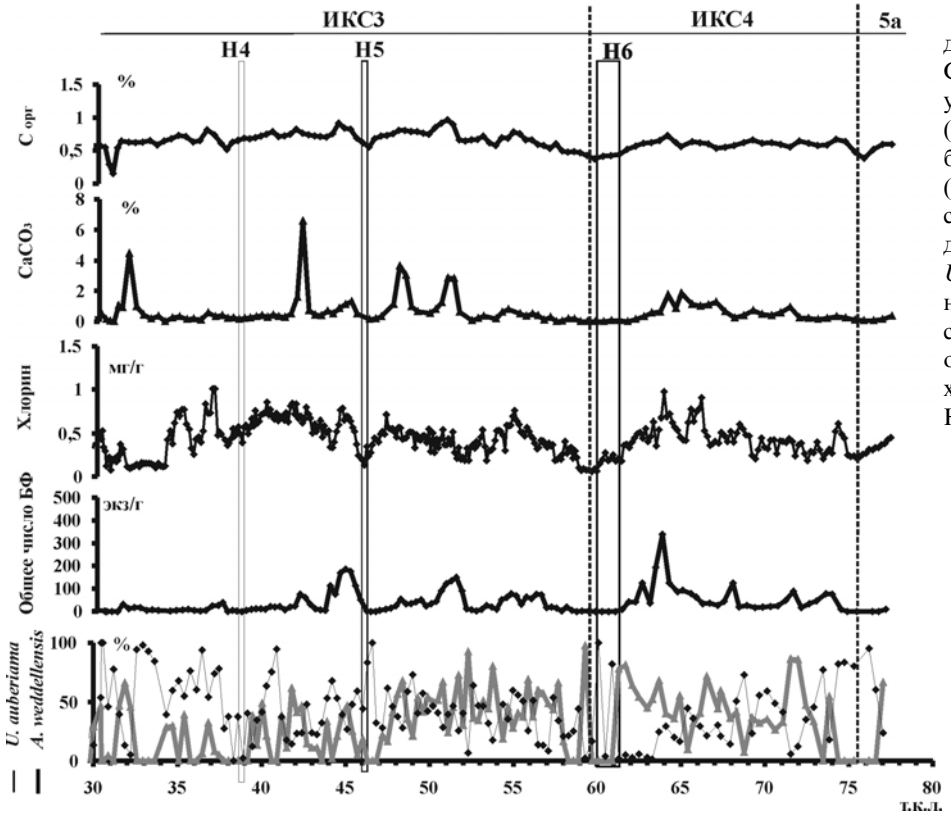



**Рис. 2.** Изменения содержания карбоната кальция $CaCO_3$ ( %), органического углерода $C_{орг}$ (%), хлорина (мг/г), численности раковин бентосных фораминифер (экз./г сухого осадка), относительного содержания видов *Alabaminella weddellensis* и *Uvigerina auberiana* (%) в течение изотопно-кислородных стадий ИКС 3–5a в колонке осадка LV 28-40-5. Показаны холодные стадиалы – Heinrich, события H4, H5, H6.

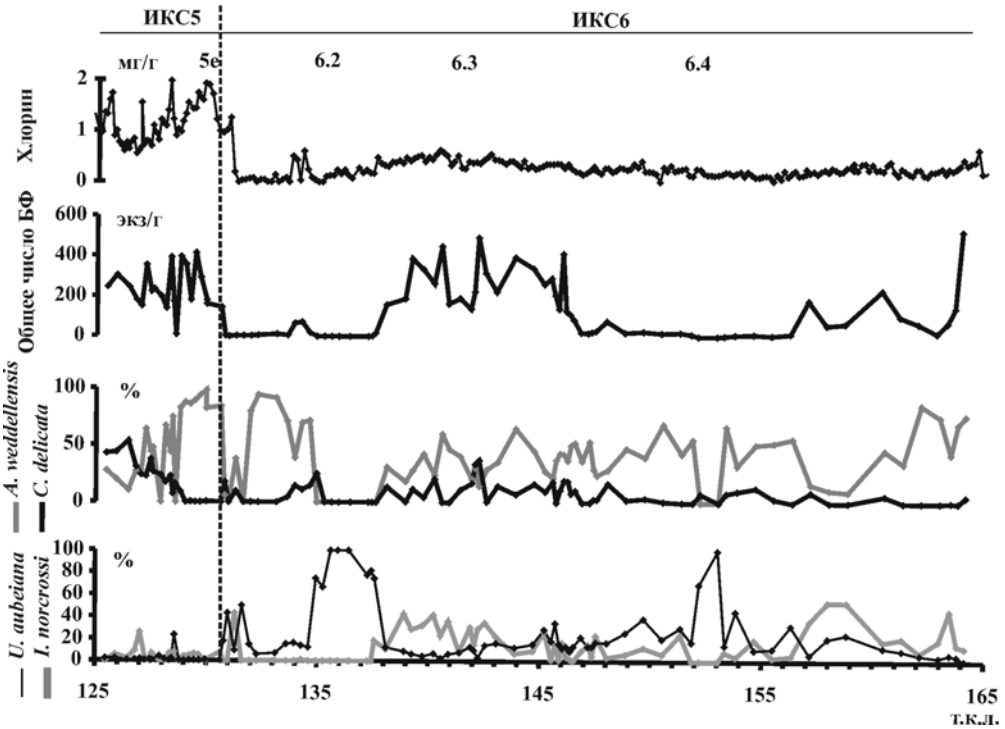



**Рис. 3.** Изменения содержания хлорина (мг/г), общей численности бентосных фораминифер (экз./г сухого осадка), относительного содержания доминантных видов БФ (%) в пробах колонки осадка MR 06-04-7R в течение изотопно-кислородных стадий ИКС 5–6.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 07-05-00655-а, 06-05-91576 ЯФ-а, программы РАН 16.8, и гранта ДВО РАН (06-III-А-07-478).*

## ЛИТЕРАТУРА

*Горбаренко С.А., Харада Н., Малахов М.И., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л.* Тысячелетние осцилляции климата и среды Охотского моря за последние 190 тысяч лет в связи с глобальными изменениями. 2008. (В печати).

*Gorbarenko S.A., Goldberg Ev.L., Kashgarian M., Velivetskaya T.A., Zakharkov S.P., Pechnikov V.S., Bosin A.A., Psheneva O.Yu., Ivanova E.D.* Millennium scale environment changes of the Okhotsk Sea during last 80 kyr and their phase relationship with global climate changes // J. Oceanogr. 2007. V. 63, N 4. P. 609–623.

*Kaiho K.* Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // Geology. 1994. V. 22. P. 719–722.

*Martinson D.G., Pisias N.G., Hays, J.D., Imbrie J., Moore T.C., Shackleton N.J.* Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy // Quatern. Res. 1987. V. 27. P. 1–29.

# СТРАТИГРАФИЯ ТОРФЯНИКОВ И ЭВОЛЮЦИЯ ЛАНДШАФТОВ о. КЕТОЙ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ) ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**Н.Г. Разжигаева[1], Л.А. Ганзей[1], Т.А. Гребенникова[1], Л.М. Мохова[1], А.В. Рыбин[2]**

*[1]Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Радио, 7; e-mail: nadyar@tig.dvo.ru*
*[2]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1б; e-mail: rybin@imgg.ru*

Стратиграфия голоценовых отложений Центральных Курил практически не изучена. В 2006-2007 гг. в этот труднодоступный район были проведены комплексные экспедиции [Левин и др., 2007], во время которых изучались разрезы голоценовых отложений на всех крупных островах. Район представляет большой интерес, поскольку острова отделены глубокими проливами, которые являлись естественными барьерами, препятствующими расселению растений при палеоландшафтных сменах, вызванных как климатическими изменениями, так и влиянием азональных факторов, в первую очередь вулканизма. Здесь расположен ряд крупных вулканов, активно действовавших в голоцене, история извержений которых слабо изучена [Горшков, 1967; Новейший… вулканизм, 2005]. Центральные Курилы объединены в особый во флористическом отношении Среднекурильский район, здесь проходит граница распространения ряда ландшафтообразующих растений, широко распространенных на южных островах [Баркалов, 2002]. Цель настоящей работы - восстановление развития ландшафтов о. Кетой в ходе климатических изменений голоцена и под влиянием катастрофических событий на основе изучения стратиграфии торфяников. В основу реконструкций положены спорово-пыльцевой, диатомовый анализы, данные радиоуглеродного датирования и тефростратиграфии.

В южной части острова изучено пять разрезов торфяников, один из которых (4006) выбран в качестве опорного. Торфяник расположен на плато в южной части острова к востоку от руч. Сточный (мощность торфа 2.77 м, превышение около 60–70 м над уровнем моря). Выбранный торфяник является одним из длительно существующих на Средних Курилах и фиксирует развитие природной среды за последние 6.5 тыс. лет ($^{14}$C-даты из нижней части разреза 6390±110 лет назад, ЛУ-5733, 6370±40 лет назад, ГИН-13905). По данным ботанического анализа, выполненного Т.А. Копотевой, здесь вскрыты: напочвенный растительный покров с доминированием мхов (0-0.02 м); пушицевый (0.02–0.08 м); осоковый (0.08–1.29 м); пушицевый (1.29–1.39 м), осоковый (1.39–1.62 м); пушицево-осоковый (1.62–1.69 м); сфагново-осоковый (1.69–1.81 м); пушицево-сфагновый (1.81–1.91 м); сфагновый (1.91–1.95 м); пушицевый, пушицево-сфагновый, осоково-пушицевый (1.95–2.08 м); кустарничково-сфагновый (2.08-2.13 м); травяно-зеленомошный (2.13–2.48 м); травяной (2.48–2.77 м) торф. Степень разложения торфа меняется от 15 до 80 %. Торт лежит на тефре, представленной серым, мелкозернистым песком (2.77–2.83 м).

В торфянике выявлено 59 таксонов пресноводных диатомей, представленных пеннатными формами. Среди встреченных диатомей наиболее представительны роды *Pinnularia* (17), *Navicula* (14), *Eunotia* (11), остальные роды включают 2–3 таксона. В целом состав пресноводной диатомовой флоры характерен для

слабоминерализованных водоемов с пониженной или близкой к нейтральной pH среды. Выделено семь комплексов диатомей:

**Комплекс 1** (2.78–2.54 м). Характерно низкое видовое разнообразие (11 таксонов) и количественное содержание диатомей. Доминируют донные виды (88–90.8 %), в подошве слоя – индифферентный *Pinnularia borealis* Ehr. (до 83.3 %), типичный для слабо увлажняемых местообитаний. В кровле увеличивается содержание ацидофильного *Eunotia praerupta* Ehr. (до 21 %), и появляется ацидофильный *Pinnularia subcapitata* (до 12.4 %), требующих постоянного увлажнения. Комплекс отражает начало заболачивания котловины.

**Комплекс 2** (2.43–2.54 м) характеризуется увеличением численности видов (24 формы) и количества створок. В нижней части доминантом является алкалифил *Diadesmis contenta* (Grun.) D. Mann (24 %), появляются донные циркумнейтральные *Pinnularia isostauron* (Ehr.) Cl. (21 %), *P. intermedia* (Lagerst.) Cl. (9 %), *P. obscura* Krasske (4.9 %). Содержание *Pinnularia borealis* уменьшается до 12 %, *Eunotia praerupta* – до 8.4 %. В кровле доминантами являются *Pinnularia divergentissima* (Grun.) Cl. (31.3 %), *P. subcapitata* (25.6 %), *P. appendiculata* (Ag.) Cl. (7.7 %) и *Navicula festiva* Krasske (22 %), развивающийся при pH менее 5.5. Появляются виды рода *Eunotia,* которые развиваются на мхах, такие как *E. fallax* A. Cl. (3 %), *E. paludosa* Grun. (4.2 %), *E. glacialis* Meist. (6.7 %) и др. Комплекс отражает кислые условия – преобладают ацидобионты (15–26 %) и ацидофилы (66–77 %). Преобладают виды-индифференты по отношению минерализации воды, но возрастает участие галлофобов (до 37–43 %). Комплекс свидетельствует о прогрессирующем заболачивании.

**Комплекс 3** (2.3–2.43 м) характеризуется высоким видовым разнообразием диатомей (30 форм). Виды обрастаний и донные присутствуют в равных количествах. Доминируют *Eunotia paludosa* Grun. (28–42 %), *E. fallax* (до 26 %), *E. paludosa* var. *trinacria* (Krasske) Norpel. (до 6.7 %), возрастает содержание донных видов, таких как *Navicula festiva* (до 20 %), *N. mediocris* (до 21 %). Сократилась численность видов рода *Pinnularia*, за исключением *Pinnularia subcapitata* (до 4.5 %). В отдельных пробах отмечены *Frustulia rhomboids* var. *saxonica* (5 %) и *Anomoeoneis brachysira* (9 %). В целом в комплексе отмечено высокое количество видов, характерных для кислой среды – ацидобионтов (до 23 %) и ацидофилов (до 76 %). По отношению к минерализации доминируют галофобы (до 90 %). Комплекс свидетельствует о том, что котловина перешла в стадию полного заболачивания.

**Комплекс 4** (1.95–2.13 м) включает 26 форм диатомей, обилие створок высокое. Характерно высокое содержание *Pinnularia rupestris* Hantz. (до 43 %). В значительных количествах присутствуют виды рода *Eunotia,* такие как *Eunotia paludosa* (до 34.8 %), *E. fallax* (до 12.9 %) и др. Возрастает участие *Navicula mediocris* (до 20 %). Снижение содержания ацидобионтов (до 3–4 %) и возрастание доли циркумнейтральных видов (до 43.9 %) могут указывать на снижение кислотности.

**Комплекс 5** (1.29–1.95 м) характеризуется высокой насыщенность створками диатомей и включает 32 формы. Преобладают виды из рода *Eunotia,* среди которых появляются *E. glacialis* (14 %), *E. exigua* (Breb.) Rabenh. (4.4 %), *E. nimanniana* Grun. (до 10 %). Из донных видов встречены *Pinnularia divergentissima* (до 6 %), *P. isostauron* (5.5 %) и *Pinnularia subcapitata* (до 10 %). Доминируют ацидобионты (до 30 %) и ацидофилы (до 60 %), а по отношению к минерализации – галофобы (до 77–90 %). В интервалах 1.29–1.35 м и 1.55–1.69 м возрастает количество диатомей (до 50–40 %), характерных для более обводненных условий, что может указывать на увеличение стока воды в котловину, по-видимому, связанное с увеличением атмосферных осадков. Об этом свидетельствует и находки *Diploneis elliptica, Asterionella formosa*, *Planothidium lanceolatum*. Прослои вулканических пеплов мало насыщены створками диатомей. В осадках, залегающих выше пеплового прослоя (инт. 1.91–1.94 м) обнаружены только обитатели кислой, слабоминерализованной среды *Eunotia paludosa* (65.5 %), *E. fallax* (11 %), *Navicula festiva* (30.3 %), *N. mediocris* (17.1 %) и *Frustulia rhomboids* var. *saxonica* (3.4 %). В инт. 1.55–1.62 м над пепловым прослоем отмечена вспышка *Frustulia rhomboides* var. *saxonica* (20 %) и *Anomoeoneis brachysira* (3.3 %).

**Комплекс 6** (0.97–1.29 м) характеризуется снижением видового разнообразия (23 формы) и количественного содержания диатомей. Доминантами являются донные *Pinnularia divergentissima* (25 %), *P. isostauron* (33 %), из видов обрастаний – *E. fallax* (11 %), *E. glacialis* (8 %). В подошве и кровле слоя отмечено высокое содержание видов, переносящих временное осушение, таких как *Eunotia praerupta* (до 37 %), *Pinnularia borealis* (до 20 %), *Diadesmis contenta* (до 5 %), появляется *Hantzschia amphioxys.* Комплекс свидетельствует о существовании слабоувлажненных обстановок. В подошве и кровле слоя господствуют виды-индифференты (до 75 %) по отношению к минерализации, почти исчезают обитатели кислой среды и увеличивается содержание циркумнейтральных видов (до 57 %). В центральной части интервала наблюдается высокое содержание диатомей, характерных для кислых болотных обстановок.

**Комплекс 7** (0.08–0.92 м) отличается резким сокращением видового разнообразия (13 форм) и количественного содержания створок. Встречены единичные створки *Eunotia paludosa, E. fallax, E. exigua, Pinnularia*

*subcapitata, P. borealis, P. isostauron, P. divergentissima.* Условия были неблагоприятны для развития диатомей, происходило иссушение болота. Обилие диатомей, характерных для болотных обстановок (*Eunotia paludosa* – 80.9 %, *E. fallax* – 8.8 %, *E. exigua* – 2.2 %), встречено только в инт. 0.08–0.12 м.

В отдельных пробах торфа встречены редкие морские переотложенные виды широкого возрастного диапазона.

По изменению соотношения пыльцы и спор по разрезу выделено семь палинозон, отражающих смену ландшафтов на острове.

Палинозона Kt-1 (2.48–2.77 м). Преобладает пыльца трав и кустарничков (до 97 %). В группе пыльцы древесных пород и кустарников доминирует *Duschekia* и *Pinus* s/g *Hapoxylon*. В небольшой количестве встречены *Betula* (до 13 %), *Taxus* (до 3.6 %) единично *Salix, Myrica, Lonicerae*. Пыльца хвойных (*Abies, Picea, Pinus* s/g *Diploxylon*) и широколиственных (*Quercus*) занесена ветром. Среди трав и кустарничков преобладает пыльца разнотравья (Asteraceae – до 44 %, Poaceae – до 25 %, Apiaceae – до 13.6 %, Rosaceae – 1.3 %), в верхней части – Cyperaceae (до 45 %). Из влаголюбивых – встречены *Lysichiton* (до 13.7 %), Ranunculaceae (до 6.6 %), Ericaceae (до 4 %). Среди спор преобладает Polypodiaceae (до 95 %), встречены споры разных видов *Lycopodium*, единично *Sphagnum*. Состав палиноспектров свидетельствует о том, что в среднем голоцене ($^{14}$C-даты 6390±100 лет назад, ЛУ-5733; 6370±70 лет назад, ГИН-13905) на острове были широко распространены разнотравные луга, в понижениях на плато происходило заболачивание. Ближе к склонам вулкана были развиты кустарниковые группировки из ольховника и кедрового стланика с папоротниковым покровом и березовые леса с участием тиса.

Палинозона Kt-2 (1.62–2.48 м). Преобладает пыльца трав и кустарничков, доминирует пыльца влаголюбивой растительности (Cyperaceae – до 60.8 %, Ericaceae – 38.9 % *Drosera* – 2.7 %, Ranunculaceae – 7.4 %, Polygonaceae – до 21.3 %, *Rumex* – 1.8 %). В группе древесных и кустарников увеличивается содержание пыльцы *Betula* (до 25.6 %), высоким остается содержание пыльцы *Duschekia* и *Pinus* s/g *Haploxylon*. В кровле слоя отмечена пыльца *Picea* (11 %), *Abies* (до 2.6 %), *Quercus, Corylus, Fagus, Juglans*, занесенная ветром. Среди спор увеличивается содержание *Sphagnum*, почти исчезает Polypodiaceae. Палинозона отражает активное заболачивание отдельных участков на плато. По обрамлению плато были развиты березовые леса ($^{14}$C-даты от 5890±80 лет назад, ЛУ-5758 до 5180±50 лет назад, ГИН-13903).

Палинозона Kt-3 (1.19–1.62 м). В группе древесных пород и кустарников доминирует *Betula* (до 53 %), субдоминанты – *Duschekia* (до 26 %), *Pinus* s/g *Haploxylon* (до 37.2 %). Из автохтонной пыльцы встречены *Taxus*, *Salix, Myrica, Ilex.* Единично присутствует аллохтонная пыльца. Пыльца трав и кустарничков составляет до 81.6 %, на фоне преобладания пыльцы болотных растений (Cyperaceae – до 83 %, Ericales – до 47 %, *Drosera*) увеличивается содержание пыльцы разнотравья (Asteraceae – 8.9 %, Poaceae – 2.7 %, Rosaceae – 3.2 %, Chenopodiaceae – 2 %). Содержание спор незначительно, преобладает *Lycopodium*, появляется Polypodiaceae (до 18.6 %), *Selaginella selaginoides* (до 13.9 %), встречены *Sphagnum*, *Botrychium*. Состав палиноспектров отражает снижение увлажненности. Березовые леса с участием тиса получают более широкое распространение ($^{14}$C-дата 4210±90 лет назад, ЛУ-5736).

**Палинозона Kt-4** (1.07–1.19 м). Возросло содержание пыльцы древесных пород и кустарников (44.9 %), доминирует *Duschekia* (89 %). Состав пыльцы травянистых и кустарничков тот же. Споры немногочисленны (до 4.3 %). Состав палиноспетров, скорее всего, отражает изменения растительного покрова после сильного извержения ($^{14}$C-дата 4090±50 лет назад, ГИН-13902).

**Палинозона Kt-5** (0.77–1.07 м). Преобладающими становятся споры (до 89.4 %), среди которых доминирует *Selaginella* (до 99.5 %), встречены *Lycopodium*, Polypodiaceae. В группе древесных и кустарников снижается количество пыльцы *Duschekia* (до 19 %), увеличивается содержание пыльцы *Betula* (33.3 %), *Pinus* s/g *Haploxylon* (19 %). Среди пыльцы трав и кустарничков преобладают Cyperaceae, Ericaceae. Пыльцевые спектры отражают в первую очередь локальную растительность болота, широкое распространение получили ассоциации с *Selaginella*.

**Палинозона Kt-6** (0.35–0.77 м). Увеличивается содержание пыльцы древесных пород и кустарников (до 50.7 %) и трав и кустарничков (до 86.1 %). Доминантами являются *Duschekia* (до 55.9 %), *Betula* (34.5 %), *Pinus* s/g *Haploxylon* (26.7–64.5 %), единично встречена аллохтонная пыльца *Quercus, Corylus, Fagus, Abies, Picea.* Среди трав и кустарничков доминирует Ericaceae (до 70.4 %), Cyperaceae (до 46.2 %). Споры единичны. В позднем голоцене ($^{14}$C-даты от 2710±70 лет назад, ЛУ-5738, до 1650±70, ЛУ-5740) растительность стала близкой к современной – на плато существовали группировки кустарников и березовые леса, были развиты луга и небольшие болота.

**Палинозона Kt-7** (0.0–0.32) близка к палинозоне Kt-6. Увеличивается содержание пыльцы древесных пород и кустарников (до 61.8 %), преобладает *Pinus* s/g *Haploxylon* (до 84.6 %). Содержание пыльцы берез не

превышает 25.3 %, существенно снижается количество пыльцы *Duschekia* (до 10.7 %). Почти во всех пробах встречена пыльца *Myrica* (до 4.4 %). Среди трав и кустарничков возросло содержание Cyperaceae (до 90.2 %). Содержание спор до 8.1 %. Из основания интервала получена $^{14}$C-дата 1230±90 лет назад, ЛУ-5741. Основным компонентом ландшафта в последние 1300 лет на плато становится *Pinus* s/g *Haploxylon.*

Торфяник включает 24 прослоя тефры, как из местных источников, так и из удаленных вулканов. Распределение прослоев вулканических пеплов по разрезу показало, что частота вулканических извержений в средне–позднем голоцене была неравномерной. Наибольшая активность отмечена для периодов около 6400–6300, 5300–3900, 2700–1230 калиб. лет назад. Преобладают пеплы андезитового состава, относящиеся к умеренно калиевой известково-щелочной серии. Встречено четыре пепла дацитового состава, два андезито-базальтового и два риолитовых. По-видимому, большая часть пепловых прослоев образована в результате извержений вулканов о-ва Симушир. К транзитным пеплам предварительно отнесено 18 прослоев, которые сложены хорошо сортированным материалом с преобладанием частиц алевритовой размерности. К местному источнику предположительно относятся семь простоев тефры, сложенные плохо сортированным материалом с примесью грубого материала. Вулканы о. Кетой были мало активными в среднем–позднем голоцене, преобладали фреатомагматические извержения вулканского типа, оказывавшие влияние только в пределах вулканической постройки влк. Паласа.

Таким образом, изучение торфяника позвонило восстановить палеоландшафтные смены на о-ве Кетой в среднем-позднем голоцене. Выделяются периоды, когда на острове преобладали группировки ольховника и кедрового стланика. Наиболее благоприятные условия для развития березовых лесов существовали в конце среднего–первой половине позднего голоцена. Определенную роль в развитии ландшафтов на острове играли не только климатические изменения, но и вулканические извержения.

На основе изучения диатомовой флоры выделено четыре этапа развития торфяника, два из которых соответствуют периодам увеличения увлажнения, а два – более сухим условиям. Режим увлажнения, скорее всего, контролировался изменением количества атмосферных осадков. Смены этапов обводнения и иссушения вызывали изменения таких экологических параметров среды обитания, как pH и минерализация. Определенную роль в смене обстановок и развития диатомей могли играть пеплопады разного химического состава.

Изученный разрез торфяника (4006) предлагается использовать в качестве опорного разреза среднего–позднего голоцена для Центральных Курил.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 06-05-64033. Экспедиционные работы проводились по гранту NSF ARC-0508109 (руководитель Бен Фитцхью) и РФФИ, грант № 06-05-79033.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Баркалов В.Ю.* Очерк растительности // Растительный и животный мир Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 35–66.

*Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

*Левин Б.В., Фитцхью Б., Бурджуа Д., Рбин А.А., Разжигаева Н.Г., Белоусов А.Б., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Нюшко Т.И., Харламов А.А., Коротеев И.Г.* Комплексная экспедиция на Курильские острова в 2006 г. (I этап) // Вестн. ДВО. 2007. № 1. С. 144–148.

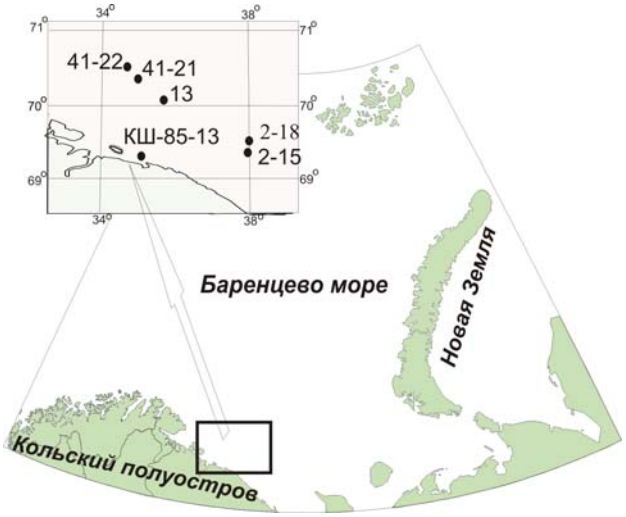
*Новейший* и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.

# БИОСТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

**О.В. Руденко**

*Орловский государственный университет, 302015, Орел, ул. Комсомольская, 95;*
*e-mail: olrudenko@orl.ru*

Основой стратиграфического расчленения верхнекайнозойских осадков шельфа Баренцева моря являются осадочные сейсмостратиграфические комплексы (ОССК), прослеженные на некоторых участках вплоть до побережья и коррелируемые с отложениями береговых террас о-ва Колгуев [Гриценко, Крапив-




Карта расположения станций донного опробования.

нер, 1989]. Однако возрастная оценка ОССК слабо обоснована биостратиграфическими данными. Кроме того, условия формирования четвертичного покрова Баренцевского шельфа с давних пор являются предметом острейшей научной дискуссии. Одним из наиболее эффективных методов в решении этих задач является палинологический, единственный, позволяющий проводить прямые корреляции из-за полифациальности спор и пыльцы. Большие возможности демонстрирует метод исследования водных палиноморф (пресноводных зеленых водорослей и цист морских динофлагеллат), позволяющий выявить изменения ледово-гидрологических условий палеобассейна и реконструировать изменения речного стока. Эти методы использованы при изучении шести грунтовых колонок, полученных в ходе донного опробования с послойным 10-сантиметровым отбором образцов на листе Госгеолкарты R-36 (работы Мурманской арктической геологоразведочной экспедиции) (см. рисунок). Для биостратиграфической корреляции использовались данные микрофаунистического анализа.

Наиболее информативными оказались колонки КШ-85-13 (69°27′с.ш., 34°56′ в.д., глубина моря – 185 м) и 41–22 (70°25′с.ш., 34°30′в.д., глубина моря – 270 м), вскрывшие 340 см верхнекайнозойских осадков. По геофизическим, литологическим и микропалеонтологическим данным они подразделяются на два горизонта. Первый (инт. 3.4–0.6 м в колонке КШ-85-13 и 3.4–1.4 м в колонке 41-22) соответствует верхней сейсмопачке ОССК-II, характеризующейся горизонтально-слоистой волновой картиной и слагающей плащеобразные покровы последней дегляциации. Их формирование происходило под влиянием либо пульсационного поступления на шельф талых ледниковых вод, либо айсбергового разноса. По палеомагнитным данным [Polyak et al., 1995; Рыбалко, 2001] эти осадки формировались на синхронно заключительной фазе регрессирующего предголоценового бассейна портландия в период между 12.5 и 10 тыс. лет назад. Разрез представлен темно-серыми тугопластичными суглинками с рассеянными включениями дресвы, гальки и гравия и характеризуется единым палинологическим комплексом обедненного таксономического состава с доминированием спор *Sphagnum* sp. (до 25 %), Polypodiaceae (до 20 %) и Bryales (до 10 %). В травянистой части спектров встречено максимальное количество пыльцы Poaceae (5–10 %), Chenopodiaceae (до 12 %) и *Artemisia* sp. (до 8 %). Разнотравье представлено пыльцой Saxifragaceae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Fabaceae. В древесно-кустарниковой части комплекса (в сумме до 35 %) чаще всего регистрировалась пыльца берез кустарничковых форм. В целом комплекс отражает суровые климатические условия морского перигляциала, способствовавшие широкому распространению на близлежащей суше тундростепных сообществ, образованных полынями, маревыми и злаками с “островками” березовой лесотундры.

Группа водных палиноморф в нижней части горизонта представлена единичными диноцистами с доминированием криофильного эвригалинного *Brigantedinium* spp. С глубины 2.4 м появляются зеленые водоросли *Pediastrum kawraiskii* Schmidle*, P. simplex* Meyen и *P. duplex* Meyen. Поскольку эти виды считаются прямыми индикаторами поступления речных вод в шельфовые зоны арктических морей [Matthiessen et al., 2000], то пик их численности в инт. 1.8–1.4 м в разрезе 41-22 и общее увеличение их количества с глубины 2.1 м в разрезе КШ-85-13 являются свидетельством резкого нарастания стока с суши и значительного опреснения морского бассейна.

В колонке КШ-85-13 из инт. 3.4–1.3 м С.А. Гуськовым [Государственная… карта, 2006] выделен комплекс фораминифер с *Retroelphidium atlanticum* Zudina, *Cassidulina reniforme* Norvang, *C. subacuta* Zudina, *Cibicides rotundatus* Stshedrina. Эти виды адаптированы к предельно низким температурным условиям существования, выдерживают сильные колебания солености и характерны для ледовитых бассейнов [Таманова, 1970; Погодина, 2000]. В инт. 1.9–1.3 м их численность возрастает на порядок.

Второй горизонт (инт. 0.6 – 0.0 м в колонке КШ-85-13 и 1.4–0.0 м в колонке 41-22) соответствует кровле ОССК-II. При мощности на шельфе свыше 5 м осадки данного горизонта выделяются в самостоятельный ОССК I. В пределах листа R-36 на Западно-Баренцевском шельфе известен только один такой участок в “приустьевой” части Кольского залива [Государственная… карта, 2006]. Осадки второго гори-

зонта характеризуются акустически прозрачной волновой картиной и отсутствием признаков размыва на контакте с подстилающими отложениями. Горизонт представлен светло-коричневыми глинистыми пелитами с глубины 0.9 м в колонке 41-22 и с глубины 0.2 м – в колонке КШ-85-13, перекрытыми зеленовато-серыми текучепластичными пелитами со стяжениями гидротроилита и раковинами морских моллюсков. Формирование этого литокомплекса происходило в морских условиях начала голоцена: нижней литофации – в пребореале, верхней – на начальном этапе трансгрессии фолас в бореале. Подошва горизонта установлена по резкой смене вещественного состава и физико-механических свойств по сравнению с подстилающими отложениями и существенным изменениям на палинологических диаграммах. В осадках второго горизонта в разрезе 41-22 выделены два спорово-пыльцевых комплекса, в разрезе КШ-85-13 – только нижний. Для нижнего комплекса характерно доминирование пыльцы *Pinus* s/g *Diploxylon* (до 35 %), рациональная кривая пыльцы древесных берез на диаграмме колонки 41-22 (до 8 %) и резкое увеличение содержания спор плаунов как тундровых, так и лесных местообитаний – *Lycopodium clavatum* L., *Lycopodium dubium* Zoega, *Huperzia selago* (L.) Schrank et Mart., *Diphaziastrum complanatum* (L.) Holub, *D. alpinum* (до 48 % в сумме в колонке 41-22 и до 27 % в колонке КШ-85-13). Максимум спор плаунов на границе пребореал–бореал отмечается для всего Баренцево-Кольского района в работах Р.М. Лебедевой [1977, 1983], Е.С. Малясовой [1960] и в более ранних исследованиях автора [Руденко, 2001]. Комплекс отражает существенное смягчение климатических условий в регионе, способствовавшее распространению лесных формаций на суше. Увеличение количества дальнезаносной пыльцы сосны свидетельствует о некотором углублении морского бассейна на начальном этапе трансгрессии фолас.

Верхний спорово-пыльцевой комплекс (инт. 0.6–0.1 м в разрезе 41-22) характеризуется доминированием пыльцы хвойных (до 75 %) над пыльцой берез, пиком пыльцы *Picea* sp. (до 12 %), постоянным присутствием пыльцы *Ericales*, появлением спор влаголюбивого папоротника *Athyrium filix-femina* (L.) Roth. и резким уменьшением количества спор плаунов (до 3 %). Комплекс отражает фазу развития елово-сосново-березовых лесов в условиях дальнейшего нарастания влагообеспеченности и коррелируется с IX-X пыльцевыми зонами Кольского полуострова [Лебедева, 1977, 1983]. От последних отличается повышенным содержанием пыльцы хвойных растений, что типично для спектров морских осадков.

В ассоциации водных палиноморф зарегистрированы значительные изменения. Уменьшается количество пресноводных зеленых водорослей. С глубины 0.7 м в разрезе КШ-85-13 и 0.9 м – в разрезе 41-22 появляются цисты динофлагеллат, как правило, маркирующие зоны влияния теплых атлантических вод и условия нормально-морской солености [Matthiessen, 1995] – *Operculodinium centrocarpum* sensu Wall and Dale 1966, *Spiniferites elongatus* Reid., *Nematosphaeropsis labyrinthus* Reid. Однако общая концентрация водных палиноморф остается низкой, что не позволило вычислить процентные соотношения внутри групп.

Комплекс фораминифер, выделенный С.А. Гуськовым в верхней части разреза КШ-85-13 (инт. 0.9–0.2 м), представлен арктическими и бореально-арктическими видами с глубиной обитания до 200 м. Доминируют кассидулины, обитающие в условиях высокой гидродинамической активности и повышенной биопродуктивности вод. С глубины 0.7 м доминантом становится *Melonis zaandamae* Voorth., а в верхних 0.2 м появляются песчаные формы, отсутствовавшие в нижележащих отложениях.

## ЛИТЕРАТУРА


*Государственная* геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист R-(35), 36 – Мурманск. Объясн. зап. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 197 с.

*Грищенко И.И., Крапивнер Р.Б.* Новейшие отложения Южно-Баренцевского региона: осадочные (седиментационные) сейсмостратиграфические комплексы и их вещественный состав // Новейшие отложения и палеогеография северных морей. Апатиты: Изд-во Карел. фил. АН СССР, 1989. С. 28–45

*Лебедева Р.М.* Палинологические уровни в голоценовых отложениях Кольского полуострова и их абсолютная стратиграфия // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск: Изд-во Карел. фил. АН СССР, 1977. С. 29–39

*Лебедева Р.М.* История развития растительности Северо-Востока Балтийского щита в антропогене // Природа и хозяйство Севера. Мурманск, 1983. С. 25–29.

*Малясова Е.С.* Результаты применения метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Кольского полуострова, Карелии и Карельского перешейка // Палеогеография и стратиграфия четвертичных и третичных отложений. Вып. 2. Л., 1960. С. 42–91.

*Погодина И.А.* Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Баренцева моря по фораминиферам: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2000. 21 с.

*Руденко О.В.* История развития растительности Баренцевоморского региона в плейстоцене-голоцене (по палинологическим данным): Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. М., 2001. 26 с.

*Рыбалко А.Е.* Формационное расчленение позднечетвертичных отложений Баренцева моря как отражение эволюции морского перигляциала на заключительных этапах позднечетвертичного оледенения // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 175–80.

*Таманова С.В.* Видовой состав современных фораминифер как индикатор гидрологического режима Арктических морей // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометиздат, 1970. С. 199–203.

*Matthiessen J.,* Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic walled microfossils in Recent Norvegian-Greenland Sea sediments // Mar. Micropaleontol. 1995. V. 24. P. 307–334.

*Matthiessen J., Kunz-Pirrung M.*, *Mudie P.J.* Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // Int. J. Earth Sci. 2000. V. 89. P. 470–485.

*Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V.*, *Timoty Jull A.J.* Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea // Geology. 1995. V. 23. P. 567–571.

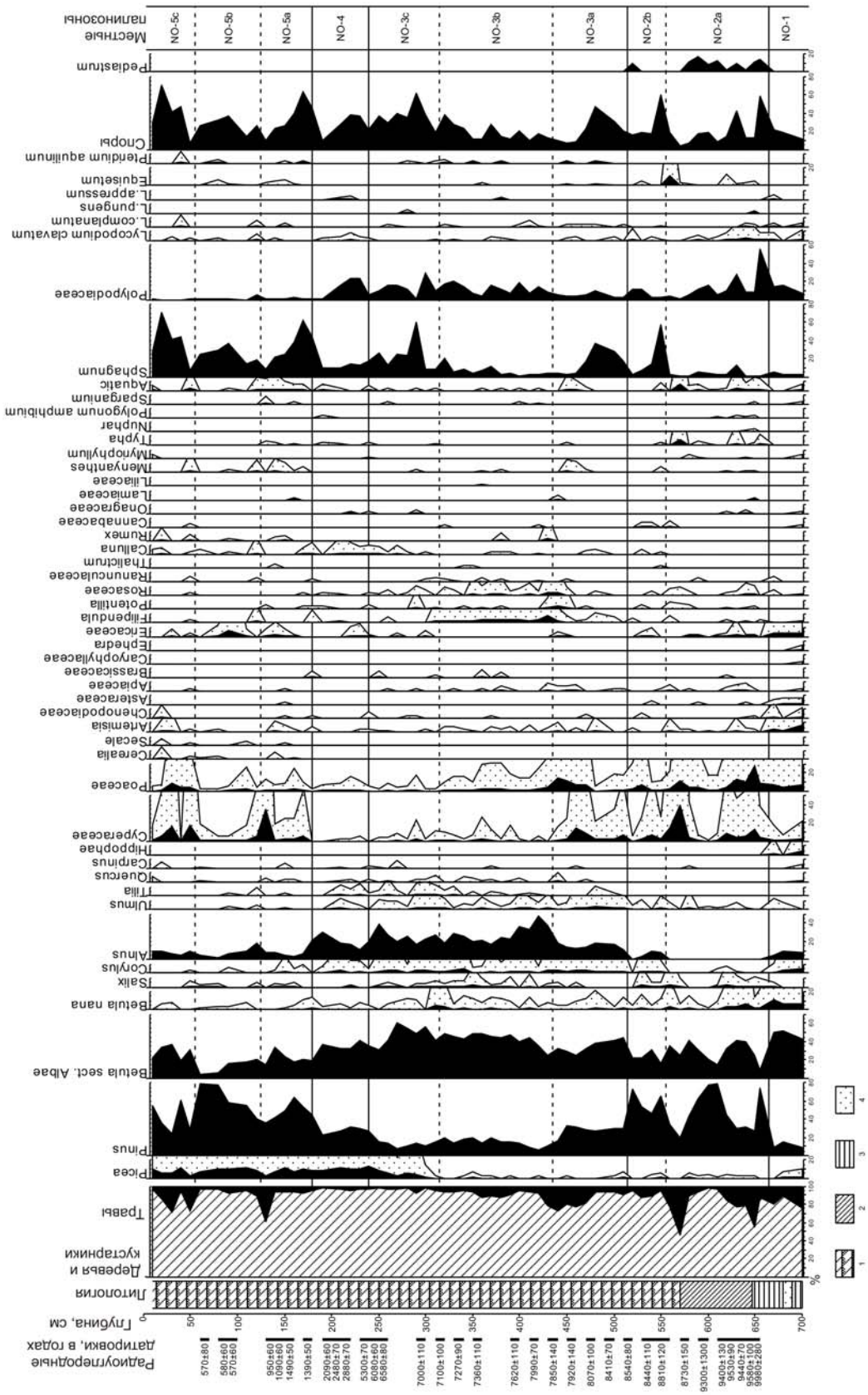
## МИГРАЦИЯ ЕЛИ И ОЛЬХИ НА ОСНОВЕ ДЕТАЛЬНОЙ ПАЛИНО-ХРОНОСТРАТИГРАФИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

**Л.А. Савельева**

*Санкт-Петербургский государственный университет,*
*199178, Санкт-Петербург, Васильевский остров, 10-я линия, 33; e-mail: savelieval@mail.ru*

Изучением истории развития флоры и растительности, в том числе выявлением центров развития с последующей миграцией растений, и сохранения реликтовых растений в так называемых рефугиумах (или ледниковых убежищах древесных пород) занимаются такие науки, как палеоботаника, ботаническая география, историческая география растений и др. Исследования в этих направлениях ведутся уже более ста лет, и результаты работ внесли существенный вклад в решение многих проблем эволюции растительности в плейстоцене и голоцене.

Сопряженное применение радиоуглеродного метода с данными спорово-пыльцевого анализа позволяет проводить реконструкции растительности во времени и устанавливать последовательность распространения отдельных древесных пород. За более чем десятилетний период автором палинологически было изучено с высокой степенью разрешения (каждый 5–10-смантиметровый слой) свыше 20 разрезов болотных и озерных отложений голоценового возраста, расположенных на северо-западе Русской равнины. Кроме того, в этих разрезах в большинстве случаев проведено радиоуглеродное датирование каждого 10–15-сантиметрового слоя отложений. Примером таких исследований может служить разрез болотных отложений Нижнеосиновское (60°4′ с.ш. и 29°08′в.д.), расположенный на Карельском перешейке [Dolukhanov et al., 2007]. Спорово-пыльцевая диаграмма приведена на рисунке. На большинстве спорово-пыльцевых диаграмм изученных разрезов голоценовых отложений четко выделяется начало развития непрерывных кривых таких пыльцевых таксонов из группы древесных пород, как *Picea, Alnus, Ulmus, Corylus,* реже *Tilia* и *Quercus*. Детальное датирование отложений по всему разрезу позволяет зафиксировать так называемую эмпирическую границу перечисленных древесных пород. Эмпирическая граница – это уровень на диаграмме, выше которого кривая содержания пыльцы данной породы в спорово-пыльцевом спектре делается непрерывной [Нейштадт, 1969]. На первом этапе исследований автором была выбрана пыльца только двух таксонов – ели и ольхи. Она присутствует во всех изученных разрезах и является одним из характерных и постоянных компонентов большинства спорово-пыльцевых диаграмм, на которых наиболее отчетливо по сравнению с другими пыльцевыми таксонами фиксируется начало развития непрерывных кривых пыльцы ели и ольхи. В современном растительном покрове территории северо-запада Русской равнины присутствуют два вида ели (европейская и сибирская), а также два вида ольхи (черная и серая). Однако видовую дифференциацию пыльцы осуществить не удается вследствие полиморфизма и широкого распространения разнообразных гибридных форм внутри каждого рода. Поэтому большинство палинологов определяют в голоценовых отложениях пыльцу ольхи только до рода. Но некоторые исследователи (Э.И. Девятова, В.Н. Чачхиани, Л.В. Филимонова) делают определения до вида (ольха черная, ольха серая). Кроме того, при обобщении большого количества спорово-пыльцевых диаграмм выполненных разными авторами, трудно учесть все мнения. Поэтому мы рассматриваем только пыльцу рода ель (*Picea*) и ольха (*Alnus*).




Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Нижнеосиновское (северо-запад Русской равнины):
1 – торф, 2 – минерализованный торф, 3 – глина, 4 – песок.

Для установления более полной хронологии появления ели и ольхи на территории, ограниченной координатами 54–70° с.ш. и 22–41° в.д. и являющейся частью Русской равнины, кроме разрезов, изученных автором, было проанализировано около 100 спорово-пыльцевых диаграмм из литературных источников и фондовых материалов, но из них отобраны только те разрезы, которые соответствовали следующим условиям: для них проведены детальные палинологические исследования, наличие не менее двух-трех радиоуглеродных датировок и отсутствие перерывов в осадконакоплении.

На приведенной спорово-пыльцевой диаграмме (см. рисунок) эмпирическая граница пыльцы ели датируется возрастом 7100±100, а ольхи – 8540±80. В случае, когда эмпирическая граница не соответствовала напрямую радиоуглеродной датировке, приходилось проводить интерполяцию возрастных данных с учетом стратиграфии разреза. Таким образом, были собраны и обобщены результаты по многочисленным полным разрезам голоценовых отложений рассматриваемой территории. Далее эмпирическая граница рассматривалась в качестве объекта картографирования, что позволило построить карту изохрон для появления пыльцы ели. В связи с тем, что отчетливой картины распределения радиоуглеродных датировок эмпирической границы пыльцы ольхи не обнаружилось, время ее появления было отражено на карте значками, где каждый знак соответствовал определенному временному интервалу. Всего получилось четыре таких интервала: 9–10 тыс. лет назад, 8–9 тыс. лет назад, 7–8 тыс. лет назад, 6–7 тыс. лет назад.

Построенные таким образом карты распространения ели и ольхи для северо-западного региона Русской равнины позволили выявить особенности миграции этих древесных пород, время появления и пути распространения, а также оценить темпы их продвижения в установленных направлениях.

Приведенные комплексные палинохроностратиграфические исследования озерно-болотных отложений северо-запада Русской равнины открывают перспективу проведения подобных работ и для других территорий.

## ЛИТЕРАТУРА

*Нейштадт М.И.* О методах изучения голоценовых отложений и применяемой терминологии // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965. С. 69.

*Dolukhanov P.M., Shukurov A.M., Arslanov Kh.A., Subetto D.A., Zaitseva G.I., Djinoridze E.N., Kuznetsov D.A., Ludicova A.V., Sapelko T.V., Savelieva L.A.* Evolution of waterways and early human settlements in the eastern Baltic area: radiocarbon-based chronology // Radiocarbon. 2007. V. 49, Iss. 2. P. 527–542.

# ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОСТРАКОДЫ ВЫСОКИХ ШИРОТ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯХ

**А.Ю. Степанова[1], Е.Е. Талденкова[2], Х.А. Баух[3], Е.А. Гусев[4]**

*[1]Палеонтологический институт РАН, 119017, Москва, ул. Профсоюзная, 123;*
*e-mail: a.yu.stepanova@gmail.com*
*[2]Московский государственный университет, им. М. В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1*
*[3]Академия Майнца/ИФМ-ГЕОМАР, Киль, Германия*
*[4]ВНИИОкеангеологии, 190621, Санкт-Петербург, Английский просп. ,1*

**Введение.** Современные остракоды морей Арктики и прилежащих высокоширотных районов можно смело отнести к достаточно хорошо изученным группам организмов. Наиболее изученными на настоящий момент являются моря Баренцево, Карское и Лаптевых, залив Аляска и море Бофорта, а также прибрежные воды Великобритании и Восточной Гренландии.

С точки зрения изучения ископаемых четвертичных остракод, картина несколько иная. Первые работы, анализирующие состав остракодовых комплексов, относятся уже ко второй половине XX столетия. Это связано, естественно, с постепенным накоплением сведений о современном материале, что позволило исследователям не только описывать, но и интерпретировать ископаемые комплексы остракод.

Среди наиболее детальных реконструкций ряд работ заслуживают особого внимания. Одной из первых является работа Ф. Свейна [Swain, 1963], посвященная плейстоценовым остракодам формации Губик (Аляска). Автор выделяет пресноводные и морские толщи осадков согласно составу комлекса остракод,




Схема расположения скважин.

среди морских остракод также выделяются солоновато-водные и морские виды. В работах О.М. Лев [1972, 1983] проведен детальный анализ остракодовых комплексов из неоген-четвертичных отложений Малоземельской тундры, Западно-Сибирской низменности, Арктических островов, п-ва Таймыр и северной части Анадырского залива, выделены комплексы остракод, позволяющих сопоставление одновозрастных толщ разных районов. По отношению к солености выделено три группы остракод и четыре группы по отношению к температуре. Работы Т. Кронина [Cronin, 1977, 1981, 1989], посвященные изучению и интерпретации остракодовых комплексов ископаемого моря Чемплейн (залив Св. Лаврентия), детально описывают различные комплексы остракод и дают им экологическую интерпретацию. Автором выделены климатические стадии, соответствующие различному положению ледниковых щитов и стадиям затопления низовьев р. Св. Лаврентия, а остракоды классифицированы согласно их встречаемости в водах различной солености и тепературы. К. Макдугал с соавторами [MacDougall et al., 1986] детально описали мелководные плейстоцен-голоценовые комплексы остракод из семи буровых колонок, охарактеризованы пелукская (изотопная стадия 5e), симпсонская (изотопная стадии 5a, c) и фландрская (голоценовая) трансгрессии, для каждого интервала характерен свой набор остракодовых видов, свидетельствующих о различной глубине, температуре, солености и гидрологическом режиме.

Степень детальности интерпретаций зависит как от сведений об экологии, так и от целей и задач каждого конкретного исследования. Группировка видов разными исследователями проводилась в соответствии с задачами реконструкции и отражает постепенное накопление сведений об экологии остракод.

**Материал.** Район наших исследований охватывает побережье и шельф арктической части Евразии от Карского до Чукотского моря (см. рисунок).

Колонки из моря Лаптевых получены в ходе экспедиции TRANSDRIFT V на борту НИС "Поларштерн" в 1998 г. Три колонки отобраны с шельфа и приурочены к крупнейшим палеодолинам рек региона. На восточном шельфе колонка PS51/138-12 происходит из палеодолины Лены (130º88.2′ в.д., 75º12.3′ с.ш., глубина 45 м), колонка PS51/135-4 – из палеодолины Яны (133º24.3′ в.д.; 76º16.5′ с.ш., глубина 51 м). На западном шельфе моря Лаптевых отобрана колонка PS51/159-10 из палеодолины Хатанги (116°03.2 в.д.; 76° 76.7 с.ш., глубина 60 м). Еще одна колонка была отобрана с континентального склона западной части моря– PS51/154-11 (120°61.0′ в.д.; 77° 28.6′ с.ш., глубина 270 м) (см. рисунок).

Колонка из Карского моря была получена в ходе экспедиции SIRRO-2000 на борту НИС "Академик Борис Петров". Она BP00/07-5 происходит с восточного шельфа и приурочена к палеоэстуарию Енисея (81.1° в.д., 74.7° с.ш., глубина 43 м) (см. рисунок).

Хронология колонок и морей Лаптевых и Карского основана на радиоуглеродных датировках (AMS) морского биогенного кальцита двустворок, остракод и фораминифер [Bauch et al., 2001; Taldenkova et al., 2005; Simstich et al., 2004].

В 2004–2005 гг. в ходе полевых работ Е.А. Гусевым с коллегами [Гусев, 2005] были отобраны пробы из береговых разрезов р.Енисей (правобережные береговые обрывы реки Енисей и восточное побережье Енисейского залива). Остракоды были найдены в образцах из трех точек отбора: 0406 (71°52.67′ в.д., 83°8.82′ с.ш., высота над уровнем моря (ВНУМ) 60 м), 0409 (71°56.43′ в.д., 82°37.99′ с.ш., внум 79 м), 0502 (71°58.33′ в.д., 82°36.63′ с.ш., ВНУМ – 82 м) (см. рисунок). Возраст осадков определялся с помощью термолюминеисцентного анализа, также проводились споро-пыльцевой и малакологический анализы [Стрелецкая и др., 2007], в некоторых образцах изучались диатомеи.

В 2006 г. Е.А. Гусевым с коллегами [Гусев и др., 2007] в рейсе на морском буксире "Шуя" в Чукотском море были отобраны три скважины: № 1 – у мыса Шмидта, глубиной 5.5 м (179°19.2′ з.д.; 69°0.53′ с.ш., глубина 37 м); № 2 – у южной оконечности острова Врангеля, глубиной 12 м (179°23.72′ з.д.; 70°33.05′, с.ш. глубина 39 м); № 3 – в южной части Чукотского моря, глубиной 3.5 м (175°17.19′ з.д.; 68°47.8′с.ш., глубина 48) (см. рисунок). Возраст осадков определялся палеомагнитным и палеонтологическим методами (спорово-пыльцевым, диатомовым, фораминиферовым), также получено несколько радиоуглеродных датировок [Гусев и др., 2007].

**Результаты.** В основе всех реконструкций лежит материал по распространению современных остракод. Мы использовали как опубликованные данные по распространению остракод в морях Арктики, Западной Европы и Северного Ледовитого океана [Cronin et al., 1991; Шорников, 2001, 2004; и др.], так и собственную базу данных по распространению остракод в морях Карском и Лаптевых [Stepanova, 2006; Stepanova et al., 2003, 2007]. Все изученные нами плейстоцен-голоценовые виды встречаются в современных морях, и для большинства из них определен диапазон обитания по глубине и солености. Некоторые виды приурочены к определенным водным массам, например, трансформированным атлантическим водам. Большой массив накопленных данных позволяет детально интерпретировать даже весьма бедные ископаемые комплексы.

**1. Пресноводный комплекс** определен нами в образцах из береговых разрезов Енисейского залива, комплекс идентичен современному комплексу остракод этого района [Stepanova et al., 2007]. Аналогичный комплекс определен из эоплейстоценовых отложений западной части Чукотского шельфа. В обоих случаях 100 %-й пресноводный состав комплекса предполагает изолированные континетальные условия (озеро, лагуна).

**2. Солоновато-водный эстуарный комплекс** выделен во всех шельфовых разрезах из моря Лаптевых, он накапливался на начальной стадии голоценовой трансгрессии и затопления шельфа, когда точки отбора колонок располагались ближе к берегу и находились в эстуарных прибрежно-мелководных условиях. Эстуарный комплекс современных эстуариев Оби и Енисея имеет в своем составе всего два солоновато-водных вида, что отражает закономерность уменьшения таксономического состава в нестабильных обстановках [Stepanova et al., in preparation]. За исключением самых древних образцов из колонок моря Лаптевых, ископаемый эстуарный комплекс значительно более разнообразен. Это означает, что точки отбора колонок находились во внешней части эстуария, и обстановка постепенно переходила в морскую. Аналогичный комплекс был выделен в эоплейстоценовых осадках Чукотского моря.

**3. Морской комплекс внутреннего шельфа** определен нами в шельфовых разрезах морей Лаптевых и Карском, где он замещает эстуарный комплекс по мере углубления моря и наступления береговой линии в ходе голоценовой трансгрессии. Он аналогичен современному комплексу внутреннего шельфа этих морей [Stepanova et al., 2007].

Подобный комплекс выделен также в голоценовых осадках Чукотского моря. Несмотря на таксономически бедный состав, его экологическая интерпретация достаточно надежна. При интерпретации комплексов важно учитывать процентное соотношение разных экологичеких групп остракод. Так, при наличии в образце солоновато-водного и морского видов, обстановка может быть интерпретирована и как морская, и как солоновато-водная, в зависимости от их процентного соотношения и диапазона глубин характерного для каждого из таксонов.

**4. Морской комплекс среднего шельфа** выделен во всех изученных нами районах. В Карском и Лаптевых морях он приходит на смену морскому комплексу внутреннего шельфа по мере продвижения береговой линии вглубь континента и стабилизации морских условий на шельфе в голоцене. Комплекс аналогичен современному комплексу остракод этого района [Stepanova et al., 2007]. В восточной части моря Лаптевых это самый молодой из ископаемых комплексов, что отражает процесс стабилизации условий на среднем шельфе после установления современного уровня моря около 5–6 кал. тыс.лет назад [Bauch et al., 1999, 2001].

В осадках Чукотского моря были выделены аналогичные голоценовые комплексы.

**5. Морской комплекс внешнего шельфа** выделен в разрезах морей Лаптевых и Карского, а также в Чукотском море. Помимо преобладания более глубоководных видов, эти комплексы характеризуются присутствием атлантических таксонов, которые населяют континентальный склон, но могут проникать на шельф с реверсивными течениями. Это самый молодой комплекс в разрезе с западного шельфа моря Лаптевых и восточного шельфа Карского моря. Современные комплексы этих районов аналогичны ископаемым [Stepanova et al., 2007].

**6. Морской комплекс верхнего континентального склона** выделен только в колонке из моря Лаптевых, отобранной с западного континентального склона. Для этого комплекса характерно преобладание глубоководных, атлантических и некоторых мелководных видов, последние привнесены с мелководья со льдами. В верхнеплейстоценовых осадках этого разреза присутствуют также солоновато-водные и пресноводные виды, что отражает активную гидродинамику и катастрофические события (оползни) периода дегляциации.

**Выводы.** Нами показано, что ископаемые четвертичные комплексы остракод могут использоваться для интерпретации экологических обстановок прошлого. Они имеют современные аналоги и являются надежными индикаторами параметров среды. Данные по распространению бóльшей части современных арктических остракод позволяют установить диапазоны распространения для каждого отдельного вида, что дает возможность интерпретации даже таксономически бедных образцов.

Всего выделено шесть комплексов, смена которых отражает постепенное удаление от берега и увеличение глубины: пресноводный, солоновато-водный–эстуарный, морские внутреннего, среднего и внешнего шельфов и верхнего континентального склона. Каждый из комплексов имеет свой типичный набор видов-индексов.

Комплексы остракод устойчивы на большой площади и отражают как историю развития региона во времени (смену обстановок), так и изменения условий среды в разных регионах. Выделенные нами комплексы в пределах шельфов морей Карского и Лаптевых отражают историю смены обстановок от прибрежных распресненных к нормально- морским в ходе последникового поднятия уровня моря, а в разрезе с континентального склона демонстрируют периоды усиления влияния атлантических вод, ледового режима, а также периодических катастрофических событий начала дегляциации. Образцы из береговых разрезов Енисейского залива и западного шельфа Чукотского моря менее представительны, но тем не менее определяют тип обстановки и в ряде случаев последовательность их смены.

Выделенные ископаемые комплексы имеют современные аналоги, которые должны использоваться как основа для интерпретации [Stepanova et al., 2007]. Для усовершенствования точности реконструкций необходимо продолжать накапливать материал о распространении различных видов в высокоширотных районах и обстановках.

## ЛИТЕРАТУРА


*Гусев Е.А.* Отчет о проведении полевых работ в Усть-Енисейском районе в 2005 году. Министерство природных ресурсов Российской Федерации Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология). СПб., 2005. 5 с.

*Гусев Е.А., Попов В.В., Иосифиди А.Г., Деревянко Л.Г., Аникина Н.Ю., Полякова Е.И., Рекант П.В., Анохин В.М.* Строение верхнекайнозойского осадочного чехла Арктического шельфа Чукотки. Фундаментальные проблемы изучения квартера // Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 93–97.

*Лев О.М.* Биономические и палеогеографические условия морских неоген-четвертичных бассейнов Севера СССР по фауне остракод // Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л., 1972. С. 15–21.

*Лев О.М.* Комплексы неоген-четвертичных остракод // Основные проблемы позднего кайнозоя Арктики. 1983. СПб.: Недра. С. 104–143.

*Стрелецкая И.Д., Гусев, Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина М.Ю., Деревянко Л.Г.* Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли. 2007. Т. XI, № 3. С. 14–28.

*Шорников Е.И.* Класс Ostracoda, отряды Platycopida и Podocopida // Исследования фауны морей / Б.И. Сиренко (ред.): Список видов свободноживущих беспозвоночных Евразийских морей и прилежащих глубоководных частей Арктики. 2001. Т. 51, № 59. С. 99–103.

*Шорников Е.И.* Фауна бентосных остракод Моря Лаптвых (членистоногие, ракообразные) // Исследования фауны морей. 2004. Т. 54, № 62. С. 58–70.

*Bauch H.A., Kassens H., Erlenkeuser H., Grootes P.M., Thiede J.* Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // Boreas (An Int. J. Quater. Res.). 1999. V. 28, N 1. P. 201–204.

*Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J. Heinemeier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene Transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 125–139.

*Cronin T.M.* Champlanian Sea foraminifera and ostracoda: A systematic and paleontological synthesis // Geogr. Phys. Quater. 1977. V. XXXI, N1–2. P. 107–122.

*Cronin T.M.* Paleoclimatic implications of late Pleistocene marine ostracods from the St. Lawrence Lowlands // Micropaleontology. 1981. V. 27, N 4. P. 384–418.

*Cronin T. M.* Paleozoogeography of Postglacial Ostracoda from northeastern North America // The Late Quaternary Development of the Champlanian Sea Basin // Geol. Ass. Can., Spec. Pap. 1989. N 35. P. 125–144.

*Cronin T.M., Briggs W.M. Jr., Brouwers E.M., Whatley R.C., Wood A., Cotton M.* Modern Arctic Podocopid database // USGS Open-File Report, 1991. P. 91–385.

*McDougall K., Brouwers E.M., Smith P.* Micropaleontology and sedimentology of the PB borehole series, Prudhoe Bay, Alaska // U.S. Geol. Surv. Bull. 1986. N 1598. 62 p.

*Simstich J., Stanovoy V., Bauch D., Erlenkeuser H., Spielhagen R.F.* Holocene variability of bottom water hydrography on the Kara Sea shelf (Siberia) depicted in multiple single-valve analyes of stable isotopes in ostracods // Marine Geology. 2004. V. 206, N 1–4. P.147–164.

*Stepanova A. Yu.* Late Pleistocene-Holocene and Recent Ostracoda of the Laptev Sea and their Importance for Paleoenvironmental Reconstructions // Monograph. Suppl. Issue of Russian Paleontol. J. 2006. V. 40, N 2. P. 91–204.

*Stepanova A., Taldenkova E., Bauch, H.A.* Recent Ostracoda from the Laptev Sea (Arctic Siberia): species assemblages and some environmental applications // Mari. Micropaleontol. 2003. V. 48. N 1–2. P. 23–48.

*Stepanova A., Taldenkova E., Simstich, J., Bauch H.A.* Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects // Mar. Micropaleontol. 2007. V. 63. P. 111–142.

*Stepanova A., Taldenkova E., Bauch, H.A.* Ostracod paleoecology and reconstruction of environmental changes in the Laptev and Kara seas during the Postglacial transgression (In preparation).

*Swain F.* Pleistocene Ostracoda from the Gubik Formation, Arctic coastal plain, Alaska // J.Paleontol. 1963. V. 37, N 4. P. 798–834.

*Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Dem'yankov S., Ovsepyan A.* Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal, and foraminiferal faunas // Global and Planetary Change. 2005. V. 48, N 1–3. P. 223–251.

## МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗЫ ВЕРХНЕ-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ЧИЧА-1 (НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

**Л.Б. Хазин, И.В. Хазина**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3; e-mail: HazinLB@ipgg.nsc.ru*

Изученный разрез расположен в Здвинском районе Новосибирской области (54°42′; 78°34′), в южной части Барабинской лесостепи, которая представляет собой равнину с абсолютными отметками 105–120 м и имеет гривно-ложбинный рельеф. Гривы эолового происхождения [Орлова, 1990] возвышаются над Чановским понижением (105 м) на 10–15 м. Понижения в рельефе заняты крупными и мелкими озерами (Бол. и Мал. Чаны, Яркуль, Сартлан и др.).

С целью изучения отложений озера была пробурена скважина глубиной 540 см в озеровидном расширении долины р. Каргат, недалеко от археологического объекта Чича-1, по которому и назван разрез. Абсолютная отметка устья – 104 м.

Отложения разреза Чича представлены суглинками и песками серыми в нижней части (540-480 см); в средней части (480–365 см) – озерными отложениями – суглинками коричневыми, с большим количеством раковин моллюсков, остракод; в верхней части (365–0 см) – осадками пойменного аллювия. Для этого разреза получена серия дат: 2530±35 (OS-54431), 3160±25 (OS-54429), 3495±50 (AA-60200), 3760±40 (OS 54428), 8630±40 (OS-54432) (рис. 1). В инт. 292–540 см был обнаружен богатый комплекс ископаемых остракод, состоящий из 16 видов (см. рис. 1): *Cyprideis torosa* Jones, *Limnocythere inopinata* (Baird), *Cytherissa lacustris* Sars, *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Cypridopsis aculeata* (Costa), *Ilyocypris caspiensis* (Negadaev), *Eucypris inflata* (Sars), *Eucypris crassa* (Muller), *Cyprinotus salinus* (Brady), *Candona arcina* (Liepin), *Cyclocypris globosa* (Muller), *Candona candida* (Muller), *Candona fabaeformis* (Fisher), *Candona neglecta* (Sars), *Cypris pubera* Muller.

В нижней части интервала (455–540 см) доминируют виды *Cyprideis torosa*, *Cypridopsis aculeata*, *Limnocythere inopinata*, *Ilyocypris caspiensis*.

В инт. 378–455 см увеличивается количество створок видов семейства Candonidae (*Candona candida*, *C. arcina*, *C. neglecta*) – типичными Голарктическими холодолюбивыми представителями фауны [Коваленко, 1988].

В верхней части интервала (292–378 см) остракоды представлены видами: *Cyprideis torosa*, *Cyclocypris globosa*, *Ilyocypris caspiensis*, *Candona fabaeformis*, *C. candida*, *C. arcina*, *Eucypris crassa*, *Candoniella albicans, C. subellipsoida*, *Limnocythere inopinata*, *Cypris pubera*. Наиболее многочисленны створки *Cyprideis torosa* и *Limnocyther inopinata* – типичные представители голоценовых ассоциаций не только Западной Сибири, но также Русской равнины и Казахстана. Практически в каждом образце на протяжении всего интервала, охарактеризованного остракодами, присутствуют и личиночные формы, и половые диморфы вида *Cyprideis torosa*, что может свидетельствовать об относительно спокойных условиях осадконакопления.

Основными элементами современной растительности являются разнотравно-злаковые остепненные луга и луговые степи в сочетании с участками осиново-березовых остепненных лугов. Состав субрецентных спорово-пыльцевых спектров (СПС) изучен в двух пробах: 1) на возвышенном открытом луговом уча-

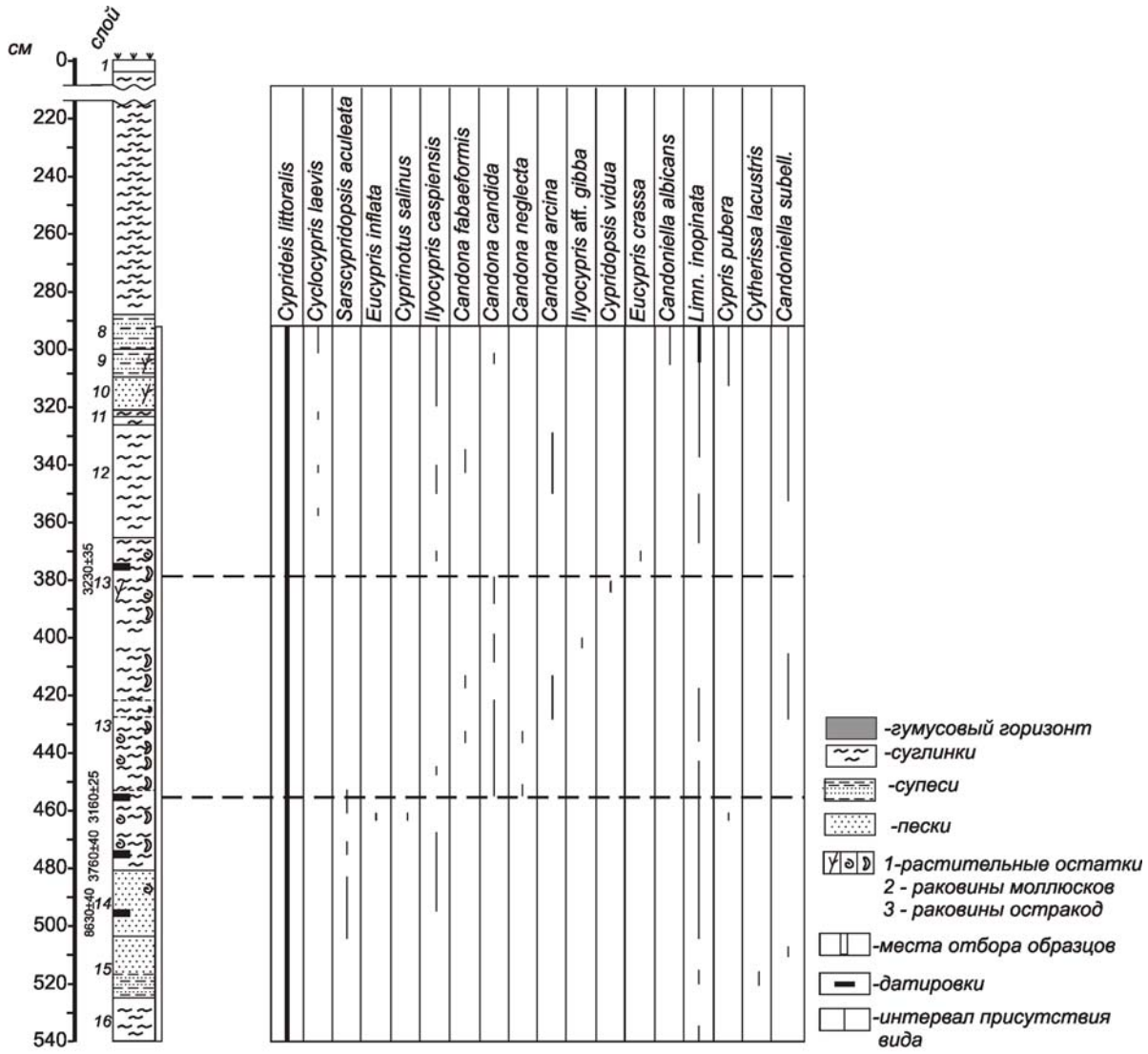



**Рис. 1.** Диаграмма распространения остракод.

стке, 2) в озерном понижении. Спектры имеют близкий состав: сумма пыльцы древесно-кустарниковых растений составляет 30–35 % от общего состава, сумма пыльцы трав – 65-70 % и сумма спор не превышает 2 %. Древесные представлены пыльцой березы и сосны (учитывая современную растительность, вся пыльца сосны является заносной). В СПС, изученном из субрецентных отложений возвышенного участка, обнаружена пыльца Chenopodiaceae, *Artemisia*, Cichorioiaceae, Caryophyllaceae, Asteraceae и др. Большую часть второго спектра слагает пыльца Poaceae, остальной состав пыльцы трав такой же. Споры представлены единичными зернами *Sphagnum* и *Equisetum*. Таким образом, при интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа следует учитывать, что пыльца сосны по большей части является заносной, пыльца злаковых представлена преимущественно локальными видами, видимо, тростником.

На палинологический анализ отобрали 71 образец, с шагом 3–10 см. Из верхней части разреза (пойменный аллювий) изучены непредставительные спорово-пыльцевые спектры, представленные единичными палиноморфами. Спорово-пыльцевую характеристику удалось получить для озерных осадков (рис. 2). На основе изменения состава спорово-пыльцевых спектров выделены три палинозоны.

Первая палинозона (суглинки, 470–430 см). Содержание пыльцы древесных – около 60 %, основу спектров слагает пыльца березы (30–40 % от общего состава), сосны (около 20 %). В травянисто-кустарничковой группе присутствует пыльца полыни (до 20 %), а также пыльца семейств маревых, злаковых, осоковых и других, определена также пыльца рдестов и споры папоротников. Спорово-пыльцевые спектры отражают растительность северной лесостепи.

Вторая палинозона (суглинки, 430-350 см). В спектрах доминирует береза (40–55 %). Присутствует также пыльца сосны (от 8 до 20 %), кедра сибирского (менее 5 %), карликовой березы (менее 4 %), ивы (1 %), ольхи (1 %).

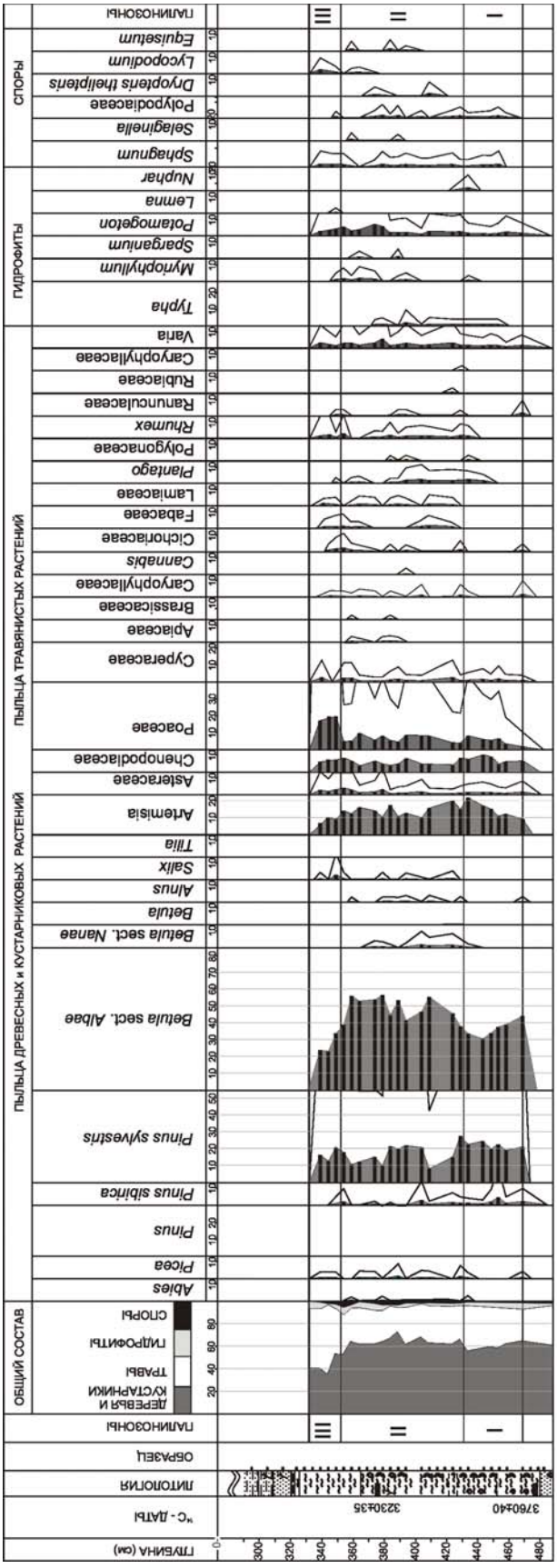



**Рис. 2.** Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Чича. Усл. обозн. см. рис. 1.

Среди трав в наибольшем количестве отмечена пыльца полыней (10-20 %), маревых и злаковых, присутствует также пыльца семейств сложноцветных, осоковых, зонтичных, капустных, цикориевых, бобовых, гречишных и др. Возрастает количество пыльцы водных растений, представленной рдестами, рогозами, ежеголовником. Доля спор от общего состава не превышает 10 %: определены сфагновые мхи, хвощи, единичные плауны.

Третья палинозона (суглинки, 350–325 см). Наблюдаются изменения в составе спорово-пыльцевых спектров: увеличивается доля пыльцы травянисто-кустарничковой группы – до 60 %, в основном за счет пыльцы злаковых (до 20 %). В составе этой группы также определена пыльца полыней, маревых, сложноцветных и др. Уменьшается содержание пыльцы березы (до 20 %), пыльца сосны обыкновенной составляет 15–20 %. Такой таксономический состав и количественные соотношения близки спектрам из поверхностных отложений. Растительность была близка к современной.

Анализ полученных данных позволяет сделать вывод, что во время формирования озерных отложений растительность района исследований не оставалась стабильной. Начало накопления озерных отложений относится к средней части суббореального периода. В это время на рассматриваемой территории произрастали массивы березовых лесов, в сочетании с полынно-марево-злаковыми группировками. Характер полученных спектров отражает растительность современной лесостепи. Среди остракод доминируют виды *Cyprideis torosa* и *Limnocythere inopinata*, также присутствует вид *Cypridopsis aculeata*, характерный для небольших водоемов [Шорников, 2007], и *Eucypris inflata*. Оптимальная соленость для обитания двух последних видов колеблется в диапазоне 5–10‰. В целом ассоциация соответствует условиям неглубокого солоновато-водного бассейна.

В средней части озерной толщи появляются виды семейства Candonidae, а виды *Cypridopsis aculeata*, *Eucypris inflata*, *Ilyocypris caspiensis* исчезают. По-видимому, озеро стало глубже и холоднее.

Верхняя часть разреза, судя по спорово-пыльцевым спектрам, сформировалась в конце суббореального периода. В это время березовые леса играли меньшую роль. Вероятно, береза произрастала в разрозненных колках. Озеро было окружено тростниками, на плакорах были распространены полынно-марево-разнотравные ассоциации. В ассоциации остракод появляется вид *Cyclocypris globosa*, характерный для пересыхающих водоемов. Широкое распространение получает вид *Candoniella albicans*, встречающийся в виде разрозненных створок. К роду *Candoneilla* было отнесено много видов, на самом деле являющихся личинками различных видов ряда родов семейства Candonidae, характеризующихся повышенной толерантностью к неблагоприятным условиям [Шорников, 2007]. Учитывая практически полное исчезновение взрослых особей рода *Candonidae*, можно сделать вывод об уменьшении глубины бассейна и, как следствие, увеличении его прогреваемости. В пользу этого также свидетельствует появление вида *Cyclocypris globosa*, характерного для пересыхающих водоемов [Бронштейн, 1947].

## ЛИТЕРАТУРА

*Бронштейн З.С.* Ракообразные. Ostracoda пресных вод. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 339 с.
*Коваленко А.Л.* Кандониды (Candonidae, Ostracoda) Юго-Запада СССР. Кишинев: Штиинца, 1988. 174 с.
*Орлова Л.А.* Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология). Новосибирск: Наука, 1990. 128 с.
*Шорников Е.И.* Современные и ископаемые (четвертичные) остракоды бассейнов высокогорных озер Тянь-Шаня Сонкуль и Чатыркуль // Климат, ледники и озера Тянь-Шаня: путешествие в прошлое. Бишкек: Илим, 2007. С. 110–141.

## ЗНАЧЕНИЕ БАТИМЕТРИЧЕСКОГО ДИАТОМОВОГО ИНДЕКСА (BD) ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАЛЕОГЛУБИН ОКРАИННЫХ МОРЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ В КАЙНОЗОЕ

**И.Б. Цой**

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН им. В.И. Ильичева,*
*690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43; e-mail: tsoy@poi.dvo.ru*

Формирование морских окраинных бассейнов в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану наиболее динамично происходило в кайнозое. Важным параметром для реконструкции их развития является палеоглубина бассейнов, изменение которой отражает как глобальные колебания уровня моря, так и региональные тектонические процессы. Диатомовые водоросли, являющиеся породообразующими в этих оса-

дочных бассейнах, позволяют восстанавливать палеобатиметрию. Интерпретация палеобатиметрии возможна на основе соотношения количества неритических и океанических видов диатомей. В дальневосточных окраинных морях современные осадки, по соотношению этих групп диатомей, характеризуются следующим образом: 1) неритический состав комплексов (70–100 %) имеют осадки зоны шельфа (преимущественно до изобаты 200 м); 2) приблизительное равное (близкое к 50 %) количество неритических и океанических диатомей характерно преимущественно для осадков материкового склона (в пределах изобат 300–700 м); 3) океанический состав (70–90 %, иногда до 100 %) комплексов характеризует осадки глубоководных, наиболее удаленных от побережий районов (преимущественно глубины 1000–3000 м) [Жузе, 1962; Цой и др., в печати]. Таким образом, соотношение этих экологических групп в диатомовых комплексах отражает относительные глубины формирования вмещающих их осадков соответствующих подводных морфоструктур.

Соотношение различных экологических групп диатомей успешно используется для реконструкции палеобатиметрии кайнозойских отложений [Koizumi, 1983; Yanagisawa, 1996; Цой, Шастина, 2005]. Для количественного выражения этого параметра используется батиметрический диатомовый индекс. Этот индекс (Hd), предложенный В.С. Пушкарем и М.В. Черепановой [Пушкарь, Черепанова, 2001], определяется по соотношению планктонных (Xp) к сумме планктонных (Xp) и бентических (Xb) таксонов. Индекс Hd, установленный на основе исследований диатомей в береговых зонах окраинных морей, по мнению авторов, может отражать амплитуду колебаний уровня моря. Для неритических и пелагических областей, где количество бентических видов незначительно, больше применим индекс Bd, предложенный Ю. Янагизавой [Yanagisawa, 1996]: Bd=Xp/(Xp+Xsh), где Bd – это соотношение количества пелагических видов (Xp) к сумме количества пелагических (Xp) и шельфовых (Xsh). К шельфовым отнесены бентические и неритические виды, к пелагическим – океанические [Цой, Шастина, 2005]. Этот индекс впервые использован в настоящей работе для интерпретации изменения палеоглубин в разрезах кайнозойского осадочного чехла дальневосточных окраинных морей – Охотского и Японского (рис. 1). Ранее в результате комплексного изучения разрезов осадочного чехла склонов Курильской котловины Охотского моря, было установлено два основных этапа седиментации: 1 – поздний олигоцен–начало среднего миоцена и 2 – поздний миоцен–голоцен [Цой и др., 2003; Терехов и др., 2008]. Осадки 1-го этапа формировались преимущественно в неритических, а 2-го – в батиальных условиях. Восстановление палеоусловий проведено на основе процентного соотношения экологических групп диатомей [Baranov et al., 2002; Цой, Шастина, 2005]. Использование батиметрического диатомового индекса позволило графически представить изменения палеоглубин в разрезах склонов Курильской котловины и сравнить их с изменениями глобального уровня моря (рис. 2). Для построения

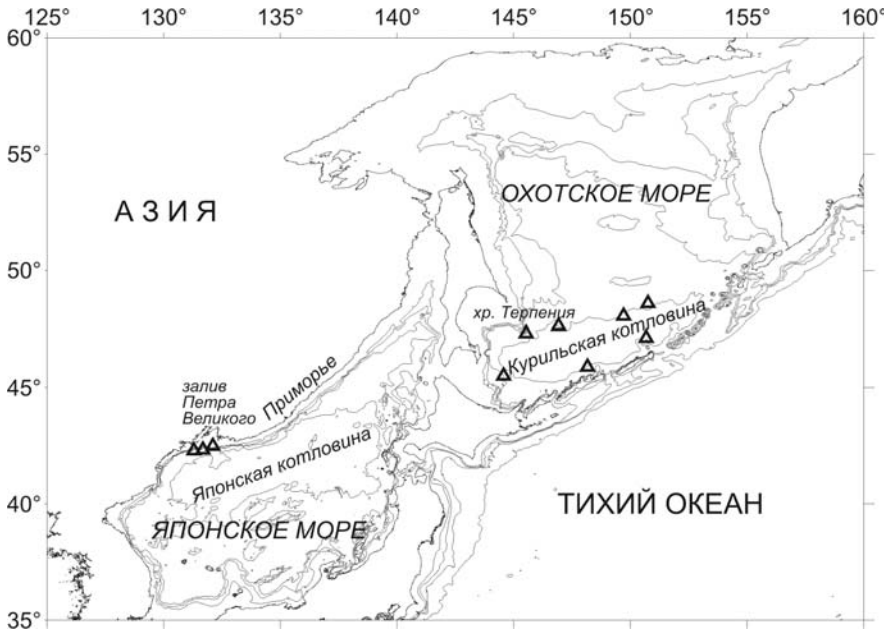



**Рис. 1.** Местоположение рассматриваемых разрезов кайнозойского осадочного чехла в окраинных морях Северо-Западной Пацифики.

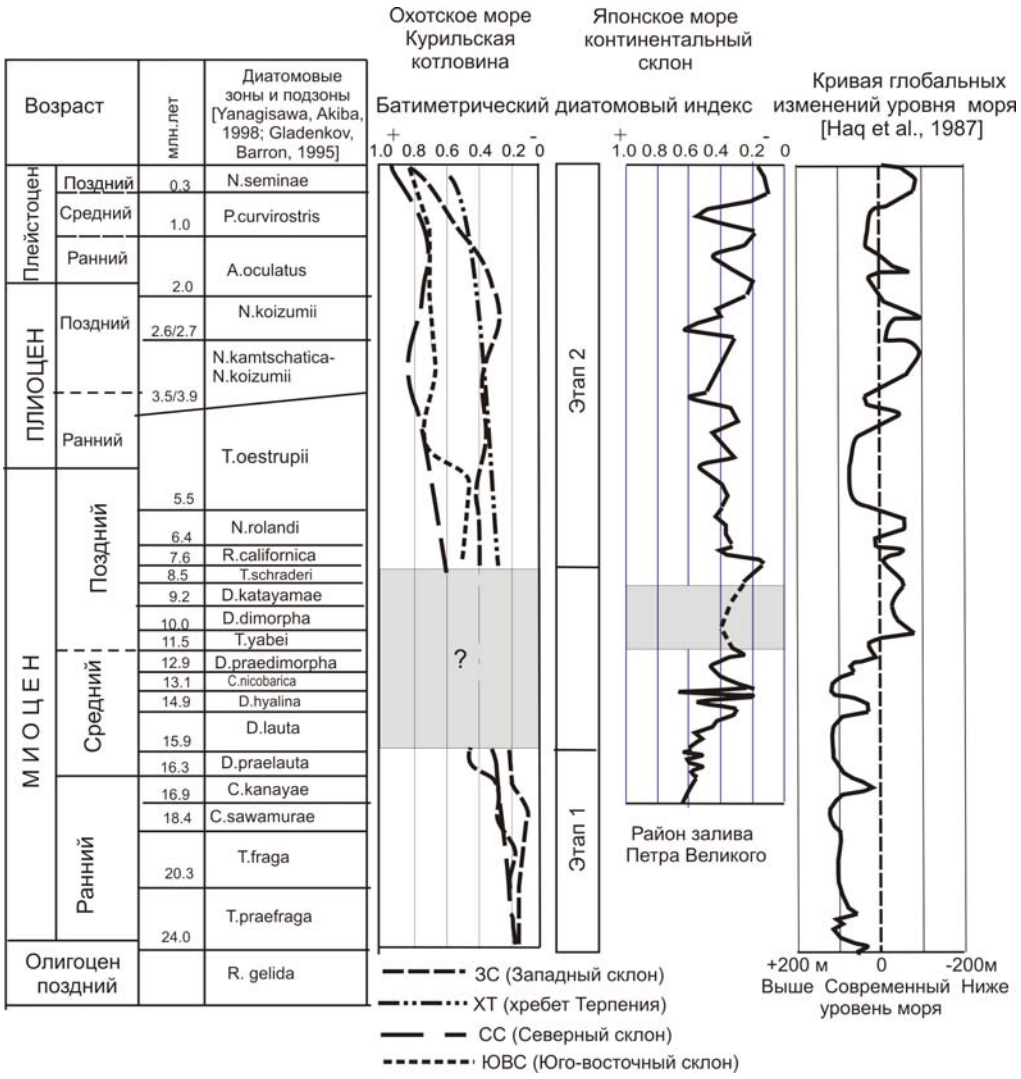



**Рис. 2.** Кривые значений батиметрического диатомового индекса в верхнекайнозойских разрезах склонов Курильской глубоководной котловины Охотского моря и континентального склона Приморья Японского моря. Серыми прямоугольниками на графиках выделены интервалы, по которым данные отсутствуют (Курильская котловина) или единичны (склон залива Петра Великого).

кривых использованы данные по 57 образцам, отобранным преимущественно из нижней части склонов Курильской котловины (глубины 3100–2400 м, хр. Терпения: 1600–850 м). Полученные кривые Bd по разрезам разных склонов Курильской котловины показывают в целом однонаправленность изменений – относительно низкие значения в конце позднего олигоцена–начале среднего миоцена (этап 1) и высокие – с конца позднего миоцена по голоцен (этап 2). Сравнение кривых Bd разных склонов Курильской котловины Охотского моря с глобальными изменениями уровня моря показало, что при относительно высоком стоянии уровня моря на протяжении этапа 1 в раннем миоцене (24.0–15.9 млн лет), палеоглубины в районе современных склонов Курильской котловины были относительно низкими, преимущественно близкими к шельфовым. И только в конце раннего–начале среднего миоцена (около 17–16 млн лет тому назад), когда произошла глобальная трансгрессия моря, палеоглубины стали близкими к верхнебатиальным. Довольно значительный стратиграфический интервал среднего и позднего миоцена в разрезах склонов Курильской котловины не установлен. Этот период характеризовался значительным глобальным падением уровня моря начала позднего миоцена (около 10.5 млн лет тому назад) и региональной тектонической активизацией. Отложения средне-позднемиоценового возрастного диапазона (15.9–7.6 млн лет) на склонах Курильской котловины были, вероятно, эродированы или не накапливались, поскольку в это время почти вся территория о-ва Сахалин и возвышенные участки Хоккайдо-Сахалинского бордерленда выведены из под уровня моря и

подверглись размыву. Отложения этапа 2 – конец позднего миоцена–голоцен (7.6–0.0 млн лет) характеризуются высокими значениями Bd, указывающими на преимущественно нижнебатиальные условия. Глобальный уровень моря в этот период был, в основном, ниже современного, но в осадках склонов Курильской котловины это практически не отразилось, за исключением западного склона. На западном склоне в конце плиоцена условия изменились в сторону обмеления, связанного, вероятно, с регрессией. Последняя была вызвана как тектоническим подъемом суши в сахалинскую фазу складчатости, максимальное проявление которой было на Сахалине в конце плиоцена–начале плейстоцена [Мельников, 1970], так и наложившимся снижением уровня Мирового океана вследствие развития ледников [Haq et al., 1987]. Накопление плейстоцен-голоценовых осадков происходило в основном на глубинах, близких к современным. Таким образом, два основных этапа седиментации в районе склонов Курильской котловины происходили в разных условиях: этап 1 (поздний олигоцен-начало среднего миоцена, 24–15.9 млн лет) – преимущественно в неритических, а этап 2 (конец позднего миоцена–голоцен, 7.6–0.0 млн лет) – в батиальных условиях. Смена условий осадконакопления, вероятно, произошла в течение среднего–позднего миоцена в процессе формирования современных склонов Курильской котловины. Следует признать, что в целом кривые Bd разрезов склонов Курильской глубоководной котловины мало соответствуют глобальным изменениям уровня моря, что, возможно, объясняется удаленностью изученных разрезов от береговой линии, но хорошо отражают региональные, в основном тектонические процессы, в результате которых была сформирована Курильская глубоководная впадина.

Кривая батиметрического диатомового индекса, построенная по 76 образцам континентального склона Приморья (район залива Петра Великого) Японского моря, отобранным преимущественно из интервала глубин 1800–700 м [Цой, Шастина, 1999], отражает заметные колебания в условиях седиментации в этом районе. В разрезах континентального склона отсутствуют или слабо представлены осадки возрастного интервала 11.5–8.5 млн лет, что связывается со значительным глобальным понижением уровня моря, максимум которого наблюдался приблизительно 10.5 млн лет тому назад [Карнаух и др., 2007]. Понижение уровня моря в это время подтверждается регрессивным характером диатомовых комплексов и более грубозернистым характером осадков этого интервала. В целом кривая Bd неогенового разреза континентального склона Японского моря соответствует кривой глобальных изменений уровня моря, а следовательно, достаточно объективно отражает изменение палеоглубин и может успешно использоваться для палеореконструкций.

Применение батиметрического диатомового индекса показало, что в разрезах континентального склона Приморья Японского моря колебания кривой Bd соответствуют глобальным изменениям уровня моря, а в разрезах склонов Курильской котловины они отражают, скорее, региональные тектонические процессы, связанные с формированием глубоководной котловины. Таким образом, батиметрический диатомовый индекс может использоваться для выявления как глобальных, так и региональных событий.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Дальневосточного и Сибирского отделений РАН, проект № 06-III-A-07-270, интеграционные проекты № 06-II-CO-07-027,6.2.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Жузе А.П.* Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изво АН СССР, 1962. 260 с.

*Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б.* Сейсмостратиграфия осадочного чехла и условия осадконакопления на шельфе и материковом склоне в районе залива Петра Великого (Японское море) // Океанология. 2007. Т. 47, № 2. С. 282–291.

*Мельников О.А.* История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970. 170 с.

*Пушкарь В.С., Черепанова М.В.* Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики (стратиграфия и палеоэкология). Владивосток: Дальнаука, 2001. 228 с.

*Терехов Е.П., Цой И.Б., Ващенкова Н.Г., Можеровский А.В., Горовая М.Т.* Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины (Охотское море) в кайнозое // Океанология. 2008. Т. 48, № 3. С. 1–9. 62.

*Цой И.Б., Шастина В.В.* Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181. С. 138–141.

*Цой И.Б., Шастина В.В.* Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи, радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 241с.

*Цой И.Б., Обрезкова М.С., Артемова А.В.* Диатомеи поверхностных осадков Охотского моря и северо-западной части Тихого океана // Океанология. (В печати).

*Цой И.Б., Терехов Е.П., Горовая М.Т., Шастина В.В., Можеровский А.В.* Кайнозойское осадконакопление на западном склоне Южно-Охотской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 19–34.

*Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A., Tsoy I.B., Van den Bogaard P., Tararin I.A.* Evidence for compressionally-induced high

subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. V. 350, N. 1. P. 63–97.
*Gladenkov A.Yu., Barron J.A.* Oligocene and Early Miocene Diatom Biostratigraphy of Hole 884B // Proceedings of the Ocean Drilling Programm Scientific Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 21–41.
*Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
*Koizumi I.* Sedimentary environments of Neogene Diatomaceous sediments, West Coast of Japan // Siliceous deposits in the Pacific Region. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 347–360.
*Yanagisawa Y.* Diatom assemblages as an indicator of bathymetry // J.Sedimentol. Soc. J. 1996. N. 43. P. 59–67.
*Yanagisawa Yu., Akiba F.* Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // J. Geol. Soc. Jap. 1998. V. 104, N. 6. P. 395–414.

## ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОСТРАКОДЫ РАЗРЕЗА КРАСНЫЙ ЯР НА р. ОБЬ

**Е.И. Шорников**

*Институт биологии моря им. В.А. Жирмунского ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Пальчевского, 7; e-mail: eschornikov@imb.dvo.ru*

Карпологический образец (91-К-39А, алевропесок, растительный детрит, гастроподы), переданный нам В.А. Бахаревой, собранный в разрезе Красный Яр на левом берегу р. Обь (56º с. ш.) у д. Красный Яр, содержал очень большое количество остракод, представленных богатейшим комплексом из 37 видов (см. таблицу), принадлежащих 17 родам и четырем семействам. Приведенные в открытой номенклатуре девять названий, по-видимому, представляют новые виды. Для сравнения следует указать, что из плиоценовых и постплиоценовых отложений континентальных водоемов юга Западно-Сибирской равнины и сопредельных районов было известно всего 55 видов остракод [Казьмина, 1975].

Возраст образца, взятого из того же слоя на радиоуглеродное датирование, составил 25570±165 лет назад (СОАН-2951), т. е. соответствует позднекаргинскому времени. Остатки семян и плодов в образце принадлежат в основном водным и околоводным видам растений, обычно составляющим ядро позднеплейстоценовых флор Западной Сибири. Согласно палеокарпологическому анализу восстанавливается обстановка локального мелководного водоема без лесной растительности вокруг него, что, по-видимому, было обусловлено суровостью климата. Климат был существенно более холодным, чем сейчас на 56º с. ш., и более сухим, чем сейчас в северотаежной подзоне [Архипов, Волкова, 1994; Кривоногов, 1988; личное сообщение С.К. Кривоногова].

Как видно из таблицы, почти все дожившие до нашего времени известные виды имеют очень широкие ареалы, включающие не одну климатическую зону, т. е. они способны обитать в очень широком температурном диапазоне. Наиболее для них благоприятны условия умеренного климата. Среди них отсутствуют как заведомо тепловодные виды, так и специфические арктические элементы, хотя подавляющее их большинство проникает в Арктику или Субарктику. По крайней мере, многие указаны из термокарстовых озер в окрестностях Якутска [Pietrzeniuk, 1977]. Фауна современных остракод Сибири изучена очень слабо. Возможно, ряд видов, приведенных здесь в открытой номенклатуре, в будущем будет найден живыми, и для них будет установлена приуроченность исключительно к холодным водам.

По тем видам, современная экология которых известна, восстанавливаются условия сильно заросшего водоема глубиной не более 2–3 м, безусловно пресноводного (очевидно, старицы). Но где-то поблизости, по-видимому, был солончак или другой источник засоления, о чем свидетельствует находка большого количества створок галофила *Sarscypridopsis aculeata*, который встречается преимущественно в малых водоемах при солености от 0.5 до 17.2 ‰, при оптимуме от 5 до 10 ‰. Необычное видовое богатство водоема объясняется тем, что по временам в старицу могли заноситься виды из верхнего течения реки и давать многочисленные популяции в теплые годы. В общем полученная картина не противоречит тому, что обсуждаемый водоем существовал в условиях холодного сухого климата. В целом голарктические *Candoninae* тяготеют к холодноводным условиям. В этом отношении они напоминают сиговых рыб. Косвенным показателем холодноводных условий может служить относительное количество представителей *Candoninae* в фауне остракод определенных местонахождений. Так, по нашим данным, в условиях умеренного климата в районе оз. Ханка в Приморье из 73 видов 28 (38 %) приходится на *Candoninae*, в арктической тундре в районе Тикси из 17 видов 12 (70 %) *Candoninae*, а в разрезе Красный Яр из 37 видов 17 (46 %) *Candoninae*.

**Видовой состав остракод, обнаруженных в образце 91-К-39А, численность их створок (1), биогеографическая характеристика (2), присутствие в Арктике и Субарктике (3) и в плейстоценовых отложениях Германии (4).**

| Вид | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| *Ilyocypris bradyi* Sars 1890 | 17 | Г | + | + |
| *I. decipiens* Masi 1905 | 4 | СП | + | + |
| *I.* cf. *getica* Masi 1906 | 1 | | | |
| *I. gibba* (Ramdohr 1808) | 3 | СГ | | + |
| *Candona candida* (Müller 1776) | >100 | СГ | + | + |
| *C. weltneri* Hartwig 1899 | >100 | СП | + | + |
| *Candona* sp. 1 (фиг. 1–4) | >100 | | | |
| *Candona* sp. 2 (фиг. 5) | 1 | | | |
| *Candona* sp. 3 | 1 | | | |
| *Fabaeformiscandona* cf. *fabaeformis* (Fischer 1851) | 2 | | | |
| *F.* cf. *hyalina* (Brady et Robertson 1870) (фиг. 10–13) | >100 | | | |
| *F. levanderi* (Hirschmann 1912) | >100 | СЗП | | + |
| *F.* cf. *oblonga* (Sars 1899) (фиг. 6, 7) | 18 | | | |
| *F. tricicatricosa* (Dibel et Pietrzeniuk 1969) (фиг. 14, 15) | 20 | Е | | + |
| *Neglecandona iliensis* (Mandelstam 1962) | 43 | СЗП | | + |
| *N. muelleri* (Hartwig 1899) | 18 | СП | + | |
| *N. rawsoni* (Tressler 1957) (фиг. 8, 9) | >100 | СГ | + | + |
| *Pseudocandona compressa* (Koch, 1838) | >100 | СЗП | + | + |
| *P. sarsi* (Hartwig 1899) | 1 | СЗП | | + |
| *P. sucki* (Hartwig 1901) | 2 | СП | + | |
| *Pseudocandona* sp. (фиг. 16) | 1 | | | |
| *Cyclocypris ovum* (Jurine 1820) | 2 | Г | + | + |
| *C.* cf. *ovum* (Jurine 1820) | 50 | | | |
| *Laevicypris laevis* (Müller 1776) | 11 | Г | + | + |
| *L.* cf. *laevis* (Müller 1776) | 3 | | | |
| *Notodromas monacha* (Müller 1776) | 1 | Г | + | + |
| *Cypris pubera* Müller 1776 | 24 | Г | + | + |
| *Eucyprinotus dulcifons* (Diebel et Pietrzeniuk 1969) (фиг. 19, 20) | >50 | | | + |
| *E. heinrichi* (Diebel et Pietrzeniuk 1978) (фиг. 17, 18) | >50 | | | + |
| *Trajancypris laevis* (Müller 1900) (фиг. 21) | 48 | СЗП | | + |
| *Dolerocypris fasciata* (Müller 1776) | 1 | Г | + | + |
| *Cypridopsis parva* Müller 1900 | 20 | П | | |
| *C. vidua* (Müller 1776) | 13 | К | + | + |
| *Plesiocypridopsis newtoni* (Brady et Robertson 1870) | 1 | П | + | |
| *Sarscypridopsis aculeata* (Costa 1847) | >50 | К | + | |
| *Limnocythere inopinata* (Baird 1843), много самцов | >100 | Г | + | + |
| *Paralimnocythere negadaevi* (Popova 1965) | 12 | СЗП | | + |

Примечание. Биогеографическая характеристика (ареалы видов): Г – Голарктика; СГ – север Голарктики (исключая тропики); П – Палеоарктика; СП – север Палеоарктики (исключая тропики); СЗП – Северо-Западная Палеарктика (Европа, Западная Сибирь, Средняя Азия); К – космополит.

Приведем некоторые комментарии относительно отдельных видов. *Fabaeformiscandona tricicatricosa* был известен только из Германии. В ископаемом состоянии этот олигостенотермальный вид встречается в отложениях мелководных водоемов холодной фазы плейстоцена. С потеплением климата он, очевидно, мигрировал в профундаль озер, где обнаружен живым только в трех озерах на глубине до 80 м. Вид *Neglecandona iliensis* описан из плиоценовых отложений Илийской долины. Ныне он распространен на юге европейской части России и Западной Сибири, в Средней Азии и на северо-западе Китая в постоянных пресных и слабосоленых водоемах. Обычно его смешивали с *Candona neglecta* Sars 1887 и рядом близких видов. Характеризуется тем, что в задней трети раковины его самки просвечивается угловато-ячеистая структура, отсутствующая у *Neglecandona neglecta*. *Trajancypris laevis* и *Paralimnocythere negadaevi* в Ев-

ропе ныне редчайшие, по сути, вымирающие, виды. Однако в условиях холодного сухого климата бассейнов высокогорных озер Тянь-Шаня, на высоте более 3000 м над уровнем моря они благополучно выживают [Шорников, 2007]. *T. laevis* известен в Европе всего по двум современным местонахождениям, но в плейстоценовых отложениях Германии он не столь редок [Meisch, 2000]. В то время он был обычным видом, распространенным от Западной Сибири до Германии. Мы считаем, что *Paralimnocythere negadaevi* (Popova 1965) **nov. comb**. = *Paralimnocythere psammophila* (Flцssner 1965) **nov. syn.** = *Paralimnocythere belorussiensis* Zubowicz 1975 **nov. syn.** = *Paralimnocythere njaravajensis* Zubowicz 1976 **nov. syn.** Книга, где описан *P. negadaevi*, подписана к печати 18/VI-65 г. и издана в августе [Попова-Львова, 1965], а *P. psammophila* описан в декабре 1965 г. [Flössner, 1965]. Кроме того, мы ознакомились с материалами С.Ф. Зубовича и пришли к выводу, что им под названием *P. belorussiensis* описана самка, а под названием *P. njaravajensis* описан самец *P. negadaevi* [Зубович, 1975, 1976]. В Европе этот вид известен по единичным современным местонахождениям. В ископаемом состоянии он обычен в четвертичных отложениях Западно-Сибирской равнины, известен из кинельской свиты Башкирии и многочислен в плейстоценовых отложениях Литвы и Белоруссии.

Выражаем глубокую благодарность В.А. Бахаревой, передавшей образец, и С.К. Кривоногову, предоставившему необходимую информацию. Особую благодарность выражаем аспирантке ИБМ ДВО РАН М.А. Зениной за помощь при подготовке рукописи.

*Работа выполнена при финансовой поддержке, РФФИ, грант № 08-04-00983.*

## ЛИТЕРАТУРА

*Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 105 с.

*Зубович С.Ф.* Развитие лихвинского палеоводоема по данным анализа ископаемых остракод // Стратиграфия и палеогеография антропогена. Минск: Наука и техника, 1975. С. 142–156.

*Зубович С.Ф.* Новые виды и подвиды остракод александрийских (лихвинских) отложений Белоруссии // Новые виды ископаемых животных и растений Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. С. 87–102.

*Казьмина Т.А.* Стратиграфия и остракоды плиоцена и раннего плейстоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 102 с.

*Кривоногов С.К.* Стратиграфия и палеогеграфия Нижнего прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным). Новосибирск: Наука, 1988. 232 с.

*Попова-Львова М.Г.* Остракоды из плиоценовых отложений Башкирского Предуралья // Кайнозой Башкирского Предуралья. Т. II, ч. 2. Плиоцен Башкирского Предуралья (кинельская свита) /Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И., Попова-Львова М.Г. М.: Недра, 1965. С. 210–286.

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Ваучерная коллекция остракод депонирована в Музее Института биологии моря ДВО РАН (код МIBM). Линейка шкалы для фиг. 1–4, 6–9, 12–15, 21 = 200 мкм; для фиг. 5, 16, 19–20 = 60 мкм; для фиг. 10–11, 17–18 = 120 мкм.

### Таблица

Фиг. 1–4 *Candona* sp. 1: 1, 2 – правая и левая створки самок; МIBM № 13245, 13246; 3, 4 – правая и левая створки самцов; МIBM № 13247, 13248.

Фиг. 5. *Candona* sp. 2, правая створка самки; МIBM № 13249.

Фиг. 6, 7. *Fabaeformiscandona* cf. *oblonga* Sars 1899, правая и левая створки самок; МIBM № 13250, 13251.

Фиг. 8, 9. *Neglecandona rawsoni* Tressles 1957, вариации левых створок самцов; МIBM № 13252, 13253.

Фиг. 10–13. *Fabaeformiscandona* cf. *hyalina* Brady et Robertson 1870: 10, 11 – правая и левая створки самок; МIBM № 13254, 13255; 12, 13 – правая и левая створки самцов; МIBM № 13256, 13257.

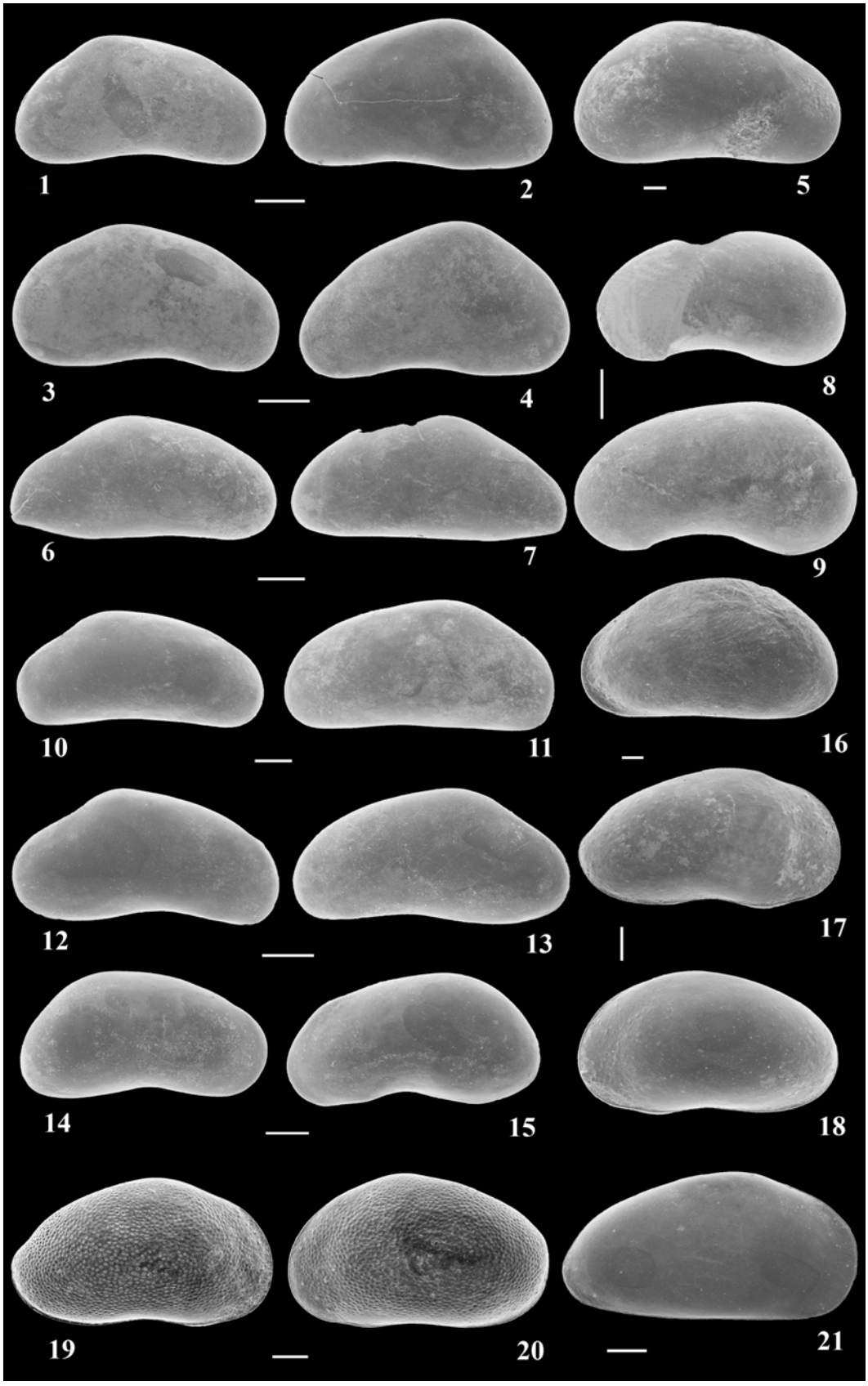
Фиг. 14, 15. *Fabaeformiscandona tricicatricosa* Dibel et Pietrzeniuk 1969, правая створка самки и левая створка самца; МIBM № 13258, 13259.

Фиг. 16. *Pseudocandona* sp., левая створка самки; МIBM № 13260.

Фиг. 17, 18. *Eucyprinotus heinrichi* Dibel et Pietrzeniuk 1978, правая и левая створки самок; МIBM № 13261, 13262.

Фиг. 19, 20. *Eucyprinotus dulcifons* Dibel et Pietrzeniuk 1969, правая и левая створки самок; МIBM № 13263, 13264.

Фиг. 21. *Trajancypris leavis* Müller 1900, правая створка самки; МIBM № 13265.


1
2
5
3
4
8
6
7
9
10
11
16
12
13
17
14
15
18
19
20
21

*Шорников Е.И.* Современные и ископаемые (четвертичные) остракоды бассейнов высокогорных озер Тянь-Шаня Сонкуль и Чатыркуль // Климат, ледники и озера Тянь-Шаня: путешествие в прошлое. Бишкек: Илим, 2007. С. 110–140; 163–166.

*Flössner D. Limnocythere psammophila* n. sp., ein neuer Muschelkrebs (Crustacea, Ostracoda) der deutschen Fauna // Zoologischer Anzeiger. 1965. Bd. 175, N 4/6. P. 466–470.

*Meisch C.* Freshwater Ostracoda from Western and Central Europe // J. Schwoerbel and P. Zwick: Subwasserfauna von Mitteleupora 8/3. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag, 2000. 522 p.

*Pietrzeniuk E.* Ostracoden aus thermokarstseen und Altwassern in zentral-Jakutien // Mittelungen aus dem Zoologischen Muzeum in Berlin. 1977. Bd. 53. N2. P. 331–364.

## РЕЛИКТОВЫЕ ОСТРАКОДЫ В ФАУНЕ оз. КУШМУРУН (КАЗАХСТАН)

**Е.И. Шорников**

*Институт биологии моря им. В.А. Жирмунского ДВО РАН, 690041, Владивосток, ул. Пальчевского, 7; e-mail: eschornikov@imb.dvo.ru*

Озеро Кушмурун расположено в северной части древней меридиональной **Тургайской ложбины** (Казахстан), в долине р. Убаган, бассейна р. Тобол. Размеры озера меняются в зависимости от его наполнения. Его длина 60–81 км, ширина 12.5–15 км, глубина 1–3.5 м, а в маловодные годы около 0.2–0.3 м, иногда оно почти полностью усыхает, площадь 210 км$^2$ (в многоводный 1941 г. – 463 км$^2$); при глубинах менее 1 м в суровые зимы промерзает. Минерализация и жесткость воды находятся в пределах 2–25 г/кг и 20–150 мг-экв. соответственно, в зависимости от наполнения водоема во время весеннего половодья и последующего летнего испарения; из галогенов преобладает хлор (36–40 % экв. Cl), а из катионов Na [Урываев, 1959].

В 2002 г. сотрудником лаборатории микропалеонтологии ИНГГ СО РАН С.А. Гуськовым в голоценовых отложениях оз. Кушмурун были обнаружены раковины вида фораминифер, общего с Аральским морем (*Retroelphidium shochinae chanicum* Gusskov et Yadrenkin 2000). В надежде найти живыми реликтовые фораминиферы и остракоды 03.09.2006 г. нами предпринята экскурсия на это озеро. У средней части его восточного отмелого берега (52°39′4″N; 64°54′23″ E) были собраны три качественные пробы мейобентоса: 1) глубина до 0.2 м, мелкозернистый илистый песок, нитчатка; 2) глубина 0.4 м, мелкозернистый илистый песок, нитчатка; 3) глубина до 0.6 м, песчанистый ил, нитчатка (см. таблицу). Пробы фиксировались 75 % этиловым спиртом с добавлением красителя “бенгальский розовый”, окрашивающем живую протоплазму. Это позволяет отличить окрашенные в розовый цвет организмы, которые были живыми во время сбора, от раковин погибших фораминифер и остракод с хитиновыми остатками мягкого тела. Пробы 2 и 3 собраны

**Видовой состав остракод и их примерное количество в пробах**

| Таксон | Проба | | |
|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 |
| Cypridocopina | | | |
| *Fossilyocypris* sp. (фиг. 1, 2) | 320 | 8000 | 16 000 |
| *Eucyprinotus rostratus* (Sywula 1965) | | 12 | 4 |
| *Eucypris mareotica* (Fischer 1855) | 3*25 | 60*318 | 5*88 |
| *Eucypris* sp. (фиг. 9, 10) | | 30 | 7 |
| *Sarscypridopsis granulata* (Sars 1903) **n. comb.** | 35 | 12 | 51 |
| Cytherocopina | | | |
| *Limnocythere inopinata* (Baird 1843) (фиг. 3, 4) | 6000 | 20 000 | 312 000 |
| *Scordiscia vara* (Liepin in Liubimova *et al.* 1960) **n. comb.** (фиг. 5–8) | 5400 | 15 000 | 215 000 |
| *Cyprideis torosa* (Jones 1850) | 60 00*<br>43 000 | 46 000*<br>145 000 | 81 900*<br>3 194 000 |
| *Cytherissa lacustris* (Sars 1866) | | | 1 |

Примечание. Звездочкой (*) обозначены живые экземпляры, цифры без звездочки соответствуют количеству створок.

легкой дражкой нашей модификации, шириной 36 см, с мешком из нейлонового сита (ячея 0.15 × 0.15 мм). Ею соскабливался верхний слой осадка (не более 5 см) с площади около 0.5 м$^2$. Объем этих проб составлял около 10 л полужидкого ила. Проба 1 получена методом сбора взмученного осадка.

В пробах обнаружены мертвые фораминиферы, девять видов остракод и в массовом количестве мелкие гастроподы из рода *Caspiahydrobia*. Живыми встречены только два вида остракод, *E. mareotica* и *C. torosa*, которые переносят очень широкий диапазон солености. К реликтовым мы относим *Fossilyocypris* sp., принадлежащего роду *Fossilyocypris* Schornikov et Krstić 2004 in Krstić et al., 2004, известному до настоящего времени только в ископаемом состоянии, а также обитавших до недавнего времени в Аральском море *S. vara* и размножающуюся амфигонией популяцию *L. inopinata*. Сейчас в связи с экологической катастрофой в Аральском море вымерли все остракоды, кроме *C. torosa*. Так что единственным известным местом, где они, возможно, еще сохранились, остается оз. Кушмурун. В литературе в отношении этих таксонов существует чрезвычайная путаница. Многие раковины встреченных нами реликтовых видов содержали хитиновые части мягкого тела такой сохранности, что из них вполне можно было изготавливать микропрепараты. Хитиновые фрагменты могут сохраняться внутри раковин очень долго, иногда до 10 тыс. лет, но кушмурунские экземпляры выглядели так, будто они погибли совсем недавно. Содержимое некоторых раковин имело розоватый оттенок, по-видимому, из-за не полностью разложившихся белков. Скорее всего, эти виды периодически заселяли исследованный район озера и вымирали в связи с изменением солености. Вероятно, они, а также *E. rostratus*, *Eucypris* sp. и *S. granulata* приурочены к обитанию в олигогалинных (±0.5…±5.0 ‰) и мезогалинных (±5…±18 ‰) водах. Во всяком случае единственная известная живая самка *S. vara* (вид описан под названием *Limnocythere* (*Galolimnocythere*) *aralensis* Schornikov 1973) была обнаружена в Аральском море в 1965 г. на глубине 27 м при солености 10 ‰ [Шорников, 1973]. Рефугиумом для выживания этих видов в оз. Кушмурун может быть флуктуирующая зона перед устьем р. Убаган, где представлены все градиенты солености. Здесь они могут выживать сколь угодно долго. По мере опреснения озера в полноводные годы они могут распространяться на новые участки с подходящей для них соленостью, а в засушливые годы вымирают в районах, где соленость повышается до запредельного для жизни уровня.

Вопрос о возможной скорости расселения остракод совершенно не изучен. Остракоды-подокопиды не имеют планктонных личинок. Способные плавать ципридокопины, могут расселиться по акватории озера за несколько недель. Кроме собственных усилий в этом им могут помогать течения, в том числе и ветровые. Не способные плавать цитерокопины, могут расселяться только переползая на новые места. Правда, их ранние личинки иногда встречаются в речном планктоне, куда они подхватываются водными потоками в результате волнения или течений. При исследовании нами в 2001 г. водных объектов в районе планируемой прокладки нефтепровода по проекту “Сахалин-1”, в одном месте лагуна Пильтун (Северо-Восточный Сахалин) полностью отсутствовали живые остракоды, изобилующие на всей остальной ее акватории. Выяснилось, что около года назад здесь произошлострессовое загрязнение нефтью. Заросли зостеры выдержали загрязнение, многие организмы быстро повторно заселили это место, остракодам же не хватило года, чтобы преодолеть расстояние около 10 км.

В исследованном нами районе оз. Кушмурун *E. mareotica* и *C. torosa* обитают постоянно, несмотря на все колебания солености. В российской литературе *E. mareotica* фигурирует под названием его младшего синонима – *Eucypris inflata* (Sars, 1903), описанного из горько-соленого озера в районе Акмолинска (ныне Астана) в Казахстане. В природе он встречен при солености 1.56–110 ‰ и способен к переживанию в неактивном состоянии при солености до 200 ‰ в течение длительного времени. *C. torosa* в природе встречается как в практически пресной воде, так и при солености до 70 ‰. Частично разрушенная створка *C. lacustris* – вида, характерного для профундали олиготрофных озер, явно переотложена из более древних отложений. Остальные виды периодически заселяют это место.

Для объяснения пути проникновения аральского вида фораминифер в оз. Кушмурун С.А. Гуськов с соавторами [2008] предполагают существование в голоцене катастрофического события, связанного с очень быстрым обводнением Арала и буквально выплеском его вод на территорию Западной Сибири. Остракоды же могут переноситься птицами на небольшие расстояния из водоема в водоем, подобно тому, как это известно для мелких моллюсков, в том числе и общего с Аралом вида рода *Caspiahydrobia*. Это тем более вероятно, что регион изобилует озерами с различной соленостью, а Тургайская ложбина является магистральным путем миграций околоводных и водоплавающих птиц. Кстати, в современных осадках солоноватого оз. Челкар II (Шелкар), расположенного немного на восток от Тургайской ложбины, нами обнаружены свежие раковины *S. vara* и представителя ископаемого рода *Rectocypris* Schneider 1958. Таким образом, можно надеяться, что при исследовании фауны остракод в казахских озерах будет найден живым не один вид, считавшийся вымершим.

Необходимы некоторые комментарии относительно отдельных таксонов. Род *Fossilyocypris* Schornikov et Krstić 2004 был известен только в ископаемом состоянии. *Fossilyocypris* sp. наиболее близок к виду, который обозначен нами как *Fossilyocypris* cf. *sarizensis* (Safak, Nazik et Senol 1992) [Krstić et al., 2004], широко распространенен в Западной Сибири и Алтае, преимущественно в нижне- средне-, реже в верхнечетвертичных отложениях и фигурирует в работе Т.А. Казьминой [1975] под названием *Ilyocypris caspiensis* (Negadaev 1957). От него *Fossilyocypris* sp. отличается формой раковины и плавно выгнутыми (не уплощенными) ее боковыми сторонами в задней половине. Вид *S. granulata*, описанный из солоноватого озера в Акмолинске [Sars, 1903], оказался несправедливо забытым. При определении он, по-видимому, смешивается остракодологами с *Sarscypridopsis aculeata* (Costa 1847), от которого отличается формой раковины и наличием обычных мягких (а не шиповидных) щетинок на ее поверхности. В плейстоцене и раннем голоцене обычно встречаются нормальные бисексуальные популяции *L. inopinata*. Со временем самцы встречаются все реже. Ныне господствуют партеногенетические популяции. Самцы встречаются только в некоторых крупных водоемах, таких как оз. Севан и аванделта Волги в Каспийском море. До экологической катастрофы бисексуальная популяция обитала и в Аральском море, самцы которой ошибочно были определены Бронштейном [1947] как *Limnocythere dubiosa* Daday 1903. Последний вид является эндемиком оз. Иссык-Куль. Истинно бисексуальные популяции *L. inopinata*, с равным количеством самок и самцов, встречены в крупных озерах на Балканах. В Польше обнаружена популяция с вымирающими самцами (2 самца на 867 самок). В оз. Кушмурун количество створок самок и самцов соотносится как 4:1. Под названием *Limnocythere manjtschensis* Negadaev 1955 описан самец *L. inopinata*. Позднее Негадаев-Никонов [1967] выделил род *Limnocytherina* Negadaev-Nikonov 1967 с типовым видом *L. manjtschensis*, включив в него, наряду еще с двумя описанными по самцам ископаемыми видами, *Limnocythere sanctipatricii* Brady et Robertson 1869. Сейчас в этот род включают 17 номинальных видов, большинство из которых распространено в Северной Америке. Вместе с *L. sanctipatricii* они представляют собою компактную группу с характерными признаками морфологии мягкого тела. Однако, поскольку название *Limnocytherina* является младшим объективным синонимом *Limnocythere*, необходимо установить для этой группы новое родовое название с соответствующим типовым видом и диагнозом.

Выражаем глубокую благодарность члену-корреспонденту РАН А.В. Каныгину, к.г.-м.н. С.А. Гуськову, организовавшим поездку на оз. Кушмурун, а также сотруднику лаборатории микропалеонтологии Л.Б. Хазину и студенту Новосибирского государственного университета Е.Ю. Жакову, помогавших в сборе материала. Особую благодарность выражаем аспирантке ИБМ ДВО РАН М.А. Зениной за помощь при подготовке рукописи.

*Работа выполнена при поддержке междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН, №2.*

## ЛИТЕРАТУРА

## ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

Ваучерная коллекция остракод депонирована в Музее Института биологии моря ДВО РАН (код МIBM). Линейка шкалы для фиг. 1–2 = 60 μm; для фиг. 3–8 = 100 мкм; для фиг. 9–10 = 200мкм.

### Таблица

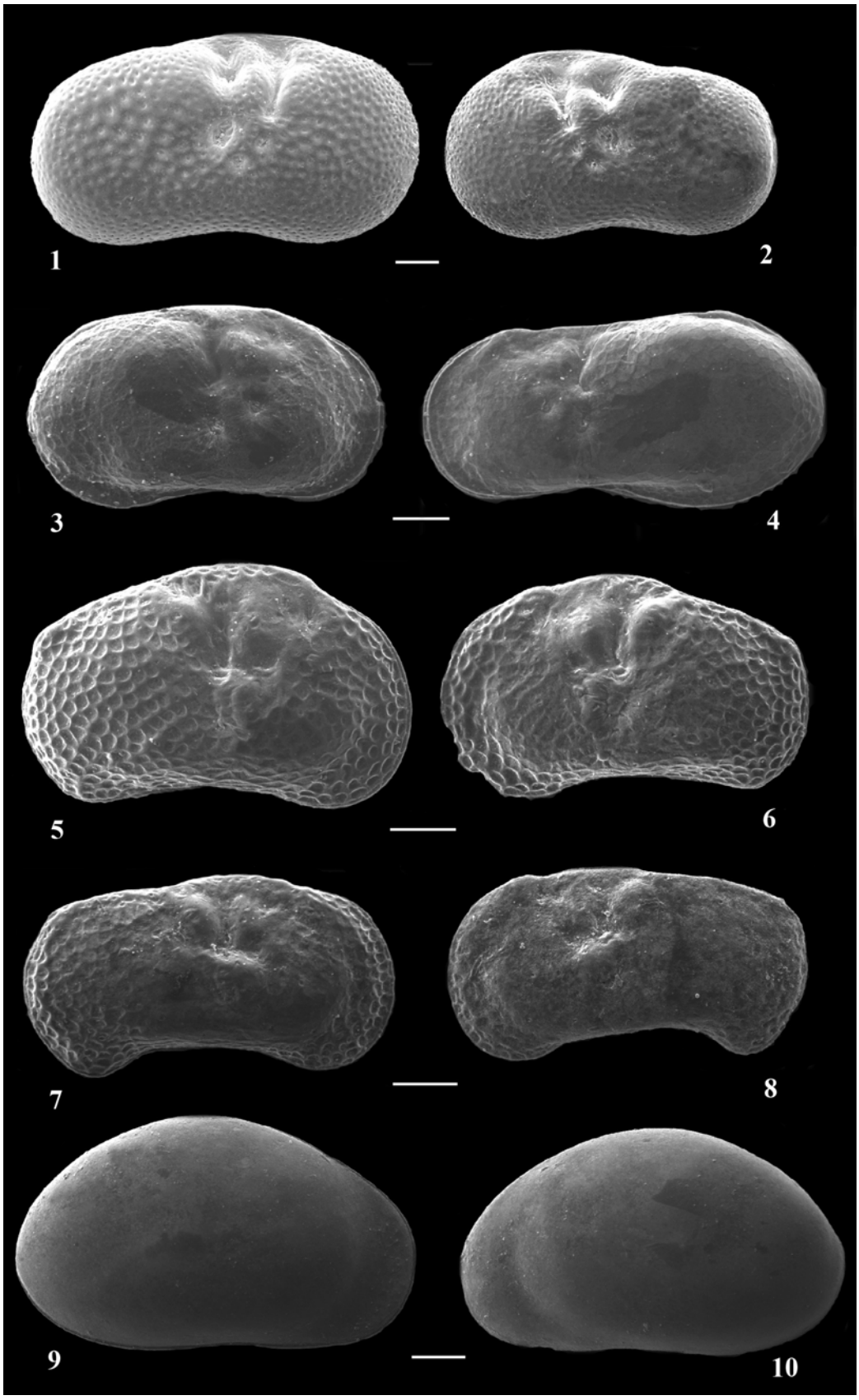
Фиг. 1, 2. *Fossilyocypris* sp., правая и левая створки самки и самца; МIBM № 13266, 13267а.

Фиг. 3, 4. *Limnocythere inopinata* Baird 1843, правая и левая створки самки и самца; МIBM № 13268, 13269.

Фиг. 5–8. *Scordiscia vara* Liepin in Liubimova et al., 1966: 5, 6 – правая и левая створки самок; МIBM № 13270, 13271; 7, 8 – правая и левая створки самцов; МIBM № 13272, 13273.

Фиг. 9, 10. *Eucypris* sp., правая и левая створки самки; МIBM № 13274.

**Таблица**



*Бронштейн З.С.* Ракообразные. Ostracoda пресных вод. М.: Изд-во АН СССР. 1947. Т. 2, вып. 1. 340 с.
*Гуськов С.А., Каныгин А.В., Кузьмин Я.В., Бурр Дж. С., Джалл Э. Дж. Т., Хазин Л.Б.* Проникновение вод Аральского моря на юг Западной Сибири в голоцене: палеонтологические свидетельства, хронология // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 2. С. 217–220.
*Казьмина Т.А.* Стратиграфия и остракоды плиоцена и раннего плейстоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 102 с.
*Негадаев-Никонов К.Н.* Морфология, палеобиологическое и биостратиграфическое значение антропогеновых лимноцитер (Ostracoda, Arthropoda) // Изв. АН МССР. № 4. 1967. С. 34–44.
*Урываев В.А.* (Ред.). Озеро Кушмурун (Убаган) // Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. II. Кустанайская область Казахской ССР. Л.: Гидрометиздат. 1959. С. 495–497.
*Шорников Е.И.* Два новых вида и новый подрод остракод рода *Limnocythere* // Зоол. журн. 1973. Т. 52, вып. 8. С. 1246–1250.
*Krstić N., Savić L. Marković Z., Keyser D., Shornikov (Schornikov) E.* Some important ostracodes from the Late Pliocene (Akchagylian) of the Mediterranean and Central and Eastern Europe // Boll. della Soci. Paleontol. Ital. 2004. V. 43, N 1–2. P. 307–320.
*Sars G.O.* On the Crustacean fauna of Central Asia. Pt. 3: Copepoda and Ostracoda // Ежегодникъ Зоологическаго музея Императорской Академии Наукъ. Т. 8. 1903. С. 195–264.

## NON POLLEN PALYNOMORPHS IN POLLEN SLIDES: THEIR DETERMINATION AND UTILIZATION IN PALAEOECOLOGY

**V. Jankovska**

*Institute of Botany, Academy of Sciences of the Czech Republic,*
*Poříčí 3b, CZ-603 00 Brno, Czech Republic; jankovska@brno.cas.cz*

**Introduction.** Since long time pollenanalysts try to identify in pollen slides not only pollen grains and spores but also all other objects of organic and inorganic origine. These objects, called previously "Extra fossils", are named now the "Non-Pollen-Palynomorphs" (NPP) and represent a special interest for palaeoecology. Since 2005, three NPP workshops were organised in Europe (2005-Germany, 2006-Austria, 2008-Italy). The main goal of these meetings was the determination and the exploitation of the NPP for different palaeoreconstructions. Among leaders of these workshops we can note Prof. B. van Geel (The Netherlands) [van Geel 1976, 1978, 1986; van Geel, van der Hammen, 1978, van Geel et al., 1980/81, 1989, 1994, etc.], the coordinator of the NPP activities is Prof. J. N. Haas [Jean-Nicolas.Haas@uibk.ac.at].

The basic contents of palaeobotanical microanalyses, i.e. the pollen analyses, is currently gradually growing by the determination of so-called "Non-Pollen-Palynomorphs", including microscopic findings of Algae, Fungi, Rotifera, Tardigrada, Rhizopoda, Vermes, Dinoflagellata, Cladocera, Chironomideae etc. that may be very common in palynological samples. The determination of NPP from different groups should be done in collaboration with specialists. They could separate from the sediment the objects of their interest by specific preparation methods. Chemical procedures used for the separation of pollen grains and spores destroy most of other botanical and zoological objects. The present contribution draws attention to some objects, their determination and, use in palaeoreconstructions (Coccal green algae, Fungi, Tardigrada, Rotifera, Rhizopoda, Vermes, Dinoflagellata).

**Examples of the NPP application for palaeoenvironments.**

***Coccal green algae.*** The individual cells as well as the whole colonies of coccal green algae, characterised by resistent sporopolenine cell wall, can be found in the palynological samples from limnic sediments. The determination of individual taxa of the genus *Pediastrum*, which is the most common component of algal communities, is relatively easy.

Examples: *Pediastrum kawraiskyi* Schmidle is the indicator of the cold oligotrophic environments of rather large lakes. *P. integrum* Näg. and *P. boryanum* var. *longicorne* Reinsch indicate oligo-dystrophic waters, mostly of small water basins surrounded by communities of mosses and peat bogs. *P. angulosum* (Ehrenberg) ex Menegh. is a component of the metaphyton, i.e. it grows sedentary on surfaces of water plants. Therefore, it indicates the overgrowing of originally water biotopes. All varieties of the species *P. duplex* Meyen, particularly *P. duplex* var. *gracillimum* W. et G.S.West, evidence pelagic environments in the lakes. *P. simplex* Meyen occurs mostly in the eutrophic environments of warmer waters. Even a temporary warming up during a warm summer is sufficient for its development. Species *Coelastrum reticulatum* (D39ang.) Senn and *Scenedesmus ellipticus* (W. et G.S.West) Chod., along with *Pediastrum simplex* Meyen, indicate a natural,

slightly enhanced eutrophication. Abundant *Coelastrum polychordum* (Korš.) Hind. occurs in markedly eutrophicated waters, particularly due to the anthropogenic impact. Determination and interpretation of the genus *Pediastrum* can be found in Komárek, Jankovská [2001] and in Jankovská, Komárek [2000] containing also information on some other coccal green algae. Information on the genus *Botryococcus* can be also found in the publications [Komárek, Marvan, 1992; Guy-Ohlson, 1992]. For example, the species *Botryococcus pila* Kom. et Marvan is a typical indicator of the dystrophic environment and often occurs along with *Pediastrum integrum* Näg. and *P. boryanum* var. *longicorne* Reinsch. The species *B. neglectus* (W. et G.S.West) Kom. et Marvan is most common in mezotrophic waters. *B. terribilis* Kom. et Marvan indicates the calciphilous waters, while *B. braunii* Kűtz. is very common in large lakes. Pollen slides from the water sedimente contain also *Tetraedron*, *Scenedesmus*, *Sorastrum* and some others taxa of algal communities.

Qualitative and quantitative data on coccal green algae are particularly important when other evidences are missing (lack of diatoms, pollen of water plants, indistinct origine of the sediments etc.). In several cases the presence of coccal green algae is a single indicator of water environment in extreme cold conditions. Thus, the occurrence of coccal green algae was almost a single evidence of the original existence of a glacier lake in Krkonoše (Giant) Mts. (Labský důl Valley) during the Late Glacial and Early Holocene [Jankovská, 2007].

In addition, the determination of Diatoms, Cyanophyceae, Desmidiales and Charophytes (oospores) in palynological samples may be also useful for the palaeoreconstruction of the water environment [Hass, 1994; Marchetto, 1995].

***Tardigrada.*** Sediments of the High Arctic (Spitsbergen, Devon Island-Canada) are characterised by the presence of numerous, conspicuous, ornamental objects of spheric shape now recognised as eggs of the animal phylum Tardigrada [Jankovská, 1992]. These microscopic animals live in watery and moist environments among the mosses, algae and water plants.They are well known by their hibernation and existence in a clean environment. Their eggs with resistant cell walls remain in palynological samples even after chemical treatment. They include different species of the genus *Macrobiotus*. Nevertheless, an exact determination of species according to the eggs is difficult, even for specialists. Several „types" have been preliminarily estimated [Jankovská, 1992]: *Macrobiotus ambiguus* Murray type, *M. areolatus* Murray -*richtersi* Murray type, *M. hibernicus* Murray type, *M. hufelandi* C.A. Schultze type, *M. intermedius* Plate type, *M. coronifer* Richters -*islandicus* Richters type, *M. harmsworthi* Murray -*echinogenitus* Richters type. The eggs of *Tardigrada* may be also found in sub-Arctic regions (e.g. Yamal peninsula, Polar Ural Mts.) in surface samples and in profiles, as well as, very sporadically, in the surface samples from the Central Europe.

***Rotifera.*** Rotifera are also microscopic animals living mostely in watery and moist environment. Numerous dark coloured cover of *Callidina angusticollis* (Murray) (syn. *Habrotrocha*) may be found in palynological samples from the oligotrophic *Sphagnum* peats. This taxon, always accompanied by *Amphitrema flavum* (Archer) (Rhizopoda) and by *Helicoon pluriseptatum* Beberw (Fungi), is a good indicator of the bog environment. *Philodina* sp. cover was recognised in the surface samples from the Yamal peninsula. Pollen slides from limnic sediments contain sometimes the eggs of *Filinia longiseta* (Ehrenberg) resembling *Tsuga* pollen.

***Rhizopoda.*** The shells of some taxa from the Rhizopoda-group (*Nebella*, *Amphitrema*, *Euglypha*, *Arcella*, *Centropyxis* etc.) may be very common in pollen slides. Unfortunately, they are often damaged during palynological chemical treatment.

***Vermes.*** Palynological assemblages from the archaeological objects, particularly of Medieval age, may contain a shelled eggs of parasitic intestinal worms. They are represented by thick-walled coating of the small intestine tape-worm (*Trichuris trichiura* Linné) and the intestine worm *Ascaris lumbricoides* Linné as well as the eggs of small worm *Enterobius vermicularis* Linné and tape-worm of the genus *Taenia*. The great number of worms are typical for waste pits with fecal contents (e.g. Medieval latrins); they are less abundant in water wells and in the anthropogenically affected soil profiles. Quite sporadic worms of the genus *Trichuris* were recognised from the sediments of Roman era from (Liptovská Mara, Slovakia) and from the sediments of the Palaeolithic age (Horka/Bolek, Slovakia) (Jankovská, unpubl.).

***Fungi.*** Different parts of fungi may be present in pollen slides. Their determination and utilization in palaeoecology have reached high level [e.g. van Geel 1978, 1986; van Geel et al., 2006]. The most easily recognised parts of fungi are the thyriothecia of *Microthyrium* and typical forms of the species *Helicoon pluriseptatum* Beverw, which are abundant in the sediments of oligotrophic peatbogs.

***Dinoflagellata.*** Generally, dinocysts are not reported from in Quarternary (Late-Glacial and Holocene) continental sediments. Sporadic freshwater dinocysts are most often ignored. Nevertheless, reworked dinocysts may be potentially useful for the reconstruction the geological history of studied area. A good example of such approach is the pollenanalytical study of the Late-Glacial sediments in the area of the Krkonoše (Giant) Mts. [Jankovská, 2007]. cysts of marine Dinoflagellata along with pollen grains and spores of the Tertiary and higher geological age have been found in Late-Glacial sediments of the locality Labský důl Valley.

The problem has not been solved sooner than by Dr. P. Gedl (Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Kraków, Poland), who has identified these dinocysts and assessed their age as Eocene and partly Oligocene.

Sediments of this age had been deposited on the territory of Poland (northern of Krkonoše Mts.) by an Eocene sea with its southern coast at about 150 km northward from Krkonoše Mts. The residua of such Eocene sediments could have been brought nearer to Krkonoše Mts. by a continental glacier with its fluvio-glacial and other activities. Strong winds have probably carried over long distances the remains of Eocene sea sediments along with deposits of Pleistocene glacial lakes (findings of *Pediastrum kawraiskyi* Schmidle!) formed in front of this glacier. The wind brought the deposits on snow fields and glaciers of Krkonoše Mts. During the thawing of the glacier in Labský důl Valley and snow fields in surroundings at the end of the Last Glacial period the mixture of all palynomorphs had been brought to all deposits of Late Glacial here.

This is only an example showing how to use the posibility to determine all NPP, although this kind of analysis work is several times more „time consuming" than the traditional pollenanalytical work.

**Acknowledgements.** The author is grateful to Doc. Dr. V. Opravilová (Masaryk Uni., Dept. of Zoology, Brno) for the revision of some microanimals determination.

*The present research was performed within the frame of the project Grant Agency of the Czech Republic, No. 205/06/0587.*

## REFERENCES

*Guy-Ohlson D. Botryococcus* as an aid in the interpretation of palaeoenvironment and depositional processes // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1992. V. 71. P. 1–15.

*Hass J.-N.* First identification key for charophyte oospores from central Europe // European J. Phycol. 1994. V. 29. P. 227–235.

*Jankovská V.* Unbekannte Objekte in Pollenpräparaten-Tardigrada // J. (Ed.). Palaeovegetational development in Europe and regions relevant to its palaeofloristic evolution. Proceedings of the Pan-European Palaeobotanical Conference, Vienna, 19.-23.09.1991. Vienna: Museum of Natural History, 1992. P. 19–23.

*Jankovská V., Komárek J.* Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in palaeoecology // Folia Geobot. 2000. V. 35. P. 59–82.

*Jankovská V.* Giant Mountains and pollenanalytical research: New results and interesting palaeobotanical findings // J. Štursa, R. Knapik (Eds). Geologické problémy Krkonoš, Sborn. Mez. Věd. Konf. October 2006. Svoboda n. Úpou. Opera Concortica, 2007. V. 44/1. P. 227–242.

*Komárek J., Marvan P.* Morphological differences in natural populations of the genus *Botryococcus* (Chlorophyceae) // Arch. Protistenk. 1992.V. 141. P. 65–100.

*Komárek J., Jankovská V.* Review of the green algal genus *Pediastrum*; Implication for pollenanalytical research // Bibliotheca Phycologica 108. Stuttgart, 2001. P. 1–127.

*Marchetto A.* Light- and electron microscopic evaluation of chrysophycean remains in surface samples of 62 lakes in the Alps and establishing a calibration set for environmental variables transfer functions // Report Österreichische Akademie der Wissenschaften. Mondsee: Inst. f. Limnologie, 1995. P.1–17.

*van Geel B.* Fossil spores of Zygnemataceae in ditsches of a prehistoric settlement in Hoogkarpsel (The Netherlands) // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1976. V. 22. P. 337–344.

*van Geel B.* A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands, based on the analysis of pollen spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1978. V. 25. P. 1–120.

*van Geel B.* Application of fungal and algal remains and other microfossils in palynological analyses // Berglund B.E. (Ed.) / Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. Wiley-Chichester, 1986. P. 497–505.

*van Geel B., van der Hammen T.* Zygnemataceae in Quaternary Colombian sediments // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1978. V. 31. P. 367–392.

*van Geel B., Bohnecke S.J.P., Dee H.* A palaeoecological study of an Upper Late Glacial and Holocene sequence from „De borchert", The Netherlands // Rev. Palaeobot and Palynol. 1980/1981. V. 31. P. 367–448.

*van Geel B., Coope G.R., van der Hammen T.* Palaeoecology and stratigraphy of the Late Glacial type section at Usselo (The Netherlands) // Rev. of Palaeobot. and Palynol. 1989. V. 60. P. 25–129.

*van Geel B., Mur L.R., Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar P.* Fossil Akinetes of *Aphanizomenon* and *Anabaena* as indicators for medieval phosphate – eutropication of Lake Gosciaz (Central Poland) // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1994. V. 83. P. 97–105.

*van Geel B., Aptroot., Mauquoy D.* Sub-fossil evidence for fungal hyperparasitism (*Isthmospora spinosa* on *Meliola ellisii* on *Calluna vulgaris*) in a Holocene intermediate ombrotrophic bog in northern-England // Rev. Palaeobot. and Palynol. 2006. V. 141. P. 121–126.

# ПАМЯТНЫЕ СОБЫТИЯ

## К 40-ЛЕТИЮ НАЧАЛА МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОЕКТА ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ И ЕГО ВКЛАДУ В СТРАТИГРАФИЮ ПАЛЕОГЕНА ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

**Э.О. Амон[1], М.А. Ахметьев[2]**

*[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7; e-mail: amon@igg.uran.ru*
*[2]Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7; e-mail: akhmetiev@ginras.ru*

Практическое осуществление Международного исследовательского проекта глубоководного бурения дна Мирового океана началось 11 августа 1968 г. в Мексиканском заливе Атлантического океана и продолжается по сегодняшний день. Этот сорокалетний период распадается на три этапа соответственно трем научным программам и их техническому обеспечению: 1) Проект глубоководного бурения Deep Sea Drilling Project, DSDP, 1968-1983 гг. базировался на океанской буровой платформе на судне "Гломар Челленджер" (D/V Glomar Challenger); 2) Программа океанического бурения Ocean Drilling Program, ODP, 1985-2003 гг. осуществлялась с использованием бурового судна "ДЖОИДЕС Резольюшн" (D/V JOIDES Resolution); 3) Комплексная программа океанического бурения Integrated Ocean Drilling Program, IODP, 1 октября 2003 г. плавно без резких переходов продолжила программу ODP. Комплексная программа океанического бурения IODP финансируется за счет средств США, Японии и Европейского Союза, базируется на двух буровых судах "ДЖОИДЕС Резольюшн" и "Чикиу" (D/V Chikyu) и вспомогательных судах (ледоколы "Оден", "Викинг", корабли научного обеспечения и др.).

Белоснежный красавец "Чикиу" (построен на японских верфях, монтаж бурового оборудования и корабельной системы динамического позиционирования завершен в сентябре 2003 г., длина 210 м, ширина 38 м, водоизмещение 57 500 т, на борту имеется разнообразное научное оборудование, размещенное на 650 м$^2$ лабораторных площадей, команда судна, включая буровой персонал, составляет 100 чел., научный персонал – 50



Судно "Чикиу" на верфи Мицубиши Хэви Индастриз Лтд. в Нагасаки после монтажа деррика буровой установки, сент. 2003 г. (по: [Austin, 2004]).

чел.) способен вести подводные буровые работы даже в условиях тайфуна со скоростью ветра до 40–60 км/с и волнением до 7–8 м. "Чикиу" уникален своими новыми технологиями глубоководного бурения, позволяющими вести проходку скважин на подводных глубинах более 2 км, в том числе в сейсмоопасных районах конвергентных окраин (Япония, Коста Рика и др.), и своей 21-дюймовой буровой колонной длиной 9.5 км. Общий научный девиз программы IODP: "Earth, Oceans and Life: Scientific Investigations of the Earth System Using Multiple Drilling Platforms and New Technologies"; а целей три: 1) глубоководная биосфера и дно океана (The deep biosphere and the subseafloor ocean), 2) природные изменения, процессы и эффекты (Environmental change, processes and effects), и 3) планетарные циклы и геодинамика (Solid earth cycles and geodynamics).

О колоссальном мировом значении Международного проекта глубоководного бурения говорилось и писалось неоднократно, его реализацию можно без преувеличений считать эпохальным, самым значительным событием в развитии геологии в XX в. Его результаты буквально революционизировали все отрасли геологии, в том числе стратиграфию и палеонтологию.

Одним из таких результатов и важнейшим научным достижением следует считать разработку и создание планетарной зональной шкалы палеогена по планктонным фораминиферам, обеспечивающую ныне детальное расчленение палеогеновых осадков и их надежную корреляцию на обширных пространствах Мирового океана и на континентах. Немалая заслуга в этом достижении принадлежит советским (российским) микропалеонтологам, в том числе выдающимся специалистам В.А. Крашенинникову и И.А. Басову, которые принимали непосредственное участие в проекте, сделав немало рейсов, и чья недавно опубликованная фундаментальная работа [Крашенинников, Басов, 2007] представляет собой великолепное обобщение громадного фактического материала.

В.А. Крашенинников и И.А. Басов справедливо отметили, что начало глубоководного бурения в океанах и морях следует рассматривать как поворотный момент во всех наших представлениях и своде знаний о позднем мезозое и кайнозое. Были получены колоссальные по объему сведения о геологическом строении и истории развития осадочного чехла планеты на протяжении этого времени. Благодаря им, представления о стратиграфии верхнемезозойских–кайнозойских отложений стали более полными и целостными. Более того, бурение в океанах еще раз подтвердило, что, несмотря на возражения скептиков и сторонников методов непалеонтологической стратиграфии, биостратиграфический метод остается первостепенным (!) при геологическом изучении осадочных толщ, во всяком случае, молодых и самых молодых.

Главной палеонтологической базой стратиграфии и основой субглобальных стратиграфических шкал палеогена ныне являются планктонные микроорганизмы (фораминиферы, наннопланктон, радиолярии, диатомеи, динофлагеллаты, силикофлагеллаты), что также произошло благодаря внедрению результатов подводного бурения. Бентосные организмы (нуммулитиды, мелкие бентосные фораминиферы, моллюски, морские ежи и др.), на которых строилась стратиграфия палеогена в XVIII и XIX вв. на континентах, утратили свою ведущую роль, не являясь глобальными коррелянтами, но сохраняют значение для разработки региональных стратиграфических шкал.

Рискуя вызвать неудовольствие со стороны специалистов, занимающихся другими группами микрофоссилий, отметим, что, по нашему мнению, среди планктонных микроорганизмов ведущее положение занимают фораминиферы, поскольку они всесветно распространены, связаны с карбонатными фациями, быстро эволюционировали и неплохо изучены. Основой глобальной зональной шкалы палеогена является Карибская (палеоген стран Карибского бассейна – Тринидад, Куба, Венесуэла, Перу, и Мексиканского залива – Мексика, США, включая акватории) шкала по планктонным фораминиферам, предложенная Г. Болли [Bolli, 1959, 1966] и модифицированная У. Блоу [Blow, 1969]. Глубоководное бурение во всех четырех океанах – Атлантическом, Тихом, Индийском и Южном – доказало ее высокий стратиграфический и корреляционный потенциал [Toumarkine, Luterbacher, 1985; Berggren et al., 1995; Berggren, Pearson, 2005; и др.]. Сам процесс разработки планетарной шкалы палеогена по планктонным фораминиферам по материалам бурения в океанах революционизировал стратиграфию как таковую, заложив основы нового понимания сущности зональных шкал, новых методов и приемов выделения зональных подразделений, основ корреляции зон, особенно при переходе от одних климатических или тектонических областей и регионов к другим. Так, современная практика выделения, эталонирования и использования "точек глобальных стратотипов границ" (ТГСГ, GSSP – Global Stratotype Section and Point) для единиц общей шкалы, по определению предполагает межрегиональную корреляцию ярусов палеогена с использованием планетарной шкалы по планктонным фораминиферам.

Наиболее надежно Карибская шкала работает в пределах широтного пояса между 45° с.ш. и 45° ю.ш., то есть, в основном в тропической и субтропической областях Земли. При этом зоны нижней половины фораминиферовой шкалы, характеризующие палеоцен и средний эоцен (нижнюю часть), уверенно идентифициру-

ются в заметно более широком поясе, приблизительно от 50–65° с.ш. до 50–55° ю.ш. К сожалению, зоны верхней части шкалы, т. е., отвечающие ее среднеэоценовому (верхняя половина) – олигоценовому интервалу, распространены главным образом только в тропической и субтропической областях [Крашенинников, Басов, 2007]. Последнее иллюстрируется, например, материалами по палеогену Западной Сибири.

Можно также добавить, что полоса карбонатных фаций, где реально и могут выделяться комплексы планктонных тропических фораминифер, сузилась на Кавказе и на юге Русской плиты. Отсюда вытекает необходимость разработки самостоятельных зональных шкал палеогена по другим группам микропланктона, и чем быстрее это будет происходить, чем детальнее будут становиться схемы, тем лучше. Новые варианты биозональных схем будут покрывать области терригенной и кремнисто-терригенной седиментации; и путем унификации зон, путем сопоставления региональных шкал по органикостенному и кремнистому планктону следует искать точные корреляции бореальных зон с зонами по карбонатному планктону. Другого пути, вероятно, нет, хотя, конечно, всеми силами надо добиваться новых находок карбонатного планктона в наиболее северных районах, особенно на юге и юго-востоке Западно-Сибирской плиты, Южном Урале и в Поволжье. На Дальнем Востоке задачи несколько другие.

Обратим внимание на то, что роль и значение планктонных фораминифер в региональных шкалах субтропического пояса несколько снижаются, оставаясь, тем не менее, достаточно высокими. Исследования в рамках Проекта глубоководного бурения в океанах показали, что, хотя при переходе к более высокоширотным областям Земли детальность расчленения отложений палеогена по планктонным фораминиферам уменьшается, основы стратиграфической Карибской шкалы сохраняются. Так, к примеру, глубоководное бурение заставило пересмотреть положение границ между крупными стратиграфическими подразделениями в Крымско-Кавказской зональной шкале.

Не следует забывать также и о Восточно-Средиземноморской (Сирийской) шкале, которая обладает рядом несомненных достоинств: в Средиземноморском регионе доминируют виды тропической группы, распространены непрерывные разрезы пород пелагических фаций, позволяющие прослеживать эволюционные преобразования планктонных фораминифер при смыкаемости зональных подразделений. В принципе, как замечал В.А. Крашенинников в частных беседах и своих публикациях, для расчленения палеогеновых отложений Сирии можно с равным успехом использовать как Карибскую тропическую зональную шкалу, так и Крымско-Кавказскую субтропическую. Этим объясняется важная роль Сирийского страторегиона для решения некоторых общих задач стратиграфии палеогена [Крашенинников, Басов, 2007].

Эталонная шкала палеогена по планктонным фораминиферам – детище результатов проекта глубоководного бурения – в принципе, может быть еще более детализирована, опять-таки с использованием данных по донным осадкам: планктонные фораминиферы в совокупности с новыми методиками тонкой геохимии допускают более дробное расчленение разрезов по сравнению с существующими Карибской и Крымско-Кавказской зональными шкалами. Следует согласиться с мнением В.А. Крашенинникова и И.А. Басова [2007], что в настоящее время достигнут оптимум детальности, и более высокая дробность для обычной практики геолого-съемочных работ не требуется, а если она необходима, то лишь для специальных исследований (например, при прослеживании филогенетических линий, выяснении особенностей климатических или эвстатических колебаний и др.).

Заметим, что планктонные фораминиферы все же являются лишь одной из групп, применяемой в стратиграфических исследованиях палеогена. Как и во всех других случаях, комплексное использование различных групп планктонных организмов усиливает степень достоверности стратиграфических построений. Здесь, правда, существует своя особенность, так как в силу ряда причин (фациальность, палеобиогеография, неполнота летописи и др.) соотношение зональных шкал палеогена по группам известкового, кремневого и органикостенного планктона с зональной схемой по планктонным фораминиферам в принципе известно, но только в общем виде. Как подчеркивали В.А. Крашенинников и И.А. Басов [2007], это не в последнюю очередь связано с различным пониманием статуса зоны (субглобальный, региональный или местный) и разной методикой выделения зон (по изменению всего комплекса микроорганизмов или только по положению датировочных уровней). Точное совпадение (или несовпадение) зональных границ не всегда понятно и остается дискуссионным. Между тем оно важно при переходе от одного фациального типа осадков к другому и при переходе от одного палеоклимагического пояса к другому. Так, при замещении карбонатных осадков слабо карбонатными разностями в результате избирательного растворения зональная шкала по планктонным фораминиферам "уступает свое место" схеме расчленения осадков по нанопланктону. При переходе относительно мелководных пелагических карбонатных осадков в некарбонатные глины на первый план выходят зональные шкалы по кремневому планктону (радиолярии, диатомеи и силикофлагел-

латы); для расчленения высокоширотных (субполярных) отложений палеогена важное значение приобретают диноцисты [Крашенинников, Басов, 2007].

Исследования морского дна и бурение подводных скважин интенсивно продолжаются в наши дни. Так, согласно плану работ на 2008 г.? буровая платформа "ДЖОИДЕС Резольюшн" разбуривает внутренний континентальный шельф штата Нью Джерси с целью: 1) оценить амплитуды, скорости и механизмы изменений глобального уровня моря; 2) оценить ответ процесса осадконакопления на пассивной континентальной окраине на эвстатические изменения. При этом считается, что внутренний и средний шельфы Нью Джерси представляют собой идеальное место для изучения истории эвстатических флуктуаций особенно в интервале последней холодной биосферы (Oligocene-Recent Icehouse) благодаря высоким скоростям осадконакопления, тектонической стабильности и наличию космополитной фауны (в том числе планктонных фораминифер) для возрастного контроля (!). Судно "Чикиу" в первой половине 2008 г. вело буровые работы вблизи побережья п-ва Кии, Япония (трог Нанкаи) с целью всеобъемлющей оценки деформаций, структурного разбиения и физических характеристик разломной зоны на фронте надвига. Графики работ обоих судов составлены на месяцы и годы вперед. Можно быть уверенным в том, что продолжение Программы глубоководного бурения принесет еще много новых научных фактов, наблюдений, открытий, способствующих значительному прогрессу геологической науки, как это было в минувшее сорокалетие.

## ЛИТЕРАТУРА


*Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия палеогеновых отложений Мирового океана и корреляция с разрезами на континентах. М.: Научный мир, 2007. 316 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 583).

*Austin J.A.* The Integrated Ocean Drilling Program: Utilizing New Drilling Platforms for Ocean Research // Mar. Technol. Soc. J. 2004. V. 38, N 2. P. 44–54.

*Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.-P., Hardenbol J.* (Eds.) Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM (Society for Sedimentary Geology). 1995. Spec. Publ. V. 54. 370 p.

*Berggren W.A., Pearson P.N.* A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation // J. Foramin. Res. 2005. V. 35, N 4. P. 279–298.

*Blow W.H.* Late Middle Eocene planctonic foraminiferal biostratigraphy // Proceedings First Intr. Conf. on Planctonic Microfossils, Geneva, 1967. Leiden: Brill, 1969. P. 199–422.

*Bolli H.M.* Planctonic Foraminifera as index fossils in Trinidad West Indies and their value for world-wide stratigraphic correlation // Eclog. Geol. Helv. 1959. V. 52, N 2. P. 627–637.

*Bolli H.M.* Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planctonic Foraminifera // Bul. Inform. Asoc. Venez. Geol. Miner. Petrol. 1966. V. 9, N 1. P. 3–32.

*Toumarkine M., Luterbacher H.P.* Paleocene and Eocene plankctic foraminifera // Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 87–154.


## МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ТОМСКОМ ГОСУНИВЕРСИТЕТЕ (К 40-ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ)


**В.М. Подобина, Г.М. Татьянин**

*Томский государственный университет,634050, Томск, пр. Ленина, 36;*
*e-mail: podobina@ggf.tsu.ru или podobina@mail.tsu.ru*


Планомерные микропалеонтологические исследования в Томском госуниверситете были начаты с 1968 года, когда по инициативе и под руководством В.М. Подобиной, на базе хоздоговорных работ с Томским территориальным геологическим управлением была создана лаборатория микропалеонтологии. В первые годы (1968–1974 гг.) основные исследования лаборатории были направлены на изучение микрофауны, биостратиграфии и палеогеографии меловых и палеогеновых отложений Томской области.

С 1975 г. лаборатория начала микрофаунистические исследования нефтегазоносных отложений юры. В начале 1980-х годов в связи с возросшим интересом к отложениям палеозоя как перспективного нефтегазопоискового объекта были усилены микропалеонтологические исследования этой части разреза и особенно девонских отложений.

Поставленные научные проблемы решались в тесном контакте с геологическими отделами нефтегазоразведочных и геолого-съемочных экспедиций ГГП "Томскнефтегазгеология". Палеонтолого-стратиграфические исследования выполнялись по их заказам и являлись основным объектом работ лаборатории (микрофаунистический анализ).

В основном лаборатория микропалеонтологии была предназначена для выполнения хоздоговорных работ по обеспечению аналитическим материалом нефтегазопоисковых работ, а также развития нефтегазовой промышленности Томской области, а затем и тематических научных исследований.

Сбор и исследование мезозойско-кайнозойских фораминифер проводятся В.М. Подобиной, Т.Г. Ксеневой, Г.М. Татьяниным, Е.В. Полковниковой, Е.Н. Габышевой, радиолярий – Т.А. Липницкой, палеозойских остракод – Н.И. Савиной, четвертичных остракод – В.А. Коноваловой, девонских конодонтов – С.А. Родыгиным. В лаборатории также хранятся и постоянно пополняются материалы по микрофауне из нефтегазоносных отложений юры и мела Западной Сибири. Наибольший интерес представляют коллекции юрских и меловых фораминифер и их сопоставление с одновозрастными коллекциями Канады (провинции Альберта и Британская Колумбия). Имеются также образцы пород и палеонтологические остатки, собранные В.М. Подобиной из юрских отложений Кордильер во время участия в V Международном симпозиуме по юрской системе в г. Ванкувер (Британская Колумбия, Канада, 1998 г.). На этом симпозиуме были рассмотрены зональные схемы по фораминиферам центрального района Западной Сибири, составленные на основании их сходства с канадскими из верхнеюрских нефтегазоносных отложений этих провинций.

Благодаря контакту в работе с канадскими учеными разработана детальная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Этому способствовали коллекции фораминифер, присланные Джоном Воллом из Института осадочной и нефтяной геологии г. Калгари. Большое сходство геологических событий и условий осадконакопления на территории Западной Сибири и Канады наблюдается в палеогеновом периоде, о чем докладывалось на V Международном симпозиуме в 1997 г. в г. Плимут (Великобритания) и в 2003 г. в г. Луксор (Египет). Смена на границе эоцена–олигоцена агглютинирующих кварцево-кремнистых фораминифер на секреционные известковые наблюдалась в Западной Сибири и Арктической Канаде, относящихся в палеогене к Арктической биогеографической области. Этот рубеж отмечается значительными тектоническими и биологическими изменениями. Как показали канадские исследователи [McNeil, 1990; и др.], с олигоцена бывший Арктический "залив" превратился в современный Арктический океан и атлантическая микрофауна мигрировала в Арктику, расселившись почти одновременно в Канаде и Западной Сибири.

По палеогену осуществлялись обмен литературой и контакт в работе с доктором Д. МакНейлом из Института осадочной и нефтяной геологии г. Калгари. Дальнейшие совместные исследования могут дать возможность более детально сопоставить палеонтологические остатки, уточнить стратиграфические схемы, выявить условия осадконакопления нефтегазоносных формаций Западной Сибири и Канады для дальнейших поисков нефтяных и газовых месторождений в пределах этих регионов и на их шельфе.

Коллектив лаборатории микропалеонтологии с момента ее открытия (май 1968 г.) ориентирован на сотрудничество с коллегами практически всех палеонтологических центров бывшего Советского Союза: Новосибирска и Тюмени, Свердловска, Сыктывкара и Уфы, Москвы и Петербурга, Киева, Львова и Минска, Красноярска и Магадана, Петропавловска-Камчатского и др. Постоянный обмен идеями, литературой и коллекциями, участие в совместных проектах и экспедициях, стажировки и защиты диссертаций – далеко не полный перечень реализованного сотрудничества. Одним из важных событий в жизни лаборатории микропалеонтологии явилась организация в марте 1995 г. XII Всероссийского микропалеонтологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Д.М. Раузер-Черноусовой, а также публикация тезисов и трудов.

В 1995 г. из Томского отделения СНИИГГиМСа в Томский университет перешли специалисты по спорово-пыльцевому анализу В.М. Кабанова, О.Н. Костеша, Л.Г. Ткачева, а затем присоединились Л.Г. Шиховцева, И.А. Севастьянова, К.П. Лялюк, что значительно расширило диапазон исследования микрообъектов. Сотрудники лабораторий микропалеонтологии и спорово-пыльцевого анализа на протяжении нескольких десятилетий активно участвуют в поисках и разведке залежей нефти и газа, а также рудных и нерудных полезных ископаемых Западной Сибири. Многие годы наши специалисты-палеонтологи вели работу по созданию региональных стратиграфических схем фанерозоя данного региона, являющихся основой всех поисково-разведочных работ, а также необходимых при проведении государственных средне- и крупномасштабной геологических съемок отдельных листов Западной Сибири. На протяжении многих лет сотрудники лаборатории микропалеонтологии и других подразделений, с 1998 г. единого Сибирского палеонтологического научного центра (СПНЦ), участвовали в научных и хоздоговорных работах, что дало

возможность увеличивать объем ежегодного финансирования и расширило контингент ученых по изучению разных групп фауны и флоры.

В настоящее время необходима подготовка многих специалистов для изучения различных наиболее важных групп фауны и флоры, которая начинается с первых лет обучения в университете, затем продолжается и в магистратуре. Уже на первых этапах обучения в университете студенты участвуют в полевых экспедициях и тем самым вовлекаются в первоначальную исследовательскую работу лаборатории и в целом СПНЦ. Далее они совершенствуют свои знания по палеонтологии и смежным дисциплинам, ведя научную работу под руководством известных специалистов. Из магистратуры наиболее способные студенты закономерно переходят в аспирантуру и готовятся для участия в работах по различным научным направлениям, как начатым крупными учеными много десятилетий назад, так и связанным с новыми открытиями.

В октябре 1998 г. был организован юбилейный научный симпозиум на тему: "Микропалеонтологические исследования и их роль в подготовке специалистов-геологов", посвященный 30-летию создания лаборатории микропалеонтологии. На этом симпозиуме отмечалась огромная роль научных лабораторий при вузах, которые становятся базовыми для приобщения студентов к творческой научной работе с первых лет обучения. Работа в зрелых научных коллективах не только положительно влияет на качество знаний, но и позволяет студентам лучше ориентироваться в проблемах и возможностях выбранной специальности.

В лаборатории микропалеонтологии СПНЦ постоянно осуществляется проведение занятий по спецкурсам: микропалеонтология, палинология, палеокарпология, стратиграфия нефтегазоносных областей России, проблемы стратиграфии Сибири и многие другие. С начала 1980-х годов сотрудники лаборатории микропалеонтологии практикуют руководство целевой подготовкой студентов по индивидуальным планам. В процессе такой подготовки, помимо фундаментальных геологических курсов, студенты и аспиранты посещают лекции по таким смежным дисциплинам, как ботаника и зоология, при непосредственном руководстве специалистов микропалеонтологов осваивают современные методики фаунистического и спорово-пыльцевого анализа, разбираются в особенностях морфологии и систематики различных групп ископаемых организмов. Студенты принимают участие в полевых и камеральных работах; наиболее активные из них за время учебы успевают реализовать полный цикл – от сбора образцов в поле (из скважин) до выполнения курсовых, дипломных работ, подготовки научных докладов и публикации статей.

Лаборатория микропалеонтологии СПНЦ является базой для подготовки аспирантов, докторантов, а также преподавателей кафедры палеонтологии и исторической геологии. Многие доценты кафедры ранее работали в качестве научных сотрудников в лаборатории микропалеонтологии. Комплексные исследования лаборатории микропалеонтологии и спорово-пыльцевого анализа ориентированы на решение актуальных вопросов палеонтологии, стратиграфии, палеобиогеографии, фациального анализа и других, имеющих как теоретическое, так и практическое значение.

Сотрудники лаборатории осуществляли комплексные фундаментальные исследования в г. Томске по Федеральной программе "Стратиграфия и палеонтология России", а также по многим прикладным работам. Большой палеонтологический материал, собранный в основном из всех систем фанерозоя, явился основой для проведения в ноябре 1997 г. в Томском госуниверситете I Международного симпозиума на тему "Эволюция жизни на Земле", а затем II (2001 г.) и III (2005г. ) международных симпозиумов на эту тему и публикацией трудов.

Наряду с лабораторными исследованиями, организовывались полевые отряды по описанию и отбору керна, в результате чего собраны уникальные коллекции микрофауны и различных палеонтологических остатков. Коллекции микрофауны (фораминифер, радиолярий, остракод, конодонтов), хранящиеся в фондах лаборатории и созданном профессором В.М. Подобиной с 1991 года микропалеонтологическом отделе Томского госуниверситета, насчитывают более 2 млн экз. Сюда входят коллекции, присланные из геологических организаций Новосибирска, Казахстана, Алтая, Средней Азии, а также образцы из стратотипических разрезов мела и палеогена Западной Европы, США и Канады.

За время работы (40 лет) лаборатории микропалеонтологии написано более 3500 заключений о возрасте исследуемых пород. В фонды ГГП "Томскнефтегазгеология" дано более 20 научных отчетов. Материалы по монографическому изучению фауны и стратиграфии фанерозоя опубликованы в 12 монографиях, 800 статьях и тезисах докладов. Материалы исследований использованы при написании В.М. Подобиной учебного пособия "Микропалеонтология", изданного в 1995 г, а затем переизданного совместно с Т.Г. Ксеневой [Подобина, Ксенева, 2006]. Результаты исследований доложены на многочисленных международных, всесоюзных, республиканских и региональных конференциях. По материалам лаборатории защищена одна докторская и десять кандидатских диссертаций.

Круг научных интересов сотрудников лаборатории все эти годы расширялся, постепенно приобретая разносторонний характер. В настоящее время кадровый состав лаборатории микропалеонтологии, кафедры палеонтологии и исторической геологии позволяет решать многие палеонтолого-стратиграфические и другие задачи.

На протяжении трех лет (2005–2007 гг.) выполнялся грант РФФИ по микропалеонтологическим исследованиям совместно с сотрудниками института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (ответственный исполнитель В. А. Маринов).

В.М. Подобина и другие сотрудники лаборатории были участниками с докладами Международных конгрессов и симпозиумов (Польша, 1993, 1995, 2006, 2007; Аргентина, 1994; Китай, 1996, 2007; Великобритания, 1997; Канада, Германия, 1998; Латвия, 1999; Бразилия, Австрия, 2000; США, Чехия, 2001; Италия, Австралия, 2002; Испания, Бельгия, 2003; Италия, Египет, 2004; Сербия, 2006).

Создание лаборатории в стенах вуза способствует подготовке специалистов высокой квалификации и дает возможность проводить хоздоговорные и фундаментальные научные исследования.

## ЛИТЕРАТУРА

*Подобина В.М., Ксенева Т.Г.* Микропалеонтология: Учебное пособие. Томск: Изд-во ТГУ, 2006. 316 с.

*McNeil D.H.* Tertiary marine events of the Beaufort-Mackenzie Basin and correlation of Oligocene to Pliocene marine outcrops in Arctic North America // Arctic Journal of the Arctic Institute of North America. 1990. V. 43, N 4. P. 301–313.

**СОВРЕМЕННАЯ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЯ: ПАЛЕОБИОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ**

**Материалы XIV Всероссийского микропалеонтологического совещания, посвященного 105-летию со дня рождения члена-корреспондента АН БССР, профессора А.В. Фурсенко**

**25–27 сентября 2008 г.**

## СПИСОК РЕЦЕНЗЕНТОВ СТАТЕЙ

| | |
|---|---|
| Бахарев Н.К. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Волкова В.С. | д.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Горячева А.А. | Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Гуськов С.А. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Изох Н.Г. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Каныгин А.В. | чл.-кор РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Клец Т.В. | к.г.-м.н., Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск |
| Лебедева Н.К. | д.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Левчук Л.К. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Лучинина В.А. | д.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Наговицын К.Е. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Никитенко Б.Л. | д.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Обут О.Т. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Ошуркова М.В. | д.г.-м.н., Геологический институт РАН, г. Москва |
| Пещевицкая Е.Б. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Сенников Н.В. | д.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Терлеев А.А. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Тесаков Ю.И. | д.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Тимохина И.Г. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Трубицына А.Н. | Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Хазина И.В. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Хромых В.Г. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Ядренкин А.В. | к.г.-м.н., Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск |
| Яковлева А. И. | к.г.-м.н., Геологический институт РАН, г. Москва |

## ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСЕЙ

1. Общие правила оформления рукописей для журнала "Геология и геофизика" действительны и для его приложения "Новости палеонтологии и стратиграфии".

2. В Приложении публикуются оригинальные статьи по всем аспектам палеонтологии и биостратиграфии. Особо приветствуются рукописи по новым таксонам и новым находкам фауны и флоры в регионах, по морфологии и систематике отдельных групп ископаемых организмов, филогении, биохронологии, биофациям, биособытиям. В Приложении печатаются тематические обзоры и рецензии, а также комментарии на статьи и ответы.

3. Статьи, опубликованные или представленные в другие издания, не принимаются.

4. Рукописи проходят обязательное двухступенчатое рецензирование, после чего по рекомендации редколлегии включаются в очередной выпуск.

5. Все публикации в Приложении безгонорарные.

6. Рукопись должна быть выверена и подписана с указанием даты авторами. Необходимо разрешение учреждения, где работают авторы, на публикацию. Редколлегия оставляет за собой право редакторской правки.

### Подготовка рукописей

1. Рукописи, в том числе аннотация, основной текст, список литературы, текстовые таблицы, фототаблицы, подрисуночные подписи и пояснения к фототаблицам, предоставляются в двух экземплярах, отпечатанных на отдельных листах формата А4 через 1,5 интервала с полями (сверху, снизу, слева – 3,5 см, справа – 1,5 см), шрифт Times Roman (или близкий по гарнитуре) 12 pt. Объем статьи не более 1 печатного листа (40 000 знаков с учетом пробелов), включая список литературы, рисунки, таблицы (при этом нужно помнить, что 4 фототаблицы = 0,5 п.л.) и пояснения к ним. Исключение составляют заказные и обзорные статьи.

2. В разделе "Новые находки фауны и флоры" публикуются статьи, занимающие не более 1/4 авторского листа текста (5–6 страниц формата А4), 3 рисунка (в том числе 1/2 или 1 фототаблицу) и не более 15 цитируемых источников.

3. Текст статьи (**окончательный вариант после рецензирования**) должен быть предоставлен на дискете в формате текстового редактора Word (версии 6.0–8.0) под windows (версии 95–98) с указанием использованных версий (для сотрудников ОИГГМ по сети, с уведомлением по телефону). Рисунки и текстовые таблицы предоставляются в твердой копии и в электронном виде, выполненные в графическом редакторе CorelDraw.

4. Публикуются статьи на русском и английском языках. К статьям на русском языке прилагается перевод на английский – заголовка (название статьи, автор(ов) и адрес), аннотации, пояснений к фототаблицам и рисункам. Для статей на английском языке возможно представление реферата на русском языке объемом до 1 страницы. К статье прилагается перевод всех географических и стратиграфических названий, а также фамилий авторов (если возможно двоякое их написание).

5. Название статьи должно строго соответствовать ее содержанию.

6. Упомянутые в статьях единицы измерения должны соответствовать Международной системе единиц СИ.

7. Повторение одних и тех же данных в тексте, таблицах и графиках недопустимо.

8. Размер фототаблиц 16,5×24 см. Расположение фотоизображений остатков ископаемых организмов должно быть максимально плотным. К фототаблице прилагается ее ксерокопия, на которой проставляются номера фигур и таблиц. Редакция оставляет за собой право располагать на одной фототаблице иллюстрации для двух статей.

9. Список литературы оформляется следующим образом: фамилии и инициалы авторов, год, полное название источника, город, издательство, число страниц. Ссылка в тексте дается на автора и год: ссылки в тексте в квадратных скобках, год публикации в списке литературе – в круглых скобках, жирно.

При оформлении статей настоятельно рекомендуется использовать форматы статей последних выпусков, а в сложных случаях обращаться непосредственно в редколлегию. На редколлегии рассматриваются те рукописи, которые требуют умеренного редактирования и только форматирование рисунков. Не правильно оформленные рукописи возвращаются на доработку.

Работа редколлегии будет более оперативной, если авторы сообщат полное имя и отчество, адрес электронной почты, служебный и домашний адреса, номер телефона и факса.

К рукописи прилагается полный (как в письме) рабочий адрес(а) автора(ов) с указанием E-mail и "титулов" (если есть). Эта информация будет приведена в конце статьи.

Редколлегия высылает авторам бесплатно 15 экземпляров авторских оттисков статьи.

*Адрес редколлегии*: 630090, Новосибирск, 90, просп. Академика Коптюга, 3.
E-mail: Lebedeva NK@Timokhin AV@ uiggm.nsc.ru.