

И. Ю. Брешнев

Том 5, Номер 4

Июль - Август 1997

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 5 № 4 1997 Июль–Август

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 5, номер 4, 1997

Пермская (татарская) флора из местонахождения позвоночных Котельнич (Кировская область) <i>А. В. Гоманьков</i>	3
Палинокомплексы отложений мааровых озер Тунгусской палеовулканической области <i>В. А. Наумов, И. В. Лузина</i>	13
Парамоновская свита альба Европейской России и ее возраст по микрофауне <i>Л. И. Казинцова, А. Г. Олферьев</i>	27
Корреляция морского эоцена Северо-Западной Евразии по микрофитофоссилиям (Западная Сибирь, Поволжье) <i>З. И. Глезер, Л. А. Панова, И. П. Табачникова, С. Г. Вялова</i>	35
Нижний миоцен Тарского Приитрышья: стратиграфия, палеоботаника, палеомагнетизм <i>В. А. Мартынов, З. Н. Гнибиденко, В. П. Никитин</i>	46
Рифтовая впадина Эль-Габ (Сирия): структура, стратиграфия, история развития <i>Е. В. Девяткин, А. Е. Додонов, Е. В. Шарков, В. С. Зыкин, А. Н. Симакова, К. Кхатиб, Х. Нсейр</i>	55
К стратиграфии среднего плейстоцена Беларуси <i>Ф. Ю. Величkevич, Г. К. Хурсевич, Т. Б. Рылова, Г. И. Литвинюк</i>	68
Корреляция тектоно-стратиграфических комплексов Юго-Восточного Сихоте-Алия <i>В. А. Михайлов</i>	85

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Первые находки конодонтов в силуре и нижнем девоне Южной Монголии и их биостратиграфическое значение <i>А. М. Ворожбитов</i>	95
Новые данные о возрасте верхнекайнозойской суифунской свиты в стратотипическом районе (Южное Приморье) <i>Б. И. Павлюткин</i>	101

ПЕРСОНАЛИИ

Вклад Н.А. Головкинского в теоретический фундамент стратиграфии (к 100-летию со дня смерти) <i>С. И. Романовский</i>	106
---	-----

Contents

Vol. 5, No. 4, 1997

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

Flora from the Kotel'nich Locality (the Tatarian Stage of the Russian Platform), its Stratigraphic Significance and Burial Conditions <i>A. V. Goman'kov</i>	3
Palynocomplexes of the Crater (Maar) Lacustrine Deposits in the Tunguska Paleovolcanic Area <i>V. A. Naumov and I. V. Luzina</i>	13
The Paramonovo Formation of the Albion in the European Part of Russia and Its Age as Indicated by Microfauna <i>L. I. Kasintsova and A. G. Olfer'ev</i>	27
Correlation of the Marine Eocene Sediments from Northwestern Eurasia (West Siberia and Volga Region) According to Microphytofossil Evidence <i>Z. I. Glezer, L. A. Panova, I. P. Tabachnikova, and S. G. Vyalova</i>	35
The Lower Miocene of the Tara-Irtysh Region: Stratigraphy, Paleobotany, Paleomagnetism <i>V. A. Martynov, Z. N. Gnibidenko, and V. P. Nikitin</i>	46
The El-Ghab Rift Depression in Syria: Its Structure, Stratigraphy, History of Development <i>E. V. Devyatkin, A. E. Dodonov, E. V. Sharkov, V. S. Zykin, A. N. Simakova, K. Khatib, and H. Nseir</i>	55
The Middle Pleistocene Stratigraphy of Belarus <i>F. Yu. Velichkevich, G. K. Khursevich, T. B. Rylova, and G. I. Litvinyuk</i>	68
Correlation of Tectono-Stratigraphic Complexes of the Southeast Sikhote Alin <i>V. A. Mikhailov</i>	85

BRIEF COMMUNICATIONS

First Silurian-Lower Devonian Conodont Finds in Southern Mongolia and Their Biostratigraphic Implications <i>A. M. Vorozhbitov</i>	95
New Age Data for the Upper Cenozoic Suifun Formation in the Stratotype Region (Southern Primor'e) <i>B. I. Pavlyutkin</i>	101

PERSONALIA

N.A. Golovkinskii's Contribution to Theoretical Stratigraphy (1834-1897) <i>S. I. Romanovskii</i>	106
--	-----

Сдано в набор 26.03.97 г.

Подписано к печати 22.05.97 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 16.0

Усл. кр.-отт. 4.1 тыс.

Уч.-изд. л. 15.8

Бум. л. 8.0

Тираж 248 экз.

Зак. 1968

УДК 561.551.736.3(471.0)

ПЕРМСКАЯ (ТАТАРСКАЯ) ФЛОРА ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ПОЗВОНОЧНЫХ КОТЕЛЬНИЧ (КИРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 1997 г. А. В. Гоманьков

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

Поступила в редакцию 13.06.95 г.

Рассматривается флора (макрофоссилии и миоспоры) из обнажения у г. Котельнич (Кировская обл.), известного, в основном, как местонахождение позвоночных. По макрофоссилиям комплекс может быть отнесен к татариновой флоре, но содержит необычно большое количество членисто-стебельных. Миоспоры свидетельствуют о сравнительно древнем возрасте местонахождения, что подтверждается и анализом его положения в стратотипическом разрезе татарского яруса на р. Вятке (юрпаловские слои Форша). Рассматривается значение изученной флоры для корреляции с другими разрезами Русской платформы и в первую очередь – с опорным разрезом по р. Сухоне. Тафономическое сравнение с другими местонахождениями поздне-татарских растений позволяет сделать вывод, что рассматриваемое местонахождение формировалось в условиях обширного озерного бассейна, но на сравнительно небольшом удалении от берега.

Ключевые слова. Ископаемые растения, Котельнич, макрофоссилии, миоспоры, стратиграфия, татарский ярус, тафономия.

ВВЕДЕНИЕ

Обнажение на правом берегу р. Вятки близ г. Котельнича Кировской области издавна привлекало к себе внимание геологов (Тихвинская, 1946; Вьюшков, 1953; Ефремов, Вьюшков, 1955 – см. в этой книге также обширную библиографию по более ранним работам; Игнатьев, 1962; Губин, 1989; Твердохлебов, Шминке, 1990; Ивахненко, 1994; Очев, 1995; Татарин, 1995). Причины этого – прежде всего в его колоссальных по масштабам Русской платформы размерах (обрыв высотой около 30 м тянется по берегу Вятки почти без перерывов на протяжении более чем 30 км), а также в том, что с ним связано одно из богатейших местонахождений поздне-татарских позвоночных. Согласно новейшим предложениям по типификации татарского яруса (Гоманьков, 1992), это обнажение попадает в стратотипический район, и, таким образом, органические остатки, происходящие из него, вносят вклад в палеонтологическую характеристику (не слишком-то богатую) стратотипического разреза татарского яруса.

О том, что в обнажении у Котельнича встречаются остатки ископаемых растений, упоминал еще Б.П. Вьюшков (1953), однако до последнего времени систематического сбора и изучения этих остатков не производилось. Не были известны ни точное положение флороносных отложений в пределах обнажения, ни условия захоронения растений, ни систематический состав флористического комплекса.

Впервые целенаправленный сбор растительных остатков в местонахождении Котельнич был

осуществлен нами в 1986 г., причем помимо растительных макрофоссилий из флороносной линзы удалось выделить и изучить спорово-пыльцевой спектр. В 1992 г. И.Д. Сукачева и А.Э. Голланд провели повторные сборы и передали собранную ими коллекцию автору, за что он выражает им свою искреннюю признательность. При поддержке геологического кооператива “Каменный цветок” и Е.С. Бушмановой (Кировский музей естественной истории Земли “Петрос”), которым автор также выражает глубокую благодарность, ему удалось в 1993 г. вновь посетить местонахождение, провести дополнительные сборы макрофоссилий и уточнить стратиграфическое положение флороносной линзы. Результаты изучения собранных коллекций (всего около 180 штучек с отпечатками растений и спорово-пыльцевой спектр объемом 186 зерен) и послужили основанием для написания настоящей статьи.

РАЗРЕЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ И ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

При полевом изучении разреза у г. Котельнича в 1986 и 1993 годах его удалось расчленить на ряд литологически однородных пачек, образующих снизу вверх следующую последовательность (рис. 1а).

1. Аргиллиты красные с редкими голубовато-серыми песчанистыми пятнами и многочисленными белыми известковистыми конкрециями, иногда образующими невыдержанные по простиранию прослои. К этой пачке приурочена основная

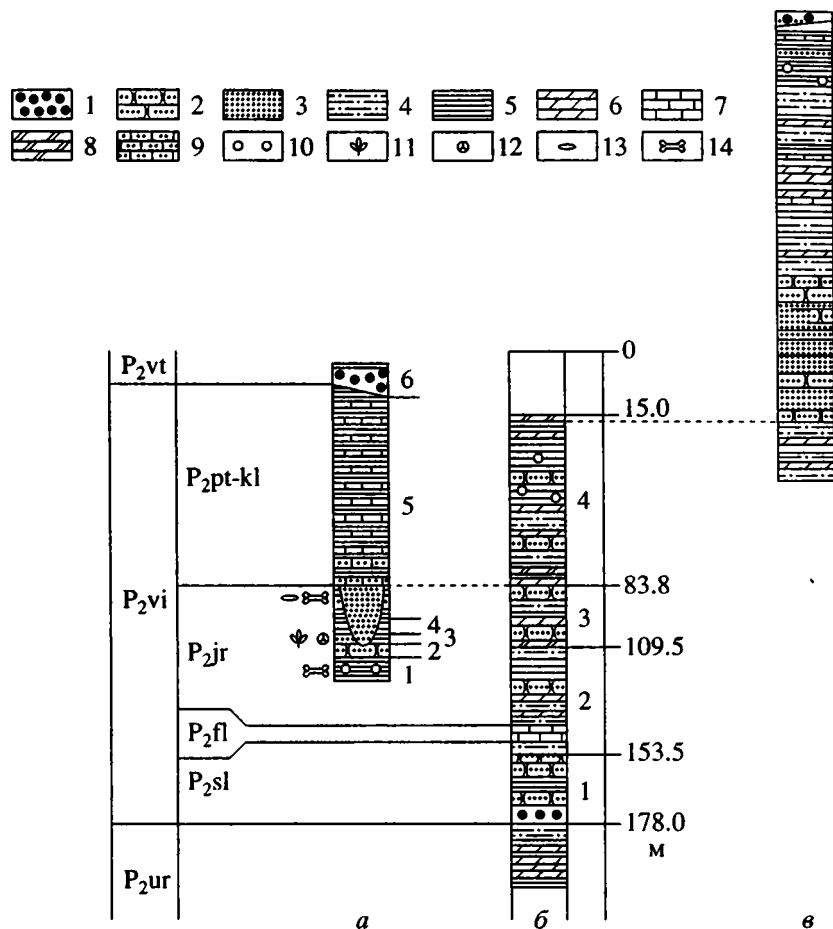


Рис. 1. Различные варианты сопоставления обнажения у г. Котельнич с котельничской опорной скважиной.

а – разрез обнажения у г. Котельнич по автору, цифры справа – номера пачек по автору (см. объяснения в тексте); *б* – верхняя часть разреза котельничской опорной скважины по В.И. Игнатьеву; *в* – разрез обнажения у г. Котельнич по В.И. Игнатьеву. Слева – предлагаемое расчленение разреза в соответствии со схемой Н.Н. Форша (1963): P_{2ur} – уржумский горизонт, P_{2vi} – вишкельский горизонт, P_{2vt} – вятский горизонт, P_{2sl} – слободские слои, P_{2fl} – филинские слои, P_{2jr} – юрпаловские слои, P_{2pt-kl} – путятинские и калининские слои.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – пески; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – песчанистые мергели; 9 – песчанистые известняки; 10 – известковые конкреции; 11–14 – находки органических остатков: 11 – растительных макрофоссилий, 12 – спор и пыльцы, 13 – остракод, 14 – позвоночных.

масса находок костей позвоночных. Видимая мощность до 7 м.

2. Песчаники мелкозернистые, кварцевые, коричневато-оранжевые, рыхлые, массивные или тонкослоистые. В северном направлении фациально замещаются полимиктовыми серовато-зелеными крупнозернистыми песчаниками или аргиллитами, аналогичными вышележащей пачке.

Мощность пачки в центральной части обнажения (у д. Ванюшонки) составляет около 15 м. На север и на юг она постепенно сокращается до 1–2 м.

3. Аргиллиты красные, массивные, с многочисленными и очень незакономерно расположенными пятнами голубовато- и зеленовато-серого мелкозернистого полимиктового песчаника. Мощность 4–6 м.

4. Аргиллиты серовато-коричневые, массивные, мелкооскольчатые, с многочисленными ярко-красными глинистыми примазками по трещинам отдельности, благодаря которым вся пачка в целом приобретает розовую окраску. Мощность 8.5 м. В южном конце обнажения (у д. Наговицыны) мощность пачки сокращается до 3 м.

5. Аргиллиты, аналогичные пачке 1. Известковые конкреции здесь обычно образуют невыдержанные прослои светло-серых комковатых известняков мощностью от 10 см до 1 м, благодаря чему вся пачка приобретает “полосатый” облик. В нижней части пачки эти прослои могут быть песчанистыми вплоть до образования голубовато-серых мелкозернистых песчаников. Эта нижняя часть пачки (мощностью около 20 м) со-

держит также линзы серовато- и желтовато-зеленых ("табачных") крупнозернистых полимиктовых песчаников, иногда с конгломератами в основании. Максимальная мощность этих линз может достигать 15 м, благодаря чему они оказываются врезанными в нижележащие пачки вплоть до верхов пачки 2. Как песчаные линзы, так и красные аргиллиты из низов пачки содержат кости позвоночных. Из одной песчаной линзы был определен комплекс остракод (Твердохлебов, Шминке, 1990). Мощность около 90 м.

6. Конгломераты. Сложены плохоокатанными гальками красных аргиллитов и белых известняков диаметром 0.5–5 см. Цемент образован серым крупнозернистым полимиктовым песчаником. Видимая мощность до 10 м.

Собственно флороносные отложения в местонахождении Котельнич представляют собой небольшую (примерно 10 м по простиранию и 1 м по мощности) линзу, которая сложена темно-серыми массивными алевролитами, фациально переходящими в крупнозернистые песчаники, и залегает внутри пачки 3 близ хутора Чижи. Кроме растительных остатков она содержит также раковинки остракод, чешую рыб и редкие отпечатки костей четвероногих.

Растительные макрофоссилии представлены большей частью отпечатками, лишенными фитолеймы и часто лимонитизированными. Фитолеймы встречаются в основном в виде бесформенных кусочков угля, сохранившихся, скорее всего, от стеблей членистостебельных и не обнаруживающих устойчивой к мацерации кутикулы. Доступную для изучения кутикулу удалось получить лишь с четырех экземпляров.

В комплексе макрофоссилий нами были определены следующие таксоны: *Algites* sp. AVG-1, *Phyllothesa* aff. *turnaensis* Gorelova, *Paracalamites* sp., *Pecopteris* sp. AVG-1, *Peltaspermopsis* (?) sp., *Alcospermum* sp., *Tatarina conspicua* S. Meyen, *Phylladoerma* (*Aequistomia*) sp. indet., *Permothesa sardykense* Zalesky, *Pursongia belousovae* (Radczenko) Gomanov et S. Meyen, *Jeinitzia* sp. (фототабл. I).

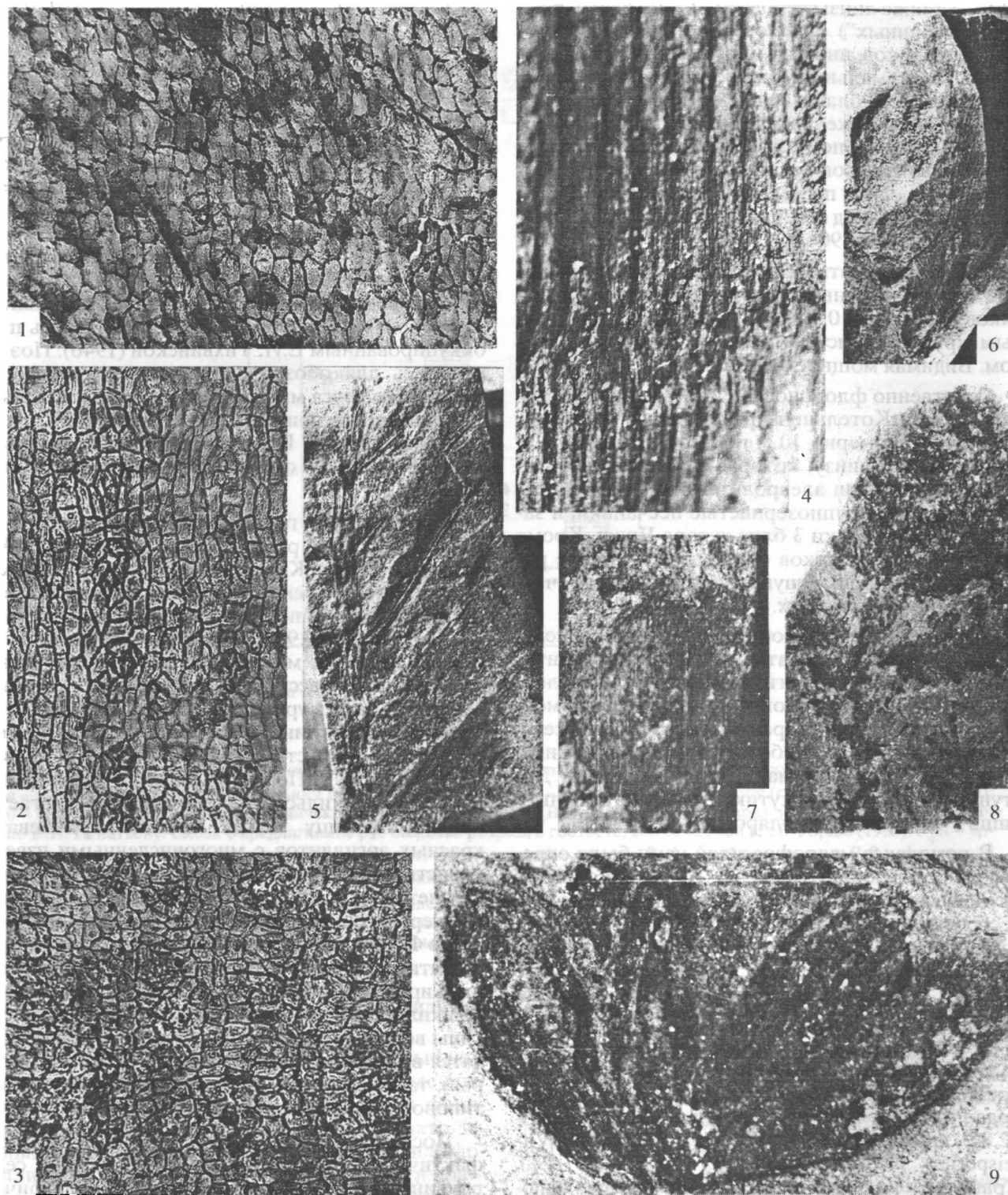
В спорово-пыльцевом спектре, полученном из тех же флороносных отложений (фототабл. II), преобладает ребристая квазисаккатная пыльца рода *Protophalloporinus* (*P. dvinensis* (Sedova) Hart – 32.8%, другие виды – 12.9%), а также пыльца *Vitreosporites pallidus* (Reissinger) Nilsson (17.2%). Сравнительно высоко (8.1%) содержание одношумовой пыльцы, близкой к роду *Cladaitina*. Ребристая безшумовая пыльца (роды *Vittatina* и *Weylandites*), а также *Vesicaspora* ex gr. *magnalis* (Andrejeva) Hart присутствуют в незначительных количествах (около 4%). В виде единичных зерен (0.5–2%) встречается *Vesicaspora aërifera* (Andrejeva) Hart, а также квазимоносаккатная пыльца типа *Cordaitina* и споры типа *Neoraistrickia*.

О НОМЕНКЛАТУРЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ТАТАРСКОГО ЯРУСА

Прежде чем перейти к обсуждению возраста рассматриваемых комплексов, необходимо сделать одно номенклатурное замечание. В составе татарского яруса традиционно выделяются три горизонта (снизу вверх): уржумский, северодвинский и вятский. Давно известно, что название "северодвинский горизонт" неприемлемо по номенклатурным соображениям. А.Г. Олферьевым (1974), а вслед за ним и автором настоящей статьи (Гоманов, 1992) для соответствующего интервала разреза предлагалось название "котельничский горизонт", которое, однако, оказалось преокупированным Е.И. Тихвинской (1946). Поэтому здесь для обозначения среднего горизонта татарского яруса мы предлагаем ввести название "вишкильский горизонт" (по д. Вишкиль Котельничского района Кировской области, расположенной у южного окончания котельничского обнажения).

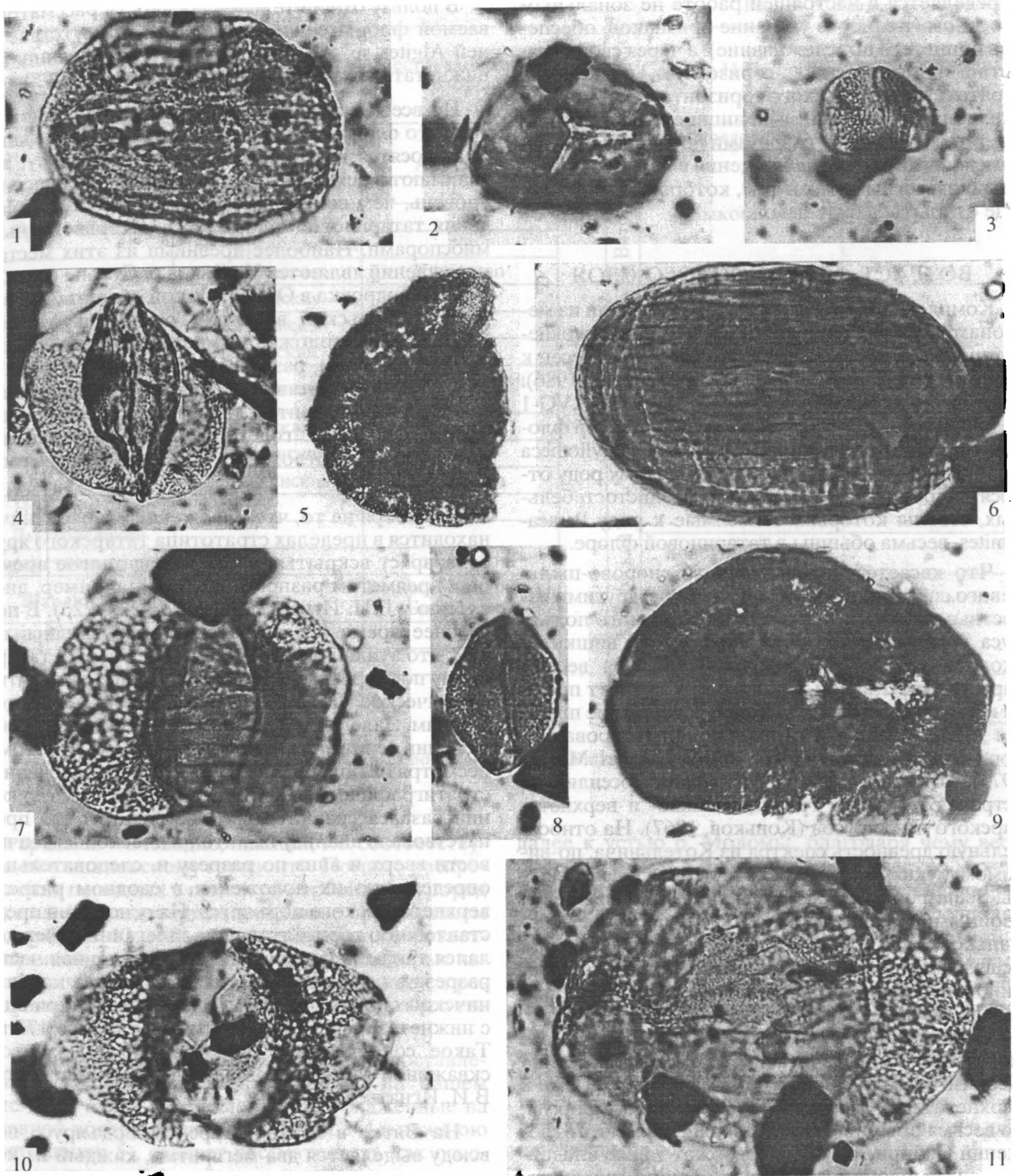
Вишкильский горизонт со стратотипом на р. Вятке от устья р. Бредехи до д. Повойска Арбажского района Кировской области предлагается понимать в объеме слободских, филинских, юрпаловских, путятинских и калининских слоев схемы Н.Н. Форша (1963). В качестве стратотипа его нижней границы мы предлагаем границу между слоем белых массивных известняков, которым венчается разрез уржумской свиты, и монотонной красноцветной глинисто-песчаной пачкой верхнетатарского возраста, обнажающуюся на правом берегу Вятки у д. Повойска. За стратотип верхней границы вишкильского горизонта предлагается принять границу между пачкой коричневатокрасных аргиллитов с многочисленными известковистыми конкрециями калининского возраста и среднезернистыми полимиктовыми косослоистыми серовато-зелеными песчаниками быковских слоев Форша, которая обнажается на правом берегу Вятки у бывшей д. Путятино Нагорского района Кировской области. При таком определении вишкильского горизонта оказывается, что стратотипы всех трех горизонтов татарского яруса находятся в пределах единого разреза р. Вятки, который, таким образом, может рассматриваться как типовой для всего татарского яруса.

Поскольку вишкильский горизонт вводится фактически как номенклатурная замена северодвинского горизонта, его биостратиграфическое обоснование совпадает с обоснованием, дававшимся северодвинскому горизонту, подробная палеонтологическая характеристика которого содержится в работе А.Г. Олферьева (1974), а также в Региональной стратиграфической схеме верхнепермских отложений, принятой МСК ("Решение Межведомственного...", 1990). Следует подчеркнуть, однако, что вишкильский горизонт



Фототаблица I. Растительные макрофоссилии из местонахождения Котельнич (оригиналы хранятся в лаборатории палеофлористики ГИН РАН).

1 – *Phylladoderma* (*Aequistomia*) sp., эпидерма листа, преп. № 4388/675-2, $\times 100$; 2, 3 – *Tatarina conspicua* S. Meyen, преп. № 4388/675-1, $\times 100$; 2 – верхняя эпидерма листа, 3 – нижняя эпидерма листа; 4 – *Paracalamites* sp., отпечаток внутренней поверхности сердцевинной полости, экз. № 4388/554, $\times 10$; 5 – *Phyllothesa* aff. *turanaensis* Gorelova, облиственный побег, экз. № 4388/615A, $\times 2$; 6 – *Pursongia beloussovae* (Radczenko) Gomankov et S. Meyen, отпечаток листа, экз. № 4388/557, $\times 1$; 7 – *Alicosperrum* sp., отпечаток семени, экз. № 4388/601, $\times 5$; 8 – *Geinitzia* sp., облиственный побег, сфотографированный в спирте, экз. № 4388/658, $\times 2$; 9 – *Permothesa sadykense* Zalesky, синангий, экз. № 4388/669A, $\times 10$.



Фототаблица II. Споры и пыльца из местонахождения Котельнич (оригиналы хранятся в лаборатории палеофлористики ГИН РАН).

1 – *Vittatina subsaccata* f. *connectivalis* Sauer ex Warjuchina, экз. № 4388/507-73, $\times 1000$; 2 – *Neoraistrickia* (?) sp., экз. № 4388/507-83, $\times 1000$; 3 – *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson, экз. № 4388/507-40, $\times 1000$; 4 – *Vesicaspora aërifera* (Andreyeva) Hart, экз. № 4388/507-130, $\times 1000$; 5 – *Cordaitina* sp., экз. № 4388/507-37, $\times 500$; 6 – *Weylandites tataricus* Gomankov, экз. № 4388/507-154, $\times 1000$; 7 – *Striatopodocarpites* sp., экз. № 4388/507-39, $\times 1000$; 8 – *Cladaitina* (?) sp., экз. № 4388/507-80, $\times 1000$; 9 – *Lueckisporites virkkiae* Potonié et Klaus, экз. № 4388/507-36, $\times 1000$; 10 – *Vesicaspora* ex gr. *magnalis* (Andreyeva) Hart, экз. № 4388/507-79, $\times 1000$; 11 – *Protohaploxypinus dvinensis* (Sedova) Hart, экз. № 4388/507-26, $\times 1000$.

определяется в настоящей работе не зональным способом (т.е. через указание признаков, обеспечивающих его прослеживание), а через свой стратотип (вишкильским горизонтом называется стратотип вишкильского горизонта и все, что ему синхронно), который, в принципе, может сопоставляться с другими разрезами по *любым* признакам, доступным для наблюдения в нем – как актуально известным, так и тем, которые могут быть еще открыты в будущем.

ВОЗРАСТ ФЛОРОНОСНОГО СЛОЯ

Комплекс растительных макрофоссилий из местонахождения Котельнич имеет типично верхнетатарский облик и может быть уверенно отнесен к татариновой флоре (Гоманьков, Мейен, 1986). Лишь два таксона в его составе – *Algites* sp. AVG-1 и *Phyllothesa* – не указывались прежде из этой флоры. Впрочем, присутствия в ней рода *Phyllothesa* можно было ожидать, поскольку к этому роду относятся облиственные побеги членистостебельных, стволы которых, относимые к роду *Paracalamites*, весьма обычны в татариновой флоре.

Что касается котельничского спорово-пыльцевого спектра, то он по сравнению с другими известными спектрами из верхнетатарского подъяруса (понимаемого как совокупность вишкильского и вятского горизонтов) кажется весьма “архаичным”. Такой характер ему придает прежде всего сравнительно высокое содержание пыльцы типа *Cladaitina*. Эта пыльца продуцировалась кордаитами с листвой *Rufloiria* (Maheshwari, Meyen, 1975), которые в комплексах макрофоссилий не встречаются выше границы ниже- и верхнетатарского подъярусов (Коньков, 1967). На относительную древность спектра из Котельнича, по-видимому, указывает также отсутствие в нем пыльцы *Scutasporites unicus* Klaus, продуцировавшей хвойными *Quadrocladus-Sashinia-Dvinostrobus* (Гоманьков, 1986). Как эти хвойные, так и пыльца *Scutasporites unicus* весьма характерны для татариновой флоры, но не отмечались в отложениях, заведомо более древних, чем верхнетатарские. Архаичным элементом в котельничском спектре могут, вероятно, считаться также споры типа *Neoraistrickia*, до сих пор не отмечавшиеся нами в верхнетатарском подъярусе Русской платформы, но весьма обычные для тех верхнепермских отложений Сибири, которые содержат также кладаитины и руфлории и которые обычно считаются допознетатарскими. По обилию пыльцы *Vitreisporites pallidus* (в старых работах часто именовавшейся “пыльцой кейтониевых”) котельничский спектр можно сравнить с комплексом, определенным Н.И. Умновой из угличских слоев Костромской области, соответствующих средней части вишкильского горизонта (“Верхнепермские и нижнетриасовые отложения...”, 1984).

В пользу относительной древности рассматриваемой флоры свидетельствует и присутствие в ней *Algites* sp. AVG-1 известного ранее лишь из нижнетатарских отложений (Гоманьков, 1995).

Из всего сказанного можно сделать вывод о том, что флороносные отложения у г. Котельнича относятся к верхнетатарскому подъярусу, но занимают в нем более низкий стратиграфический уровень, чем все другие известные местонахождения татариновой флоры, охарактеризованные миоспорами. Наиболее древними из этих местонахождений являются Исады на р. Сухоне (рис. 2) и Александровка в Оренбургской области, имеющие вишкильский возраст (Гоманьков, Мейен, 1986). Судя по положению местонахождения Исады в сухонском разрезе (“Опорный разрез...”, 1981), оно соответствует примерно середине вишкильского горизонта, так что котельничская флора позволяет говорить о принадлежности вмещающих ее отложений к нижней части этого горизонта.

Несмотря на то, что обнажение у Котельнича находится в пределах стратотипа татарского яруса, возраст вскрытых в нем пород долгое время был предметом разногласий (см., например, дискуссию у В.И. Игнатьева, 1962, с. 222–223). В последнее время все исследователи сходились на том, что эти отложения относятся к верхнетатарскому подъярусу, однако более точное их стратиграфическое положение оставалось неопределенным. Залегание слоев в рассматриваемом обнажении считалось горизонтальным. Поэтому несмотря на большие размеры самого обнажения, стратиграфический интервал вскрытых отложений казался сравнительно небольшим, что препятствовало анализу их литологической изменчивости вверх и вниз по разрезу и, следовательно, определению их положения в сводном разрезе верхнетатарского подъяруса. На основании представлений о горизонтальном залегании слоев делался также вывод о том, что обнаженная часть разреза в основном надстраивает разрез котельничской опорной скважины, вскрывшей границу с нижнетатарским подъярусом на глубине 178 м. Такое сопоставление обнаженной и вскрытой скважиной частей разреза приводит, в частности, В.И. Игнатьев (1962).

На Вятке в верхнетатарском подъярусе повсюду выделяется два мегаритма, каждый из которых начинается мощными пачками с большим количеством песчаников, а заканчивается в основном тонкозернистыми глинисто-карбонатными осадками (особенно характерны глины с большим количеством известковых конкреций). Эти два мегаритма отвечают двум горизонтам, выделяемым в верхнетатарском подъярусе: вишкильскому и вятскому. Котельничской опорной скважиной вскрыт, по существу, только один из этих

Разрез р. Сухоны

Расчленение по Н. А. Пахтусовой		Местонахождения флоры
слои	пачки	
Комарицкие		Аристово
Устюжские		
Гремячевские	Тёмтасская	
	Нижефедосовская	
Климовские	Ровдинская	Каликино
	Ерогодская	
	Каликинская	
Мутовинские	Кичугская	
	Пуртовинская	Исады, Опоки Микулино
	Исадская	Стрельна
Опокские	Стреленская	
	Микулинская	Наволоки
Нюксеницкие		
Дмитриевские		
Верхнетозьменские		Копылово II
Шардинские		Вострое, Копылово I, Бобровское
Карпогорские		
Марьегорские		

Разрез р. Вятки

Горизонт	Слои по Н.Н. Форшу	Местонахождения флоры
Вятский	Нефедовские	
	Быковские	Мулино
Вишкильский	Калининские	
	Путятинские	
	Юрпаловские	Котельнич
	Филинские	
	Слободские	Слободской
Уржумский	Сырьянские	
	Белохолуницкие	
	Ильинские	
	Максимовские	
Казанский ярус		Шихово-Чирки, Донаурово

Рис. 2. Расчленение разрезов татарского яруса по рекам Сухоне и Вятке и положение местонахождений ископаемой флоры в этих разрезах.

мегаритмов – очевидно, нижний, т.е. соответствующий вишкильскому горизонту. Помимо распределения песчаных и глинисто-карбонатных пород в керне это подтверждается также присутствием на глубине 140–145 м пачки известняков, соответствующей филинским слоям Форша, которые являются хорошим маркером внутри нижней, преимущественно песчаной части вишкильского горизонта.

Таким образом, если исходить из сопоставления Игнатьева (воспроизведенного на нашем рис. 1, б, в), то песчаные пачки, обнаженные на дневной поверхности (наши пачки 2–4 и нижнюю часть пачки 5), следует рассматривать как основание второго мегаритма и относить к вятскому горизонту (быковским слоям Форша), что противоречит датировке, обоснованной выше с помощью растительных остатков. Однако выделение описанных выше пачек и прослеживание их по всему обнажению позволило выяснить, что слои в обнажении далеко не везде лежат горизонтально. В частности, имеется значительное погружение слоев от д. Шабалины на север к г. Котельничу и

далее к устью р. Моломы, благодаря чему весь обрыв в самом Котельниче и на участке между Котельничем и устьем Моломы сложен исключительно пачками 5 и 6. Поэтому можно предположить, что отложения, вскрытые в центральной и южной частях обнажения (на значительном расстоянии от Котельнича), не надстраивают разрез котельничской опорной скважины, а соответствуют достаточно глубоким его частям – пачкам 2 и 3 Игнатьева, т.е. верхам песчаной толщи вишкильского горизонта или юрпаловских слоев Форша. Основанием же вятского горизонта могут считаться лишь конгломераты нашей пачки 6, обнажающиеся севернее Котельнича.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КОТЕЛЬНИЧСКОЙ ФЛОРЫ

Тот факт, что котельничское местонахождение оказывается древнее почти всех известных местонахождений татаринской флоры, позволяет сделать еще один шаг к построению дробной

стратиграфии верхнетатарского подъяруса на флористической основе.

Верхнетатарский флористический комплекс Русской платформы (татаринская флора) до последнего времени считался стратиграфически и географически недифференцированным (Гоманков, Мейен, 1986). Это мнение базировалось главным образом на сходстве между комплексом макрофоссилий из местонахождения Вязовка в Оренбургском Приуралье, возраст которого считался "северодвинским" (т.е. вишкельским в нашем понимании), и комплексом из вятского местонахождения Аристово на Малой Северной Двине. Оба комплекса характеризуются присутствием таких видов, как *Tatarina pinnata* S. Meyen et Gomankov и *Peltaspermopsis buevichiae* (Gomankov et S. Meyen) Gomankov (другой вид рода *Peltaspermopsis* – *P. ? sp. AVG-3*, известный только из Вязовки, морфологически весьма близок к *P. buevichiae*). В последнее время было показано, что вязовский флористический комплекс имеет вятский, а не вишкельский возраст, что создало предпосылки для расчленения единого верхнетатарского комплекса и возврата к точке зрения С.В. Мейена (1971) о существовании двух флористических комплексов в верхнетатарском подъярусе Русской платформы, высказанной им на начальном этапе изучения татаринской флоры (Твердохлебов и др., 1989). Для нижнего из этих комплексов (александровского по С.В. Мейену) характерно присутствие сульцивых кордаитов (в Оренбургском Приуралье), видов *Phylladoderma* (*Aequistomia*) *gastorguevii* S. Meyen, *P. (A.) tichophora* S. Meyen, *Quadrocladus schweitzerii* S. Meyen, а также пельтоидов с крупными овальными семенными рубцами (*Peltaspermopsis sp. AVG-1*), в то время как верхний (вохомский) комплекс отличается присутствием пельтоидов с мелкими и округлыми семенными рубцами (типа *Peltaspermopsis buevichiae*) и таких таксонов, как *Tatarina mira* Gomankov, *T. raristomata* Gomankov, *T. pinnata*, *T. (?) furcata* Gomankov, *Stiphorus biseriatus* S. Meyen, *Glossophyllum permianse* S. Meyen, *Phylladoderma* (*Aequistomia*) *aequalis* S. Meyen, *P. (A.) tatarica* S. Meyen, *Quadrocladus dvinensis* S. Meyen, *Q. borealis* S. Meyen.

Отличия между флористическими комплексами проявляются и в составе спорово-пыльцевых спектров. Так, в вятских спектрах обычно очень невелико содержание пыльцы *Vesicaspora aërifera* (пыльца сульцивых кордаитов – см. Гоманков, 1986), зато появляется ряд новых таксонов, не известных в вишкельском горизонте: *Falcisporites sp.*, *Cycadopites sp. nov.*, *Mulinopollenites bonus* Gomankov, *Punctatosporites sp.*, *Brevitriteles subangaricus* Gomankov.

Котельничская флора может представлять третий флористический комплекс в верхнетатарском подъярусе, более древний, чем оба вышеописа-

ные. Для него характерно: в макрофоссилиях – отсутствие хвойных типа *Quadrocladus* и обилие членистостебельных, а в миоспорах – отсутствие *Scutasporites unicus*, высокое содержание *Vitreisporites pallidus*, сравнительно высокое – пыльцы, близкой к роду *Cladaitina*, присутствие спор типа *Neoraistrickia*.

Точная привязка флоры из местонахождения Котельнич к схеме Форша позволяет прояснить некоторые моменты корреляции стратотипического вятского разреза с опорным разрезом р. Сухоны, имеющей принципиальное значение для всей стратиграфии татарского яруса ("Опорный разрез...", 1981; "Верхнепермские и нижнетриасовые отложения...", 1984; Гоманков, Мейен, 1986). Аналогом котельничского местонахождения на Сухоне может считаться местонахождение Стрельна, также отличающееся обилием членистостебельных. Интересно, что оба этих местонахождения ассоциируют с отложениями чистых кварцевых песчаников, вообще довольно редких в верхнетатарском подъярусе Русской платформы (Н.И. Строк, (1987) связывает их образование с балтийской питающей провинцией в отличие от обычных полимиктовых песчаников, отлагавшихся благодаря деятельности рек, которые текли с Урала). Можно предположить, что на основе данной ассоциации (кварцевых песчаников и фитоориктоценозов, богатых членистостебельными) в верхах юрпаловских слоев Форша и их аналогов удастся наметить маркирующий горизонт, подобный горизонту "старичных глин", известному на границе быковских и нефедовских слоев (Бороздина, Олферьев, 1970; "Верхнепермские и нижнетриасовые отложения...", 1984; Гоманков, Мейен, 1986).

Местонахождение Стрельна на Сухоне относится к исадской пачке Н.А. Пахтусовой или к верхам пачки "а" по схеме геологов Саратовского университета ("Опорный разрез...", 1981), а с вышележащей пуртовинской пачкой Пахтусовой или пачкой "b" саратовских геологов связано уже упоминавшееся нами местонахождение Исады, относящееся к александровскому флористическому комплексу и приуроченное к знаменитой Исадской линзе. В свете всего вышеизложенного эта линза может быть сопоставлена с линзами, обнажающимися в районе Котельнича в низах нашей пачки 5 и отвечающими самым верхам юрпаловских слоев Н.Н. Форша или основанию путятинского горизонта В.И. Игнатьева (1962).

Таким образом, можно считать, что смена котельничского флористического комплекса на александровский происходит чуть ниже кровли юрпаловских слоев (в подошве путятинского горизонта Игнатьева).

УСЛОВИЯ ЗАХОРОНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ ОСТАТКОВ

Переходя к обсуждению тафономии местонахождения Котельнич, следует отметить, что многие ее аспекты становятся более понятными при сравнении с другими местонахождениями растительных макрофоссилий в верхнетатарском подъярусе на севере Русской платформы. В отношении общей палеогеографической обстановки в данных пространственно-временных границах мы исходим из интерпретации, данной Н.И. Строком (1987), согласно которой территория Московской синеклизы в позднеатарское время представляла собой озерно-аллювиальную равнину с низменным рельефом и большим количеством сравнительно мелких водоемов озерного типа, соединявшихся с разветвленной сетью рек, стекавших главным образом с Урала и в меньшей степени с Балтийского щита. Предполагается (Gomankov, 1992; Верзилин и др., 1993), что климатические условия на этой равнине были аридными. Географическую и стратиграфическую привязку упоминаемых ниже местонахождений можно найти в работе А.В. Гоманькова и С.В. Мейена (1986).

Тафономические типы большинства местонахождений флоры в верхнетатарском подъярусе Русской платформы можно упорядочить по степени сохранности органического вещества, связанной, скорее всего, с количеством растворенного в воде кислорода, определявшимся, в свою очередь, видимо, размерами водоема, в котором происходило захоронение, а также удаленностью от берега. Первыми в этом ряду тафономических типов идут местонахождения из уже упоминавшегося горизонта “старичных глин” (кроме местонахождения Мулино). Они приурочены к темно-серым или черным глинисто-алевритовым породам, заключенным внутри мощных линз, сложенных полимиктовыми песчаниками. Растительные остатки в этих местонахождениях очень многочисленны, разнообразны и представлены, главным образом, прекрасно сохранившимися фитолеймами, иногда замещенными пиритом. Эти местонахождения образовывались, очевидно, в очень небольших водоемах застойного типа при сильном недостатке кислорода. Наиболее подходящей моделью такого водоема может быть речная старица (песчаные линзы, с которыми связаны данные местонахождения, мы вопреки мнению Н.Н. Верзилина и его соавторов (1993) рассматриваем как аллювиальные, поскольку прекрасная сохранность содержащихся в них растительных остатков полностью исключает какую бы то ни было их транспортировку водным путем).

Местонахождение Мулино, хотя стратиграфически и литологически вполне отвечает тому же самому старичному горизонту, но образовалось,

по-видимому, в несколько иных условиях. Растительные остатки здесь гораздо более однообразны (почти исключительно листья рода *Tatarina*), а фитолеймы представлены только кутикулами фактически без какого-либо углистого вещества, хотя морфологическая их сохранность остается хорошей. Очевидно, захоронение растений здесь происходило в обстановке более открытого водоема при большем доступе кислорода, но все же вблизи от берега. Образование этого местонахождения можно связать с подводной частью речной дельты, на что указывает и морфология вмещающей его песчаной линзы: эта линза имеет ровную подошву и выпуклую кровлю, т.е. обращена выпуклостью вверх. Изменение таксономического состава комплекса, вероятно, связано с геоботаническими причинами: растительность надводной дельты, за счет которой главным образом формировалось местонахождение, была, видимо, более однообразной, чем растительность собственно речной долины на значительном удалении от устья.

Третий тафономический тип представлен обсуждаемым в настоящей статье местонахождением Котельнич. Литологический тип осадка (серый алеврит в ассоциации с “табачным” полимиктовым песчаником) здесь близок к предшествующим местонахождениям, однако алеврит не заключен внутри песчаника, а лишь “примыкает” к нему. Фитолеймы встречаются исключительно редко, часто наблюдается лимонитизация растительных остатков (вместо пиритизации). Все это указывает на то, что водоем, в котором происходило захоронение, был еще более открытым и хорошо аэрируемым. Косвенным подтверждением этого является также присутствие в Котельнице необычного для татариновой флоры вида *Algites* sp. AVG-1. К этому виду относятся остатки водорослей, известные до настоящего времени только из одного нижнетатарского местонахождения Кичкас в Оренбургской области. Осадки, содержащие *Algites* sp. AVG-1 в этом местонахождении, накапливались в весьма обширном водоеме (возможно, даже в море – Миних и др., 1992; Gomankov, 1995) и на значительном расстоянии от берега. Возможно, что местонахождение Котельнич связано с периферической частью подводной дельты, хотя количество “речного” материала (серого алеврита и “табачного” песчаника) здесь сравнительно мало.

Наконец четвертый тафономический тип представлен местонахождениями Микулино и Опоки. Фитолеймы здесь полностью отсутствуют. Растительные остатки имеют вид отпечатков (обычно сильно фрагментированных, часто лимонитизированных или покрытых кальцитовой корочкой) преимущественно в красноцветных аргиллитах или песчаниках. Такие захоронения формировались, видимо, в обширных озерных

водоемах на значительном расстоянии от берега. Наблюдаемая бедность их таксономического состава связана в данном случае, вероятно, с тем, что далеко не все остатки растений выдерживали столь дальний перенос.

Таким образом, тафономические особенности местонахождения Котельнич, рассматриваемые в контексте с другими позднепермскими местонахождениями севера Русской платформы, позволяют сделать вывод о его формировании в условиях обширного озерного бассейна, но на сравнительно небольшом удалении от берега.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бороздина З.И., Олферьев А.Г.* О принципах выделения вятского горизонта в разрезе татарского яруса юго-восточного борта Московской синклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 1. С. 114–120.
- Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Суслов Г.А.* Крупные песчаные линзы в верхнепермских отложениях севера Московской синеклизы // Тр. Санкт-Петербургского об-ва естествоиспытателей. 1993. Т. 83. Вып. 2. 112 с.
- Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М.: Недра, 1984. 139 с.
- Вьюшков Б.П.* Местонахождение парейазавров на Вятке ниже Котельнича // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1953. Т. XXVIII. № 2. С. 49–56.
- Гоманьков А.В.* Стратиграфия татарских отложений р. Вятки и проблемы номенклатуры татарского яруса // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. 1992. Вып. 1. С. 85–87.
- Гоманьков А.В.* Систематическая принадлежность пермских миоспор // Теория и практика палинологических исследований перми и триаса СССР. Рукопись деп. в ВИНТИ № 4839-В86. Сыктывкар, 1986. С. 4–9.
- Гоманьков А.В., Мейен С.В.* Татаринская флора (состав и распространение в поздней перми Евразии). М.: Наука, 1986. 174 с.
- Губин Ю.М.* Некоторые особенности захоронения парейазавров в верхнепермском местонахождении Котельнич // Вопросы герпетологии. 7. Всес. герпетол. конф. Киев, 26–29 сент.: Автореф. докл. Киев: Наукова думка, 1989. С. 70.
- Ефремов И.А., Вьюшков Б.П.* Каталог местонахождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 185 с.
- Ивахненко М.Ф.* Новый позднепермский драмозавр (Anomodontia) из Восточной Европы // Палеонтол. ж. 1994. № 1. С. 77–84.
- Игнатьев В.И.* Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. I. Стратиграфия. Казань: Изд-во КГУ, 1962. 334 с.
- Коньков Л.В.* Флора верхнепермских отложений Оренбургского и южной части Башкирского Приуралья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 4. Ч. 1. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1967. С. 21–26.
- Мейен С.В.* Пермские флоры Русской платформы и Приуралья // Современные проблемы палеонтологии. М.: Наука, 1971. С. 294–308.
- Миних А.В., Миних М.Г., Погуца Т.И., Гоманьков А.В.* Тафономические исследования местонахождения Кичкас в позднепермских медистых песчаниках // Материалы по методам тафономических исследований: Межвузовский научный сборник. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1992. С. 108–120.
- Олферьев А.Г.* О корреляции стратотипических разрезов верхнетатарского подъяруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. Т. 10. С. 123–132.
- Опорный разрез татарского яруса реки Сухоны. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1981. 116 с.
- Очев В.Г.* Загадочный Котельнич // Природа. 1995. № 2. С. 53–59.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Ленинград, 1988 г. Пермская система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 48 с.
- Строк Н.И.* Позднепермские озера Московской синеклизы // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л.: Наука, 1987. С. 128–139.
- Татаринов Л.П.* Viatkosuchus sumini – новый тероцефал из верхней перми Кировской области // Палеонтол. ж. 1995. № 1. С. 84–96.
- Твердохлебов В.П., Твердохлебова Г.И., Гоманьков А.В.* Ландшафтные особенности Южного Приуралья в позднепермское время // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: ГИН РАН, 1989. С. 175–177.
- Твердохлебов В.П., Шминке Л.Н.* Эоловые образования татарского яруса в бассейне реки Вятки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 4. С. 934–936.
- Тихвинская Е.И.* Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы (к 100-летию пермской системы 1841–1941). Т. 1 // Уч. зап. Казан. ун-та. 1946. Т. 106. Кн. 4. Геология. Вып. 16. 354 с.
- Форш Н.Н.* О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока Русской платформы по комплексу литолого-стратиграфических, палеомагнитных и палеонтологических данных // Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л.: Гостоптехиздат, 1963. С. 175–211.
- Gomankov A.V.* The relationship between plant micro- and megafossil assemblages: an environmental signal in the Uppermost Permian of the Russian platform // Organisation Internationale de Paleobotanique, IV-eme Conference, Paris, 1992. Resumes des communications. Paris, 1992. P. 68.
- Gomankov A.V.* Kitchkas flora from the Lower Tatarian of the Southern Urals // Paleontolog. J. 1995. V. 29. № 2A. P. 81–104.
- Maheshwari H.K., Meyen S.V.* Cladostrobus and the systematics of Cordaitalean leaves // Lethaia. 1975. V. 8. № 2. P. 103–123.

Рецензенты М.В. Дуранте, А.С. Алексеев

УДК 581.33:551.213.3(571.5)

ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ ОТЛОЖЕНИЙ МААРОВЫХ ОЗЕР ТУНГУССКОЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

© 1997 г. В. А. Наумов*, И. В. Лузина**

* Иркутский государственный университет
664003 Иркутск, ул. К. Маркса, 1, Россия** Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья
664026 Иркутск, ул. Декабрьских событий, 29, Россия

Поступила в редакцию 04.10.94 г., получена с доработки 15.02.95 г.

Изучены палинокомплексы из отложений мааровых озер, залегающих в верхней части закончивших развитие трубчатых структур южной и юго-восточной частей Тунгусской палеовулканической области. Их состав сопоставляется с палинокомплексами пудинского и частично двурогинского фитоостратиграфических горизонтов. Это означает, что массовый вулканизм и рудный процесс на юге и юго-востоке Тунгусской синеклизы закончились в донерюндинское время. Постоянным компонентом палинокомплексов являются акритархи, благоприятной областью обитания которых являются воды нормальной (морской) солености. Показано, что акритархи могут служить индикаторами трубчатых структур при палеовулканических реконструкциях и поисках новых железорудных месторождений.

Ключевые слова. Палинокомплексы, озерные отложения, рудоносные трубчатые структуры, вулканизм, Тунгусская палеовулканическая область.

Озерные отложения трубчатых структур – наиболее интересный и наименее изученный геологический объект Тунгусской палеовулканической области, занимающей значительную часть Тунгусской синеклизы. Они выполняют кальдероподобные депрессии или воронки взрыва в верхних частях трубчатых структур, заполнение которых грунтовыми водами превращает их в маары (Ритман, 1964). Описываются либо как осадки кратерных озер (Страхов, 1960), либо отложения “чаш” – изометричных мультиморфных конседиментационных впадин, обусловленных трудными процессами просадки в пределах жерловой части в связи с уплотнением брекчиевого столба диатрем при выщелачивании из них растворимых компонентов дренируемыми подземными водами (Фон-дер-Флаасс, 1977).

Они выполнены продуктами размыва туфогенных пород корвунчанской серии, эруптивных брекчий и скарново-рудных зон трубчатых структур. Выделяются под названием нерюндинская толща для Ангарского района (Корреляционная региональная..., 1981), кычетская толща для красноярской части Ангарской железорудной провинции (Круговых, Киселев, 1982), иноглийская толща для бассейна верхнего течения р. Нижней Тунгуски (Анкудимов, Наумов, 1986).

Из выявленных местонахождений озерных отложений “чаш” почти все они приходятся на хорошо изученные трубчатые структуры месторождений Ангарской железорудной провинции в южной части Тунгусской синеклизы: Октябрьского, Материковского, Читорминского, Рудно-

горского, Бериканского, Молдаванского, Марского, Капаевского, Нерюндинского, Кычетского и лишь одно – Иноглийское – на территорию Тунгусской железорудной провинции в юго-восточной части Тунгусской синеклизы (рисунок). Есть все основания предполагать, что кратерно-озерные отложения перекрывали Коршуновское и Татьянинское месторождения Ангарской провинции, но были уничтожены в результате глубокого эрозионного среза (как минимум 600 м в районе Коршуновского месторождения).

Возраст озерных отложений по одним данным позднеюрский–раннемеловой (Страхов, 1960, 1978) либо раннемеловой (Пухнарович, 1983), по другим – раннетриасовый (Ильина, Гутова, 1973; Круговых, Киселев, 1982; Неуструева, 1984; Полякова, Вишнякова, 1984; Наумов и др., 1988) либо ранне-среднетриасовый (Одинцова и др., 1980). Между тем данные о возрасте отложений мааровых озер важны с точки зрения окончания рудного процесса в трубчатых структурах, поскольку озерные отложения содержат горизонты кластогенных маргит-магнетитовых руд. Не менее важен и временной аспект прогноза новых месторождений: ряд исследователей (Ангари-Виллюйский..., 1980) считает, что в изученном районе “рудообразование в геологическом времени (ранняя юра–ранний мел) оторвано от проникновения платобазальтов в осадочный чехол, приходящегося на пермь–триас”.

Ниже приводятся результаты исследований палинологии озерных отложений Октябрьского, Капаевского, Нерюндинского и Материкового

алевролиты, столь характерные для других месторождений, здесь не развиты. Встречены лишь отдельные интервалы массивных туфоалевролитов с отпечатками растений, подобных отложениям нерюндинской толщи в стратотипе. Ритмититы встречаются в виде разрозненных интервалов на разных уровнях толщи и представлены переслаиванием специфического набора пород: вулканомиктовых магнетитсодержащих песчаников, песчаных магнетитовых калькаренитов, хемогенных известняков, магнетитсодержащих туффитов и магнетитовых песчаников.

Характерной особенностью всех изученных озерных отложений является высокое содержание карбонатного цемента вплоть до перехода их в обломочно-карбонатные и карбонатные породы. Отложения чаш неоднократно проседали. Просадки сопровождались взмучиванием и оползанием осадков, нарушением залегания и неоднократного брекчирования неконсолидированного или слабо консолидированного осадка, привнесом грубого обломочного материала. Широко развиты постседиментационные тектонические брекчии, охватывающие различные по мощности и положению пачки слоев. В наибольшей степени дислокациям подверглись озерные отложения Материковского месторождения и Читорминского рудопроявления.

ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения мааровых озер и их палинокомплексы изучались в палинологической лаборатории ВостСибНИИГГиМСа и Иркутском государственном университете в течение тематических работ 1979–1985 гг. Определение микрофоссилий производили Л.А. Анкудинова, И.В. Лузина и В.Л. Пеннигина. Всего из озерных отложений проанализировано 626 проб, из которых 360 содержали споры и пыльцу. По общему составу и соотношению основных таксонов выделенные спорово-пыльцевые спектры объединены в четыре палинокомплекса нижнего триаса.

Наиболее древний палинокомплекс выделен из отложений иноглийской толщи в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски. Для палинокомплекса характерно высокое содержание в спектрах пыльцы рода *Gnetaceapollenites*. Субдоминантами являются пыльца *Disaccites* и структурных *Azonoletes*. Среди сопутствующих отмечена пыльца хвойных с ребристым телом (*Taeniaesporites* sp., *Striatopodocarpites* sp., *Lueckisporites* spp.), сем. *Podocarpaceae*, *Zonaletes restrictus* Andr. Среди спор присутствуют в значительном количестве палеофитные виды: *Turrisporites sibiricus* (Medv.) Lub., *Nigrisporites marginatus* (Portn.) Drjag., *N. nigritellus* (Lub.) Oschur., *Trachytriletes tumulosus* (Andr.) Drjag., *Raistrickia comuta* (Andr.) Lub. et Dibn., *Granulatisporites facerus* (Andr.) Lub.

Таблица 1. Сопоставление подкомплексов палинокомплекса иноглийской толщи

Список таксонов	ПК-I				ПК-II		ПК-III		
	10%	20%	30%	40%	10%	20%	10%	20%	30%
<i>Nevesisporites</i> sp.									
<i>Naumovasporea striata</i>									
<i>Raistrickia-Neoraistrickia</i>									
<i>Caliendrina</i> sp.									
<i>Apiculatisporis levis</i>									
Прочие споры									
<i>Vitreisporites</i> sp.									
<i>Yinkgocycadophytus</i> sp.									
<i>Platysaccus</i> sp.									
<i>Disaccites</i>									
<i>Triadispora</i> sp.									
<i>Lueckisporites</i> spp.									
Хвойные с ребристым телом									
<i>Gnetaceapollenites</i> sp.									
<i>Azonoletes</i> (структур. экз.)									
<i>Taeniaesporites</i> spp.									
<i>Zonaletes restrictus</i>									
<i>Cordaitina</i> sp.									
Акритархи									

Примечание. Процент акритарх подсчитан от общего количества микрофоссилий.

Вместе с тем широко представлены мезофитные виды спор: *Naumovasporea striata* Jans., *Concavisporites* sp., *Punctatisporites limpidus* War., *Stenozonotrilites bellus* War., *Apiculatisporis levis* Balme et Henn., а также таксоны *Nevesisporites limatulus* Playf., *Osmundacidites* sp., *Kraeuselisporites* sp., появляющиеся в верхней перми Евразии, но являющиеся совместно с *Punctatisporites*, *Galamospora*, *Marattisporites* определяющими в сибирских палиноассоциациях первой половины нижнего триаса (Романовская, Васильева, 1990).

По количественному соотношению миоспор выделяются три подкомплекса в интервалах 273.7–368.0 м, 140.6–273.7 м и 28.0–140.0 м (табл. 1).

Для первого подкомплекса (интервал 273.7–368.0 м) характерно доминирование пыльцы *Gnetaceapollenites* sp. (30–45%), субдоминирование пыльцы хвойных *Disaccites* и структурных *Azonoletes*, среди сопутствующих *Vitreisporites* sp., *Taeniaesporites* sp., *Lueckisporites* sp., *Platysaccus* sp., *Microcachrydites* sp., *Zonaletes restrictus* Andr., *Cordaitina* sp.

Споры в основном состоят из вышеперечисленных палеофитных видов. Процент мезофитных

Таблица 2. Сопоставление палинокомплексов нерюндинской толщи

Основные таксоны	ПК-II			ПК-III			ПК-IV		
	10%	20%	30%	10%	20%	30%	10%	20%	30%
Leiotrilites spp.									
Apiculatisporis levis									
Nevesisporites sp.									
Perotrilites minor									
Naumovaspore striata									
Caliendrina triagula									
Прочие споры									
Vitreisporites spp.									
Triadispora sp.									
Platysaccus spp.									
Lueckisporit spp.									
Taeniaesporites spp.									
Пыльца с ребристым телом									
Klausipollenites sp.									
Yinkgocycadophytus sp.									
Ynetaceapollenites sp.									
Azonalates (структурные)									
Прочие споры									
Акритархи									

Примечание. Процент акритарх подсчитан от общего количества микрофоссилий.

форм – *Naumovaspore striata* Jans. и спор *Nevesisporites* sp., *Osmundacidites* sp. невысок. Единично отмечаются *Concavisporites* sp., *Stenozonotrilites bellus* War., *Lophotrilites minutepunctatus* Bolch., *Apiculatisporis levis* Baime et Henn. В небольших количествах найдены *Veryhachium*.

Во втором подкомплексе из интервала 140.6–273.7 м резко сокращается содержание пыльцы рода *Gnetaceapollenites* и увеличивается количество пыльцы хвойных с ребристым телом – *Taeniaesporites* sp. до 15% и *Lueckisporites* sp. до 10%. Споровая часть обедняется за счет уменьшения количества палеофитных видов. Из последних встречаются только *Turrisporites sibiricus* (Medv.) Lub., *Nigrisporites nigrifellus* (Lub.) Oschur., *N. marginatus* (Portn.) Oschur., *Raistrickia* sp. и пыльца кордаитовых.

В третьем подкомплексе, выделенном в интервале 28–140 м, соотношение спор и пыльцы не

выдержано. В споровой части наиболее часто отмечаются *Raistrickia* sp., *Neoraistrickia* sp., *Nevesisporites* sp., *Naumovaspore striata* Jans., меньше *Osmundacidites* sp., *Acanthotrilites* sp., *Lophotrilites* sp., почти не встречаются палеофитные виды. Среди пыльцы несколько больше, чем во втором подкомплексе, *Zonales* *restricatus* Andr., *Cordaitina* sp., в основном состав тот же. Акритарх несколько больше, чем в первых двух подкомплексах.

Палинокомплекс иноклийской толщи по высокому содержанию пыльцы *Gnetaceapollenites* sp., по присутствию спор *Naumovaspore striata* Jans., *Nevesisporites* sp., мелкошпиговатых *Osmundacidites* sp., *Apiculatisporis* sp., пыльцы *Vitreisporites* sp., хвойных и кордаитовых имеет сходство с палинокомплексом лимпэконской свиты р. Илимпей и верхней части бугариктинской свиты среднего течения Нижней Тунгуски (Ярошенко, 1967), отличаясь большим участием палеофитных миоспор и меньшим *Vitreisporites* sp. По высокому содержанию пыльцы *Gnetaceapollenites* sp., присутствию *Lueckisporites* spp., *Taeniaesporites* sp., *Naumovaspore striata* Jans. сопоставляется с комплексами иргактинской толщи бугариктинской свиты центральной части Тунгусского бассейна и комплексами из верхней части корвунчанской свиты среднего течения Нижней Тунгуски (Романовская, Табачникова..., 1973; Круговых, 1978, 1983), отличаясь присутствием палеофитных видов, что, естественно, удвевняет возраст палинокомплекса.

В среднем Приангарье мезофитные палинокомплексы получены из отложений нерюндинской толщи на Нерюндинском, Капаевском, Октябрьском и Материковом месторождениях и Читорминском рудопроявлении. По составу спектров здесь выделяются второй, третий и четвертый палинокомплексы (табл. 2).

Второй палинокомплекс получен из керна скважины № 46 Нерюндинского месторождения (интервал 60–120 м), скважин № 29 и 32 Октябрьского и скважины № 60 Материковского месторождений. В палинокомплексе доминирует пыльца *Disaccites*, субдоминирует пыльца *Vitreisporites* sp., *Platysaccus* spp., *Triadispora* sp., разнообразных *Lueckisporites*, *Taeniaesporites*. Среди сопутствующих отмечена пыльца *Azonalates* со структурной экзиной, *Gnetaceapollenites* sp., *Ginkgocycadophytus* sp.

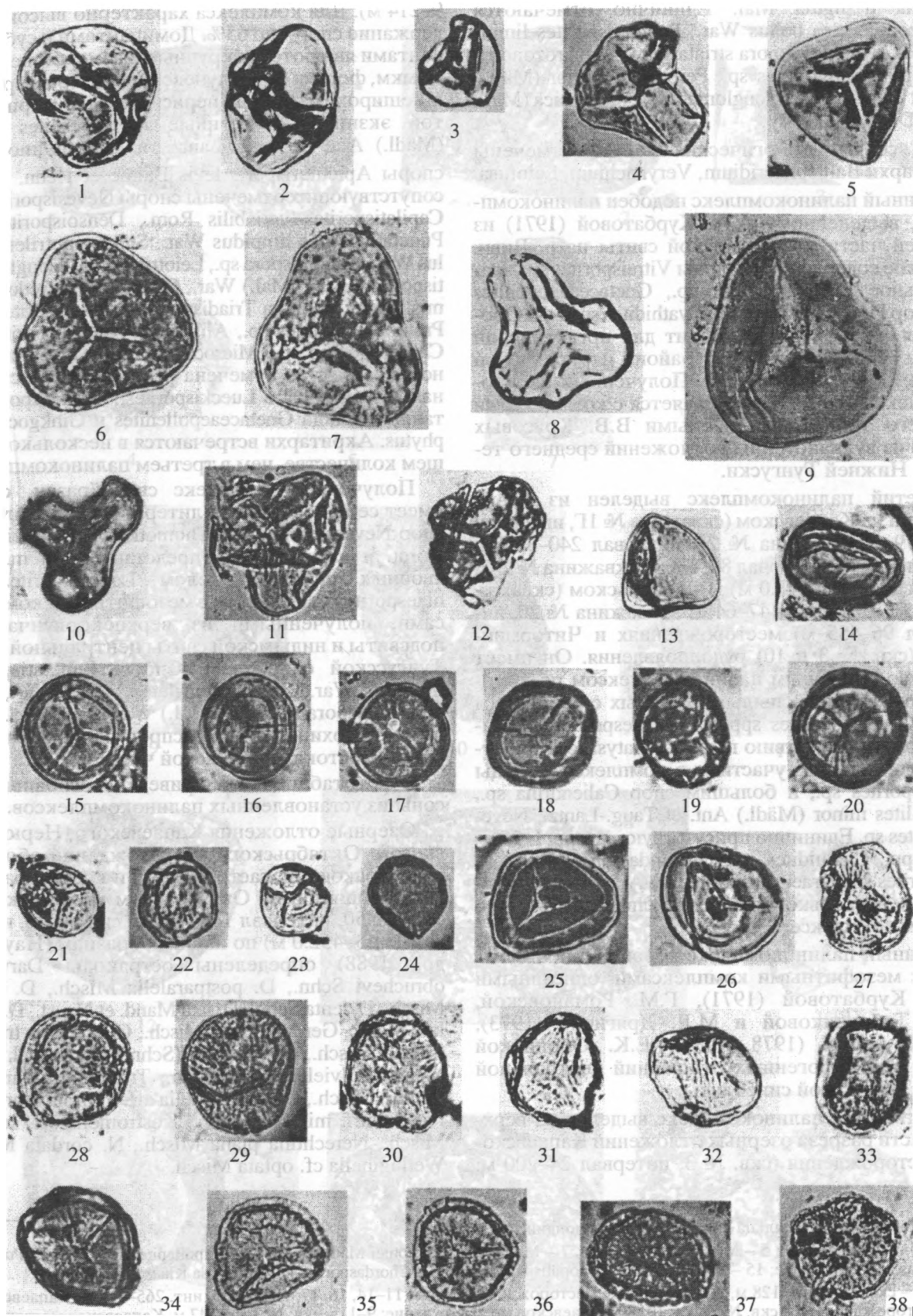
Спор в комплексе мало, до 15%. Чаще отмечаются споры *Nevesisporites* sp., *Leiotrilites* spp., меньше спор мелкошпиговатых: *Apiculatisporis levis* Balme et Henn., *Osmundacidites* sp., *Capilatisporites variabilis* (Portn.) Rom., каламитов *Calamospore* sp.,

Фототаблица I. Споры из отложений нерюндинской толщи.

1, 2 – *Dictyophyllidites harrissii* Coup.; 3 – *Dictyophyllidites* sp.; 4–8 – *Cyathidites* spp.; 9–11 – *Cyathidites microreticularis* Rom.; 12 – *Cyathidites* spp.; 13 – *Leiotrilites* sp.; 14–20 – *Nevesisporites* spp.; 21–24 – *Nevesisporites limatulus* Pl.; 25, 26 – *Chomotrilites* sp.; 27–32 – *Naumovaspore striata* Jans.; 33–38 – *Perotrilites minor* (Mädl.) Ant. et Taug.-Lantz. Увел. 600.

1–20 – скв. № 3, инт. 147–318 м, Капаевское месторождение; 21–32 – скв. № 46, гл. 128 м, Нерюндинское месторождение; 33–38 – скв. № 3, гл. 147 м, Капаевское месторождение.

Таблица I



Punctatisporites sp. и с морщинистой экзиной – *Caliendrina triangula* Mal. Единично отмечаются *Stenozonotrilites bellus* War., *Punctatisporites limpidus* War., *Naumovasporea striata* Jans., *Camarozonotrilites* sp., *Trachytrilites* sp., *Perotrilites minor* (Mädl.) Ant. et Taug.-Lantz., *Conglomeratispora triassica* (Mal.) War., *Danaeopsites* sp.

Во всех палинологических спектрах отмечены акритархи *Baltisphaeridium*, *Veryhachium*, *Leiofusa*.

Данный палинокомплекс подобен палинокомплексу, выделенному А.А. Курбатовой (1971) из верхней части корвунчанской свиты на р. Виви. Высокое содержание пыльцы *Vitreisporites* sp., значительное *Lueckisporites* spp., *Gnetaceaepollenites* sp., спор *Punctatisporites* sp., *Syathidites* sp. Е.К. Обоничкая (1973, 1974) приводит для иргактинской толщи Нижнетунгусского района и пирдинской свиты Ейкинского района. Полученный палинокомплекс хорошо сопоставляется с комплексами нижнего триаса, полученными В.В. Круговых (1978) из вулканогенных отложений среднего течения Нижней Тунгуски.

Третий палинокомплекс выделен из керна скважин на Капаевском (скважина № 1Г, интервал 310–379 м; скважина № 24, интервал 240–355 м; скважина № 6, интервал 80–130 м; скважина № 202, интервал 187.3–193.0 м) и Октябрьском (скважина № 50, интервал 447–646 м; скважина № 26, интервал 96–455 м) месторождениях и Читорминском (скв. № 3 и 10) рудопроявления. Он имеет сходство со вторым палинокомплексом по высокому содержанию пыльцы хвойных с ребристым телом *Lueckisporites* spp. и *Taeniaesporites*, значительно присутствию пыльцы *Platysaccus* sp., отличаясь меньшим участием в комплексе пыльцы *Vitreisporites* sp., и большим спор *Caliendrina* sp., *Perotrilites minor* (Mädl.) Ant. et Taug.-Lantz., *Nevesisporites* sp. Единично присутствуют споры *Leiotrilites* spp., *Syathidites* sp., *Osmundacidites* sp., *Densoisporites* sp., *Kraeuselisporites* sp. Акритархи отмечены в несколько большем количестве, чем во втором комплексе.

Данный палинокомплекс хорошо сопоставляется с мезофитными комплексами, описанными А.А. Курбатовой (1971), Г.М. Романовской, И.П. Табачниковой и М.Л. Дрягиной (1973), В.В. Круговых (1978, 1983), Е.К. Обоничкой (1974) для туфогенных отложений центральной части Тунгусской синеклизы.

Четвертый палинокомплекс выделен из верхней части разреза озерных отложений Капаевского месторождения (скв. № 3, интервал 24–200 м;

скв. № 1Г, интервал 43–223 м; скв. № 24, интервал 9–214 м). Для комплекса характерно высокое содержание спор – до 65%. Доминантами и субдоминантами являются некрупные, размером не более 30 мкм, формы с трехлучевой щелью разверзания и нешироким тонким периспорием, с морщинистой экзиной, отнесенные к *Perotrilites minor* (Mädl.) Ant. et Taug.-Lantz., и мелкошиповатые споры *Apiculatisporis levis* Balme et Henn. Среди сопутствующих отмечены споры *Nevesisporites* sp., *Capilatisporites variabilis* Rom., *Densoisporites* sp., *Punctatisporites limpidus* War., *Stenozonotrilites bellus* War., *Calamospora* sp., *Leiotrilites* sp., *Conglomeratispora triassica* (Mal.) War., *Chomotrilites redunciformis* Korot., пыльца *Triadispora* sp., *Falcisporites* spp., *Protohaploxypinus* sp., *Alisporites* sp., *Alisporites* sp., *Chordasporites* sp., *Microcachryidites*. В значительном количестве отмечена разнообразная стриатная пыльца родов *Lueckisporites*, *Taeniaesporites*, а также пыльца *Gnetaceaepollenites* и *Ginkgocycadophytus*. Акритархи встречаются в несколько меньшем количестве, чем в третьем палинокомплексе.

Полученный комплекс своеобразен, он не имеет себе подобных в литературе. По наличию спор *Nevesisporites* sp., *Chomotrilites redunciformis* Korot. и разнообразно представленной пыльцы хвойных с ребристым телом – *Lueckisporites*, *Taeniaesporites* сопоставим с мезофитными комплексами, полученными из верхнекорвунчанской подсвиты и нидымской свиты центральной части Тунгусской синеклизы. Споры *Punctatisporites limpidus* War., *Stenozonotrilites bellus* War., *Conglomeratispora triassica* (Mal.) War., как указывает Л.М. Варюхина (1971), распространены в триасе северо-востока европейской части СССР.

В фототаблицах I–V приведены основные таксоны из установленных палинокомплексов.

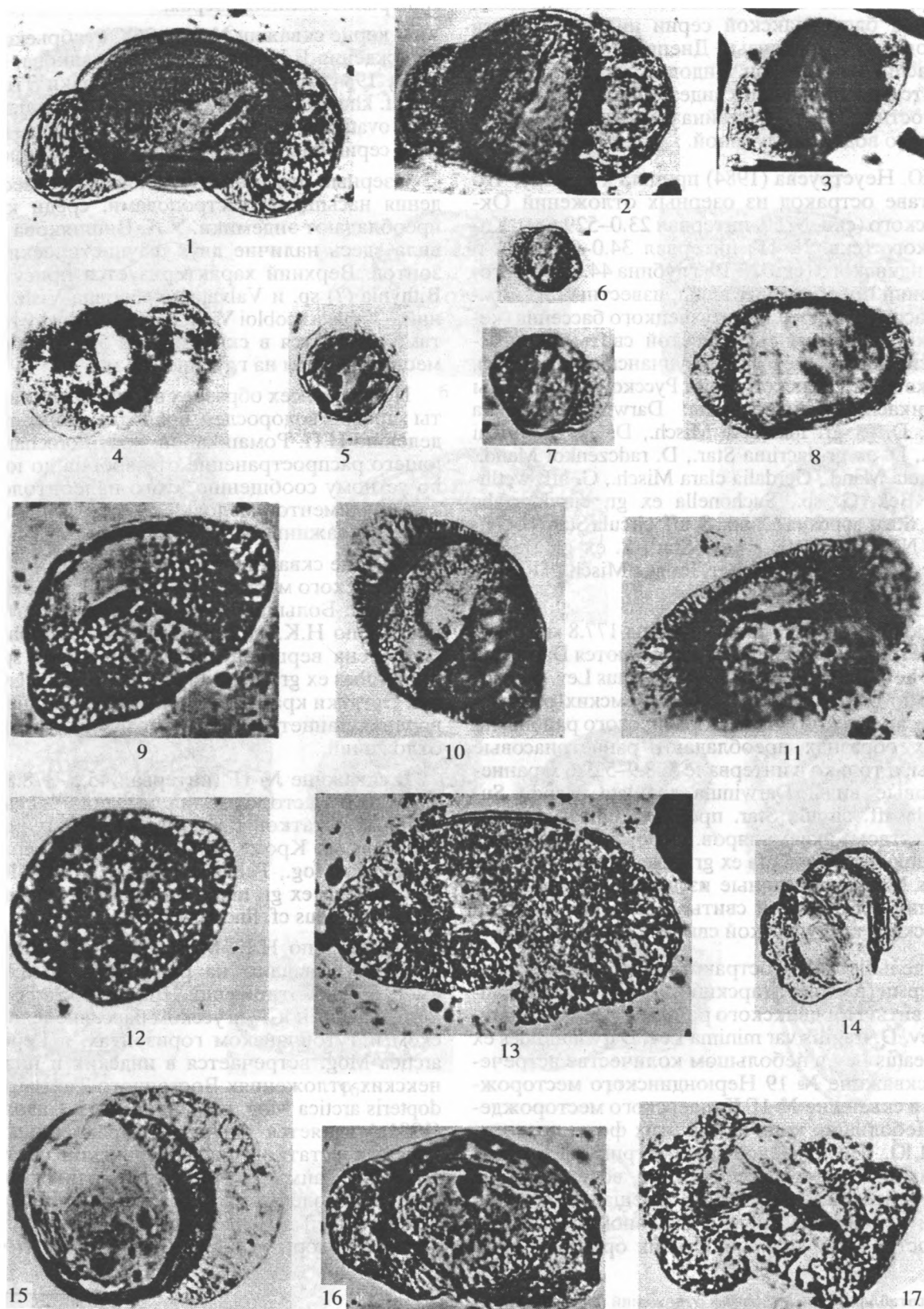
Озерные отложения Капаевского, Нерюндинского и Октябрьского месторождений обогащены остракодами, гастроподами и конхостраками. Е.М. Мишиной на Октябрьском месторождении (скв. № 50, интервал 149–471 м; скв. № 26, интервал 111.3–452.0 м) по нашим образцам (Наумов и др., 1988) определены остракоды *Darwinula obrucheви* Schn., *D. postparaella* Misch., *D. brevis* Misch., *D. lenta* Schn., *D. lata* Mand. et Neust., *D. angulata* Mand., *Gerdalia clara* Misch., *Clinocypris triassica* (Schn.) Misch., *Cl. elongata* (Schn.) Misch., *Cl. scolia* Mand., *Pulviella ovalis* Schn., *Triassinella chramovi* (Schn.) Misch., *Lutkevichinella aff. minima* Star., *Glorianella aff. mirtovae* Schn., *Kostromella aff. solubris* Misch., *Nerechtina plana* Misch., *N. cordata* Misch., *Wetluginella cf. optata* Misch.

Фототаблица II. Пыльца из отложений Нерюндинской толщи.

1–4 – *Platysaccus* sp.; 5 – *Minutosaccus* spp.; 6, 7 – *Minutosaccus potonie* Mädl.; 8–13 – *Klausipollenites schaubergeri* Pot. et Klaus.; 14 – *Coniferae*; 15 – *Illinites* sp.; 16 – *Scopulisporites* sp.; 17 – *Chordasporites singulichorda* Klaus. Увел. 600.

1, 2 – скв. № 46, гл. 128 м, Нерюндинское месторождение; 3, 5–8, 11–14, 16, 17 – скв. № 3, инт. 265–318 м, Капаевское месторождение; 4 – скв. № 24, гл. 101 м, Капаевское месторождение; 9–11 – скв. № 3, гл. 147 м, Капаевское месторождение; 15 – скв. № 26, гл. 37.7 м, Капаевское месторождение.

Таблица II



Весь комплекс остракод, по мнению Е.М. Мишиной, хорошо сопоставляется с ассоциациями остракод баскунчакской серии нижнего триаса Московской синеклизы, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин. Видовой состав остракод меняется по разрезу и свидетельствует о нестабильности озерного бассейна с изменяющейся соленостью вод и их глубиной.

И.Ю. Неуструева (1984) пришла к выводу, что в составе остракод из озерных отложений Октябрьского (скв. № 50, интервал 23.0–529.6 м), Капаевского (скв. № 1Г, интервал 34.0–387.5 м) и Нерюндинского (скв. № 19, глубина 44.5 м) месторождений преобладают виды, известные из нижнетриасовых отложений Кузнецкого бассейна (кедровский горизонт мальцевской свиты), Тунгусской синеклизы (верхнекорвунчанская подсвита), а также из ветлужской серии Русской платформы и Прикаспийской впадины: *Darwinula angulata* Mand., *D. ex gr. inassueta* Misch., *D. ex gr. ulrichi* Misch., *D. ex gr. lacrima* Star., *D. radcenkoi* Mand., *D. minuta* Mand., *Gerdalia clara* Misch., *G. aff. wetlugensis* Bel., *G. sp.*, *Suchonella ex gr. curvidorsalis* Mand., *S. aff. apposita* Mand., *S. aff. circula* Star., *S. constricta* Neustr., *S. aff. rycovi* Star., *S. ex gr. stabilis* Neustr., *Darwinuloides ex gr. longus* Misch., *D-s ovi-formis* Mand., *D-s sp.*

В скважине № 50 ниже глубины 177.8 м наряду с раннетриасовыми видами встречаются *Darwinula arctica* Lev, *Darwinuloides ex gr. alveatus* Lev., первоначально описанные из верхнепермских отложений мисайлапской свиты Нордвикского района, но в этих образцах преобладают раннетриасовые формы, и только в интервале 528.9–529.6 м раннетриасовые виды *Darwinula angulata* Mand., *Suchonella aff. circula* Star. представлены меньшим количеством экземпляров. Кроме того, здесь встречаются *Darwinula ex gr. casta* Misch., *D. ex gr. frivolus* Mand., описанные из верхнепермских отложений дегалинской свиты в бассейне Нижней Тунгуски и тайлуганской свиты в Кузбассе.

Отдельные виды остракод, известные из верхней перми (верхнетатарский подъярус) мисайлапской свиты Нордвикского района, – *Darwinula arctica* Lev, *D. fragilis var minima* Lev, *Darwinuloides ex gr. alveatus* Lev в небольшом количестве встречены в скважине № 19 Нерюндинского месторождения и скважине № 1Г Капаевского месторождения. Небольшие количества этих форм позволяют И.Ю. Неуструевой рассматривать их как доживающие формы пермского возраста и не противоречащие отнесению вмещающих отложений к нижнему триасу. Таксономический состав остракод и особенности их ориктоценозов

свидетельствуют об их обитании в значительно минерализованных озерах.

В керне скважин № 50 и 26 Октябрьского месторождения Е.Н. Поляковой (Полякова, Вишнякова, 1984) определены конхостраки *Triemphigus cf. khovorkiliensis* Nov., *Limnadia komiana* Mol., *L. cf. ovata* Nov., *Estheriina sp.*, известные из ветлужской серии нижнего триаса Русской платформы.

Озерные отложения Октябрьского месторождения насыщены гастроподами, среди которых преобладают эндемики. У.А. Вишнякова установила здесь наличие двух фаунистических горизонтов. Верхний характеризуется присутствием *Bithynia* (?) sp. и *Valvata octoberiana* Vish., а нижний – *Valvata scobloi* Vish. Граница между горизонтами находится в скважине № 50 Октябрьского месторождения на глубине 184 м.

Почти во всех образцах встречаются гилогониты харовых водорослей, принадлежащих, по определению Н.П. Ромашкиной, роду *Porochara*, имеющего распространение от карбона до юры, но, по устному сообщению этого палеонтолога, никаких элементов меловых харофитов в коллекции из скважины № 50 не встречено.

В керне скважины № 50 (интервал 100–400 м) Октябрьского месторождения собраны отпечатки растений. Большая часть их принадлежит, по заключению Н.К. Могучевой, роду *Cladophlebis* sp. Встречена вершина листа *Taeniopteris* sp., семя *Carpolithes ex gr. minor* Pryn., *Arthropsidea* gen. et sp. ind. Остатки крайне фрагментарны, но не противоречат раннетриасовому возрасту вмещающих отложений.

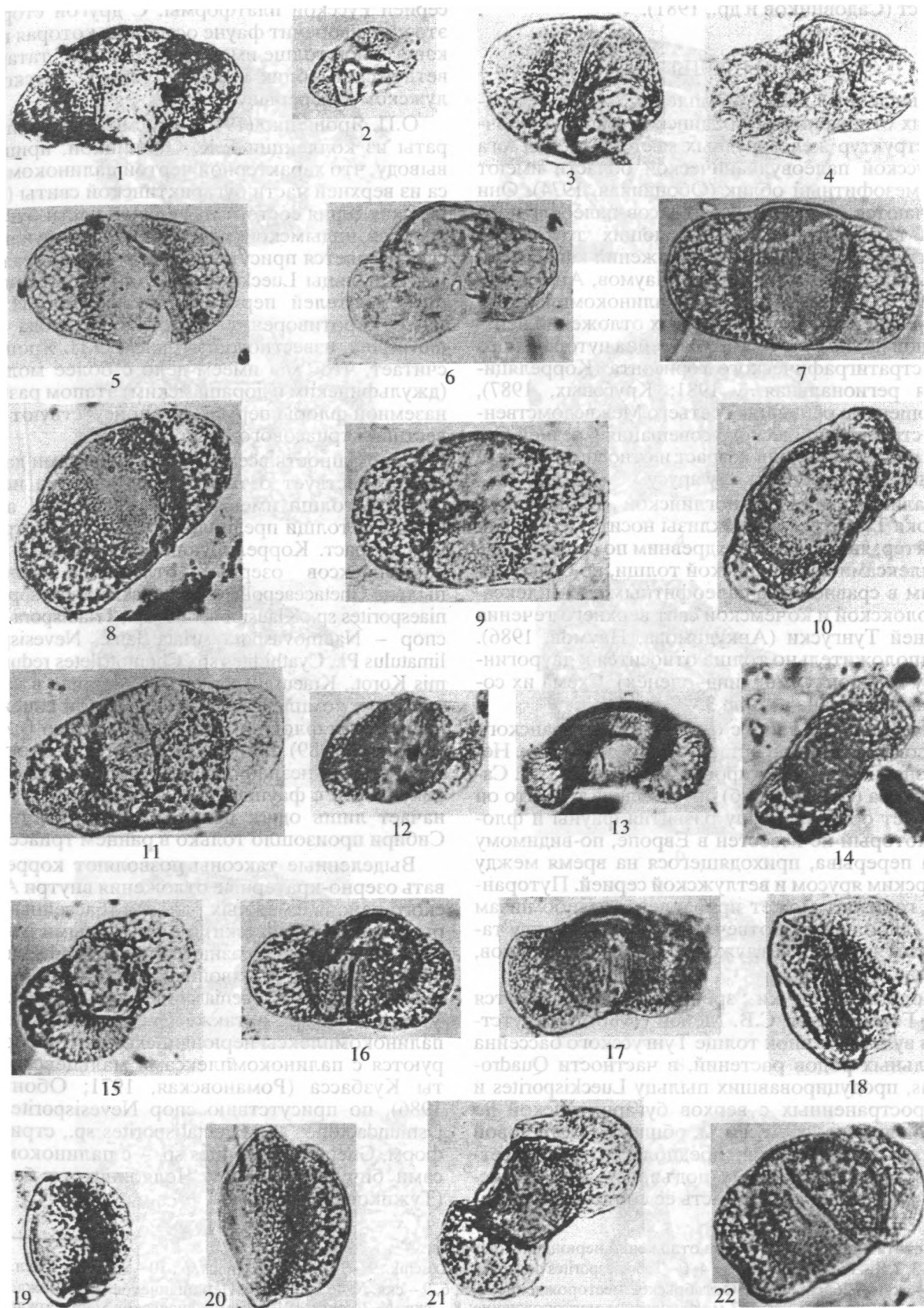
В скважине № 1Г (интервал 45.5–378.8 м) Капаевского месторождения большая часть растительных остатков также принадлежит роду *Cladophlebis* sp. Кроме того, встречены *Lepidopteris cf. arctica* Mog., *Peltaspermum* sp., *Carpolithes* sp., *Cladophlebis ex gr. margoserzata* Mog., *Katasiopteris* sp., *Elatocladus cf. linearis* Pryn.

По мнению Н.К. Могучевой, перечисленные формы указывают на раннетриасовый возраст вмещающих отложений. Вид *Elatocladus linearis* Pryn. известен в Тунгусском бассейне в двурогинском и тутончанском горизонтах, а *Lepidopteris arctica* Mog. встречается в индских и нижнеоленинских отложениях Восточного Таймыра. *Lepidopteris arctica* Mog. по данным Г.Н. Садовникова (1981а) является одним из характерных растительных остатков фадьюкудинской свиты Восточного Таймыра, имеющей раннетриасовый (инд-раннеоленинский) возраст. В Западном Верхоянье и на Таймыре он входит в две постпалеофитные флористические ассоциации, имеющие

Фототаблица III. Пыльца из отложений нерюндинской толщи.

1, 2 – *Vitreisporites pallidus* (Reis.) Nils.; 3 – *Vitreisporites koenigswaldii* Jans.; 4–6 – *Vitreisporites* spp.; 7–11 – *Falcisporites stabilis* Balme.; 12–14 – *Triadispora forma* Jans.; 15, 16 – *Triadispora plicata* Klaus.; 17–22 – *Triadispora* spp. Увел. 600.
1–6, 15 – скв. № 3, гл. 147 м, Капаевское месторождение; 7–14, 16–22 – скв. № 46, гл. 128 м, Нерюндинское месторождение.

Таблица III



раннетриасовый (раннеиндский, инд-оленёкский) возраст (Садовников и др., 1981).

ВЫВОДЫ

Выявленные палинокомплексы из озерно-кратерных отложений нерюндинской толщи трубчатых структур железорудных месторождений юга Тунгусской палеовулканической области имеют явно мезофитный облик (Обоницкая, 1974). Они отличаются от палинокомплексов палеофитного типа, выделенных из вмещающих трубчатые структуры вулканогенных отложений Капаевской свиты Среднего Приангарья (Наумов, Анкудинова, 1995). Сопоставляются с палинокомплексами из верхней части вулканогенных отложений центральной части Тунгусского бассейна путоранского флоростратиграфического горизонта (Корреляционная региональная..., 1981; Круговых, 1987), имеющего по решению Третьего Межведомственного стратиграфического совещания Средней Сибири раннетриасовый возраст и относимого к верхам индского-оленёкскому ярусу.

Палинокомплекс иноглийской толщи юго-востока Тунгусской синеклизы носит смешанный характер, является более древним по сравнению с комплексами нерюндинской толщи, но более молодым в сравнении с палеофитными комплексами холокской и кочёмской свит верхнего течения Нижней Тунгуски (Анкудинова, Наумов, 1986). Предположительно толща относится к двурогиинскому горизонту (инд, инд-оленёк). Схема их сопоставления дана в табл. 3.

Вместе с тем вопрос о возрасте путоранского горизонта до сих пор остается дискуссионным. Неоднозначность его датировки, по мнению Г.Н. Садовникова (1981а, 1981б) обусловлена тем, что он отвечает особому этапу развития фауны и флоры, который не известен в Европе, по-видимому из-за перерыва, приходящегося на время между татарским ярусом и ветлужской серией. Путоранский горизонт может принадлежать либо низам инда, либо перми и отвечает перерыву между татарским ярусом и ветлужской серии (Садовников, Орлова, 1990).

Подобной точки зрения придерживаются А.В. Гоманьков и С.В. Мейен (1986). Присутствие в вулканогенной толще Тунгусского бассейна отдельных родов растений, в частности *Quadrocladus*, продуцировавших пыльцу *Lueckisporites* и распространенных с верхов бугариктинской до верхов ямбуканской свиты, общих с татариновой флорой перми Евразии, предполагает ее соответствие верхнетатарскому подъярису, хотя не исключено, что какая-то часть ее соответствует пе-

рерыву между вятским горизонтом и ветлужской серией Русской платформы. С другой стороны, это противоречит фауне остракод, которая в вулканогенной толще имеет "смешанный" татарско-ветлужский облик и соответствует "вятско-ветлужскому" перерыву.

О.П. Ярошенко (1990), просмотревшая препараты из коллекции Е.К. Обоницкой, пришла к выводу, что характерной чертой палинокомплекса из верхней части бугариктинской свиты (путоранская серия состоит из верхней части бугариктинской, нирымской, кочечумской и ямбуканской свит) является присутствие спор *Triquitrites progratus*, и пыльца *Lueckisporites virkkiae* – типичных представителей пермских комплексов. И хотя этому противоречит присутствие рода *Naumovaspores*, известного из триаса, О.П. Ярошенко считает, что "мы имеем дело с более молодым (джульфинским и дорашамским) этапом развития наземной флоры перми", где присутствуют предвестники триасового периода.

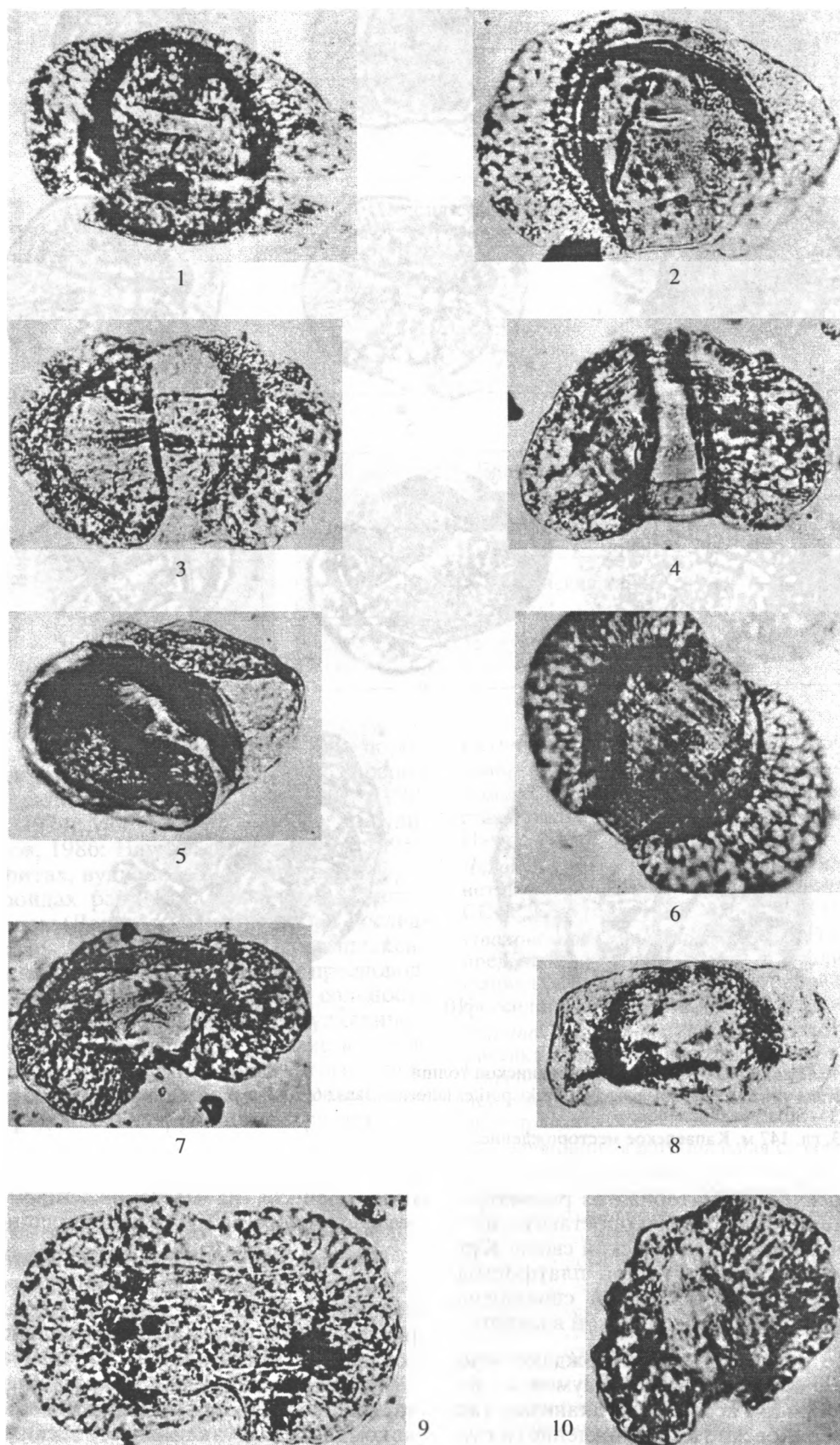
Совокупность всех приведенных нами данных свидетельствует о том, что отложения нерюндинской толщи имеют раннетриасовый, а иноглийской толщи предположительно раннетриасовый возраст. Коррелирующими таксонами палинокомплексов озерных отложений являются пыльца *Gnetaceaepollenites*, *Lueckisporites* spp., *Taeniasporites* sp., *Klausipollenites* sp., *Triadispora* sp., из спор – *Naumovaspores striata* Jans., *Nevesisporites limatulus* Pl., *Cyathidites* sp., *Chomotriletes redunciformis* Korot., *Kraeuselisporites* sp., которые в верхнепермских комплексах юга Тунгусской синеклизы (Тунгусская флористическая область по В.А. Вахрамееву, 1989) или не встречаются, или отмечены в крайне незначительных количествах. В совокупности с фаунистическими данными это означает лишь одно: появление этих растений в Сибири произошло только в раннем триасе.

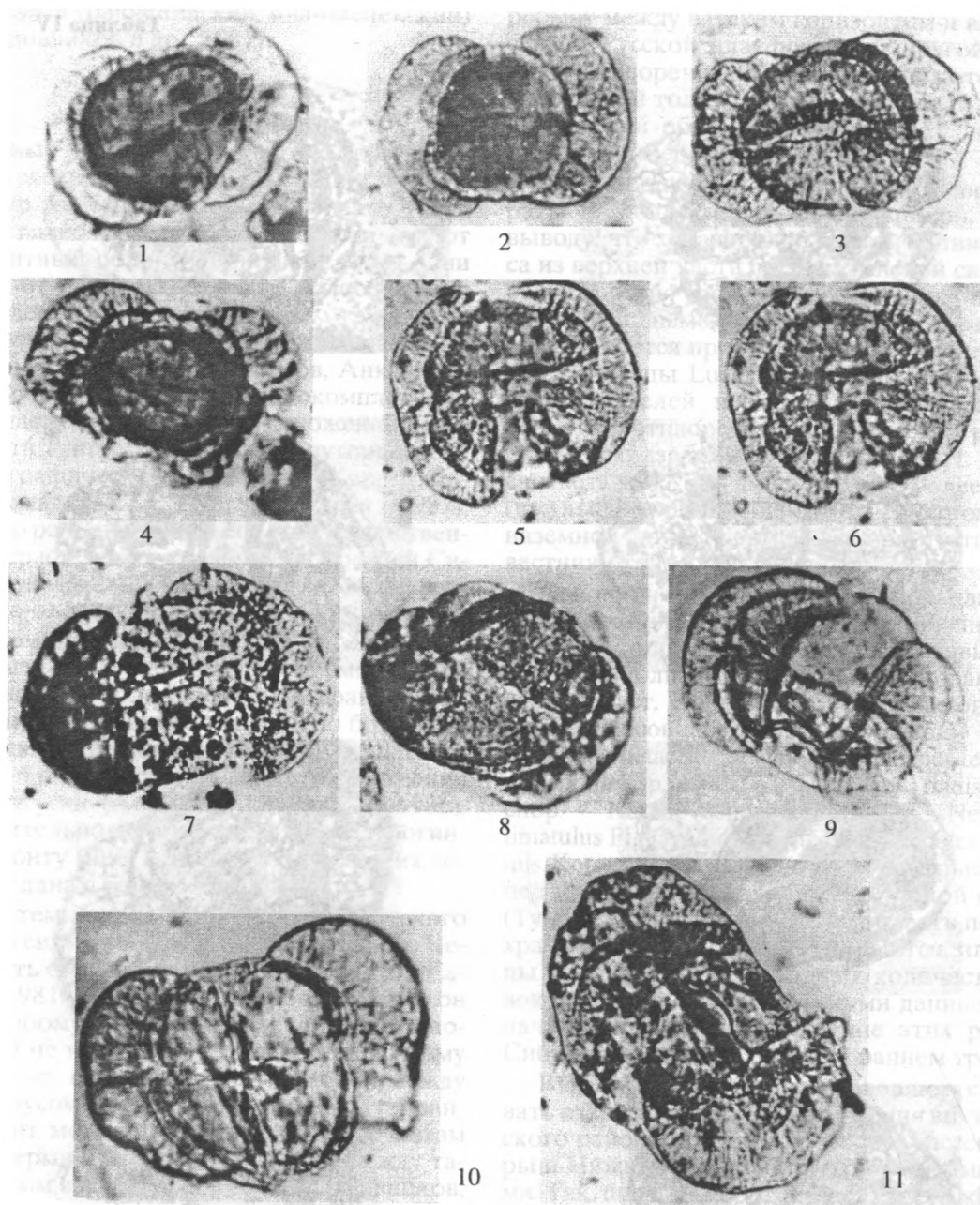
Выделенные таксоны позволяют коррелировать озерно-кратерные отложения внутри Ангарского района, смежных районов (бассейны Ангары и Нижней Тунгуски) и с отдельными регионами. Так, по разнообразию хвойных *Triadispora* spp., *Mirocachryidites* sp., хвойных с ребристым телом *Lueckisporites* spp., *Taeniasporites* spp., птеридосперм *Vitreisporites* sp., а также *Gnetaceaepollenites* sp., палинокомплексы нерюндинской свиты коррелируются с палинокомплексами мальцевской свиты Кузбасса (Романовская, 1971; Обоницкая, 1986), по присутствию спор *Nevesisporites* spp., *Osmundacidites* sp., *Punctatisporites* sp., стритатных форм, *Gnetaceaepollenites* sp. – с палинокомплексами бичурской свиты Челябинского бассейна (Тужикова, 1985).

Фототаблица IV. Пыльца из отложений нерюндинской толщи.

1–3, 7, 8 – *Taeniasporites* sp.; 4–6 – *Taeniasporites noviaulensis* Leschik.; 9 – *Striatohaploxypinus* sp.; 10 – *Striatitea*. Увел. 600.
1 – скв. № 26, гл. 37.6 м, Октябрьское месторождение; 2, 3, 6, 9 – скв. № 46, гл. 128 м, Нерюндинское месторождение; 4, 5, 7 – скв. № 3, гл. 147 м, Капаевское месторождение; 8 – скв. № 24, инт. 191–196 м, Капаевское месторождение; 10 – скв. № 3, инт. 265–318 м, Капаевское месторождение.

Таблица IV





Фототаблица V. Пыльца из отложений нерюндинской толщи.

1–4 – *Lueckisporites virkkiae* Pot. et Klaus.; 5 – *Lueckisporites tattoensis* Jans.; 6, 7 – *Lueckisporites singhii* Balme.; 8–10 – *Lueckisporites* spp.; 11 – *Striatites*. Увел. 600.

1–11 – скв. № 3, гл. 147 м, Капаевское месторождение.

Палеонтологический материал из рассматриваемых отложений позволяет сопоставить их с кедровским горизонтом мальцевской свиты Кузбасса, ветлужской серией Русской платформы, баскунчакской серией Московской синеклизы, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадины.

Полученные результаты подтверждают мнение (Круговых, Киселев, 1982; Наумов и др., 1988) об окончании массового вулканизма (исключение Материковское месторождение) и руд-

ного процесса на месторождениях Ангарского железорудного района в донерюндинское время.

Характерной особенностью палинокомплексов отложений мааровых озер оказалось постоянное присутствие в них микрофитопланктона – акритарх, обитающих в водах нормальной (морской) солености (Шахмудес, 1973; Ивановская и др., 1974; Петросьянц, 1988). Показательно, что акритархи совершенно отсутствуют не только в палинокомплексах вулканокластических пород тру-

Таблица 3. Схема корреляции вулканитов юга-востока Тунгусской палеовулканической области

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Среднее Приангарье		Верхнее течение Нижней Тунгуски
Триасовая	Нижний	Инд-олёнский	Путоранский			Чайкоконская толща
						?
		Индский	Двурогинский	Нерюндинская свита		Иноглийская толща
				?		?
Пермская	Верхний	Татарский	Гагарьостровский	?		Кочемская свита
				Капаевская свита	Едарминская пачка	
					Зелиндинская пачка	Холокская свита
					Невонская пачка	
				?		?

бок взрыва и синхронных им туфогенных пород широко распространенной корвунчанской серии Тунгусской синеклизы (Ярошенко, 1967, 1990; Обоничкая, 1974; Могучева и др., 1980; Анкудинова, Наумов, 1986; Наумов, Анкудинова, 1995), но и в туффидах, вулканогенно-осадочных породах и тефроидах раннетриасовых озер Тунгусской синеклизы (Дараган-Суцов, 1989). В последних содержатся спорово-пыльцевые комплексы, редкие отпечатки растений и остатки пресноводной фауны. Не рассматривая причину солёности вод мааровых озер Тунгусской палеовулканической области, отметим, что присутствие в спектрах акритарх, помимо палинологического аспекта, является надежным признаком озерных отложений чаш рудоносных трубчатых структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ангари-Виллюйский рудный пояс Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.

Анкудинова Л.А., Наумов В.А. Возраст и корреляция вулканогенных отложений юга Тунгусской синеклизы // Проблемы палеовулканизма Сибирской платформы. Иркутск: ИГУ, 1986. С. 39–51.

Варюхина Л.М. Споры и пыльца красноцветных и угленосных отложений перми и триаса северо-востока европейской части СССР. Л.: Наука, 1971. 158 с.

Вахрамеев В.А. Проблемы стратиграфии мезозоя. Избранные труды. М.: Наука, 1989. 225 с.

Гоманьков А.В., Мейен С.В. Татаринская флора (состав и распространение в поздней перми Евразии). М.: Наука, 1986. 174 с.

Дараган-Суцов Ю.И. Закономерности развития раннетриасовых озер Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 9. С. 99–111.

Ивановская А.В., Казанский Ю.П., Тимофеев Б.В. Распределение микрофоссилий в различных литолого-фациальных зонах рифея Восточной Сибири // Микрофоссилии СССР. Новосибирск: Наука, 1974. С. 89–102.

Ильина Т.И., Гутова Л.Н. Палинологическая характеристика триасовых отложений нерюндинской свиты Ангари-Катского района // Новые методы анализа минерального сырья. Иркутск: Изд-во "Восточно-Сибирская правда", 1973. С. 58–59.

Корреляционная региональная стратиграфическая схема триасовых отложений Тунгусской синеклизы и Кузнецкого бассейна // Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири, г. Новосибирск. Новосибирск: Наука, 1981. С. 20–25.

Круговых В.В. Позднепермские и раннетриасовые палинологические комплексы в вулканогенной толще среднего течения Нижней Тунгуски // Геология и геофизика. 1978. № 10. С. 146–150.

Круговых В.В. О применении палинологического метода для расчленения и корреляции пермо-триасовых вулканогенных образований Тунгусской синеклизы //

- Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 84–89.
- Круговых В.В. Миоспоры триаса вулканогенных отложений Тунгусской синеклизы // Бореальный триас. М.: Наука, 1987. С. 48–57.
- Круговых В.В., Киселев Р.В. Возраст и строение “чаш” магнетитового оруденения Качетского железорудного месторождения (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1982. № 5. С. 115–119.
- Курбатова А.А. Палинологическая характеристика раннего триаса Сибири // Материалы по палинологии Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, Вып. 117. 1971. С. 16–20.
- Могучева Н.К., Лебедев В.М., Григорьева К.Н. и др. К корреляции триасовых вулканогенных образований Тунгусской синеклизы // Палеонтология и стратиграфия триаса Средней Сибири. М.: Наука, 1980. С. 86–92.
- Наумов В.А., Анкудимов Л.А. Палинокомплексы и возраст вулканогенных отложений Ангара-Катангского района (Среднее Приангарье) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 1. С. 39–45.
- Наумов В.А., Анкудимов Л.А., Пензигина В.Л. Озерные отложения Октябрьского железорудного месторождения // Геология и геофизика. 1988. № 2. С. 19–27.
- Неуструева И.Ю. Возраст вулканогенных осадочных отложений Октябрьского, Капаевского и Нерюндинского железорудных месторождений Восточной Сибири по данным изучения остракод // Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири, итоги и дальнейшее направление исследований с целью подготовки к изданию “Геолкарты-50”. Иркутск: Изд-во “Восточно-Сибирская правда”, 1984. С. 62–63.
- Обоничкая Е.К. Сопоставление нижних горизонтов вулканогенных толщ северо-востока и центра Тунгусской синеклизы по палинологическим данным // Основные вопросы палинологии перми и триаса СССР. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1973. С. 41–42.
- Обоничкая Е.К. Спорно-пыльцевые комплексы вулканогенных отложений центральной части Тунгусской синеклизы // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Тунгусского угленосного бассейна. Томск: ТГУ, 1974. С. 160–165.
- Одинцова М.М., Анкудимов Л.А., Файзулина З.Х. Роль палинологических комплексов при разработке детальной стратиграфии и корреляции осадочных образований // Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. Иркутск: Изд-во “Восточно-Сибирская правда”, 1980. С. 79–84.
- Петросьянц М.А. Реконструкция обстановок древнего осадконакопления // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 9–14.
- Полякова Е.Н., Вишнякова У.А. Нижнетриасовые озерные отложения на территории Ангара-Чунского железорудного района // Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири, итоги и дальнейшее направление исследований с целью подготовки к изданию “Геолкарты-50”. Иркутск: Изд-во “Восточно-Сибирская Правда”, 1984. С. 63–64.
- Пухнарович М.М. К вопросу определения верхней возрастной границы железорудных месторождений Ангара-Чунского железорудного района // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск: ИГУ, 1983. С. 11–12.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
- Романовская Г.М. Палинологическая характеристика триасовых отложений // Путеводитель к полевому маршруту № 2. Девонские, каменноугольные, пермские, триасовые и юрские отложения. Экскурсия по разрезам Кузбасса 12–18 июля 1971 г. (III Международная палинологическая конференция). Новосибирск: Наука, 1971. С. 41–44.
- Романовская Г.М., Васильева Н.С. Палиностратиграфия триасовых отложений // Практическая палиностратиграфия. Л.: Недра, 1990. С. 81–94.
- Романовская Г.М., Табачникова И.П., Дрягина М.Л. К вопросу о границе перми и триаса в Средней Сибири (по данным палинологии) // Палинологический метод в стратиграфии. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. С. 40–60.
- Садовников Г.Н. Региональные стратиграфические подразделения верхней перми и нижнего триаса Сибирской платформы и сопредельных районов // Сов. геология. 1981а. № 6. С. 74–84.
- Садовников Г.Н. Корреляция и возраст вулканогенных образований Тунгусского бассейна, Северного Приангарья и Таймыра // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981б. № 9. С. 49–63.
- Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. Возраст континентальных вулканогенных отложений севера Средней Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 58–70.
- Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф., Белозеров В.П. Переход от перми к триасу в континентальных отложениях Таймыра и Западного Верхоянья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 53–64.
- Страхов Л.Г. Октябрьское месторождение // Ангара-Илимские железорудные месторождения. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 229–235.
- Страхов Л.Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 117 с.
- Тужикова В.И. Миоспоры и стратиграфия опорных разрезов триаса Урала. Нижний триас, пограничная верхняя пермь. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 231 с.
- Фон-дер-Флаасс Г.С. Структура Нерюндинского и Капаевского месторождений магнетита // Геология и геофизика. 1977. № 6. С. 63–69.
- Фон-дер-Флаасс Г.С. Магматический этап в эволюции рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика. 1992. № 2. С. 77–84.
- Шахмудес В.А. Микрофитопланктон как показатель фациальной принадлежности осадков // Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973. С. 50–57.
- Ярошенко О.П. Спорно-пыльцевые комплексы и возраст туфогенных отложений Тунгусского бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 3. С. 117–125.
- Ярошенко О.П. Комплексы миоспор и возраст туфогенно-осадочных отложений Тунгусского бассейна // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. Вып. 2. М.: Ротапринт ГИНа, 1990. С. 44–84.

Рецензенты О.П. Ярошенко, А.Г. Пономаренко

УДК 56/112:551.763.13

ПАРАМОНОВСКАЯ СВИТА АЛЬБА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ И ЕЕ ВОЗРАСТ ПО МИКРОФАУНЕ

© 1997 г. Л. И. Казинцова*, А. Г. Олферьев**

* *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199026 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия*** *Геологическое предприятие "Геосинтез" (ПГО "Центргеология")
113105 Москва, Варшавское шоссе, 39а, Россия*

Поступила в редакцию 20.03.95 г., получена после доработки 15.05.96 г.

Рассмотрена история открытия меловой системы в России и установления парамоновской свиты. Отражена эволюция взглядов на возраст последней. Дано детальное описание стратона, дополненное характеристикой приуроченных к нему единичных находок моллюсков. Приводится анализ установленных в последние годы в парамоновской свите комплексов фораминифер и их возрастная оценка. Детально охарактеризована ассоциация радиолярий из парамоновских отложений, обособленная в комплексе с *Porodiscus kavilkinensis*–*Crotanium cuneatum*, рассмотрено его распространение на территории Русской платформы и проведено сопоставление с одновозрастными комплексами других районов. На основе полученных данных обоснован позднеальбский возраст парамоновской свиты. **Ключевые слова.** Русская платформа, парамоновская свита, альбский ярус, фораминиферы, радиолярии, комплекс, ассоциация, возраст.

Парамоновская свита широко развита на Русской платформе. Она составляет верхнюю часть альбского яруса. Первое описание альба принадлежит К. Ф. Рулье, открывшему в 1847 г. на р. Талице близ д. Никольской (ныне Сергиев Посадский район Московской области) у фабрики Энгерса обнажение зеленых песков и песчаников с новыми видами аммонитов (*Ammonites engersi* Rouill. и *A. talitzianus* Rouill.), остатками ихтиозавра, рыб, окаменевшей древесины и ошибочно отнесенному эти пески к юре. В том же году в районе пос. Яхрома между деревеньками Ковшино и Степаново в обнажении "Золотая Гора" любитель-геолог В. Катала нашел аммониты, один из которых, по его мнению, был неотличим от *Ammonites talitzianus* Rouill., а два других (определенных впоследствии как *Hoplites dentatus* Sow.) принадлежали неизвестному для Московской губернии виду. По мнению И. Б. Ауэрбаха и Г. Фриерса (Auerbach, Friers, 1946), эти аммониты характеризуют нижний мел Западной Европы. Благодаря этим находкам на территории России впервые было доказано присутствие меловой системы. Позднее Г. А. Траутшольдом в 1872 г. были открыты новые разрезы с альбскими аммонитами – у д. Парамово на р. Волгуше и у деревень Березники и Чекмово на р. Талице. Собранный фауна была монографически обработана С. Н. Никитиным (1888). Изучение аммонитов позволило ему сопоставить вмещающие породы с гольтом Англо-Парижского бассейна. В 1896 г. В. Д. Соколов над фаунистически охарактеризованными песками открыл толщу темно-серых глин, которые он

впоследствии назвал парамоновскими (Б. М. Даниш, 1947). Они также вошли в состав российского гольта. В 1922 г. С. А. Добров пески с аммонитами отнес к среднему, а перекрывающие их парамоновские глины – к верхнему гольту. В 1932 г. этот же исследователь в основании парамоновских глин установил песчано-глинистую толщу с конкрециями и галькой фосфоритов, отличающуюся от зеленых песков среднего гольта.

В 1986 г. толща парамоновских глин получала статус парамоновской свиты (Олферьев, 1986). А. Г. Олферьевым установлено, что стратон стратиграфически несогласно залегает на подстилающих образованиях, представляет собой завершённый седиментационный цикл и характеризуется трехчленным строением.

Нижняя часть этого цикла состоит из серии элементарных ритмов с трансгрессивной седиментационной направленностью мощностью 0.1–1.2 м каждый. В пределах этих ритмов тонко-мелкозернистые пески последовательно сменяются алевроитами и глинами, причем мощность отдельных слоев колеблется от 0.1 до 0.5 м. Отмечается и изменение в строении ритма в зависимости от его стратиграфического положения в рассматриваемой части свиты. В базальных ее слоях в ритмах преобладают песчаные породы с кварцевым гравием, галькой и стяжениями черных фосфоритов в основании, а пропластки глин присутствуют эпизодически. В середине описываемой части свиты роль глин постепенно возрастает, а пески, алевроиты и глины имеют равное представительство. Выше по разрезу песчаные слои постепенно

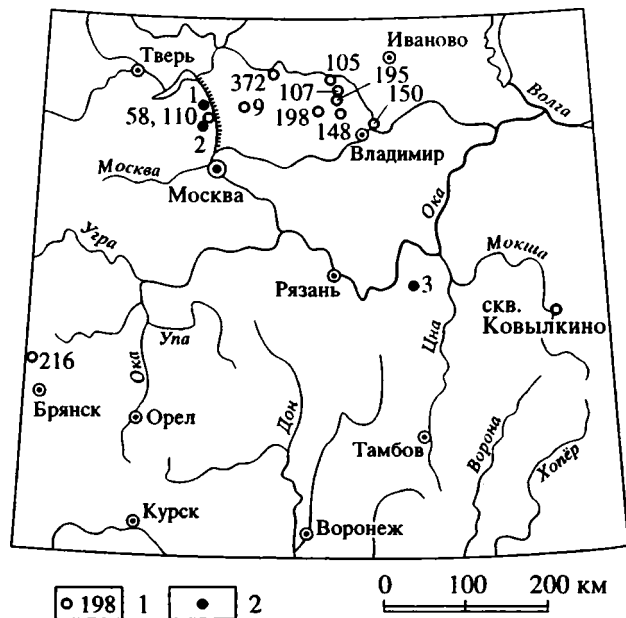


Схема расположения изученных разрезов. 1 – скважина и ее номер; 2 – обнажение и его обозначение (цифры на схеме): 1 – у д. Парамоново, 2 – Спас-Каменский карьер, 3 – у д. Шигаево.

исчезают из состава ритмов и в них доминирующее значение приобретают глины. Мощность нижней части цикла обычно не превышает 6 м.

Средняя часть парамоновской свиты отражает максимум альбской трансгрессии и представлена сильно глауконитовыми неравномернострудистыми алевритистыми глинами темно-серой окраски с ходами илоедов, выполненными более светлым алевритом. Глины образуют слои мощностью до 4–5 м, которые разделены маломощными (0.5–0.8 м) прослоями глинистых алевритов с характерной текстурой взмучивания, а местами из-за интенсивной биотурбации осадка приобретающих рябцеподобный облик. Вверх по разрезу мощность и частота встречаемости алевритовых прослоев непрерывно возрастает. Мощность описываемой части свиты до 20 м.

Верхняя часть парамоновского цикла, фиксирующая регрессию верхнеальбского морского бассейна, представлена тонкозернистыми глауконит-кварцевыми глинистыми песками. Отмечается постепенное замещение тонкозернистых

песков мелкозернистыми при движении вверх по разрезу. Мощность этой части парамоновской свиты достигает 25 м.

Стратотипом парамоновской свиты со времен В.Д. Соколова служит классический разрез на р. Волгуше, где у д. Парамоново под непрерывно возникающими оползнями на дневную поверхность эпизодически выходит нижняя часть парамоновского цикла. Средняя часть цикла может быть охарактеризована разрезами скважин (110, Парамоново и 58, Гаврилково), пройденными в непосредственной близости стратотипа. Однако верхняя часть свиты в страторайоне уничтожена ледниковой экзарацией. Поэтому в качестве гипостратотипа был рекомендован интервал 62.0–94.7 м скважины 9 у д. Ворохобино, расположенной в 12 км западнее Сергиева Посада (бывшего Загорска), где рассматриваемый стратон вскрыт в своем полном объеме и получил фаунистическую характеристику.

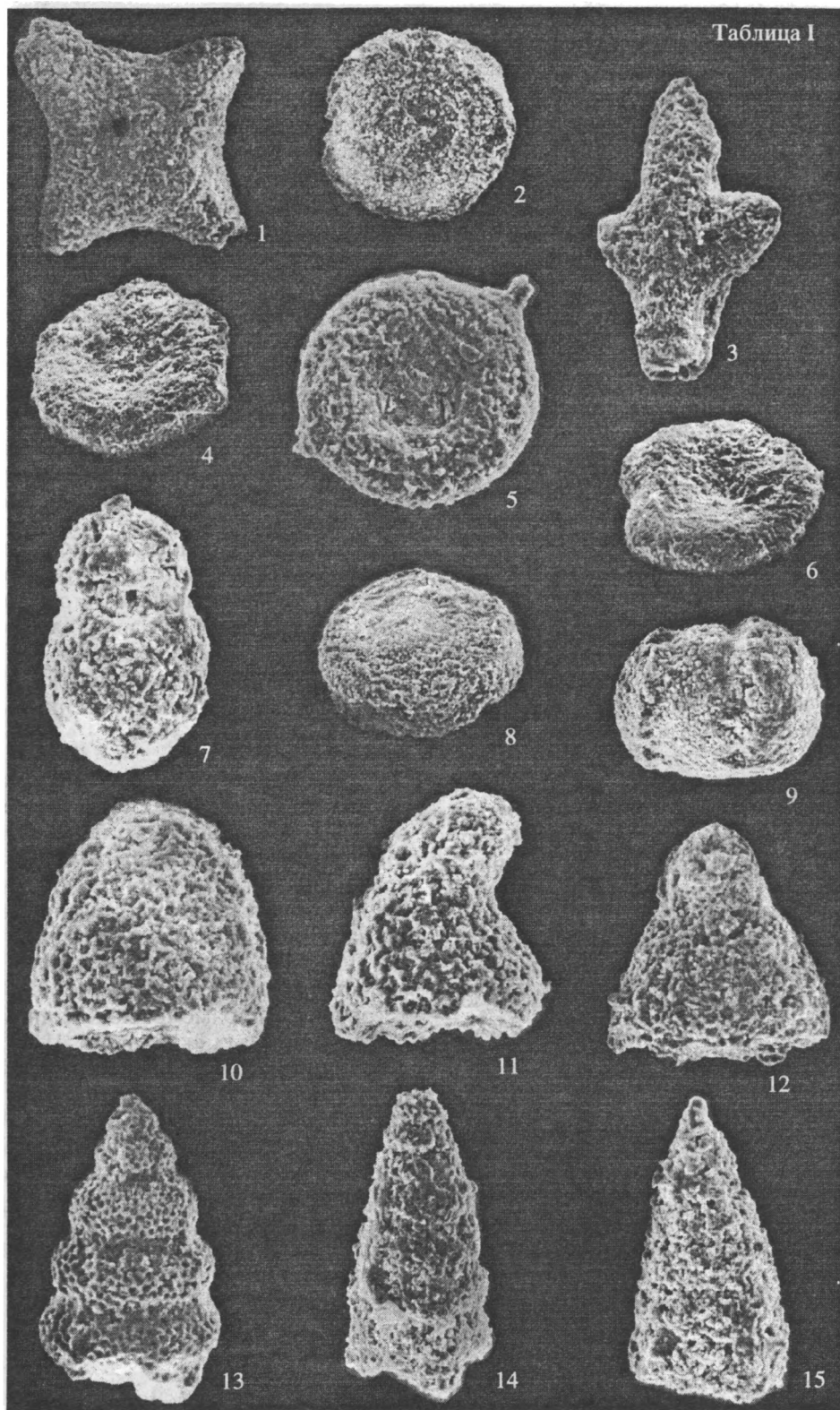
Парамоновская свита широко развита в Московской синеклизе и в северных районах Воронежской антеклизы, где она подстилает верхнемеловые образования. Не менее широко парамоновские глины развиты и в пределах Ульяновско-Саратовского прогиба, где они вошли в состав выделенной Г.В. Жуковой княжухинской и Е.Л. Писанниковой кремнекинской толщ. В районе Токмовского свода эти же парамоновские глины получили статус пимбурской толщи (Унифицированные стратиграфические схемы..., 1993).

Сложнее обстоит дело с установлением возраста парамоновской свиты. Традиционно он считается позднеальбским после публикации С.А. Доброва, заменившего термин верхний гольт применительно к Англо-Парижскому бассейну (с которым он сопоставлял парамоновские глины) на неадекватный ему по стратиграфическому диапазону верхний альб. Фаунистические остатки в описываемых отложениях редки. Из самых верхних слоев парамоновских глин, вскрытых скважиной 372 у д. Кошелево Переславского района Ярославской области, П.А. Герасимовым (Геология СССР, 1971) определен отпечаток аммонита рода *Norlites*, который, по устному сообщению Е.Ю. Барабошкина, весьма напоминает среднеальбский *Mojsisovicsia subdelaruei* (Spath). Этому заключению противоречит обнаруженный П.А. Герасимовым в основании рассматриваемого стратона (скв. 158 у д. Кисарово Суздальского района Вла-

Фототаблица 1. Радиоларии альбского комплекса Московской синеклизы.

1 – *Crucella aster* (Lipman), $\times 145$; 2 – *Porodiscus kavilkinensis* Aliev, $\times 110$. 3 – *Crucella crux* (Lipman), $\times 125$. 4 – *orbiculiforma multangula* Pessagno, $\times 110$. 5 – *Prbiculiforma cf. railensis* Pessagno, $\times 180$. 6 – *Orbiculiforma nevadaensis* Pessagno, $\times 110$. 7 – *Diacanthocapsa euganea* (Squinabol), $\times 215$. 8 – *Porodiscus inflatus* Smirnova et Aliev, $\times 160$. 9 – *Cromyodruppa concentrica* Lipman, $\times 180$. 10 – *Cyrtocalpis eurystoma* Rust, $\times 205$. 11 – *Cyrtocalpis* ? sp., $\times 200$. 12 – *Dictyocephalus* sp., $\times 145$. 13 – *Dictyomitra ferosia* Aliev, $\times 180$. 14 – *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliev), $\times 145$. 15 – *Crolanium triangulare* (Aliev), $\times 160$.

Местонахождение: Русская платформа, Московская синеклиза – фиг. 1, 3–6, 9–15 скв. 9, р-н д. Ворохобино; фиг. 2, 8 скв. 105, р-н с. Иворово; фиг. 7 скв. 107, р-н с. Беляничино. Материал хранится во ВСЕГЕИ, лаборатория микрофауны, коллекция № 685.



димирской области) верхнеальбский иноцерам *Actinoceramus* cf. *sulcatoides* Sav., а также находки С.А. Добровым в базальных слоях парамоновской свиты у с. Шигаево Путятинского района Рязанской области верхнеальбских аммонитов *Per-*

inqueria cf. *inflata* (Sow.), *Callihoplites vracensis* (Pict. et Camp.) и *Prohysterocheras* aff. *halli* Sow.

Чаще в парамоновской свите встречаются фораминиферы. Впервые они были установлены в 1964 г. Р.Ф. Смирновой (Алиев, Смирнова, 1969)

во Владимирской области (скв. 148 Федоровское, 150 Чурилово и 198 Борисово) (рис. 1) и определены ею как *Ammobaculites agglutinans* (Orb.), *Gaudryinella albica* Aleks., *Haplophragmium aequalis* (Roem.), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Reophax aff. scoriurus* Mont. и *Tristix excavata* (Reuss). Во всех трех выработках совместно с фораминиферами были встречены радиолярии. Позднее при изучении страторегии А.Г. Олферьевым (1986), Н.А. Чернышевой (неопубликованные данные) из парамоновских глин (скв. 58 Парамоново и скв. 9 Ворохобино) были определены бентосные агглютинирующие и планктонные известковые фораминиферы: *Verneuilinoides borealis* Tappan var. *assonoviensis* Zasp., *Gaudryina gradata* (Berth.), *G. neocomiana* Chal., *Trochammina numerosa* Loso, *T. neocomica* Mjatl., *T. cf. subbotinae* Zasp., *Crithonina dubia* Bulat., *Gyroidina oblonga* Zasp., *Ammobaculites aequalis* (Roem.), *Hedbergella infractetacea* (Glaessn.) и *Guembelitra cenomana* (Keller). Р.Ф. Смирновой и Н.А. Чернышевой (неопубликованные данные) эти комплексы без каких-либо комментариев трактовались как верхнеальбские.

Наиболее разнообразное в видовом отношении сообщество фораминифер было установлено Т.Н. Горбачик в Спас-Каменском карьере, расположенном в 11 км южнее д. Парамоново. Оно приурочено, как следует из доклада А.С. Алексеева на сессии МОИП (1991 г.), к средней – глинистой части парамоновской свиты и представлено стабильным набором видов агглютинирующих фораминифер, хотя в отдельных слоях отмечаются секретионные бентосные и планктонные формы. В его составе на основании вертикального распространения таксонов выделены три комплекса фораминифер. Наиболее древний I комплекс представлен только агглютинирующими видами – *Ammobaculites variabilis* Tappan, *A. cuyleri* Tappan, *A. goodlandensis* Cush., *Reophax deckeri* Tappan, *Lagenammina distributa* Mjatl. и *Haplophragmoides concavus* (Chapm.). Все перечисленные виды известны из различных горизонтов альба Северной Америки, за исключением первых двух таксонов, приуроченных к верхнему альбу. Возраст комплекса, по мнению Т.Н. Горбачик, скорее всего верхнеальбский.

II комплекс обособляется появлением на фоне свойственных I комплексу видов агглютинирующих форм – *Haplophragmoides cf. rosaceus* Subb.,

Reophax aff. scoriurus Brady, *Ammobaculites subcretaceus* Cush. et Alexan., *Textularia chapmani* Lalick., *Trochammina umiatensis* Tapp., *T. kugitangensis* N. Byk., *T. cf. bulloides* Tair., *Gaudryina filiformis* (Berth.), секретионных бентосных – *Fronculina gaultina* Reuss, *Nodosaria doliiformis* Eich., *N. paupetula* Reuss, *Dorothia levis* Jann., *Lenticulina gaultina* (Berth.), *Saracenaria cushmani* Tapp., *Marginulinopsis acuticostata* (Reuss), *M. ex gr. gracilissima* (Reuss), *Dentalina inconstans* Jann., *D. debilis* (Berth.), *D. sororia* Reuss, *Marginulina costalata* (Chapm.), *M. jonesi* (Reuss), *M. pseudolinearis acuticostata* (Reuss), *Gavelinella cenomana* (Brotz.), *Lingulogavelinella cf. stellata* Buk., *L. globosa* (Brotz.), а также планктонных видов – *Hedbergella infractetacea* (Glaessn.), *H. delionensis* (Cars.), *Ticinella digitalis* Sigal. Этот комплекс, по мнению Т.Н. Горбачик, несомненно относится к верхнему альбу и скорее всего отвечает терминальному альбу (вракону) – зоне *Stoliczkaia dispar*.

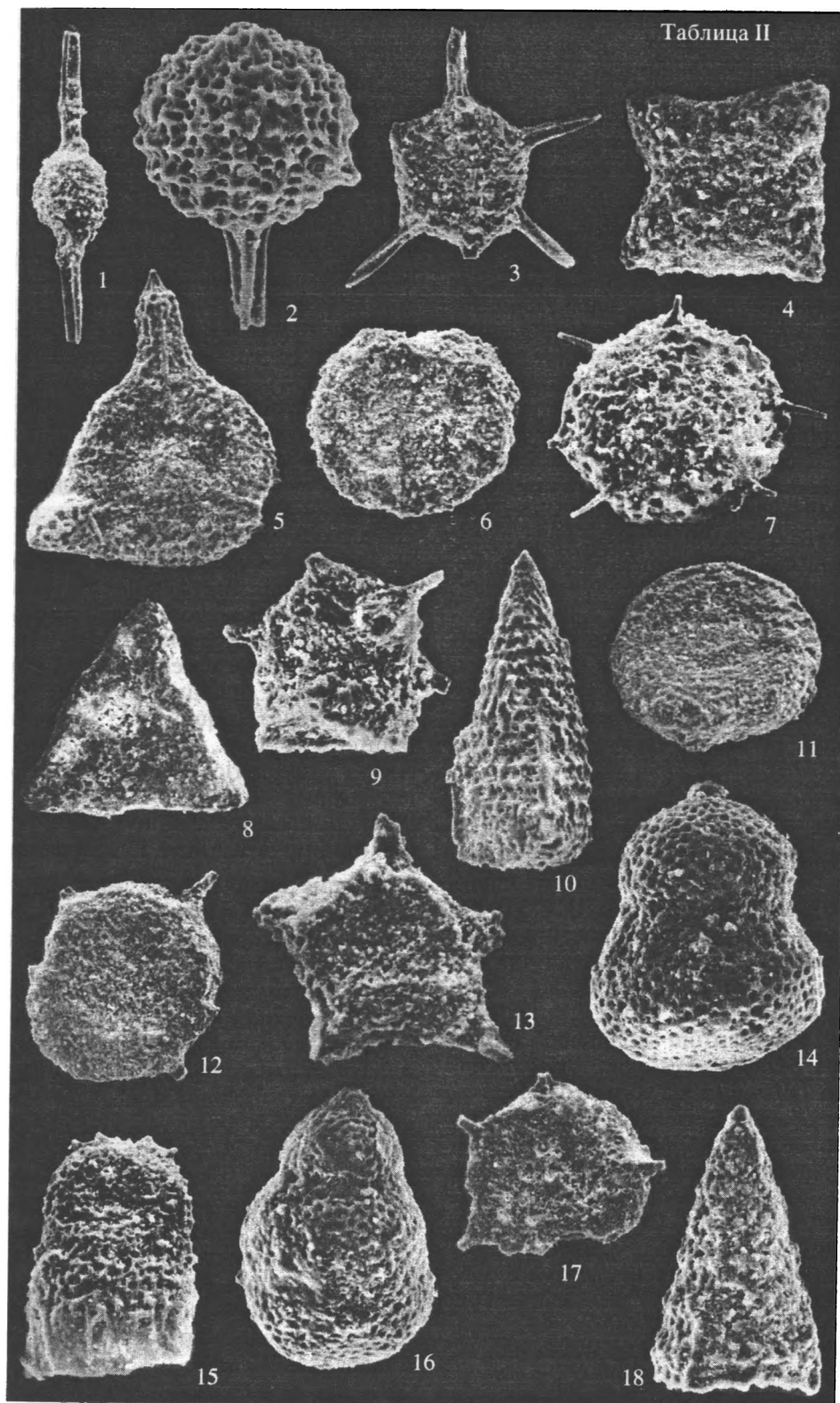
III комплекс представлен почти всеми агглютинирующими видами, присутствующими в комплексе II, за исключением *Dorothia levis* Jann., *textularia chapmani* Lalick. и *Haplophragmoides cf. rosaceus* Subb. Возраст этого комплекса, по Т.Н. Горбачик, также скорее всего позднеальбский, но не исключается и возможность отнесения вмещающих его пород к сеноману.

Существенное значение для установления возраста парамоновской свиты имеют радиолярии, которые довольно часто присутствуют в глинах совместно с фораминиферами. Первые сведения приведены в совместной работе Х.Ш. Алиева и Р.Ф. Смирновой (1969), где описаны радиолярии из парамоновских глин, вскрытых скважинами 148, 150 и 198 в центральной части Владимирской области. Позднее аналогичное сообщение было встречено в парамоновских глинах Брянской области, вскрытых скважиной 216. Установленная ассоциация радиолярий включает более 10 видов, из которых характерными являются: *Porodiscus kavilkinensis* Aliev, *P. inflatus* Smirnova et Aliev, *Theocampe cylindrica* Smirnova et Aliev, *Dictyomitra ferosia* Aliev, *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliev). При сравнении фауны авторы указывают на ряд общих видов с районом Среднего Поволжья. Многие формы спумеллярий из-за плохой сохранности определены только до рода. По обилию экземпляров выделяются спумеллярии, из

Фототаблица II. Радиолярии альбского комплекса Токмовского свода.

1 – *Archaeospongoprimum praelongum* Pessagno, ×105; 2 – *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno, ×250; 3 – *Stylotrochus hexacanthus* Lipman, ×105; 4 – *Crucella aster* (Lipman), ×180; 5 – *Paronaella* (?) sp. 2 (Pessagno, 1973), ×105; 6 – *Orbiculiforma nevadaensis* Pessagno, ×105; 7 – *Stylotrochus* ? sp., ×105; 8 – *Patulibracchium* ? sp., ×105; 9 – *Pentinastrum* ? sp., ×180; 10 – *Crolanium triquetrum* Pessagno, ×145; 11 – *Porodiscus inflatus* Smirnova et Aliev, ×145; 12 – *Orbiculiforma quadrata* Pessagno, ×105; 13 – *Pentinastrum subbotinae* Lipman, ×215; 14 – *Theocampe simplex* Smirnova et Aliev, ×250; 15 – *Mitrocalpis* ? sp., ×160; 16 – *Dictyomitra ferosia* Aliev, ×215; 17 – *Orbiculiforma cf. railensis* Pessagno, ×105; 18 – *Crolanium triangulare* (Aliev), ×160.

Местонахождение: Русская платформа, р-н пос. Ковылкино (юго-западнее г. Саранска). Материал хранится во ВСЕГЕИ, лаборатория микрофауны, коллекция № 769.



них плоские тонкие и утолщенные скелеты рода *Porodiscus*, но преобладающая роль принадлежит населляриям – особенно родам *Dictyomitra* и *Crolanium* (первоначальное определение как род *Siphosampe*). Раковины рода *Dictyomitra* с мелкими

круглыми порами, рода *Crolanium* – с треугольным поперечным сечением дистальной части скелета. Для удобства использования данную ассоциацию мы называли комплексом с *Porodiscus kavilkinensis* – *Crolanium cuneatum*.

Аналогичный комплекс радиолярий обнаружен Л.И. Казинцовой в глинах парамоновской свиты района Московской синеклизы. По сборам А.Г. Олферьева из гипостратотипа парамоновской свиты (вскрытого скважиной 9 у д. Ворохино Сергиев-Посадского района Московской области на глубине от 62.0 до 94.7 м) в образцах 31–39, в интервале 70.0–88.5 м были встречены *Porodiscus inflatus* Smirnova et Aliev, *P. kavilkinensis* Aliev, *Orbiculiforma multa* (Kozlova), *O. multangula* Pessagno, *O. cf. railensis* Pessagno, *O. nevadaensis* Pessagno, *Crucella aster* (Lipman), *C. crux* (Lipman), *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Cyrtocalpis eurytoma* Rust, *Dictyomitra ferosia* Aliev, *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliev), *Cr. triangulare* (Aliev) и др.; скв. 105, интервал 59.0–89.0 (обр. 340–347, с. Ивово) – *Porodiscus kavilkinensis* Aliev, *P. inflatus* Smirnova et Aliev, *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Diacanthocapsa euganes* (Squinabol), *Theocampe simplex* Smirnova et Aliev, *Dictyomitra ferosia* Aliev и др.; скв. 107, интервал 22.0–32.0 м (обр. 351–353, с. Беляничино) – *Porodiscus kavilkinensis* Aliev, *P. inflatus* Smirnova et Aliev, *Diacanthocapsa euganea* (Squinabol), *Theocampe simplex* Smirnova et Aliev, *Dictyomitra ferosia* Aliev, *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliev) и др.; скв. 195, интервал 49.5–71.0 м (обр. 446–450, с. Турабьево) – *Porodiscus kavilkinensis* Aliev, *P. inflatus* Smirnova et Aliev, *Theocampe cylindrica* Smirnova et Aliev, *Dictyomitra ferosia* Aliev и др.

Кроме того, в наше распоряжение Г.Э. Козловой любезно был передан радиоляриевый материал из глин верхнеальбских отложений района пос. Ковылкино Пензенской области (юго-западнее г. Саранска, сборы сотрудников ВНИГРИ). Радиолярии оказались лучшей сохранности и более разнообразными по составу, чем во Владимирской области. В результате определено более 20 видов: *Porodiscus kavilkinensis* Aliev, *P. inflatus* Smirnova et Aliev, *Pentinastrum subbotinae* Lipman, *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno, *Stylotrochus hexacathus* Lipman, *Orbiculiforma nevadaensis* Pessagno, *O. quadrata* Pessagno, *O. cf. railensis* Pessagno, *Crucella aster* (Lipman), *Archaeospongoprunum carrierensis* Pessagno, *Ar. praelongum* Pessagno, *Theocampe simplex* Smirnova et Aliev, *T. cylindrica* Smirnova et Aliev, *Dictyomitra ferosia* Aliev, *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliev), *Cr. triangulare* (Aliev), *Cr. triquetrum* Pessagno и др. В комплексе кроме форм, описанных Х.Ш. Алиевым и Р.Ф. Смирновой, присутствуют радиолярии, указанные Р.Х. Липманом (1952) из верхнемеловых отложений района г. Кузнецка. Это дискоидальные четырех-, пяти- и шестиугольные скелеты с иглами (роды *Crucella*, *Pentinastrum*, *Stylotrochus*). Также здесь обнаружены и калифорнийские альб-сеноманские виды (Pessagno, 1976, 1977): спумеллярии представлены сферическими бугристыми формами (род *Praeconocaryomma*), губчатыми дискоидными (род *Orbiculiforma*) и с двумя полярными иглами (род *Ar-*

chaespongoprunum); населлярии – видами рода *Crolanium*.

Впервые радиолярии альбского комплекса Московской синеклизы и Токмовского свода Волго-Уральской антеклизы (район пос. Ковылкино) сняты на сканирующем микроскопе и приведены на палеонтологических фототаблицах I, II.

Сравнивая радиоляриевый комплекс с *Porodiscus kavilkinensis* – *Crolanium cuneatum* Русской платформы с одновозрастными ассоциациями других регионов, мы находим между ними определенное сходство. В первую очередь это относится к району Большого Кавказа. Исходя из данных Х.Ш. Алиева (1965, 1968, 1976), А.Р. Азизбековой и А.Б. Аббасова (1990), А.Б. Аббасова (1993) и наших (Казинцова, 1990), в глинах ауцеллинового горизонта установлен комплекс с *Dictyomitra disparlita*–*Crolanium triangulare*, включающий в своем составе более 40 видов. Позднеальбский возраст комплекса обоснован совместным его нахождением с фораминиферами зоны *Hedbergella infracretacea* и белемнитами из зоны *Parahibolites pseudoduvallia*. Общими видами сравниваемых ассоциаций являются: *Cenosphaera originalis* Aliev, *C. adornata* Aliev, *Conosphaera haeckeli* Aliev, *Porodiscus kavilkinensis* Aliev, *P. inflatus* Smirnova et Aliev, *Diacanthocapsa euganea* (Squinabol), *Sethocyrtis mosquensis* Smirnova et Aliev, *Theocampe simplex* Smirnova et Aliev, *T. cylindrica* Smirnova et Aliev, *Dictyomitra tekschaensis* Aliev, *D. disparlita* Aliev, *D. ferosia* Aliev, *Lithocampe chalilovi* Aliev, *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliev), *C. triangulare* (Aliev).

Общие виды *Pentinastrum subbotinae* Lipman, *Crucella aster* (Lipman), *C. crux* (Lipman), *Orbiculiforma multangula* Pessagno, *O. nevadaensis* Pessagno, *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliev), *Cr. triangulare* (Aliev) имеются и с позднеальбским комплексом радиолярий Крыма (Казинцова, 1990), где их скелеты найдены в толще, из которой указаны планктонные фораминиферы – *Hedbergella portdownensis* (Williamis-Mitchell), *Globigerinella ultramira* Subb., *G. aissana* Sigal, *Rotalipora appenninica* (Renz), *Guembelina cenomanica* Agal. и др. (Друщич, Горбачик, 1959; Путеводитель..., 1971). Кроме фораминифер верхнеальбский возраст вмещающих пород здесь подтверждается находками ростров белемнитов *Neohibolites stylioides* Renng., *N. subtilis* Krimh., *Parahibolites pseudoduvallii* Sinz. и раковинами двустворок – *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park., *I. sulcatus* Park. и *I. anglicus* Woods.

Часть видов комплекса Русской платформы входит в состав сахалинских позднеальбских ассоциаций, возраст которых установлен на основе сопоставления с аммонитами и иноцерамами (Атлас..., 1993). К ним относится *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno, *Porodiscus kavilkinensis* Aliev, *P. inflatus* Smirnova et Aliev, *Archaeospongoprunum*

Распространение видов радиолярий комплекса с *Porodiscus kavilkinensis*–*Crolanium cuneatum* на территории Русской платформы, Крыма, Большого Кавказа

Виды радиолярий	Русская платформа			Крым, пос. Марьино	Бол. Кавказ, с. Конахкэнд
	Московская синеклиза		Волго-Уральская антеклиза		
	скв. 148, 150, 198	скв. 9, 105, 107, 195	скв. у пос. Ковылкино		
<i>Cenosphaera adomata</i> Aliev	+		+		+
<i>C. originala</i> Aliev	+				+
<i>Conosphaera haeckeli</i> Aliev	+		+		+
<i>Praeconocaryomma lipmanae</i> Pessagno			+		
<i>Porodiscus kavilkinensis</i> Aliev	+	+	+		+
<i>P. inflatus</i> Smirnova et Aliev	+	+	+		+
<i>Pentinastrum subbotinae</i> Lipman			+	+	
<i>Stylotrochus hexacanthus</i> Lipman			+		
<i>Cromyodruppa concentrica</i> Lipman		+			
<i>Orbiculiforma multa</i> (Kozlova)		+			
<i>Or. nevadaensis</i> Pessagno		+	+	+	
<i>Or. quadrata</i> Pessagno			+		
<i>Or. railensis</i> Pessagno		+	+		
<i>Or. multangula</i> Pessagno		+		+	+
<i>Crucella aster</i> (Lipman)		+	+	+	
<i>C. crux</i> (Lipman)		+		+	
<i>Archaeospongoprimum praelongum</i> Pessagno			+		
<i>Ar. carrierensis</i> Pessagno			+		
<i>Cyrtocalpis eurytoma</i> Rust		+		+	
<i>Sethocyrtis mosquensis</i> Smirnova et Aliev	+		+		+
<i>Diacanthocapsa euganea</i> Squinabel		+			+
<i>Theocampe symplex</i> Smirnova et Aliev	+	+	+		+
<i>Th. cylindrica</i> Smirnova et Aliev	+	+	+		+
<i>Dictyomitra ferosia</i> Aliev	+	+	+		+
<i>D. tekschaensis</i> Aliev	+		+		+
<i>D. disparlita</i> Aliev			+		+
<i>Lithocampe chalilovi</i> Aliev			+		+
<i>Crolanium triangulare</i> (Aliev)		+	+	+	+
<i>Cr. cuneatum</i> (Smirnova et Aliev)	+	+	+	+	+
<i>Cr. triquetrum</i> Pessagno			+		

praelongum Pessagno, *Ar. carrierensis* Pessagno, *Theocampe cylindrica* Smirnova et Aliev, *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Aliev), *Cr. triangulare* (Aliev), *Cr. triquetrum* Pessagno.

В результате привязка одних и тех же видов радиолярий в различных регионах к находкам фораминифер (Русская платформа), фораминифер, двустворок и белемнитов (Кавказ, Крым), аммонитов и иноцеромов (Сахалин), фораминифер и аммонитов (Калифорния) служит основанием для

определения их позднеальбского возраста; а общность видов сравниваемых районов указывает на их одновозрастность.

Анализ комплекса с *Porodiscus kavilkinensis*–*Crolanium cuneatum* Русской платформы (Владимирская, Московская и Пензенская области) показывает, что в количественном отношении он немногочисленен (таблица). Всего в составе комплекса насчитывается 30 видов, из них 18 – принадлежат спумелляриям и относятся к 10 родам,

среди которых преобладают дисковидные формы, в большинстве губчатые. Населения составляют 12 видов, принадлежащих 7 родам, и отличаются мелкими размерами. Все местонахождения радиолярий приурочены к глинам. Морфолого-экологические особенности радиолярий комплекса позволяют предположить, что в альбское время море на Русской платформе было относительно неглубоким, о чем свидетельствует присутствие большинства дисковидных скелетов спонгодисцид, породисцид, а их крупные, толстые, губчатые раковины указывают на относительно холодноводность бассейна. Общность видов комплекса с одновозрастными ассоциациями Крыма и Кавказа говорит о существовании широкой связи между бореальными и тетическими морями.

Таким образом, полученные данные изучения фораминифер и радиолярий из парамоновской свиты не противоречат друг другу и подтверждают ее позднеальбский возраст.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аббасов А.Б. Меловые радиолярии Азербайджана (биостратиграфия, эволюция и палеоэкология). Автореф. дис. доктор. геол.-минер. наук. Баку: Институт геологии Академии наук Азерб. Республики, 1993. 50 с.
- Азизбекова А.Р., Аббасов А.Б. Популяции планктонных микроорганизмов на рубеже альба и сеномана на юго-восточном Кавказе // Проблемы современной микропалеонтологии: Тр. 34 сессии ВПО. Л.: Наука, 1990. С. 179–185.
- Алиев Х.Ш. Радиолярии нижнемеловых отложений Северо-Восточного Азербайджана и их стратиграфическое значение. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1965. 156 с.
- Алиев Х.Ш. Новые виды подсемейства Lithocampinae из альбских и сеноманских отложений Северо-Восточного Азербайджана // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. Науки о Земле. 1968. № 2. С. 26–32.
- Алиев Х.Ш. Новые виды радиолярий из нижнего мела Прикаспийского района Азербайджана // Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана. Вып. 1. Баку: Изд-во ЭЛМ, 1976. С. 114–122.
- Алиев Х.Ш., Смирнова Р.Ф. Новые виды радиолярий из отложений альбского яруса центральных районов Русской платформы // Ископаемые и современные радиолярии. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1969. С. 69–72.
- Атлас руководящих групп меловой фауны Сахалина. СПб.: Недра, 1993. 327 с.
- Геология СССР. Том IV. М.: Недра, 1971. 742 с.
- Данышин Б.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: Изд-во МОИП, 1947. 308 с.
- Друщиц В.В., Горбачик Т.Н. Отложения альба в Восточном Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. биологии, почвоведения, геологии, географии. 1959. № 3. С. 117–122.
- Казинцова Л.И. Радиолярии альба СССР // Использование радиолярий в стратиграфии и палеобиологии: Тез. докл. девятого Всесоюзного семинара по радиоляриям. Уфа: ПГО Башкиргеология, 1990. С. 37–41.
- Липман Р.Х. Материалы к монографическому изучению радиолярий верхнемеловых отложений Русской платформы // Палеонтология и стратиграфия. М.: Госгеолиздат, 1952. С. 24–51.
- Никитин С.Н. Следы мелового периода в центральной России // Тр. Геол. ком-та. 1888. Т. 5. № 2. 205 с.
- Олферьев А.Г. Новые данные о геологическом строении нижнемеловых отложений Подмосковья // Геология и полезные ископаемые центральных районов Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1986. С. 44–55.
- Путеводитель экскурсий (XII Европейский микропалеонтологический коллоквиум СССР). Ч. I. Крым: Ротапринт Госбиблиотеки им. Ленина. Москва, 1971. 148 с.
- Унифицированные стратиграфические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. СПб.: Роскомнедра, ВНИГРИ, 1993.
- Auerbach J., Frears H. Notice sur quelques passages de l'ouvrage de M.M. Murchison, E. de Verneuil et le comte A. de Keyserling: Geologie de la Russie d'Europe et des montagnes de l'Oural // Bull. Soc. natural. de Moscou. 1846. V. 19. № 2. P. 487–500.
- Pessagno E. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology. Spec. publ. 1976. № 2. P. 1–95.
- Passagno E. Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges // Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Spec. publ. 1977. № 15. P. 1–87.
- Rouiller Ch. Etudes paleontologiques sur les environs de Moscou. Jubilaum G. Fischer de Waldheim, Moscou, Folio 1847, 33 p.

Рецензенты В.А. Басов, В.С. Вишневская

УДК 561.12:551.781.4(47+571.1)

КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКОГО ЭОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ ПО МИКРОФИТОФОССИЛИЯМ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ, ПОВОЛЖЬЕ)

© 1997 г. З. И. Глезер, Л. А. Панова, И. П. Табачникова, С. Г. Вялова

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

Поступила в редакцию 13.06.95 г.

Детальная стратиграфия палеогена в настоящее время базируется на зональных шкалах по разным группам микрофоссилий. На примере эоцена показана специфика построения и использования зональных шкал по микрофитофоссилиям в региональной стратиграфии различных регионов Северной Евразии (в пределах бывшего СССР). Наряду с субглобальными шкалами по нанопланктону и европейской зональной шкалой по диноцистам, принятыми МСК, используются оригинальные зональные шкалы по диатомеям, силикофлагеллатам, межрегиональная палиостратиграфическая шкала. Зональные подразделения разных шкал скоррелированы друг с другом, что позволяет, основываясь на принципе С.В. Мейена о хроностратиграфической взаимозаменяемости признаков, обосновать стратиграфическое положение местных и региональных стратонов в общей шкале эоцена.

Ключевые слова. Эоцен, зональные шкалы, нанопланктон, диноцисты, диатомы, силикофлагеллаты, споры и пыльца.

В настоящее время зональная биостратиграфия морских палеогеновых отложений в большой степени основывается на пяти группах микрофитофоссилий, четыре из них (нанопланктон, диатомы, силикофлагеллаты, диноцисты) являлись частью морской биоты, причем первые две имеют пороодообразующее значение. Спорово-пыльцевые комплексы, хотя и отражают особенности растительности окружающей суши, также играют большую роль в расчленении и корреляции разрезов морских отложений.

Зональные шкалы по указанным группам микрофоссилий используются не только в региональной, но и морской геологии, являясь основой для историко-геологических и палеогеографических исследований. Они позволяют расчленять и коррелировать разрезы морских карбонатных и кремнистых отложений, широко распространенных в океанах, морях и на материках. Зональные подразделения по микрофитофоссилиям обычно охватывает несколько бассейнов седиментации. На современном научном уровне региональную зональную стратиграфию особенно по планктонным водорослям можно рассматривать только в тесной связи с океанической зоной палеогена.

Выделение зональных подразделений по всем группам основано в общем на закономерностях изменения систематического состава их комплексов снизу вверх по разрезу, методы определения геологического возраста зон и предел их географического распространения являются специфическими для каждой из групп.

В данной статье на примере эоцена рассматриваются методические особенности разработки и применения зональных шкал для разнофациальных отложений, распространенных на территории Северной Евразии. К этой территории нами отнесена Крымско-Кавказская область, Днепровско-Донецкая впадина, Воронежская антеклиз, Поволжье, Прикаспийская впадина, Западное Примуржье, Тургайский прогиб, Западно-Сибирская низменность. В заключение предлагается межрегиональная схема подробного расчленения разнофациальных отложений эоцена Северо-Западной Евразии, состоящая из шкал по разным группам микрофитофоссилий, зональные подразделения которых скоррелированы друг с другом и с общей шкалой эоцена.

Материалом для статьи послужили обобщения литературных данных и результаты многолетних исследований авторов разрезов палеогеновых отложений, расположенных в указанных регионах.

Нанопланктон изучила И.П. Табачникова, диноцисты – С.Г. Вялова, диатомы и силикофлагеллаты – З.И. Глезер, споры и пыльцу – Л.А. Панова.

Нанопланктон. Морские карбонатные эоценовые отложения образуют широкий почти непрерывный пояс ($\approx 43^\circ$ – 45° с.ш.), охватывая южные районы бывшего СССР от Карпат до Кызыл-кумов (Средней Азии). Мощные толщи мергелей и известняков являются типичными планктонными образованиями из остатков известковых панцирей кокколитофорид и нанолитов, объединенных понятием “нанопланктон”.

Для зонального расчленения осадков по нанопланктону используется шкала Н. Окада, Д. Бакри (Okada, Bukry, 1980), созданная по материалам глубоководного бурения в низких широтах, а также стандартная шкала Е. Мартини (Martini, 1971), основанная на изучении материковых разрезов Европы, Северной Америки и Карибского бассейна (таблица).

Границы субглобальных зон определяются датировочными уровнями появления и/или исчезновения видов-индексов (*datum-levels*) устойчивыми, за некоторым исключением, в субтропических и умеренных широтах северного полушария. Каждая из зон содержит определенный стандартный набор видов. В обеих шкалах вводится кодовое обозначение зон.

Для палеогена южных районов бывшего СССР принята модифицированная шкала Д. Бакри, утвержденная МСК (таблица).

Позднее появилось много новых данных по детальному изучению эоценового нанопланктона, особенно на территории Северо-Западной Европы. Различными авторами (Aubry, 1986; Steurbaut, 1988) произведена запись стратиграфического распределения и систематического состава нанопланктонных зональных комплексов для ярусных подразделений эоцена – ипра, кюиза, лютета, бартона.

На первых этапах изучения нанопланктона главное внимание обращалось (при относительном космополитизме большинства видов) на сходство видового состава на огромных пространствах, на наличие стандартного зонального набора видов. При дальнейших исследованиях, охвативших разнообразные фациальные обстановки и различные климатические пояса, оказалось, что под влиянием общих климатических, биогеографических и местных экологических факторов в пределах зоны могут быть иногда весьма заметными вариации видового состава. Эти новые сведения позволили ряду европейских исследователей описать особенности и трудности определения зональных границ по упомянутым двум зональным шкалам в различных регионах северного полушария (кроме территории бывшего СССР) и рассмотреть возможности и необходимость использования в ряде случаев дополнительных видов-индексов при зональном расчленении эоценовых осадков (Perch-Nielsen). Появились также работы, где проводится учет численности и систематического разнообразия в нанопланктонных ассоциациях видов-индикаторов прибрежных неритических обстановок и температурных условий среды обитания, показана смена режима осадконакопления снизу вверх по разрезу (Köthe, 1986).

Все эти новые направления исследований были приняты во внимание при изучении эоценового нанопланктона южных районов СНГ. Деталь-

ные исследования были сначала сосредоточены (в том числе и автора очерка) главным образом в Крымо-Кавказском регионе, где расположены основные классические разрезы морских карбонатных осадков нижнего палеогена (Музылев, 1980; Бугрова и др., 1988). В последние годы накопился обширный материал по нанопланктону шельфа северных и северо-восточных окраинных платформенных морей палеогенового бассейна с карбонатным типом осадконакопления, особенно по Прикаспию, Южному Зауралью и Северному Приаралью, где широко представлены отложения нижнего и среднего эоцена. Здесь по сравнению с Крымо-Кавказской областью развития пелагических карбонатных осадков в составе нанопланктонных зональных ассоциаций нарастают заметные отличия, связанные не столько с климатической зональностью, сколько с эколого-фациальными и биомическими факторами. В мелководных условиях шельфа в нанопланктонных комплексах становятся обильными и часто чрезвычайно разнообразными виды родов *Zigodiscus*, *Rhabdosphaera*, *Zigrhablithus*, *Lophodolithus*, *Nannoturba* и др. Представители этих родов практически не использовались в зональных шкалах в качестве видов-индексов. В синхронных ассоциациях Северного Кавказа (р. Хеу) их значительно меньше, многие из них отсутствуют. При сравнении нанофлоры нижнего и низов среднего эоцена Северного Прикаспия, южного Зауралья и Северного Приаралья с нанопланктоном ипра, кюиза и лютета Парижско-Бельгийского бассейна, сформировавшихся, по-видимому, в сходной палеогеографической обстановке шельфа северных платформенных морей, ярко выражена их близость.

Е. Штеурбаут (Steurbaut, Nolf, 1986) при ревизии нанопланктона из стратотипов ипрского и лютетского ярусов эоцена учел особенности видового состава ассоциаций в осадках эпиконтинентальных морей, где широко представлены виды упомянутых выше родов. Это позволило выявить целый ряд дополнительных датировочных уровней, по которым он выделил в интервале зон (NP 11–NP 15) *Discoaster binodosus*–*Nannotetrina fulgens* Е. Мартини шестнадцать (I–XVI) внутризональных подразделений, десять в ипре, шесть – в лютете (таблица). Сначала эти подразделения были расценены автором как местные, но затем при дальнейших исследованиях оказалось возможным проследить большинство из них в осадках различных бассейнов средних и умеренных широт северного полушария. В северо-восточном Прикаспии, верхнем Притоболье, юго-западном Тургае и северном Приаралье легко опознаются 12 интразональных подразделений Штеурбаута, что значительно повышает разрешающую способность группы и дает прямую детальную

Зональное расчленение эоцена запада Северной Евразии по микрофоссилиям

		Зональные шкалы по планктону										Межрегиональные зоны и слои по спорам и пыльце (Л.А. Панова)						
Отдел	Подотдел	Ярус	планктонные фораминиферы (МСК, 1989)		нанопланктон		диноцисты (МСК, 1989; Андреева-Григорович, 1994)	диатомеи (З.И. Глезер)	силикофлагеллаты (З.И. Глезер)									
			(Martini, 1971)	(МСК, 1989)														
Олигоцен	нижний	рюпель	Globigerina tapuriensis	NP 22	Helicosphaera reticulata		Phthanoperidium amoenum Wetzeliella symmetrica DP 12	Stephanopyxis hyalomarginata	Cannopylus binoculus		Слои с Pinaceae, Q. graciliformis, Verrutricolporites							
				NP 21	Coccolithus subdistichus													
Эоцен	верхний	приабон	Globigerapsis tropicalis	NP 20	Discoaster barbadensis	Sphenolithus pseudoradians	Charlesdowniea clathrata angulosa DP 11	Bipalla oamensis	верхняя подзона		Слои с Pinaceae, Slowakipollis cf. hippophaeoides Q. graciliformis, Tricolporopollenites liblarensis							
				NP 19		Isthmolithus recurvus			Cosmiodiscus breviradiatus									
				NP 18		Chiasmolithus camaruensis			Cristodiscus succinctus—Coscinodiscus obscurus									
	средний	баргон	Globigerina turkmenica	NP 17	Reticulofenestra umbilica	Discoaster saipanensis	Rhombodinium porosum DP 10	Cosmiodiscus senarius—Coscinodiscus praenitidus—Radialiplicata costulata	Dictyocha hexacantha s. l.	Corbisema flexuosa	Castanopsis pseudocingulum, Q. gracilis, Rhoipites granulatus							
			Hantkenina alabamensis	NP 16		c b	нижняя подзона					Dracodinium intermedium Areosphaeridium diktyoplokus DP 9						
			Ac. rotundimarginata	NP 15		XIVa XV							Nannotetrina fulgens		Rhombodinium draco—Wetzeliella articulata DP 8	Paxilla oligocaenica	Stephanopyxis crenata	Dictephanus antiquus
	нижний	лютет	Acarinina bullbrookii	NP 14	XIV XIII—XI	Discoaster sublo-doensis	Rhabdosphaera inflata	Charlesdowniea coleothrypta s. l. DP 7	C. coleothrypta rotundata	H. подзона		нижняя подзона	C. crenataeformis, S. constans					
			Globorotalia aragonensis	NP 13	Discoaster lodoensis		C. coleothrypta			Brightwellia hyperborea				Dictyocha secta		C. crenataeformis, Platycaryapollis anticyclus, Sapotaceae		
				NP 12	Marthasterites tribrachiatus					Coscinodiscus decrescens				D. rotundata				
	Палеоцен	верхний	танет	Globorotalia subbotina	NP 11 I—IIIa	Discoaster diastypus	Discoaster binodosus	D. varielongitudum DP 6	Coscinodiscus payeri		Dictyocha frenguelli carentis	слои с N. aspera, N. foliacra	Plicapollis pseudoexcelsus, Interpollis supplingensis, Triporopollenites robustus					
					NP—10		Marthasterites contortus	Dracodinium similis DP 5	Coscinodiscus josephinus									
Acarinina acarinata					NP 9		Discoaster multi-radiatus	Marthasterites bramlettei	Apectodinium homomorphum DP 3	Hemaulus proteus				в. подзона		Naviculopsis constricta sp. str.	Nudopollis terminalis, Trudopollis menneri Subtriporopollenites	
								нижняя подзона						Stictodiscus kossuthii				
														Trinacria muricata				

корреляцию со стратотипами эоцена европейских ярусов.

Кроме видов-индексов, используемых Штеурбаумом, при исследовании ипрских отложений Прикаспия нами предлагается еще целый ряд дополнительных датировочных уровней, также хорошо прослеживаемых в ипре Европы.

Особое значение такая дробная стратификация отложений эоцена имеет в терригенно-карбонатном и терригенном типах разреза как в северо-восточном Прикаспии, когда карбонатные породы, содержащие нанопланктон, присутствуют в разрезе в виде прослоев разной, иногда очень малой мощности.

Если в отложениях эпиконтинентальных морей ипра и низов лютета на территории Прикаспия и южного Зауралья выделены и прослежены не только стандартные зоны, но и дробные интразональные подразделения, то выше по разрезу в среднем эоцене (большой части лютета и особенно бартоне) ситуация несколько иная. Для нанопланктона этого интервала разреза характерна большая провинциальная дифференциация зональных комплексов на территории платформенных морей Англо-Парижского стратотипического района, Днепровско-Донецкой впадины, северо-восточного Прикаспия.

Отложения верхней части лютета и бартонa широко распространены в Кры́мо-Кавказской области, юго-восточном Прикаспии, Устурте и Приаралье, где преобладают главным образом пелагические фации.

Здесь верхняя подзона зоны *Discoaster subdoensis* почти повсеместно четко выделяется по биоzone индекс-вида *Rhabdosphaera inflata* Br. et Sull. В вышележащей зоне *Nannotetrina fulgens* не проявляется трехчленное ее разделение, как в низких широтах. Нижняя граница зоны часто определяется по появлению первых представителей рода *Nannotetrina*, так как вид-индекс *Nannotetrina fulgens* обычно очень редок или совсем отсутствует. Нанопланктон бартонского яруса представлен одной крупной зоной шкалы Д. Бакри – *Reticulofenestra umbilica* – с двумя подзонами. Они примерно соответствуют зонам NP 16 и NP 17 Е. Мартини. Зональный комплекс зоны NP 16 в целом легко опознается, но положение границ трудно определить однозначно.

В пелагических отложениях маркер основания зоны NP 16 – *Discoaster tani nodifer*–*Rhabdosphaera gladius* – часто отсутствует или имеет другое стратиграфическое распространение. То же относится и к *Chiasmolithus solithus* (Br. et Sull.) Lock., по исчезновению которого определяется верхняя граница зоны.

Таким образом, зонирование интервала соответствующего зоне NP 16 и отчасти NP 17 в разрезах эоцена Крымско-Кавказской области, Се-

веро-Западной Европы и особенно Прикаспия не может базироваться на критериях, установленных Е. Мартини, и для этого привлекаются другие часто местные виды-индексы. Причем ассоциации зоны NP 16 в некоторых районах, например, в киевской свите Днепровско-Донецкой впадины отличаются чрезвычайным разнообразием видового состава, особенно дискоастеров и большим количеством эндемичных форм, что дает возможность выделения здесь трех подзон, но большинство используемых датировочных уровней имеют также исключительно местный характер (Данг Дык Нга, 1973) (таблица NP 16a, 16b, 16c).

Границей среднего и верхнего эоцена (бартонa и приабона) является вполне стабильный и повсеместный уровень появления *Chiasmolithus samaguensis* на верхней границе зоны NP 17 шкалы Мартини. Верхнеэоценовые нанопланктонные ассоциации мощных известняков белоглинской свиты зоны *Discoaster barbadiensis* с тремя подзонами NP 18–20 Е. Мартини широко распространены в Кры́мо-Кавказской области. Они имеют довольно однородный систематический состав на всей обширной территории распространения. Синхронные ассоциации юго-восточного Прикаспия по составу, по-видимому, также очень близки к ним.

Верхняя подзона *Sphenolithus pseudoradiatus* выделяется практически везде как “слой”, так как вид-индекс часто присутствует только в виде единичных экземпляров. Граница эоцена/олигоцена, определяемая по исчезновению розетковидных дискоастеров, по данным большинства исследователей, совпадает с границей эоцена/олигоцена по фораминиферам и одновременно с резкой переменной фаций на границе белоглинского и пшехского горизонтов на Сев. Кавказе. Иногда, например в юго-восточном Прикаспии, в верхах подзоны *Sphenolithus pseudoradiatus* розетковидные дискоастеры настолько редки, что момент их исчезновения, т.е. граница эоцена/олигоцена определяется с трудом.

Таким образом, широкая пространственная протяженность (иногда межконтинентальная) прослеженных нанопланктонных датировочных уровней в раннем и низах среднего эоцена дала возможность при близких типах разрезов различных эпиконтинентальных морей выделить общие дробные интразональные подразделения. Это значительно повышает точность корреляции и детальность биостратиграфического расчленения по нанопланктону, а также дает возможность выявления палеобиогеографических связей.

В верхней части среднего эоцена (верхняя часть лютета и бартон) при большом разнообразии типов разрезов и палеогеографических обстановок возникают трудности при определении границ даже стандартных зон. Для этих целей часто

приходится использовать датировочные уровни видов с ограниченными ареалами.

В верхнеэоценовых отложениях южных регионов, где широко представлены пелагические фации, легко выделяются стандартные зоны и систематический состав зональных комплексов мало отличается на больших площадях.

Диноцисты. Цисты ископаемых динофлагеллят встречаются в морских разнофациальных отложениях, что дает возможность использовать их для стратиграфического расчленения отложений и широких межрегиональных корреляций.

Для палеогеновых отложений платформенных областей Западной Европы была разработана зональная шкала по диноцистам (Chateaufort, Cuvas-Covagnetto, 1978), которая позже была включена (Cavelier, Pomerol, 1986) в палеогеновую стратиграфическую корреляционную шкалу, наравне со шкалами по другим группам микрофоссилий. В эоцене выделено 13 зон по диноцистам (с W1 по W13) по изменению таксономического состава семейства Wetzeliaceae.

Для палеогеновых бассейнов Северо-Западной Европы Л.И. Коста и С.Б. Манум (Costa, Manum, 1988) также предложили зональную шкалу по диноцистам. В эоцене ими установлено 7 зон и 4 подзоны (с D6 по D12). Зоны выделены по изменению таксономического состава комплексов, а подзоны – по уровню появления или исчезновению видов. Зоны этих шкал скоррелированы с зональной шкалой по нанопланктону эоцена Мартини. Помимо шкал для палеогена Европы разработаны зональные биостратиграфические шкалы по диноцистам для палеогеновых бассейнов Северной Атлантики, Северо-Восточной Атлантики, Северной Америки (Андреева-Григорович, 1994).

На основе палеогеновой стратиграфической корреляционной шкалы А.С. Андреевой-Григорович (1994) было предпринято расчленение разрезов эоценовых отложений Карпат, Крымско-Кавказской области, Северного Причерноморья, Северного Кавказа, Восточного Прикаспия, в которых были выделены комплексы диноцист и зональные виды, сопоставимые с установленными в Европе и других регионах Земного шара. В изученных отложениях ею выделено три зоны DP (диноцисты палеогена) (DP4, DP5, DP6) и одна подзона DP7a, которые ею скоррелированы с зонами шкалы Л.И. Коста и С.Б. Манума и с одноименными зонами палеогеновой стратиграфической корреляционной шкалы.

Критерием выделения биозон послужила смена биозональных комплексов, выделенных в европейских стратотипах ярусов палеогена, а границы проводились в основном по первому появлению (исчезновению) индекс-видов, которое совпадает с границами зон, установленных по нанопланктону.

Для названия зон в первую очередь использованы индекс-виды одновозрастных зон палеогеновой стратиграфической корреляционной шкалы. Однако не у всех одноименных зон объемы полностью совпадают.

Зона DP7 *Charlesdownia coleothrypta* s. l. делится на две подзоны: DP7a – *Charlesdownia coleothrypta* и подзону DP7b – *Ch. coleothrypta rotundata*. Нижняя подзона DP7a соответствует зоне W6 – *Kisselevia coleothrypta*, а верхняя подзона DP7b – двум зонам: W7 – *Kisselevia coleothrypta rotundata* W8 – *Kisselevia fasciata*. Зона DP 11 *Charlesdownia clathrata angulosa* соответствует зонам W 12 и W 13. Различие же родовых названий связано с ревизией рода *Kisselevia* Vozzh. с выделением нового рода *Charlesdownia* Vozzh. et Lentin.

В эоценовых отложениях Западно-Сибирской низменности И.А. Кульковой (1994) прослежены появления зональных видов, известных в стратотипах ярусов палеогена Западной Европы, а также на юге СНГ. Кроме того, выделена зона *Charlesdownia fasciata*, не обнаруженная на юге СНГ. Стратиграфическое положение этой зоны соответствует одновозрастной и одноименной зоне W8 – *Kisselevia fasciata*. В составе выделенных комплексов, кроме европейских, указаны также характерные западно-сибирские виды: *Rhombodinium corociatum* Vozzh., *Wetzeliella irtyschensis* Alb., *Kisselevia ofnata* Vozzh. М.А. Кулькова проследила уровни появления зональных видов, известных из стратотипов Европы. Зоны, выделенные И.А. Кульковой, характеризуются двумя–тремя европейскими индекс-видами, последовательно появляющимися в разрезах, и по объему соответствуют несколькими европейскими зонами по диноцистам.

О. Васильева (1990) в Южном Зауралье проследила зоны палеогеновой стратиграфической корреляционной шкалы и также обнаружила в составе зональных комплексов диноцист западно-сибирские виды. В частности, ею выделена зона *Kisselevia ornata*.

Таким образом, биостратиграфические уровни европейской и западно-европейской шкал были прослежены вплоть до Западной Сибири.

Диатомеи и силикофлагеллаты являются ведущими группами фитопланктона при разработке зональной биостратиграфии кремнистых отложений. Эти отложения в виде обширных поясов и пятен широко распространены в эоцене от Приантарктических районов до Заполярья. Органогенные кремнистые отложения представлены диатомовыми илами в донных осадках океанов и открытых морей и толщами диатомитов и диатомовых глин в разрезах Северной Европы, в различных регионах Восточно-Европейской платформы, Западном Примуржье, Северо-Вос-

точном Прикаспии, Тургайском прогибе, ряде районов Западно-Сибирской низменности.

Разработка зональных шкал по кремнистому фитопланктону шла параллельно для донных осадков океанов и открытых морей, и для отложений, распространенных в выше перечисленных регионах бывшего СССР. В большинстве случаев и океанические, и региональные шкалы носят провинциальный характер. Предел распространения зональных подразделений ограничен соответствующей областью или провинцией¹. Так, океанические зональные шкалы по диатомеям предложены (Fenner, 1984, 1985) для крупных биогеографических областей океана – низких широт и высоких широт южного полушария. Несомненно, провинциальными являются зональные шкалы для эоцена Норвежского моря (Schrader, Fenner, 1976; Стрельникова, 1992). Изначально межрегиональные зональные шкалы палеогена по диатомеям и силикофлагеллатам разрабатывались для единой палеогеографической области (Глезер, 1979а, 1979б; Зональная стратиграфия..., 1991).

Шкала по силикофлагеллатам Д. Бакри (Bukry, 1981), хотя и предложена для низких широт океанов, является, по существу, субглобальной, так как ее зональные подразделения соответствуют подотделам эоцена или сумме частей разных подотделов и основаны на эволюционной смене видов. Шкала по диатомеям, предложенная Н.И. Стрельниковой (1992) для всего Северного полушария, механически объединяет дробные зональные подразделения, выделенные разными авторами в различных акваториях океанов и в ряде регионов бывшего СССР, часто не смыкающиеся и не достаточно убедительно скоррелированные между собой.

При выделении зон разных типов (Международный стратиграф. справочник, 1978; Стратиграф. кодекс, 1992) широко используются датировочные уровни, особенно в океанических шкалах. Это вполне оправдано при разработке зональных шкал для определенной биогеографической области (провинции) с беспрепятственным и почти одновременным расселением видов из центров их происхождения. В зональных шкалах по силикофлагеллатам уровни появления видов могут быть установлены при анализе их филогенетических связей. Филогенезы видов диатомей почти не изучены, и за первое появление обычно принимается наиболее ранняя находка. В большинстве случаев выделяемые в разных шкалах уровни появления одного и того же вида отражают моменты наступления благоприятных условий для его развития в соответствующих аквато-

риях и не всегда совпадают во времени. Это обстоятельство имеет первостепенное значение для решения вопроса об использовании океанических зон в региональной стратиграфии. Для научного обоснования выделения единых зон для океанических донных осадков и материковых отложений требуется тщательный анализ данных о времени происхождения вида в процессе эволюции, о путях его миграции, обусловленных влиянием комплекса биологических, биотических и абиотических факторов.

Для уточнения и детализации ранее предложенных зональных межрегиональных зональных шкал были приняты во внимание закономерности исторического развития флор водорослей, населявших океанические и платформенные бассейны (Глезер, 1980, 1994, 1995а).

Видовой состав комплексов водорослей, сменявших друг друга в разрезах эоцена рассматриваемых регионов, находился в теснейшей зависимости от меняющихся биогеографических связей с океаническими флорами. Если раннеэоценовые океанические флоры почти не известны и водоросли платформенных бассейнов в течение почти всего раннего эоцена развивались автономно, то с конца раннего эоцена начинается обмен видами с океанами, нарастающий в течение всего среднего эоцена и достигший максимума в бартоне. На бартон приходится оптимум в развитии океанической флоры диатомей, тогда как расцвет флоры в платформенных морских бассейнах продолжался в течение всего эоцена. В бартонских флорах эпиконтинентальных морей подавляющее число видов является общими с океанами.

Благодаря этим особенностям в развитии эоценовой диатомовой флоры, провинциальный характер зональных подразделений в региональных стратиграфических схемах нижнего эоцена не вызывает сомнения у разных авторов. В то же время в бартонских отложениях возможность выделения океанических зон требует обсуждения.

На основании анализа биозон и тейльзон видов, общих с океанами, среди диатомей платформенных бассейнов второй половины среднего эоцена выделяется четыре группы видов, имеющих разное значение для зональной стратиграфии.

1) Сравнительно многочисленные виды, широко распространенные в комплексах водорослей платформенных бассейнов и характеризующиеся четко выраженными тейльзонами, большая часть их является диагностическими в разных шкалах – среднего эоцена (*Stephanopyxis superba* Grun., *Coscinodiscus decrescens* Grun., *Brightwellia hyperborea* Grun., *Bipalla oamaruensis* (A. S.) Gles., *Cristodiscus succinctus* (Sheshuk. et Gles.) Gles. et Olscht., *Sheshukovia condecora* (Brightw.) Gles., *Hemiaulus polycystinorum* Ehr., *Peponia barbadensis* Grev. и др.). После детального изучения стратиграфического

¹ В данном случае термины “биогеографическая область”, “биогеографическая провинция” не имеют точного определения, поскольку биогеографическое районирование палеогена по кремнистому фитопланктону не разработано.

распространения отдельные виды этой группы могут быть использованы для выделения субглобальных зональных подразделений.

2) Некоторые индекс-виды океанических шкал имеют ограниченную встречаемость в платформенных бассейнах. В их распространении проявляется определенная закономерность. Так, первое появление *Lisitzinia* (*Triceratium*) *inconspiqua* var. *trilobata* (Fenner) Gles. и *Craspedodiscus oblongus* (Grev.) Hanna по редким находкам зафиксировано приблизительно на том же уровне, что и в океанах, и приурочено к началу эоценовой миграции. Они найдены в низах зоны *Brightwellia hyperborea* (подзоне *Ruxidicula cruciata*), первый – на Западно-Сибирской равнине и Среднем Поволжье, второй – в Восточном Прикаспии. Эти виды вновь начинают встречаться почти во всех местонахождениях бартонской флоры.

3) Ряд видов, в том числе и видов-индексов зональных океанических подразделений среднего эоцена (*Lisitzinia kanayai* (Fenner) Gles., *Brightwellia imperfecta* Jousé, *Rhylandsia biradiata* Grev., *Triceratium unguiculatum* Grev., *Asterolampra marylandica* Ehr., *Rutilaria lymoniformis* Ross. и др.), являются во флорах платформенных бассейнов экзотическими элементами и из-за редких находок не могут быть использованы в качестве зональных.

4) Большая группа консервативных видов может характеризоваться несколькими эпиболями, приуроченными к разным отделам палеогеновой системы в пределах одной или разных биогеографических областей (провинций). Некоторые виды этой группы, хотя и используются в зональной стратиграфии среднего эоцена (*Trinacria excavata* cf. *tetragona* A. S., *T. subcapitata* (A. S.) Grun.), могут рассматриваться как диагностические для сугубо локальных подразделений.

Представители всех четырех групп могут быть использованы для палеогеографических реконструкций и для более полной характеристики биоты.

Следует подчеркнуть, что уровни появления и исчезновения видов, определяемые по находкам из остатков в изученных разрезах, не соответствуют моментам их возникновения и вымирания в процессе эволюции (Глезер, 1980). Как справедливо указывал С.В. Мейен (1989, с. 165), по появлению "...можно лишь констатировать вхождение данного вида в палеоэкосистему данного стратона". Поэтому очень трудно выявить виды, а тем более группу видов, у которых бы в разобщенных бассейнах, относящихся к разным биогеографическим подразделениям, в океанах, открытых и эпиконтинентальных морях с различными палеогеографическими условиями точно совпадали бы объемы и границы тайльзон. Это подтверждается многочисленными примерами зональной стратиграфии по кремнистому фитопланктону. Остановимся для примера на двух из них.

Хорошо определимый и широко распространенный вид *Ruxilla gracilis* Temp et Ferti используется в качестве вида-индекса зон, выделенных по разному принципу. Так, в зависимости от численности этого вида Н.В. Рубина и Дрознес (1961) в Нижнем Приобье установили местные зоны с "частым" и с "массовым развитием" этого вида, приблизительно соответствующие по современным представлениям зонам NP 13–NP 14. К этому же уровню приурочена одноименная провинциальная зона, выделенная по смене комплекса диатомей (Глезер, 1979а; Зональная стратиграфия..., 1991). Н.И. Стрельникова (1992) понизила нижнюю границу этой же зоны, основываясь на первом появлении вида в пределах нижележащей комплексной зоны *Coscinodiscus payeri*, приблизительно коррелируемой с зонами NP 11 и NP 12 нижнего эоцена. Однако оказалось, что первое появление этого вида в Дании (Fenner, 1984), Индийском океане (Fournier, 1991) относится к самому началу раннего эоцена (зоне NP 10). Таким образом, одноименные зоны в океане и в платформенных бассейнах занимают разное стратиграфическое положение, хотя и в пределах раннего эоцена. Учитывая все изложенное, в предлагаемой для Северной Евразии зональной шкале пришлось отказаться от выделения зоны *P. gracilis*.

Даже при наличии не одного, а нескольких широко распространенных диагностических видов, как показывает детальное изучение глобальной океанической зоны *Dictyocha hexacantha*, установить ее синхронность в океане и в разрезах среднего эоцена платформенных областей очень сложно. Оказалось, что вид-индекс в разрезах Восточного Прикаспия (Глезер, 1995б) и Воронежской антеклизы появляется значительно позже видов, по совместному распространению которых Д. Бакри (Bukry, 1981) была установлена эта зона в океане. Учитывая особенности стратиграфического распространения зональных видов, в предлагаемой зональной шкале (таблица) предложено выделять две зоны: *Dictyocha hexacantha* s. l. и *D. hexacantha* s. str., имеющие разный объем и стратиграфическое положение в пределах среднего эоцена в океанических и платформенных бассейнах.

Исходя из биостратиграфического анализа глобальных материалов по диатомеям и силикофлагеллатам, нам представляется методически более обоснованной на современном этапе разработка зональных шкал для биогеографических областей (провинций) и корреляция их зональных подразделений. Систематический состав зональных комплексов и закономерности его изменения во времени происходят не только в результате эволюции таксонов, но в гораздо большей степени определяются сложным взаимодействием абиотических факторов, специфических для каждого бассейна седиментации и для биогеографических

подразделений. Вместе с тем просматриваются и более общие факторы, влияющие на развитие альгофлор. Поэтому не исключено, что для отдельных стратиграфических интервалов, характеризующихся тесными биогеографическими связями флор бассейнов разных типов, в дальнейшем удастся выделить "субглобальные" зональные подразделения, используя общие виды 1-й группы, упоминавшиеся выше. Однако для выполнения такой работы требуется прежде всего выявление филогенетических связей видов диатомей, основанное на изучении их морфогенезов с помощью электронной микроскопии.

Предлагаемые значительно уточненные и детализированные зональные шкалы по диатомеям и силикофлагеллатам для эоцена платформенных областей запада Северной Евразии построены на закономерной для регионов, входящих в единую биогеографическую область, смене видового состава водорослей. В качестве видов-индексов и диагностических видов использованы типичные виды, широко распространенные и постоянно встречающиеся на определенном стратиграфическом уровне, при этом учитывалась последовательность их появления в процессе эволюции. Предпочтение отдавалось видам, первые, наиболее ранние находки которых в изученных материалах совпадали с началом их адаптивной радиации.

Среди характерных зональных видов много общих с океаническими. Однако только зона *Brightwellia hyperborea* и подзона *Cristodiscus succinctus* названы по видам-индексам океанических подразделений местных схем для среднего эоцена Blake Plateau (скв. 390А). Согласно данным по нанопланктону для разреза этой же скважины (Bukry, 1978), диатомовый интервал *Brightwellia hyperborea* отвечает двум зонам нанопланктона NP 14 и NP 15. Слои с *Cristodiscus* (*Coscinodiscus*) *succinctus* в донных осадках на Blake Plateau установлены в прослое в 2 см, границы их не определены. Они отвечают или верхам зоны NP 15 или зоне NP 16 (Стрельникова, 1992). В изученных нами разрезах рассматриваемые подразделения имеют, хотя и близкое, но несколько иное стратиграфическое положение (таблица).

Оба вида выбраны потому, что они являются хорошими реперами в изученных нами разрезах среднего эоцена разных регионов.

Наиболее надежные датировки межрегиональных зон по кремнистому фитопланктону (таблица) основаны на их соотношении с зонами по планктонным фораминиферам, нанопланктону и диноцистам, выделенным в одних и тех же разрезах. Такие данные получены при комплексном изучении материалов Восточного Прикаспия (Бугрова и др., в печати), Днепровско-Донецкой впадины, Западно-Сибирской низменности.

Важную роль в региональной стратиграфии как морских эоценовых отложений разного со-

става, так и континентальных, играют данные палинологии.

Впервые палиностратиграфические шкалы начали разрабатываться западноевропейскими палинологами (Krutzsch, 1966 и др.) при изучении стратотипов ярусов палеогена на территории Западной и Центральной Европы. Предложенные зональные шкалы оказались региональными, и уловить четкие границы между палинозонами довольно затруднительно даже в регионах их распространения; но для проведения широких корреляций они могут быть использованы. Дробной схемой деления среднего и верхнего эоцена и олигоцена Парижского бассейна Ж. Шатенефа (Chaudeau, 1980), в которой выделено девять палинозон, скоррелированных с зонами по диноцистам, также затруднительно пользоваться, так как выбранные автором таксоны для выделения и обоснования зональных комплексов слабо фиксируются или вовсе отсутствуют в одновозрастных отложениях наших разрезов, и потому трудно установить границы и объемы палинозон. Только зона 7 – *Rytiosporites* – начало олигоцена легко устанавливается и прослеживается на всей территории бывшего СССР – Украины, Европейской части России, Западной Сибири и других регионов.

Менее детально межрегиональная схема деления палеогеновых отложений по миоспорам для Северо-Запада Европы (The Northwest..., 1988). Для обоснования выделения зон (их восемь) авторы выбрали 38 крупных таксонов (видов и группы родов) пыльцы покрытосеменных растений. Принцип построения основан на появлении и исчезновении определенных таксонов. На наш взгляд выбор таксонов крайне не удачен. Авторами в эоцене устанавливаются только две зоны SP 4 – с тремя подзонами в объеме нижнего и среднего эоцена и SP 5 – вторая половина среднего и верхний эоцен. Так, выделение зоны SP 4 проводится по первому появлению таксонов: *Diporites iskaszentgyorgyi*, *Spinizonocolpites* Group, *Dicolpopollis* Group, *Bombacidites* Group., *Reevesiapollis* Group, которые в раннеэоценовых отложениях Крымско-Кавказского региона и других регионах юга России встречаются крайне редко. Многие зональные виды имеют более широкий стратиграфический диапазон, например *Nudopollis endangulatus* Pf., который прослеживается до середины среднего эоцена, а в наших разрезах выше низов позднего палеоцена в комплексах не встречается.

На прилагаемых региональных схемах деления эоцена по отдельным регионам стран Северо-Запада Европы не всегда имеется единое понимание границы зон SP 4 и SP 5 и особенно положение границы между нижним и средним эоценом. Использовать данную схему для детальной стратиграфии также затруднительно. Тем не менее таксоны, входящие в состав зональных комплексов и

имеющие широкий ареал, прослеживаются и в пределах восточной части Тетисовой палеофлористической области и могут быть использованы как коррелятивные таксоны. Из-за невозможности применять палинostrатиграфические европейские шкалы на территории Северной Евразии в пределах бывшего СССР были предложены региональные схемы зонального деления эоцена по миоспорам для Западно-Сибирской равнины, Казахстана. Зональные подразделения этих шкал большей частью скоррелированы между собой на уровне подотделов, некоторые из них сопоставлены с зональными шкалами, разработанными по другим группам фауны и флоры (Зональная стратиграфия..., 1991). Комплексные исследования по разработке детальной стратиграфии эоценовых отложений Северного Кавказа, Казахстана, юга Западной Сибири по миоспорам и диноцистам (Крашенинников и др., 1989; Ахметьев и др., 1992 и др.) позволяют детализировать имеющиеся палинологические шкалы.

Наиболее обоснованы к настоящему времени палинostrатиграфические шкалы палеогена и, в частности, эоцена Северного Кавказа и Бахчисарайского района Крыма, которые скоррелированы со стандартными планктонными зонами и зональной шкалой по диноцистам, разработанной для юга России (Постановления МСК..., 1989). В предлагаемой межрегиональной корреляционной схеме деления эоцена по миоспорам (см. таблицу) для территории юга России, Русской платформы, Западно-Сибирской равнины и прилегающих регионов СНГ выделено семь палинозон.

Палинозоны названы по наиболее типичным и широко распространенным видам на данном стратиграфическом уровне. Обычно используются вновь появившиеся виды, но иногда наиболее характерными являются виды, заканчивающие свою стадию развития.

Выделяемые зоны являются комплексными. Границы их приурочены к уровням существенных изменений структуры зональных комплексов, что обуславливается как эволюционным развитием палинофлоры, так и сменой палеогеографической или палеоэкологической обстановки. Корреляция зональных подразделений проводится по наличию в составе характеризующих их комплексов общих или близких характерных и коррелятивных таксонов. Объем палинозоны колеблется от одной до двух фораминиферовых зон. Возраст определяется по совместным находкам с нанопланктоном, фораминиферами, диноцистами и диатомеями, с последними особенно в разрезах Западно-Сибирской равнины.

В нижнем эоцене выделяется две палинозоны. Нижняя – *Plicapollis pseudoexcelsus*, *Integrpollis supplingensis*, *Triporopollenites robustus*, соответствующая на Северном Кавказе по объему зоне

Globorotalia subbotinae. Нижняя граница зоны устанавливается по резкому сокращению таксонов *Normapollis* (исчезает *Trudopollis menneri*) и увеличению пыльцы трехпорового строения (Панова, 1988). Верхняя палинозона – *Castanea crenataeformis*, *Platycaryapollis anticyclis*, *Sapotaceae* выделяется на Северном Кавказе в объеме зоны *Globorotalia aragonensis*. Характерным для нее является возрастание роли пыльцы трехборозднопоровых – *Tricolporopollenites cingulum*, *Retitricolpites*, *Sapotaceae* и др. при продолжающемся разнообразии различных видов *Triatripollenites*, *Subtriporopollenites* (*S. subporatus*, *S. magnoporatus* и др.), а также появление пыльцы *Pentapollenites*, *Nyssapollenites* и др. (Практическая палинostrатиграфия, 1990).

На Русской платформе в Воронежской синеклизе, Днепровско-Донецкой впадине (каневская свита) выделяется одна региональная зона *Plycapollis pseudoexcelsus*, *Triporopollenites robustus*, *Platycaryapollis trisolutionis* с близким составом, но со своими региональными особенностями. Далее на восток в Тургайско-Иртышском регионе, Павлодарском Прииртышье, на Западно-Сибирской равнине в нижнем эоцене также прослеживаются две палинозоны и коррелируются по характерным таксонам. В среднем эоцене в лютетском ярусе выделяется две палинозоны. Нижняя – *Castanea crenataeformis*, *Subtriporopollenites constans*. Нижняя граница этой зоны устанавливается по резкому увеличению пыльцы трехборозднопоровых – *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) R. Pot., *T. fagoides* W. Kr., *Araliaceopollenites* и др. и увеличению разнообразия субтропических растений – *Sabalpollenites*, *Myrica*, *Liquidambar*, *Myrtaceae* и др. Возраст палинозоны фиксируется совместным нахождением комплекса фораминифер зоны *Acarinina bullbrookii* в Крымско-Кавказском регионе. Верхняя – *C. crenataeformis*, *Pompeckjoidaeifolienites subhercynicus*. Нижняя граница зоны фиксируется выпадением из состава комплексов таких таксонов, как *Subtriporopollenites magnoporatus* Pf., *Basapollis basalis* Pf., *Interpollis supplingensis* W. Kr. и др. Объем зоны устанавливается на уровне зоны *Acarinina rotundimarginata* в разрезах среднего эоцена Северного Кавказа, Бахчисарайского района Крыма, Днепровско-Донецкой впадины. Выделенные две палинозоны первой половины среднего эоцена хорошо прослеживаются в разрезах эоцена Западно-Сибирской равнины и Северного Казахстана. В бартонском ярусе среднего эоцена выделяется одна корреляционная зона – *Castanopsis pseudocingulum*, *Quercus gracilis*, *Rhoipites granulatus*. Это объясняется недостаточной изученностью разрезов верхов среднего эоцена Русской платформы и смежных регионов Северной Украины.

Нижняя граница зоны фиксируется полным исчезновением из состава комплексов пыльцы стеммы *Normapollis* и появлением пыльцы *Quer-*

cus gracilis, *Q. graciliformis* Boitz, *Rhus regularis* Pan., *Rhoipites granulatus* Fred., *Nyssa crassa* Pan., различных *Scabraticolporites* и др.

В разрезах Северного Кавказа в бартоне устанавливаются две зоны (Зональная стратиграфия..., 1991), возраст которых определяется по совместному нахождению с комплексом фораминифер зон *Hantkeniana alabamensis* и *Globigerina turkmenica*. В разрезах Западно-Сибирской равнины также выделяется две палинозоны, возраст которых определяется комплексом диноцист зон DP 9 и DP 10.

В верхнем эоцене выделяются два палиностратона. Нижний – палинозона *Quercus graciliformis*, *Tricolporollenites liblensis*, нижняя граница которой проявляется по резкому увеличению пыльцы зональных таксонов, а также появлением элементов теплоумеренной флоры. В зональных комплексах Западной Сибири и Северного Казахстана отмечается появление в них спор *Hydropteris indutus*. Из состава комплекса полностью выпадают таксоны раннеэоценовой флоры. Возраст зоны датируется совместным нахождением комплексов фораминифер зоны *Globigerapsis tropicalis* (Практическая палиностратиграфия, 1990), а также диноцист зоны DP 11 (Западная Сибирь, Тургай и др. регионы). В верхах верхнего эоцена в ряде регионов (Северный Кавказ, Поволжье, Западная Сибирь и др.) выделяются слои с *Pinaceae*, *Slowakipollis* cf. *hipporhaeoides*. Нижняя граница проводится по некоторому увеличению пыльцы голосеменных растений – *Pinaceae*, *Taxodiaceae*, *Ephedra* и др., а также появлению новых таксонов – *Slowakipollis* cf. *hipporhaeoides*, *Verrutricolporites*, *Quercus conferta* Boitz. и др. Возраст слоев соответствует верхней части зоны DP 11 и зоне *Bolivina antegressa*.

Верхняя граница этих слоев, как и в целом граница верхнего эоцена–нижнего олигоцена, проходит по смене комплексов, которая проявляется в резком увеличении в его составе пыльцы хвойных растений (до 85%) – *Pinaceae* или *Taxodiaceae*. Фиксируется эта граница одновременно основанием зоны *Phthanoperidinium amoenum* DP 12 по диноцистам.

Как показано в изложенных выше материалах, для каждой из групп микрофитофоссилий имеется своя специфика в использовании ее в биостратиграфии эоцена. Она определяется биологическими особенностями группы и находит свое отражение в ее биогеографии, ареалах распространения ассоциаций и отдельных видов, стратиграфическом объеме их тайльзон и биозон, фациальной приуроченности остатков.

Зональные шкалы по каждой группе построены на закономерной смене комплексов микрофитофоссилий в пределах обширных биогеографических областей (провинций), которые частично или полностью охватывают территорию Северо-Западной Евразии (в пределах бывшего СССР).

Возможность использования, хотя и с дополнениями, субглобальной зональной шкалы эоцена по нанопланктону Д. Бакри, стандартной шкалы Е. Мартини с интразональными подразделениями Штербаута, а также шкалы по диноцистам, разработанной для Западной Европы, позволяет прямым путем коррелировать отложения эоцена рассматриваемой территории со стратотипами ярусов эоцена.

Предлагаемые провинциальные межрегиональные зональные шкалы по диатомеям и силикофлагеллатам, для подразделений которых установлено соотношение с зонами нанопланктона и диноцист, позволяют обосновать ярусное деление морских кремнистых отложений, широко развитых в регионах Северо-Западной Евразии. Кроме того, корреляция зон по диатомеям и силикофлагеллатам с зонами этих же водорослей океанических шкал по широко распространенным общим видам дает дополнительные материалы для определения их геологического возраста.

Межрегиональная шкала по спорам и пыльце также благодаря корреляции палиностратонов с зонами по нанопланктону и диноцистам дает возможность не только коррелировать разрезы разнотипных отложений в разных регионах, но и сопоставлять их с европейскими ярусами.

Результаты корреляции зональных подразделений по разным группам микрофитофоссилий с зонами по планктонным фораминиферам, ярусами и подотделами эоцена приведены в таблице. Основываясь на принципе С.В. Мейена (1989) о хроностратиграфической взаимозаменяемости признаков (в данном случае биозон), можно обосновать положение местных или региональных стратотипов в общей стратиграфической шкале. Материалы, приведенные в статье, могут быть использованы также при реконструкции палеогеографических условий в регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева-Григоревич А.С. Зональная шкала по цистам динофлагеллат для палеогена южных регионов СНГ // Альгология. 1994. Т. 4. № 2. С. 66–76.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Климаты олигоцена востока Крымско-Кавказской области и Казахстана // Изв. АН РАН. Сер. геол. 1992. № 3. С. 5–24.
- Бугрова Э.М., Глезер З.И., Панова Л.А., Табачникова И.П. Биостратиграфия палеоценовых и эоценовых отложений Восточного Прикаспия по микрофоссилиям // Региональная геология и металлогения, в печати.
- Бугрова Э.М., Николаева И.А. и др. К зональному делению палеогена южных районов СССР // Сов. геология. 1988. № 4. С. 96–107.
- Васильева О.Н. Палинология и стратиграфия морских отложений палеогена Южного Зауралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 54 с.

- Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979а. № 11. С. 19–30.
- Глезер З.И. О зональном расчленении палеогена Средиземноморской палеобиогеографической области в пределах СССР по кремневым жгутиковым водорослям // Тр. XIX сес. Всес. палеонтол. о-ва. Л.: Наука, 1979б. С. 29–42.
- Глезер З.И. Закономерности исторического развития диатомовых водорослей и их значение для биостратиграфии // Палеомикрофитологические исследования для целей стратиграфии: Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1980. Т. 305. С. 94–105.
- Глезер З.И. Сопоставление этапов развития палеогеновой диатомовой флоры морских эпиконтинентальных и океанических бассейнов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 103–107.
- Глезер З.И. Взаимосвязь эволюции эоценовых диатомовых флор с некоторыми факторами внешней среды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 83–94.
- Данг Дык Нга. Известковый нанопланктон киевской свиты Днепровско-Донецкой впадины северной и северо-западной окраин Донецкого складчатого сооружения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Харьков: Харьковский гос. унив., 1973. 23 с.
- Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. 158 с.
- Крашенинников В.А., Запорожец Н.И., Кургалимова Г.Т. Корреляция разнофациальных отложений верхнего эоцена–нижнего олигоцена (океаны и континенты) // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 199–219.
- Кулькова И.А. Диноцисты морского палеогена Западно-Сибирской равнины // Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука СО, 1994. С. 98–104.
- Международный стратиграфический справочник. М.: Мир, 1978. 127 с.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 215 с.
- Музыкаев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по нанопланктону (Северный Кавказ и Крым). М.: Наука, 1980. 94 с.
- Панова Л.А. Палинстратиграфия палеогеновых отложений Кавказа // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 143–147.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) и его постоянных комиссий. Л., ВСЕГЕИ, 1989. 73 с.
- Практическая палинстратиграфия. Л.: Недра, 1990. С. 263.
- Рубина Н.В., Дрознес М.А. Эоценовые отложения Нижнего Приобья // Решения и тр. Межвед. совещ. по разработке и уточнению стратиграфич. схем Зап.-Сиб. низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 264–271.
- Стратиграфический кодекс. СПб.: Межвед. стратигр. комитет, 1992. 120 с.
- Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во СПб ун-та, 1992. 311 с.
- Aubry M.P. Paleogene calcareous nannoplankton biostratigraphy of Northwestern Europe // Paleogeogr. Climatolog. Geol. 1986. V. 55. № 2–4. P. 267–334.
- Bukry D. Cenozoic coccolith, silicoflagellate and diatom stratigraphy. Deep. sea drilling project. Leg 44 // Initial Rep. of the DSDP, Wash. 1978. V. 44. P. 807–863.
- Bukry D. Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maestrichtian to Quaternary marine sediment // SRPM. Special. Publication. 1981. № 32. P. 433–444.
- Cavelier Cl., Pomerol Ch. Stratigraphie du Paléogène // Bull. Soc. Geol. France. Sec. 8. 1986. V. II. № 2. P. 255–261.
- Châteauneuf I.I. Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'éocène supérieur et de l'oligocène du bassin de Paris (France) // Mém. du BRGM. Paris. 1980. № 116. 360 p.
- Châteauneuf S.S., Gruas-Cavagnetto C. Les zones de Wetze-liellaceae (Dinophyceae) bassin de Paris // Bull. BRGM. 1978. Ser. 4. № 2. P. 59–93.
- Costa L.I., Downie Ch. The distribution of the dinoflagellate Wetze-liella in the Palaeogene of North-Western Europe // Palaeontology. 1976. V. 19. Part 4. P. 591–614.
- Costa L.I., Manum S.B. The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1–D15) and the Miocene (D15–D20) // Geol. Jahrb. 1988. H. 100. P. 321–330.
- Fenner J. Eocene–Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes // Micropaleontology. 1984. V. 30. № 4. P. 319–342.
- Fenner J. Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms // Plankton Stratigraphy. London; New York: Cambridge University Press, 1985. P. 713–762.
- Fourtanier E. Paleocene and Eocene diatom biostratigraphy and taxonomy of eastern Indian ocean site 752 // Proceedings Ocean Drilling Program. Sci. results. 1991. V. 121. P. 171–187.
- Köthe A. Kalkiges Nannoplankton aus dem Paläogen Nord-westdeutschlands // Geol. Jahrb. 1986. Reihe A. H. 89. 114 p.
- Krutzsch W. Die Sporenstratigraphische Gliederung des Al-tertiär im nördlichen Mitteleuropa (Palaozän–Mitteloligo-zan) // Abh. Zentr. Geol. Inst. Berlin. 1966. H. 8. P. 156–157.
- Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nan-noplankton zonation // Proceed. II Plankt. Conf. Roma, (1970). 1971. P. 730–785.
- Okada H., Bukry D. Supplementary modification and intro-duction of code numbers to the low latitude coccolith bios-tratigraphic zonation // Marine micropaleontology. 1980. № 5. P. 321–325.
- Perch-Nielsen R., Saunders J.B. Cenozoic calcareous nanno-fossils // Plankton Stratigraphy. London; New York: Cam-bridge Univ. Press, 1985. P. 427–555.
- Schrader H.J., Fenner J. Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy // Initial Rep. of the DSDP, Wash. 1976. V. 38. P. 921–1099.
- Steurhaut E., Nolf D. Revision of Ypresian stratigraphy of Belgium and northwestern France // Medd. werkgroep voor tertiar. kwartiere geologie. 1986. V. 23. № 4. P. 115–172.
- Steurhaut E. New Early and Middle Eocene calcareous nan-noplankton events and correlations in middle to high lati-tudes of the northern hemisphere // Newsl. Stratigr. Berlin. Stuttgart. 1988. V. 18. № 2. P. 99–115.
- The Northwest European Tertiary Basin. Results of Interna-tional Geological Correlation Programme Project № 124 // Geol. J. 1988. № 100. 508 p.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.782.11(571.1)

НИЖНИЙ МИОЦЕН ТАРСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ: СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОБОТАНИКА, ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

© 1997 г. В. А. Мартынов*, З. Н. Гнибиденко**, В. П. Никитин*

*Новосибирская опытно-методическая экспедиция ГП "Новосибирскгеология" Роскомнедра
630099 Новосибирск, ул. Потанинская, 3а, Россия

**Институт геофизики СО РАН
630090 Новосибирск, Университетский проспект, 3, Россия
Поступила в редакцию 23.08.95 г., получена после доработки 23.03.96 г.

Тарское Прииртышье, срединный район Западной Сибири, представляет интерес как опорный страторегион для построения унифицированной стратиграфической схемы неогена. Изучение стратиграфии континентальных олигоцен-миоценовых отложений территории осложняется дискретным характером разрезов, запечатлевших сложное сочетание латеральной и этажной стратификации. Ранее по многочисленным разрезам буровых скважин были прослежены характерные литостратоны (свиты, слои), часто с четко различающимися палеофлористическими комплексами. Эти комплексы образуют ряд последовательно сменяющих друг друга флористических уровней, три из которых – ляминский, екатерининский, васюганоярский – отвечают, по-видимому, раннему миоцену. Новые комплексные исследования позволили сопоставить палеоботанические данные с палеомагнитными. В построенном сводном разрезе выделяются три магнитозоны. Нижнюю магнитозону обратной полярности характеризует флора ляминского уровня, среднюю прямую магнитозону – екатерининская и верхнюю обратную – васюганоярская флора. На основании проведенной корреляции сделан вывод о том, что выделенные магнитозоны имеют региональный характер, а геохронологические их эквиваленты сопоставимы с эпохами общей магнитохронологической шкалы. Таким образом, слои с екатерининской флорой через промежуточную корреляцию с фаунистически охарактеризованным верхнебайгубекским горизонтом соседнего Устьурт-Приаральского региона сопоставлены с эпохой 21 и отнесены к аквитанскому ярусу; вышележащие слои с васюганоярской флорой отвечают, вероятно, эпохе 20 (нижняя часть бурдигала), а самая нижняя своеобразная пачка разреза, охарактеризованная комплексами ляминского флористического уровня, может соответствовать низам аквитанского и верхней части хаттского яруса (эпохи 22 и, вероятно, 23).

Ключевые слова. Стратиграфия, палеокарпология, флористический уровень, палеомагнетизм, магнитозона, нижний миоцен, Тарское Прииртышье, Западная Сибирь.

Расчленение серии континентальных олигоцен-миоценовых отложений, пользующихся в Западной Сибири сплошным распространением, представляется весьма актуальным, так как действующие стратиграфические схемы не лишены ряда условно принятых допущений. Это и естественно, поскольку в разрезах континентальных толщ, покрывающих равнину, сложно сочетается этажная стратификация с латеральной, связанной с длительными миграциями фациальных зон и частных фаций (аллювиальных, озерных и болотных). Изучение и корреляция неогеновых свит Сибири давно привели к выводу о том, что они как раз и представляют комбинации латеральных, часто многоэтажных слоев (Мартынов, 1969, 1980). Применение палеонтологических методов исследований рассматриваемой серии практически исчерпывается изучением растительных остатков – ископаемых семян и плодов, пыльцы и спор, редко встречающихся отпечатков листьев, поэтому для повышения достоверности схем необходимо использовать и другие методы исследований – в первую очередь, палеомагнитный. Ин-

теграция ряда местных разрезов Барабинской равнины и Прииртышья позволяет вплотную подойти к построению магнитостратиграфической шкалы неогена Западной Сибири (Гнибиденко и др., 1989, 1991). Материалы для настоящей статьи получены при комплексных исследованиях, проведенных в последние годы в Тарском Прииртышье – срединном районе Западно-Сибирской равнины, удаленном от ее приподнятого обрамления и представляющем интерес не только как опорный страторегион для построения региональной и корреляционной стратиграфических схем (здесь расположены характерные разрезы туртасской свиты верхнего олигоцена и стратотип миоценовой абросимовской свиты), но и как территория, перспективная для ведения поисково-разведочных работ на циркон-ильменитовые россыпи (рис. 1).

В небольших обнажениях буроугольных слоев в долине правого притока Иртыша р. Большой Абросимовки (с. Екатерининское) Н.К. Высоцкий, П.Л. Драверт, К.С. Афанасьев, М.Д. Спиридонов собрали коллекции отпечатков листьев,

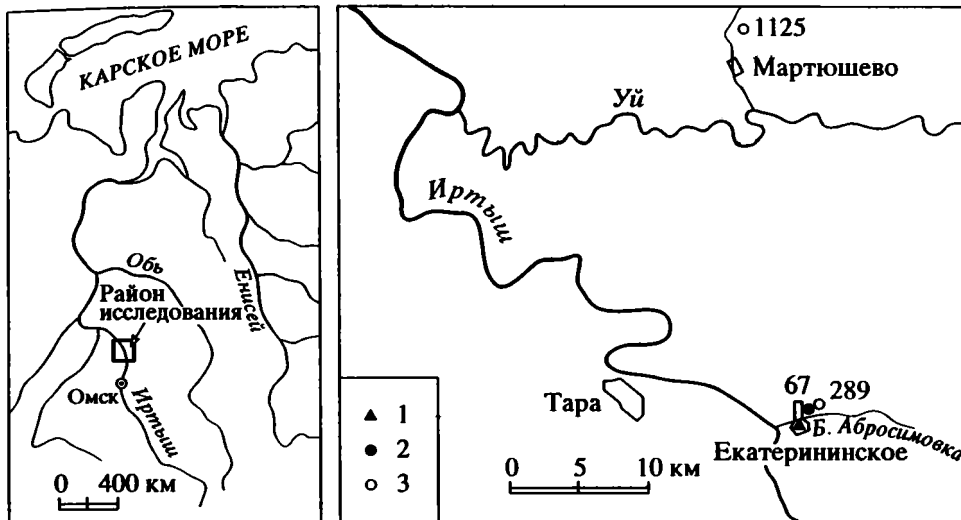


Рис. 1. Обзорные схемы расположения разрезов.

1 – обнажение на р. Б. Абросимовка; 2 – скважина-стратотип абросимовской свиты; 3 – новые скважины.

изученные А.Н. Криштофовичем (1928) и им же совместно с М.И. Борсуком (1939). Эти сборы и близкие к ним по возрасту коллекции с рек Уй и Шии в совокупности характеризуют так называемую тарскую флору, которая считается эталонной для миоцена Западной Сибири (Горбунов, 1962). Из тех же выходов бурогольных слоев обильные остатки ископаемых семян и плодов изучал П.А. Никитин, позднее – П.И. Дорофеев (1957, 1963) и В.П. Никитин (1970). По месту выходов бурых углей континентальная третичная угленосная толща была названа абросимовской свитой; в процессе площадного и профильного бурения было установлено, что пласты бурых углей встречаются в разных горизонтах толщи, и название абросимовской свиты было закреплено лишь за верхними угленосными слоями, которые непосредственно и обнажаются по р. Б. Абросимовке (Гурари и др., 1961). В качестве стратотипа свиты был предложен разрез картировочной скважины 67, пробуренной в непосредственной близости с основным местонахождением тарской флоры на возвышенности Катюшина Горка (Горбунов, Васильев, 1972). Скважина остановлена в морских глинах тавдинской свиты (верхний эоцен), выше которой последовательно залегают отложения атлымского и новомихайловского горизонта нижнего олигоцена, журавского горизонта верхнего олигоцена и, наконец, миоценовые угленосные отложения абросимовского горизонта; таким образом, по своей полноте полученный разрез имеет важное опорное значение.

Несмотря на относительное богатство палеоботанического материала, собранного в районе стратотипа абросимовской свиты, автономное решение задачи о возрасте связанной с ним тарской

флоры не было однозначным. А.Н. Криштофович и М.И. Борсук считали флору миоценовой и даже позднемiocеновой; М.Г. Горбунов, П.А. Никитин и В.П. Никитин относили ее к раннему миоцену. П.И. Дорофеев, долгое время отстаивавший олигоценную датировку тарской флоры, позднее пришел к выводу о том, что “будучи своеобразными, сибирскими, тарские флоры по месту в общей истории третичной флоры напоминают аквитанско-бурдигальские флоры Западной Европы, в которых также сохраняется основа олигоценной флоры и появляются миоценовые формы” (1965, с. 70). Наконец, благодаря широко проведенным палинологическим исследованиям спорово-пыльцевые комплексы абросимовской свиты были сопоставлены с палинокомплексами верхнебайгубекского горизонта Устюрта-Приаралья (Бойцова, Панова, 1967; Панова, 1970), аквитанский возраст которого был установлен по находкам морских моллюсков (Коробков, 1974). На основании такой корреляции абросимовский горизонт с тарской флорой помещен в унифицированной стратиграфической схеме в нижней части миоцена, на уровне аквитанского яруса.

Однако в использовании такой дальней корреляции, естественно, присутствует элемент условности, которая усиливается благодаря дискуссии о стратиграфическом положении флор верхнебайгубекского горизонта по отношению к общей шкале. Так, эти флоры, по заключению С.Г. Жилина (1991), относятся к тому же экологическому типу и имеют тот же состав, что и эталонные хаттские флоры из нижнебайгубекского (каратамакского) горизонта, но по более высокому положению в непрерывном разрезе и по датированной фауне (слои с *Cerastoderma levinae*) помещаются на

уровне аквитанского яруса. По мнению М.А. Ахметьева (1991), одновозрастные “аквитанские” флоры Приаралья и Тургая, как и сравниваемые с ними ашутасские флоры Зайсанской впадины, имеют, вероятнее всего, хаттский возраст. Для Западной Сибири проблема возраста рассматриваемых далее флор также сложна и требует дальнейших углубленных исследований и более тесной корреляции разрезов, включая близлежащие разрезы соседнего Тургая.

На основании изучения разрезов абросимовской свиты на большой территории авторы пришли к выводу, что в них часто представлены слои несколько различающихся стратиграфических уровней, что подтверждается характером ископаемых флор (Мартынов, 1984; Никитин, 1984).

Ранее было показано, что путем скрупулезного изучения видового состава конкретных ископаемых флор континентального кайнозоя Сибири, детального анализа геологической ситуации в районе местонахождения каждой из них, лито- и био-стратиграфической корреляции разрезов представляется возможным построить своеобразную стратиграфическую лестницу ископаемых флор, отдельные ступени которой (не всегда равновысокие) имеют достаточно четкую палеоботаническую характеристику и образуют так называемые флористические уровни (Никитин, 1984, 1988). Будучи прежде всего дробными стадиями эволюции западносибирской флоры и растительности, флористические уровни одновременно могут рассматриваться как дробные региональные стратиграфические подразделения, подчиненные горизонту и соответствующие, таким образом, слоям с географическими названиями (Стратиграфический кодекс, ст. IV.7). Так, позднеолигоценному журавскому геосторическому этапу (горизонту) отвечает флора лагерьносадского типа, характеризующая, по-видимому, фазу наиболее пышного расцвета умеренно теплолюбивых мезофильных тургайских лесов; в рамках этого этапа удается различить более древний басандайский и несколько более молодой кошкульский флористические уровни. Тарско-васюганская флора (абросимовский горизонт) включает ляминский, екатерининский, васюганоярский и киреевский уровни, семенные комплексы которых отражают прогрессирующее обеднение хвойно-широколиственного тургайского ядра флоры, постепенное усиление роли мезофильного разнотравья и столь же постепенную деградацию лесных ландшафтов и переход их в лесостепные. Свои флористические уровни выделяют и в рамках более древних раннеолигоценовых флор, и в рамках более молодых флор позднего миоцена и плиоцена.

Очень характерный семенной комплекс буроугольных слоев с. Екатеринбургского составляет типовую флору екатерининского уровня (екате-

рининских слоев). В опорном разрезе скв. 67 непосредственно под екатерининскими слоями залегает монотонная пачка тонко переслаивающихся песчано-алевритово-глинистых пород, по цвету и текстурным особенностям отличающихся от глинистых угленосных отложений и отделенная от них 90-сантиметровым прослоем глинистого голечника-“конгломерата” (44.8–45.7 м). Эта своеобразная сероцветная пачка интервала 45.7–68.0 м авторами опубликованного стратотипа отнесена к туртасской свите, хотя сами авторы отмечают, что характерные для последней синевато-зеленовато-серые глинисто-алевритовые породы залегают ниже (68.0–75.3 м). В верхней половине этой сероцветной пачки были встречены прослои мелкого растительного детрита (инт. 50.0–54.5 м), содержащие богатые семенные комплексы, явно более архаичные по сравнению с екатерининскими (ляминский флористический уровень – см. ниже).

По рекомендации Неогеновой комиссии МСК для подсечения границы миоцена с олигоценом рядом со скважиной-стратотипом была пробурена скважина 289 и проведены литологические, палеокарпологические, палинологические, скважинные геофизические и палеомагнитные исследования (рис. 2). В этой скважине, пройденной до глубины 120.5 м и остановленной в нижнеолигоценовых отложениях новомихайловской свиты, увенчанной буроугольным пластом, выше последнего, в интервале 86.4–75.3 м, залегают типичные для туртасской свиты голубовато-зеленовато-серые алевропелиты, тонко переслоенные мучнистым алевритом. Выше, до глубины 48.8 м, как и в скв. 67, прослеживается пачка тонко переслаивающихся буровато-серых алевритово-песчаных глин, зеленовато-серых алевритов, мелко- и тонкозернистых песков, прослои которых местами насыщены мелким растительным детритом; в основании пачки – прослой песка разнозернистого, кварцевого, с мелким гравием и глинистыми окатышами (прослой, видимо, подчеркивает характер контакта туртасской свиты с вышележащей пачкой). Керн из интервала 48.8–37.4 м представлен плотными коричневатыми и буро-серыми глинами с растительным детритом и крупными обломками древесины, с буроугольным пластом близ подошвы. Над пачкой глин, на глубине от 37.4 до 30.0 м, залегает преимущественно песчаная пачка (буровато-серый песок с прослойками глин такого же цвета, с растительным детритом). Примечательно, что в данном разрезе, как и в разрезе скв. 67, характерные для туртасской свиты отложения обширного пресноводного бассейна (“озера-моря”) имеют сокращенную мощность (11 м против обычных в соседних разрезах 30–40 м). Возможны здесь или размыв верхних слоев свиты, или фациальные замещения последних иными образованиями, представленными в подугольной пачке.

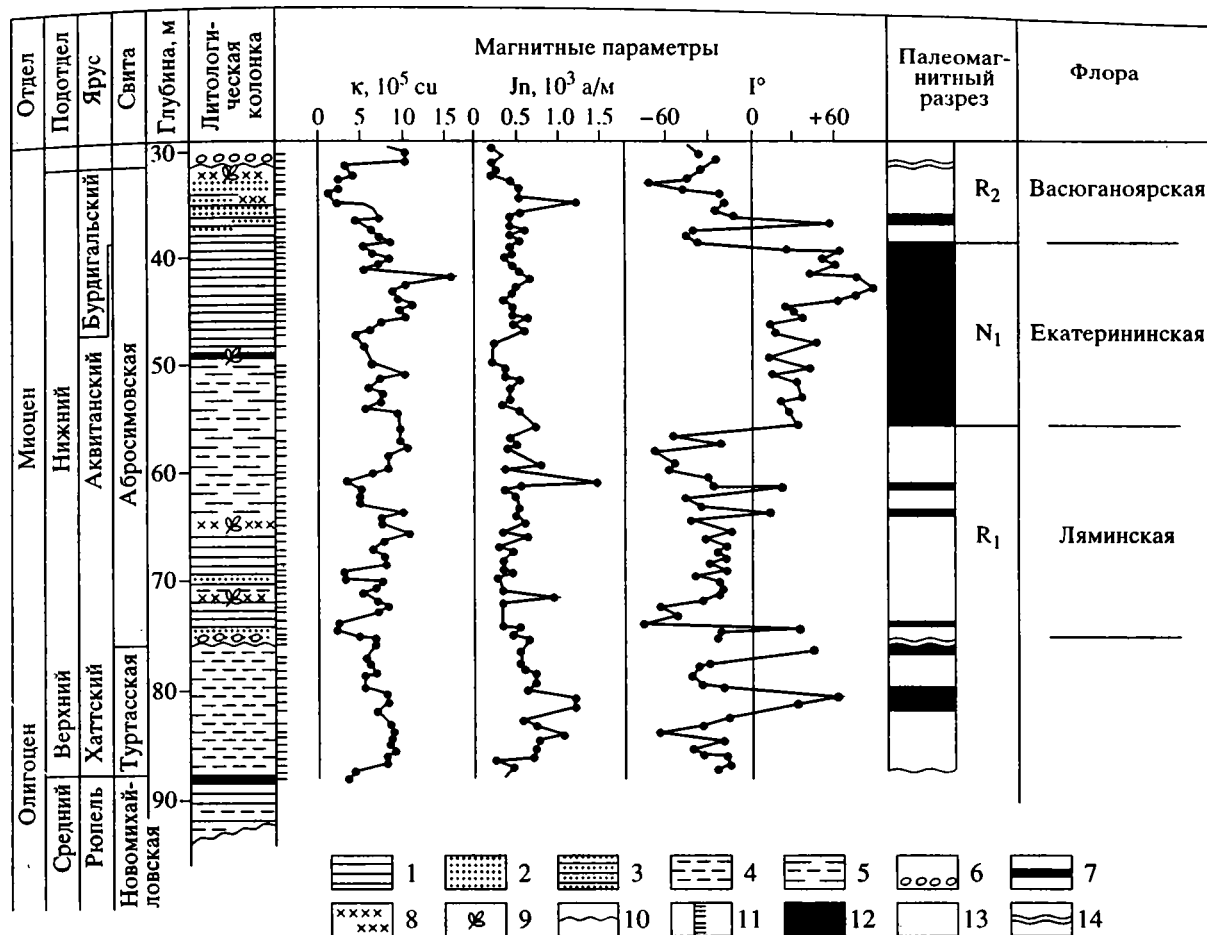


Рис. 2. Лито- и магнитостратиграфический разрез скв. 289.

1 – глина; 2 – песок; 3 – частое переслаивание глины и песка; 4 – алевроит; 5 – переслаивание алевроитовой глины и алевроита; 6 – гравий, мелкая галька; 7 – бурый уголь; 8 – растительный детрит; 9 – слои с флорой; 10 – размыв; 11 – точки отбора ориентированных образцов; намагненность: 12 – прямая, 13 – обратная, 14 – вероятный перерыв с выпадением палеомагнитных зон или их частей.

В двух образцах серых тонкозернистых кварцевых песков с растительным детритом (гл. 72.1 и 64.3 м) было получено два богатых (соответственно 132 и 90 видов) и интересных семенных комплекса. Сохраняя несомненные черты преемственности от более древних флор журавского горизонта (кошкульский уровень), эти комплексы включают целый ряд архаичных, тяготеющих к олигоцену растений, в числе которых могут быть названы *Scirpus decipiens* V. Nikit., *Morus sibirica* Dorof., *Urticarpum oligocenum* Dorof., *Nymphaea macrosperma* V. Nikit., *Tavdenia* sp., *Ranunculus priscus* V. Nikit. и др. В то же время для этих комплексов характерно появление большой группы молодых, по преимуществу миоценовых растений, неизвестных в типичных флорах олигоцена (*Stratiotes sibiricus* Dorof., *Carex flagellata* C. et E. Reid, *Alnus* aff. *torulosa* Dorof., *Betula* cf. *uralensis* Dorof., *Tubela* cf. *omskiana* Dorof., *T. cf. rossica* Dorof., *Macleaya sibirica* V. Nikit., *Ajuga gorbunovii* V. Nikit. и др.). Как уже отмечалось, такого же типа и не

менее богатые комплексы были получены ранее при изучении керна скв. 67 (подугольная пачка, инт. 50.0–54.5 м). Флоры из обеих скважин рассматриваются как характерные представители ляминского флористического уровня (Никитин, 1989).

Спорово-пыльцевые спектры скв. 289 (инт. 62.7–66.0 м), изученные В.Б. Ландышевой, также имеют своеобразный характер: среди пыльцы хвойных (среднее содержание 32–42%) здесь незначительную роль, до 11%, играют таксодиевые, а в группе цветковых пыльца широколиственных пород количественно преобладает над пыльцой мелколистных, что типично для позднеолигоценых комплексов, и в то же время, в отличие от спектров нижележащих характерных отложений туртасской свиты (76 м и глубже), здесь заметно возрастает роль пыльцы травянистых растений, особенно водных форм и разнотравья.

Таким образом, по совокупности палеоботанических данных рассматриваемые подугольные

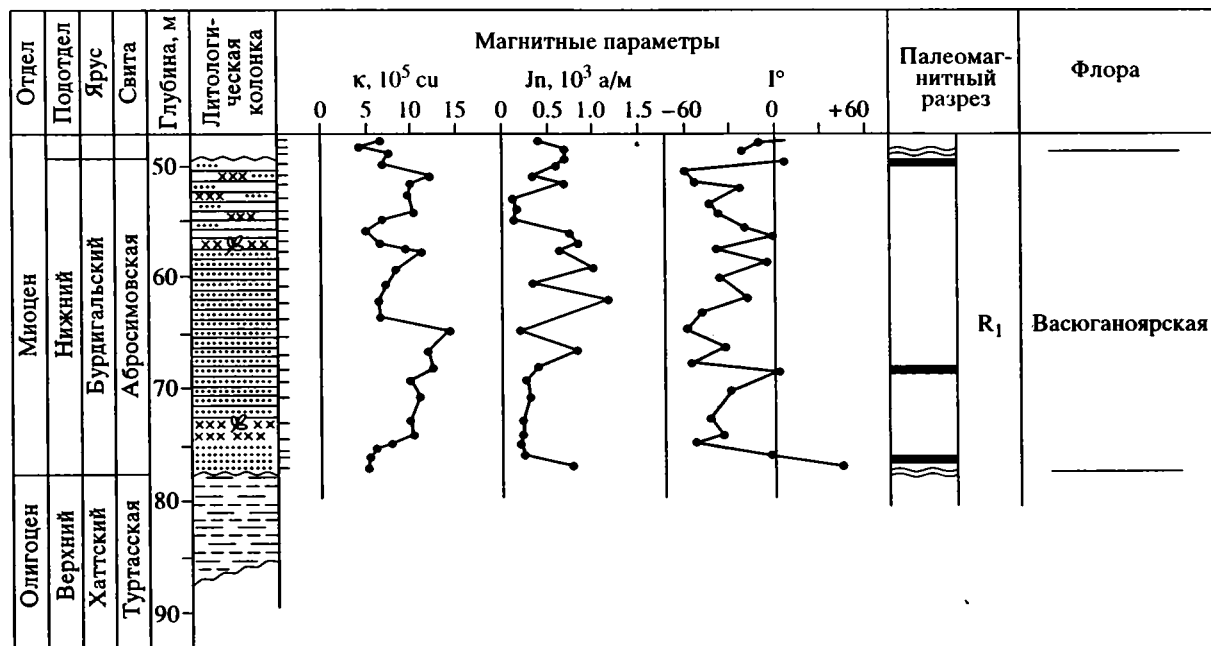


Рис. 3. Лито- и магнитостратиграфический разрез скв. 1125.
Усл. обозн. см. на рис. 2.

слои (слои с ляминской флорой) равно близки и к олигоцену (журавский горизонт), и к нижнему миоцену и, быть может, являются “слоями пограничной полосы”.

В пачке буроугольных глин интервала 48.8–37.4 м, из образца, взятого на гл. 47.7–48.1 м в прослое бурого угля, по облику и положению в разрезе соответствующего угля, обнажающемуся в долине р. Б. Абросимовки (основное местонахождение тарской флоры), получен семенной комплекс, практически тождественный типовой флоре екатерининского уровня. В отличие от рассмотренных выше ляминских комплексов, здесь уже не встречаются по преимуществу палеогеновые *Scirpus decipiens* и другие архаичные формы; к сожалению, непосредственно в разрезе скв. 289 екатерининский комплекс относительно небогат (46 таксонов), однако достаточно характерен, и его соответствие стратотипу сомнений не вызывает. Палинокомплекс двух образцов интервала 46–47 м также в общих чертах близок к установленному ранее комплексу флороносных слоев долины р. Абросимовки (Меркулова, 1966).

Ископаемая семенная флора с гл. 32.0–32.3 м, к сожалению, бедна (10 видов) и потому мало показательна; палинокомплекс с гл. 32.5 м явно отличается от нижележащих увеличением количества спор *Sphagnum* и *Polypodiaceae*, а также пыльцы травянистых растений при сохранении обилия пыльцы таксодиевых (21.6%) и широколиственных пород (11.6%), что типично в общем для верхних слоев абросимовского горизонта.

Впервые в Тарском Прииртышье проведены палеомагнитные исследования по керну скв. 289. Они показали, что пачка пород интервала 48.8–75.3 м, в нижней половине которой встречаются семенные комплексы ляминского флористического уровня, до гл. 57.0 м имеет обратную намагниченность – магнитозона R_1 (рис. 2). Следующая выше угленосная глинистая пачка (37.4–48.8 м) попадает в зону прямой полярности (магнитозона N_1 , инт. 57–40 м), а вышележащие по преимуществу песчаные слои (30.0–37.4 м) показывают обратную намагниченность и образуют магнитозону R_2 .

В палеомагнитном отношении изучено также обнажение у с. Екатерининское в долине р. Б. Абросимовки в местонахождении отпечатков листьев, изученных А.Н. Криштофовичем. Глинистая пачка с буроугольными слоями мощностью 2.5 м, в которых выделен семенной комплекс екатерининского уровня, имеет прямую намагниченность и отнесена к магнитозоне N_1 (рис. 4).

Стратиграфический разрез у с. Екатерининского дополняет скважина 1125, пробуренная в том же Тарском районе, в бассейне р. Уй – правого притока Иртыша (около 5 км к ССВ от с. Мартюшево). Здесь непосредственно на туртасской свите, полная мощность которой составляет уже около 30 м, в интервале 76.7–48.9 м залегает толща переслаивающихся коричневатых алевроитовых глин, коричневатых и буроватых глинистых алевроитов и тонкозернистых песков со скоплениями растительного детрита, отнесенная по своему облику к абросимовской свите (рис. 3 и 4).

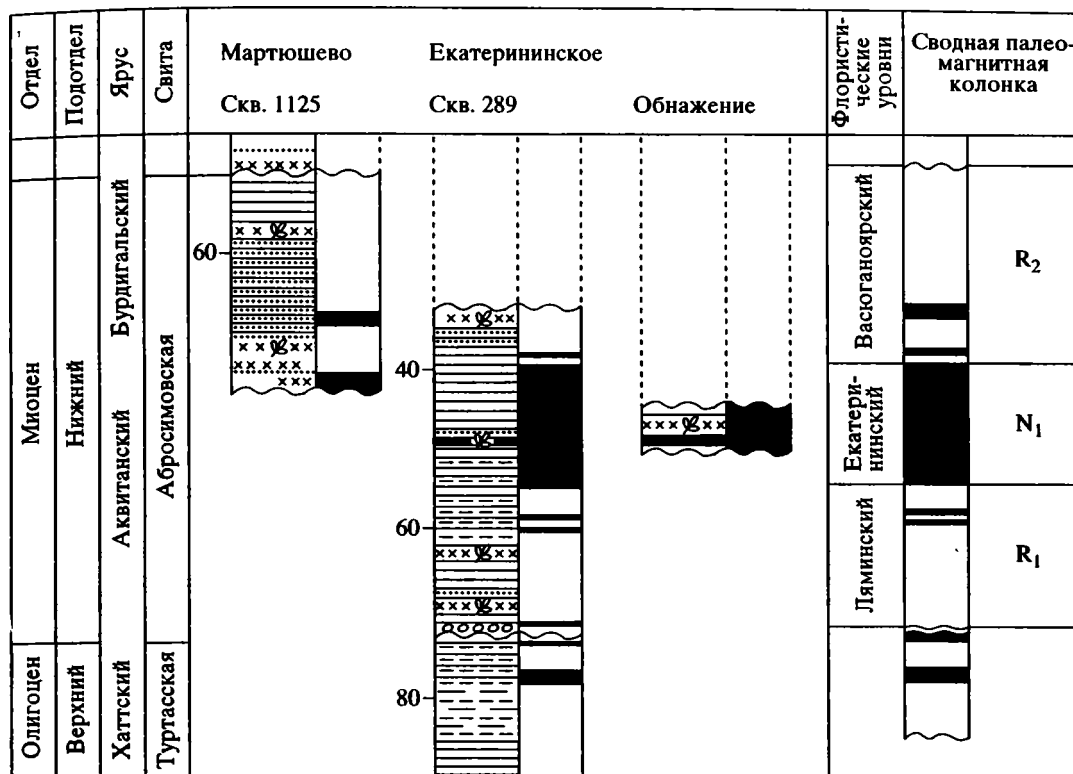


Рис. 4. Сводный магнитостратиграфический разрез нижнемиоценовых отложений Тарского Прииртышья. Усл. обозн. см. на рис. 2.

При палеокарпологическом исследовании кернa скв. 1125 в двух образцах на глубинах 73–74 и 57.0 м выделены богатые (соответственно 96 и 72 вида) семенные комплексы, заметно более молодые по сравнению с екатерининским стратотипом. На этом уровне впервые появляется целый ряд молодых растений, расцвет которых приходится уже на вторую половину миоцена или даже на плиоцен (настоящая *Caldesia cylindrica* Dorof., *Sparganium juzepczukianum* Dorof., характерные виды *Scirpus*, *Epipremnum crassum* C. et E. Reid, *Myriophyllum pulchellum* Dorof., *Melastomites vera* V. Nikit., *Teucrium elongatum* Dorof.) на фоне преобладающих транзитных олигоцен-миоценовых форм, в том числе и некоторых архаичных, тяготеющих к позднему олигоцену–раннему миоцену (*Caldesia* cf. *proventitia* Nikit., cf. *Braseniella* sp., *Ailanthus tertiaria* Dorof. и нек. др.). Показательно также относительное сокращение в составе ископаемой флоры участия остатков древесных растений: если в комплексах ляминского и екатерининского уровней скв. 289 на долю деревьев, кустарников и лиан приходилось от 25 до 35% видового состава, то в комплексах скв. 1125 таких видов насчитывается всего 14–17%. Все эти особенности типичны для васюганоярского флористического уровня, опирающегося на ископаемые семенные комплексы береговых обрывов – яров

р. Васюгана (Горбунов и др., 1970; Никитин, 1988). Палиноспектры, полученные В.Б. Ландышевой из образцов скв. 1125 в интервале 52.8–68.2 м, резко контрастируют со спектрами туртасской свиты, кровля которой в разрезе скважины лежит на гл. 76.7 м; резко, скачком сокращается доля пыльцы хвойных растений (от 35–60 до 22–31%), а в группе цветковых столь же резко возрастает участие пыльцы мелколиственных пород (ольха, береза, ива – 16–28% насчитанных зерен против 3–14% в туртасской свите), а также трав и кустарничков (16–27% против 2–5%) и уменьшается содержание пыльцы широколиственных деревьев и других термофильных растений (11–16% против 20–40%). Следует подчеркнуть, что рассматриваемые палиноспектры четко отличаются и от спектров тех слоев абросимовской свиты, которые охарактеризованы тарской флорой и екатерининскими семенными комплексами (скв. 67, 289, естественные выходы бурого угля в долине р. Абросимовки); они в известной степени сходны уже с палиноспектрами бещеульской свиты и отражают, по-видимому, следующую за екатерининской стадией эволюции миоценовой флоры Западной Сибири. Таким образом, судя по комплексу палеоботанических данных, в разрезе скв. 1125 фиксируется стратиграфическое несогласие между верхнеолигоценными отложениями туртасской

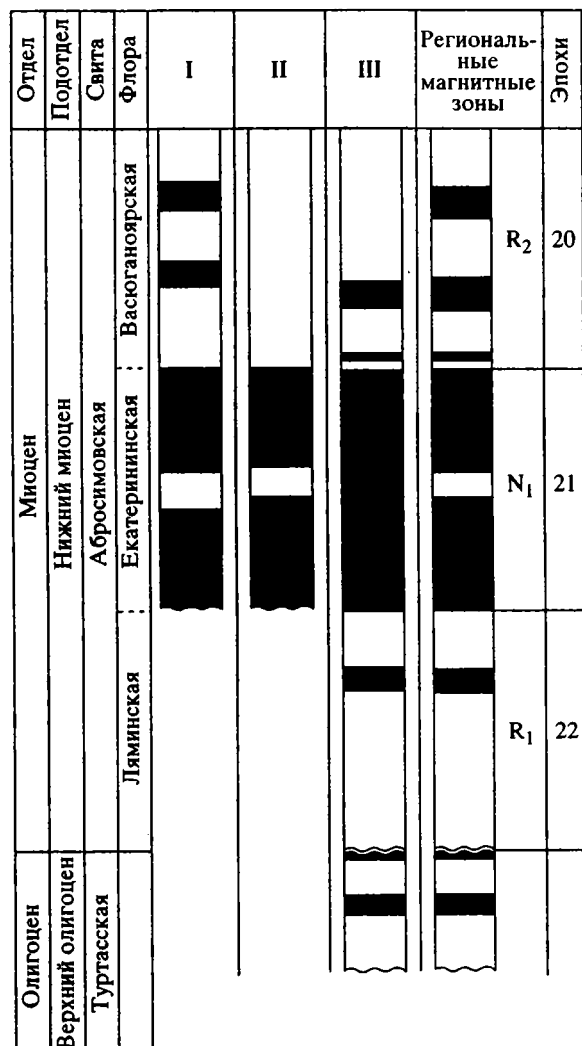


Рис. 5. Корреляционная магнитостратиграфическая схема нижнемиоценовых отложений.

Местные разрезы: 1 – Барабинская равнина; 2 – Омское Прииртышье; 3 – Тарское Прииртышье.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

свиты и залегающими выше (76.7–48.9 м) верхними слоями абросимовской. Вся эта 28-метровая толща пород образует зону обратной полярности (рис. 3). К этой же магнитозоне, по-видимому, относятся слабо палеонтологически охарактеризованные обратномагнитные слои в разрезе скв. 289 (магнитозона R_2 , рис. 2 и 4), зафиксированные непосредственно над прямомагнитными угленосными глинами абросимовской свиты.

Палеомагнитная характеристика изученных отложений показана на рис. 2–4. Сопоставление этих разрезов с учетом стратиграфической последовательности выделенных флористических уровней позволило построить сводный магнитостратиграфический разрез (рис. 4), состоящих из трех крупных магнитозон прямой и обратной полярности – R_1 , N_1 , R_2 мощностью от 20 до 28 м. Внутри магнитозон R_1 и R_2 фиксируются узкие (до 1 м) субзоны противоположной полярности. Нижнюю магнитозону обратной полярности R_1 мощностью 20 м характеризует флора ляминского уровня (рис. 2 и 4). Следующая выше прямая магнитозона N_1 (мощность – 20 м) содержит флору екатерининского уровня (рис. 2 и 4), а магнитозона R_2 , имеющая мощность 8 м в скв. 289 и 28 м в скв. 1125, характеризуется васюганской флорой (рис. 2–4).

Следует иметь в виду, однако, что рассмотренные разрезы континентальных отложений имеют присущий им дискретный характер, – их прерывистость выражена в слоистых текстурах, в переслаивании осадков разного механического состава. Поэтому при установленной последовательности сменяющих друг друга слоев ассоциаций нельзя не признать значительную растянутость их формирования во времени. Задача детальной корреляции выделенных местных магнитозон с подразделениями общей магнитостратиграфической шкалы должна решаться путем интеграции ряда разрезов.

Выше было показано, что слои с екатерининской флорой через промежуточное сопоставление с верхнебайгубекским фаунистически охарактеризованным горизонтом могут быть отнесены к аквитанскому ярусу. Это сопоставление подтверждается одинаковой прямой магнитной полярностью екатерининских слоев (наши данные) и отложений верхнебайгубекского горизонта Северного Устья (данные А.Ю. Казанского, 1990 по опорному разрезу Кинтыкче и М.С. Кунаева, 1990). Результаты проведенных ранее магнитостратиграфических исследований неогеновых отложений южной части Западной Сибири (Гнибиденко и др., 1989, 1991) с учетом вновь полученных материалов позволяют допустить, что геохронологические эквиваленты выделяемых в сводном разрезе региональных магнитозон (рис. 5) сопоставимы с эпохами общей магнитохронологической шкалы неогена (Berggren et al., 1985). В таком случае магнитозона N_1 , содержащая семенные комплексы екатерининского уровня, сопоставляется с эпохой 21 (фрагменты хронов С6АА–С6А) магнитохронологической шкалы (Berggren et al., 1985; Stratigraphy and geologic..., 1991). Тогда нижележащая магнитозона R_1 с ляминской флорой будет соответствовать эпохе 22 (хрон С6В и фрагмент хрона С6АА), а вышележащая магнитозона R_2 , охарактеризованная васюганскими комплексами, – эпохе 20 (фрагменты хронов С6А, С6). Близкие выводы были сформулированы нами при сопоставлении сводного магнитостратиграфического разреза юга Западной Сибири с ярусной шкалой неогена Средиземноморья, имеющей палеомагнитную характеристику (Гнибиденко, Мартынов, 1990). Временной интервал эпох 22–20

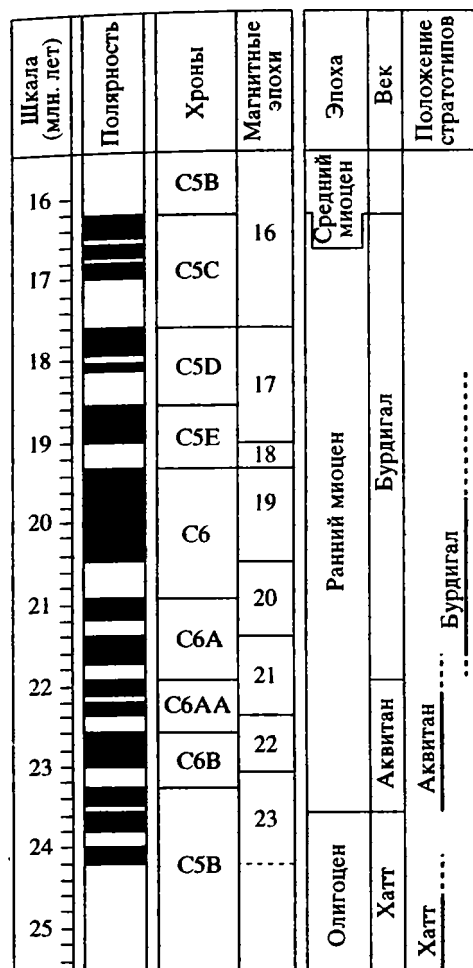


Рис. 6. Фрагмент геохронологической шкалы позднего олигоцена–раннего миоцена (Berggren et al., 1985; Stratigraphy and geologic..., 1991).

определяется в пределах ~23.4–20.5 млн. лет, а аквитанский ярус по шкале Берггрена имеет возрастной диапазон от 23.7 до 21.8 млн. лет. Следовательно, в диапазон аквитанского яруса попадают екатерининские слои и слои с ляминской флорой, а васюганоярские слои могут коррелироваться уже с низами бурдигала. На рис. 5 отражен вариант рассмотренных магнитостратиграфических корреляций нижнемиоценовых отложений Западной Сибири.

Следует все же заметить, что возрастные различия флор в диапазоне от ляминского до васюганоярского уровня, по-видимому, значительно превышает ярусные рамки. Судя по темпам эволюции флоры и растительности Тарского Прииртышья, с учетом характера осадконакопления, нельзя исключить и такой вариант, при котором сложно построенные екатерининские слои будут коррелироваться с аквитанским ярусом в целом, слои с ляминской флорой – с низами аквитанского и верхней частью хаттского ярусов (эпоха 23,

хрон C6C), а слои с васюганоярской флорой, как и было отмечено выше, – уже с бурдигальским ярусом.

Предлагаемые варианты корреляции выделенных в ходе работ региональных магнитозон с подразделениями общей шкалы будут уточнены и дополнены в ходе дальнейших комплексных исследований.

Работы выполнены в соответствии с рекомендациями Неогеновой комиссии МСК и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 95-05-15599).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахметьев М.А. Сравнение раннеолигоценовой флоры Киин-Кериша с другими палеогеновыми флорами // Формирование эоценово-миоценовой флоры Казахстана и Русской равнины: Криштофовичские чтения. Вып. 2. Л., 1991. С. 37–56.

Бойцова Е.П., Панова Л.А. Комплексы спор и пыльцы из континентальных отложений палеогена и неогена Западно-Сибирской низменности и Казахстана // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л.: Наука, 1967. С. 262–270.

Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А. Магнитостратиграфическая корреляция неогена Западной Сибири и Средиземноморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 12. С. 83–88.

Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А., Донченко В.В. и др. Магнитостратиграфический разрез неогеновых отложений Барабинской равнины // Геология и геофизика. 1989. № 2. С. 11–20.

Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А., Донченко В.В. и др. Опорный разрез и магнитостратиграфия неогена Омского Прииртышья // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 71–78.

Горбунов М.Г. Очерк развития третичной флоры Западной Сибири (по данным изучения остатков листьев) // Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 312–327.

Горбунов М.Г., Васильев И.П. О стратиграфическом положении третичной флоры на р. Абросимовке у г. Тары на Иртыше // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 126–134.

Горбунов М.Г., Гурари Ф.Г., Никитин В.П. и др. Новые данные к стратиграфии третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 141–145.

Гурари Ф.Г., Шацкий С.Б., Хохлова Г.Я. и др. К стратиграфии континентальных верхнепалеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Решения и труды межд. совещания по доработке и уточнению стратигр. схем Зап.-Сиб. низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 303–313.

Дорофеев П.И. Материалы к познанию западно-сибирской третичной флоры // Сб. памяти А.Н. Криштофовича. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 277–312.

- Дорофеев П.И.* Третичные флоры Западной Сибири. М.; Л.: АН СССР, 1963. 345 с.
- Дорофеев П.И.* Семенные флоры олигоцена и миоцена Западной Сибири // Тезисы докл. к Межвед. совещ. по континентальным отложениям Азии. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. С. 69–71.
- Жилин С.Г.* Методические вопросы палеофлористики (на примере казахстанских палеогеновых и неогеновых флор) // Формирование эоценово-миоценовой флоры Казахстана и Русской равнины: Криштофовичские чтения. Вып. 2. Л., 1991. С. 57–88.
- Казанский А.Ю.* Магнитостратиграфический разрез верхнеолигоценовых и нижнемиоценовых отложений северо-восточного Устюрта // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 4. С. 935–938.
- Коробков А.И.* Хаттский и аквитанский ярусы и нижняя граница неогена на территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 8. С. 98–104.
- Криштофович А.Н.* Новые данные к верхнетретичной флоре северо-западной Сибири // Изв. Геол. комитета. 1928. Т. 47. № 7. С. 751–757.
- Криштофович А.Н., Борсук М.И.* Миоценовые растения с р. Иртыша близ г. Тары в Западной Сибири // Пробл. палеонтологии. Т. 5. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1939. С. 376–396.
- Кунаев М.С.* Палеомагнетизм эоцен-олигоценовых отложений северо-востока Туранской плиты // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: Ин-т геологических наук, 1990. 20 с.
- Мартынов В.А.* Особенности стратификации континентальных отложений // Пробл. стратиграфии: Тр. СНИИГГиМС, № 24. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1969. С. 150–155.
- Мартынов В.А.* Местные и региональные стратиграфические подразделения кайнозоя Западно-Сибирской плиты // Проблемы стратиграфии Сибири в свете современных данных: Сб. научн. трудов СНИИГГиМС, вып. 282. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. С. 79–99.
- Мартынов В.А.* Природная обстановка и геологические рубежи неогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 151–157.
- Меркулова К.А.* О возрасте тарской флоры (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Палинология Сибири. М.: Наука, 1966. С. 90–95.
- Никитин В.П.* Краткий очерк неогеновых семенных флор Западной Сибири // Решения и труды Межвед. совещ. по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратигр. схем Западно-Сибирской низменности. Ч. 2. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1970. С. 244–258.
- Никитин В.П.* Миоценовые флоры Западной Сибири (по материалам палеокарпологических исследований) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 146–151.
- Никитин В.П.* Флористические уровни неогена Западной Сибири // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 155–156.
- Никитин В.П.* Олигоценовые флоры Западной Сибири (по материалам палеокарпологических исследований) // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1989. С. 26–31.
- Панова Л.А.* Палеогеновые комплексы спор и пыльцы южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межвед. совещ. по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратигр. схем Западно-Сибирской низменности. Ч. 2. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1970. С. 121–132.
- Стратиграфический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
- Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J. et al.* Cenozoic Chronology // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. V. 96. № 11. P. 1407–1418.
- Stratigraphy and geologic history of the Cenozoic of Japan // Rept. Geol. Surv. Japan. 1991. № 274. P. 1–38.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.7(569.1)

РИФТОВАЯ ВПАДИНА ЭЛЬ-ГАБ (СИРИЯ): СТРУКТУРА, СТРАТИГРАФИЯ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

© 1997 г. Е. В. Девяткин*, А. Е. Додонов*, Е. В. Шарков**,
В. С. Зыкин***, А. Н. Симакова*, К. Кхатиб****, Х. Нсейр****

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

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

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

**** Главное управление геологии и минеральных ресурсов, Дамаск, Сирия

Поступила в редакцию 07.11.95 г.

Впервые по буровым и геофизическим данным рассмотрена внутренняя структура рифтовой впадины Эль-Габ (Сирия), приведена стратиграфия выполняющих ее континентальных отложений и корреляция их с датированными (К-Аг) базальтами. Центральная часть впадины представляет собой грабен, заполненный толщей преимущественно озерных отложений. Ее мощность оценивается до 1000 м. Верхняя часть этой толщи охарактеризована фауной пресноводных моллюсков. Возраст озерной серии по фаунистическим данным и К-Аг датировкам не моложе раннего плейстоцена. В целом выделено три этапа развития структуры: 1 – дорифтовый (палеоген–ранний миоцен), 2 – предрифтовый (поздний миоцен), 3 – рифтовый (плиоцен–квартер).

Ключевые слова. Стратиграфия, корреляция, грабен, рифт, магматизм, трансгрессия.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ВПАДИНЫ ЭЛЬ-ГАБ

Рифтовая впадина (грабен) Эль-Габ является северным окончанием Левантского рифтового пояса, протягивающегося в меридиональном направлении от впадины Мертвого моря до границы с Турцией (рис. 1). Здесь этот пояс примыкает к Восточно-Анатолийской зоне разломов. Геоморфологическое строение рифтовой впадины описано в ряде работ (Поникаров и др., 1969; Трифонов и др., 1991; Копп и др., 1994; Van Lier, 1960–1961; Besancon, Sanlaville, 1993; Domas, 1994; Koop, 1995). Центральная часть впадины представляет собой равнину, с поверхности перекрытую плейстоценовыми и голоценовыми осадками небольшой мощности, которые ложатся на озерные плиоценовые отложения, достигающие мощности нескольких сотен метров. Бортовые части впадины имеют четкое разломное ограничение, выраженное серией уступов-блоков, по которым происходило опускание центральной части грабена. Наибольшие амплитуды вертикального смещения (до 2000–2500 м), судя по буровым и геофизическим данным (рис. 2, 3), зафиксированы вдоль центральной части западного борта. Здесь гипсометрические отметки поверхности Берегового хребта, возвышающегося над впадиной, достигают 1500 м, а приразломная часть впадины находится на отметках – 600–700 м. Амплитуды вертикальных смещений вдоль восточного борта меньше – до 1000–1500 м. Новейшие разломы здесь более

четко выражены, не закрыты массой обвальнопролювиальных (олигостромовых) отложений, характерных для западного борта. На юге впадина Эль-Габ соединяется с узким грабеном Масиф, где выделяется западный приподнятый борт, и еще южнее она переходит в Ливано-Сирийский сбросо-сдвиг. На севере впадина разделена горст-антиклиналью Джебель Остани на два грабена.

Внутренняя структура самой впадины Эль-Габ до последнего времени была почти не изучена. Материалы бурения и геофизические данные, полученные в конце 70-х годов Грузгипроводхозом и проанализированные авторами, позволили построить четыре принципиальных поперечных профиля и структурную схему впадины (рис. 2, 3). Вдоль западного и восточного бортов впадины Эль-Габ четко выражены глубокие (до 800 м) и очень узкие приразломные трогии, разделенные в центральной и северной частях впадины продольным поднятием. Эти трогии имеют крутые борта разломного типа. Вертикальные смещения происходили по ним в плиоцен-плейстоценовое время и, вероятно, также в голоцене. Особенно в этом отношении показателен восточный борт, где разломы рвут озерные плиоценовые отложения и базальтовые покровы, поднимая их над поверхностью дна впадины в виде узких меридионально вытянутых блоков-ступеней.

Северная часть грабена Эль-Габ (на широте г. Джиср-эш-Шугур) занята базальтами, образующими довольно крупный массив с отдельными

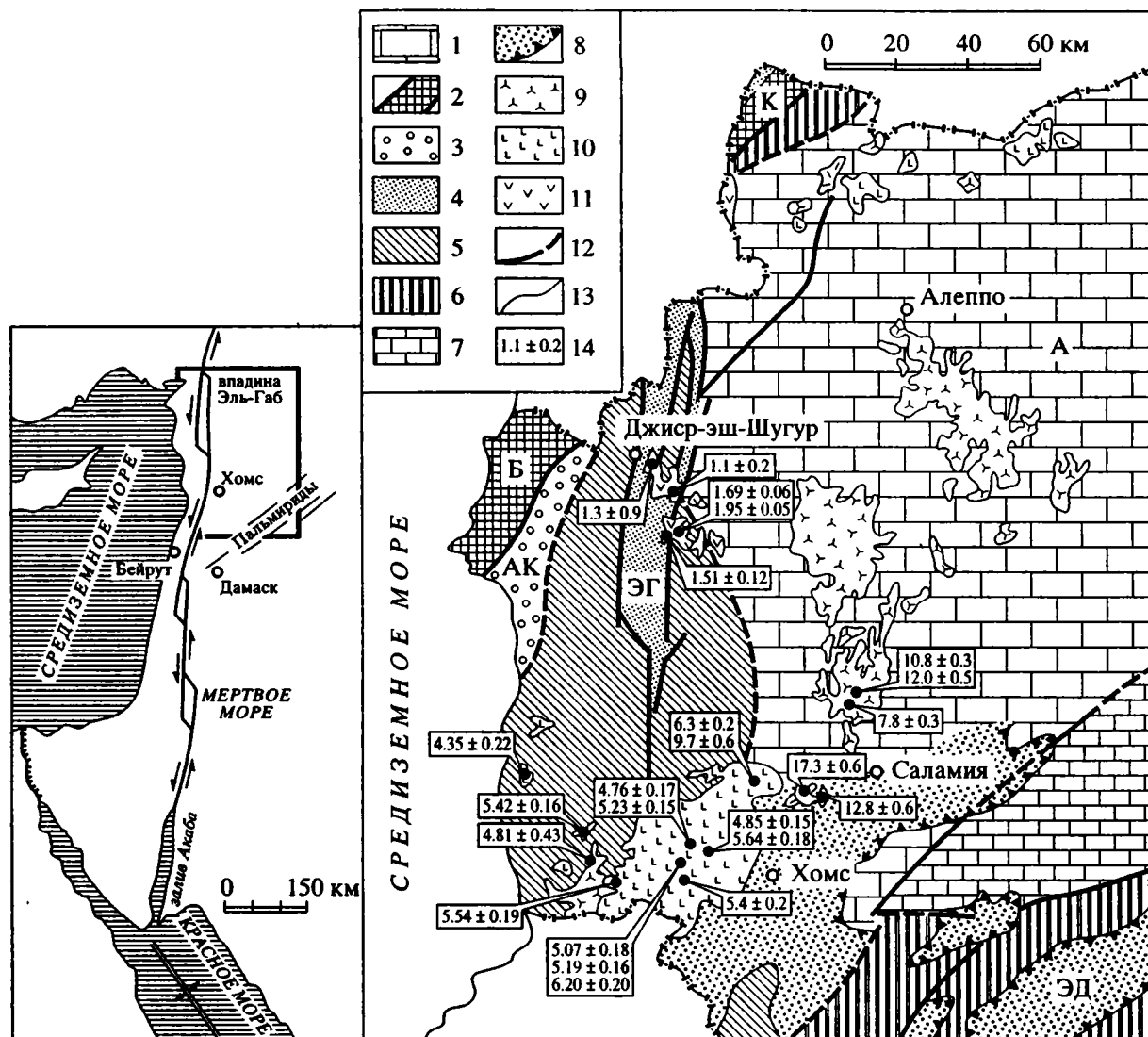


Рис. 1. Тектоническое положение впадины Эль-Габ в зоне Левантского трансформного разлома и основные геохронологические комплексы позднекайнозойских базальтов Западной Сирии. Использованы картографические материалы (Geological map..., 1986); тектонические элементы даны по Ю.Г. Леонову. Левантский трансформный разлом на врезке показан по Б.К. Берчфилду (1983).

1 – платформа, практически не вовлеченная в альпийский тектогенез; А – Алеппское поднятие; 2 – краевые части платформы, заключающие альпийские аллохтонные массы (Б – блок Бассит-Латакия, К – блок Курдаг); 3, 4 – рифтовый пояс; 3 – грабены миоценового возраста (АК – впадина/грабен Аль-Кебир; 4 – грабены плиоцен-четвертичного возраста (ЭГ – впадина/грабен Эль-Габ); 5 – сводовые поднятия и горсты; 6–8 – внутриплатформенная Пальмирская складчатая зона; 6 – Южные Пальмириды – деформированный и предположительно сорванный чехол, 7 – Северные Пальмириды – слабо деформированный чехол, 8 – внутренние и периферические (предгорные) молассовые впадины (ЭД – впадина Эд-Дау); 9–11 – позднекайнозойские базальты: 9 – миоценовые, 10 – плиоценовые, 11 – четвертичные; 12 – разломы; 13 – прочие геологические границы; 14 – калий-аргоновый возраст базальтов, в млн. лет.

эруптивными центрами. От него спускаются покровы базальтов, переслаивающиеся с озерными плиоценовыми осадками. Базальтовые покровы восточного борта грабена Эль-Габ, залегающие сейчас на высотах до 500 м над впадиной, разорванные серией меридиональных и северо-восточных разломов и расчлененные эрозией, являются скорее всего одновозрастными с базальтовым массивом Джиср-эш-Шугур.

В самой северной части Эль-Габа откартированы морские плиоценовые отложения, залегающие на морских гельветских и торгонских карбонатных породах (Geological map..., 1963, 1986). Они представлены горизонтально залегающими темными серыми рыхлыми песчаниками, глинистыми песками, иногда с прослоями известняков, и содержат толстостенные раковины прибрежно-морских моллюсков. Непосредственный фациальный переход морских плиоценовых отложений в озерные

но-континентальную серию впадины Эль-Габ не установлен. Тем не менее наблюдается, что обе эти толщи залегают на отложениях морского гельвета и тортона и пространственно отделены выступами этих пород. Расстояние между площадями выхода этих разнофациальных толщ по левому берегу р. Оронто (в 10 км севернее г. Джиср-эш-Шугур) составляет всего 1.5–2.0 км. Их стратиграфическое положение и современная геоморфологическая позиция, несомненно, говорят о том, что верхние части этих разнофациальных серий скорее всего должны быть разновозрастны.

Стратиграфия выполняющих впадину Эль-Габ отложений, их фациальные взаимоотношения в разных частях этой структуры и вне ее изучены еще недостаточно. В работе В.Г. Трифонова, В.М. Трубикина с соавторами (1991) выделяется три комплекса отложений, выполняющих впадину Эль-Габ, хотя их пространственные и фациальные взаимоотношения четко не определены. Первый комплекс установлен в разломной зоне южного продолжения впадины, вблизи дер. Эй-н-Хлакым и Ашек-Омар. Он представлен переслаиванием пачек конгломератов, состоящих преимущественно из галек карбонатных и кремнистых пород мелового возраста и реже базальтов и туфов. Отмечаются также прослой песчаников, гравелитов, глинисто-алевритовых пород и мергелей. Мощность этих отложений достигает 100 м и фациально они относятся к аллювиально-пролювиальным и реже (мергели) – к озерным фациям. Отмечается, что к верхам этого комплекса приурочены фаунистические остатки (моллюски), отнесенные сирийскими палеонтологами к плиоцену. Второй комплекс выделяется в северной части впадины, вблизи г. Джиср-эш-Шугур. Он представлен в нижней части мергелями и лигнитами с прослоями туфов, а сверху – базальтами. Его мощность оценивается в 15–20 м. Фауна пресноводных моллюсков определена сирийскими палеонтологами как плейстоценовая. Третий комплекс представлен плейстоценовым и голоценовым аллювием дна и склоновыми образованиями бортов впадины. По геологическим и палеомагнитным данным намечается стратиграфическая последовательность этих комплексов и их привязка к палеомагнитной шкале. Так, туфо-базальтовый комплекс разреза Сарайя имеет несколько К-Аг датировок (5, 8, 7.5 и 10 млн. лет – Adjatian et al., 1983). Палеомагнитные данные показали знакопеременную намагниченность пород этого разреза. Его возраст оценивается в диапазоне от 5.8 до 8.9 млн. лет и допускается, с меньшей долей вероятности, что самые верхи его могут достигать 4 млн. лет. Эффузивы разреза Сарайя, с нашей точки зрения, нужно рассматривать не как комплекс самой рифтовой впадины Эль-Габ. Они относятся к базальтовому плато Шин, возникшему еще в дорифтовую стадию. Позже по меридиональному отрезку Левантского разлома, юж-

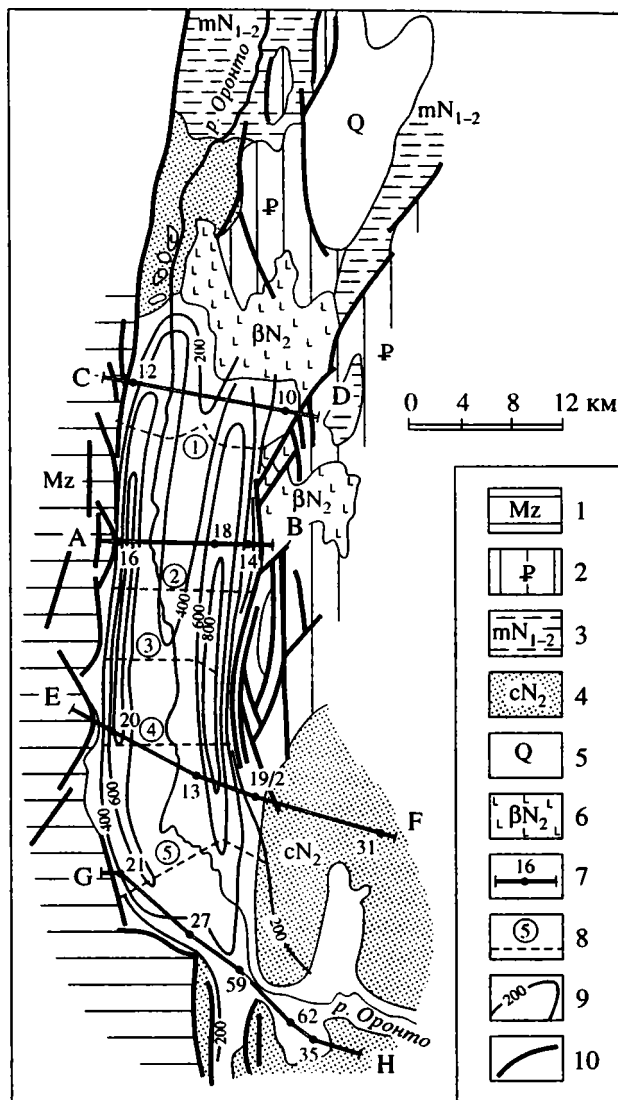


Рис. 2. Геологическая структура рифтовой впадины Эль-Габ.

1 – мезозойские породы горста Берегового хребта; 2 – палеогеновые-миоценовые породы Алеппского плато; 3 – морские отложения миоцена-плиоцена; 4 – континентальные (преимущественно озерные) отложения плиоцена; 5 – четвертичные отложения разного генезиса; 6 – плиоценовые и четвертичные базальты; 7 – линии буровых профилей (А–В) и скважины (27); 8 – геофизические профили и их номера (цифра в кружке); 9 – изопахиты, в м; 10 – разломы.

нее грабена Эль-Габ, эти мощные базальто-туфовые толщи плато Шин были разбиты серий молодых тектонических нарушений с образованием узких (щелевидных) грабеновых структур. По центральной части плато Шин имеется серия К-Аг датировок (Шарков и др., 1994) (см. рис. 1). Они находятся в интервале от 4.76 ± 0.17 до 6.2 ± 0.2 млн. лет, что уточняет возраст эффузивов этого комплекса в зоне Левантского разлома. По восточной окраине плато имеются К-Аг датировки от 6.3 ± 0.2 до 9.7 ± 0.6 млн. лет. Получены

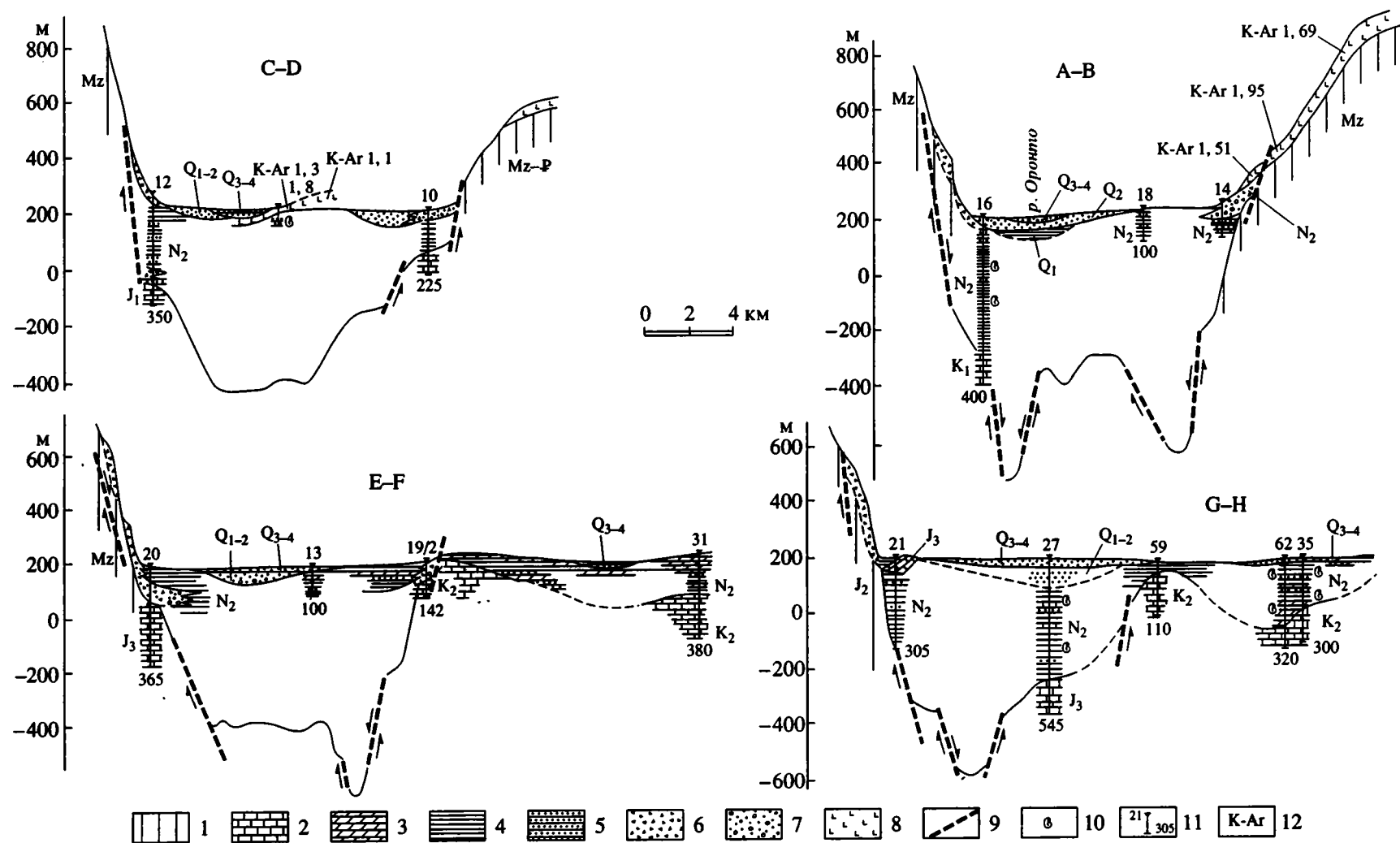


Рис. 3. Геологические профили (по буровым и геофизическим материалам) через рифтовую впадину Эль-Габ.

1 – породы мезозоя и палеогена; 2–10 – отложения плиоцена–плейстоцена: 2 – известняки, 3 – мергели, 4 – глины, 5 – песчаники и пески, 6 – брекчии и конгломераты, 7 – галечники с гравием и песком, 8 – базальты, 9 – тектонические разломы, 10 – раковины моллюсков; 11 – скважины, их номера и глубины от устья, в м; 12 – калий-аргоновые датировки.

также дополнительные К-Аг даты из фрагментарных частей базальтовых покровов по западному склону Берегового хребта, где базальты часто залегают на узких междолинных водоразделах (5.42 ± 0.16 ; 4.81 ± 0.43 и 5.54 ± 0.19 млн. лет). Их геоморфологическая позиция и гипсометрическое положение позволяют связывать фрагменты этих покровов с комплексом базальтов плато Шин, от которого они распространялись на запад к Средиземному морю, местами перекрывая миоценовые и плиоценовые морские отложения. Таким образом, новые датировки базальтов плато Шин хорошо подтверждают их геологический возраст в пределах позднего миоцена–раннего плиоцена.

Возраст второго комплекса был оценен в диапазоне 2.5–3.4 млн. лет и отнесен к эпохе Гаусс; возраст третьего комплекса – в пределах 0.7–2.5 млн. лет, будучи приравнен к эпохе Матуяма, причем, вероятнее всего, к ее плейстоценовой части, более молодой, чем 1.8 млн. лет.

Наши работы были сосредоточены в пределах самой рифтовой впадины Эль-Габ и ее бортов. Для этого были изучены как естественные разрезы, так и материалы бурения (к сожалению, без просмотра керна). В строении впадины выделены зоны осадконакопления прибортовых частей и центральной зоны, где типы изученных разрезов фациально резко различаются между собой. Стратиграфия этих разнофациальных разрезов изучена еще недостаточно, но их пространственные взаимоотношения и стратиграфическая последовательность установлены, как нам представляется, достаточно логично.

Западный борт впадины, как отмечалось выше, представляет крутой, сбросовый многоступенчатый уступ, у подножья которого находится огромная масса олистостромовых образований сложного генезиса. Здесь представлены гравитационно-обвальные накопления, состоящие из очень крупных блоков сползших и раздробленных карбонатных пород юры и мела, формирующих Береговой хребет. Расчленив эти образования или хотя бы оценить время начала их формирования достаточно сложно. По-видимому, процесс их накопления начался с активизацией сбросов западного борта впадины Эль-Габ при начале рифтогенеза еще в конце миоцена–начале плиоцена.

По степени проявления карстовых процессов по олистостромовым образованиям и геоморфологическому положению последних выделяется три разновозрастных комплекса (Domas, 1994). Наиболее древний из них (миоцен?) характерен зрелыми карстовыми формами по блокам известняков, наличием красноцветных выполнений карстовых полостей и наибольшей удаленностью блоков от борта впадины. Эти формы карста, вероятно, были развиты еще при коренном залегании обрушившихся блоков карбонатных пород. Два более молодых комплекса (плиоценового и плей-

стоценового возраста)¹ отличаются меньшей выраженностью карстовых процессов и геоморфологической приуроченностью к самим циркам отрыва на разломном борту Берегового хребта, а также характеризуются более высоким гипсометрическим положением над днищем впадины Эль-Габ.

Взаимоотношения склоновых накоплений с озерными образованиями устанавливаются по скважинам в прибортовой части впадины (рис. 3, скв. 20, 21, 12). Здесь гравитационно-пролювиальные отложения представлены грубыми брекчиями карбонатных пород юры и мела разломного склона Берегового хребта, которые, фациально замещаясь, переслаиваются с мергелями, глинами и песками верхней части озерной серии. Мощность склоновых отложений достигает десятков метров, но эти фации, судя по буровым материалам, приурочены только к прибортовой части грабена и не прослеживаются к его центру. Это свидетельствует о большой крутизне западного борта грабена и больших его глубинах в приразломной части, что хорошо видно на буровых и геофизических профилях (рис. 3).

Отдельные блоки карбонатных пород, оторвавшиеся от поднимающегося борта рифтовой впадины и сползшие в нее, достигают громадных размеров. Так, при геологической съемке (Geological map..., 1963) у западного борта грабена Эль-Габ было откартировано поле известняков верхней юры (площадью 1.5×2.0 км). Эти выходы отделены от борта узким (0.3 км) понижением, перекрытым с поверхности четвертичным пролювием. Сами известняки образуют сильно раздробленный, слабо возвышающийся над равниной Эль-Габа массив, окруженный озерными отложениями. Коренные выходы пород этого возраста расположены в 3 км западнее, на крутом склоне обрыва Берегового хребта. Они образуют полого наклоненную к западу (5° – 10°) моноклинал, нижняя часть которой сложена среднеюрскими породами, пространственно отделяющими их от описанного массива. Основание верхней юры в обрыве хребта фиксируется на гипсометрическом уровне около 700 м, а поверхность выходов этих пород во впадине – на высоте около 300 м. Таким образом, простой анализ геологосъемочных материалов позволяет утверждать, что массив известняков и доломитов верхней юры во впадине находится в аллохтонном залегании и представляет собой огромную массу пород, смещенную вниз по разлому от своего первоначального положения. Буровые материалы подтверждают эту версию (рис. 3, профиль G–H). Скважина 21, заложенная у края этого массива, с поверхности вскрыла коричневые озерные глины (0–10 м), а затем сильно трещиноватые доломиты (10–45 м) и вновь вошла в

¹ Я. Домас выделяет среди более молодых обвальных образований миоцен-плиоценовую и плиоценовую генерации (Domas, 1994).

толщу озерных отложений – плотные коричневые глины с редкими прослоями галечников и песчаников (45–305 м).

Особое положение в общем стратиграфическом разрезе впадины Эль-Габ занимают конгломераты, обнажающиеся у западного борта грабена Масиаф вдоль дороги, ведущей в г. Джабле (дер. Абу Кбес). Они образуют моноклиналичную серию мощностью до 500 м. По тектонической границе с ярко выраженной зоной дробления и изменения пород (мощностью до 25 м) конгломераты контактируют с юрскими известняками борта грабена; их падение на восток – в сторону впадины сначала очень крутое (до 70°), а затем более пологое (до 20°). В основании толщи конгломератов выделяется пачка (до 50 м) грубых брекчий с блоками (до 3–5 м и более) известняков юрских пород, заключенных в щебнисто-карбонатном матриксе. В верхах этой пачки появляются прослои (0.5–1.5 м) и линзы красноцветных песчаников с гравием и мелкой галькой. Выше находится песчано-галечная пачка (до 100 м), в которой хорошо различается косая слоистость; окатанность обломочного материала незначительная. Выше по разрезу (со 160 м) начинают встречаться прослои розовых и светло-серых мергелей (0.2–0.3 м) и красных глин. В интервале 200–250 м отмечается увеличение слабо окатанного материала в составе конгломератов, а выше вновь появляются прослои красноцветных глин. На уровне около 300 м от основания разреза выделяется пачка грубых брекчий, включающая крупные (до 1–1.5 м) блоки известняков. Выше по разрезу конгломераты становятся мелкообломочными, в них возрастает количество прослоев песчаников и красноцветных глин. В самой верхней части конгломератовой толщи появляются прослои песков, глин и мергелей, обозначая тем самым фациальное замещение грубообломочных пород пролювиального и отчасти олистостромового типа озерными отложениями центра впадины.

Описанный выше разрез был изучен палинологически (рис. 4). Образцы отбирались из глинистых прослоев среди конгломератов и брекчий. Общий состав спорово-пыльцевых спектров характеризуется однородностью и преобладанием пыльцы древесно-кустарниковой группы (40–70%). Количество пыльцы трав колеблется от 30 до 48%. Хвойные представлены в основном пылью *Pinus*. Встречается пыльца *Podocarpus*, *Picea*, *Taxodiaceae*. Среди покрытосеменных доминирует *Alnus*. Велико участие пыльцы *Carpinus*, *Ericaceae*, *Oleaceae*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*. В группе трав и кустарничков доминирует пыльца *Gramineae*, *Compositae*, *Cyperaceae* и разнотравья. Споры представлены *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Felicales*, *Pteris*, *Lycopodium*, *Selaginella*. Такой состав спорово-пыльцевых спектров предполагает широкое распространение в горных районах ело-

во-сосновых лесов, предгорья были заняты хвойно-широколиственными лесами, а равнинные территории – маквисами и луговыми растительными группировками. Значительное количество пыльцы древесных и участие в спектрах пыльцы *Picea*, *Liquidambar*, *Fagus*, *Tilia*, *Nyssa*, *Urtica* и спор *Sphagnum*, *Selaginella* указывает на относительно прохладный и более влажный субтропический климат по сравнению с современным, а большое количество пыльцы *Cyperaceae*, *Hydrocharitaceae*, *Mugophyllum*, *Menyanthes*, *Typha* – на близкое присутствие водных, возможно заболоченных пространств.

Однородный общий состав спорово-пыльцевых спектров, наличие большого количества экзотической (для современной растительности Сирии) флоры – *Fagus*, *Tilia*, *Nyssa*, *Camptonia*, *Carya*, *Platycarya*, *Myrica* говорит о достаточно древнем возрасте толщи конгломератов. Полученные спектры сходны с плиоценовыми спектрами морского разреза близ дер. Джиндирие (Девяткин и др., 1996) и подобными спектрами плиоцена в бассейне р. Нахр эль-Кебир (Хусейн, Рыбакова, 1973). Они отличаются от спорово-пыльцевых спектров верхнего плиоцена северо-запада Сирии (Симакова, 1994; Головина и др., 1996). Палинологические данные позволяют предположить, что формирование красноцветных конгломератов на западном борту впадины Эль-Габ происходило в первой половине плиоцена. Относительно теплый и более влажный климат раннего плиоцена отмечается по данным палинологии и для других территорий Средиземноморья (Horowitz, 1980; Selli et al., 1977; Suc, 1981).

Центральная часть впадины Эль-Габ представляет собой грабен, заполненный толщей озерных отложений. Их мощность оценивается по геофизическим данным до 1000 м и подошва располагается на отметках до 700 м ниже уровня моря. Наиболее глубокие скважины (рис. 3, профили C–D, G–H) вскрывают озерную серию до глубины 450 м. Так, в скв. 27 ниже грубых песков и глин с гравием (115 м) четвертичных отложений долины р. Оронто вскрыта толща карбонатных однородных серых слабо уплотненных глин с прослоями песка, мелкой гальки и гравия мощностью 320 м. Ниже отмечается прослой базальтов (10 м) и сильно сцементированная известковистая брекчия до 100 м мощности, залегающая в основании разреза на мезозойском основании. По скв. 18 (профиль A–B) озерные отложения также представлены серыми карбонатными глинами с прослоями песков и торфа (7 м). Иногда в разрезе скважин отмечаются прослои мергелей и известняков и очень часто – фауна пресноводных моллюсков и обуглившиеся остатки листовой флоры.

Озерные отложения распространены не только в самой рифтовой впадине Эль-Габ. Они обнажаются вдоль всего южного окончания восточного борта грабена и вскрыты скважинами на равнине

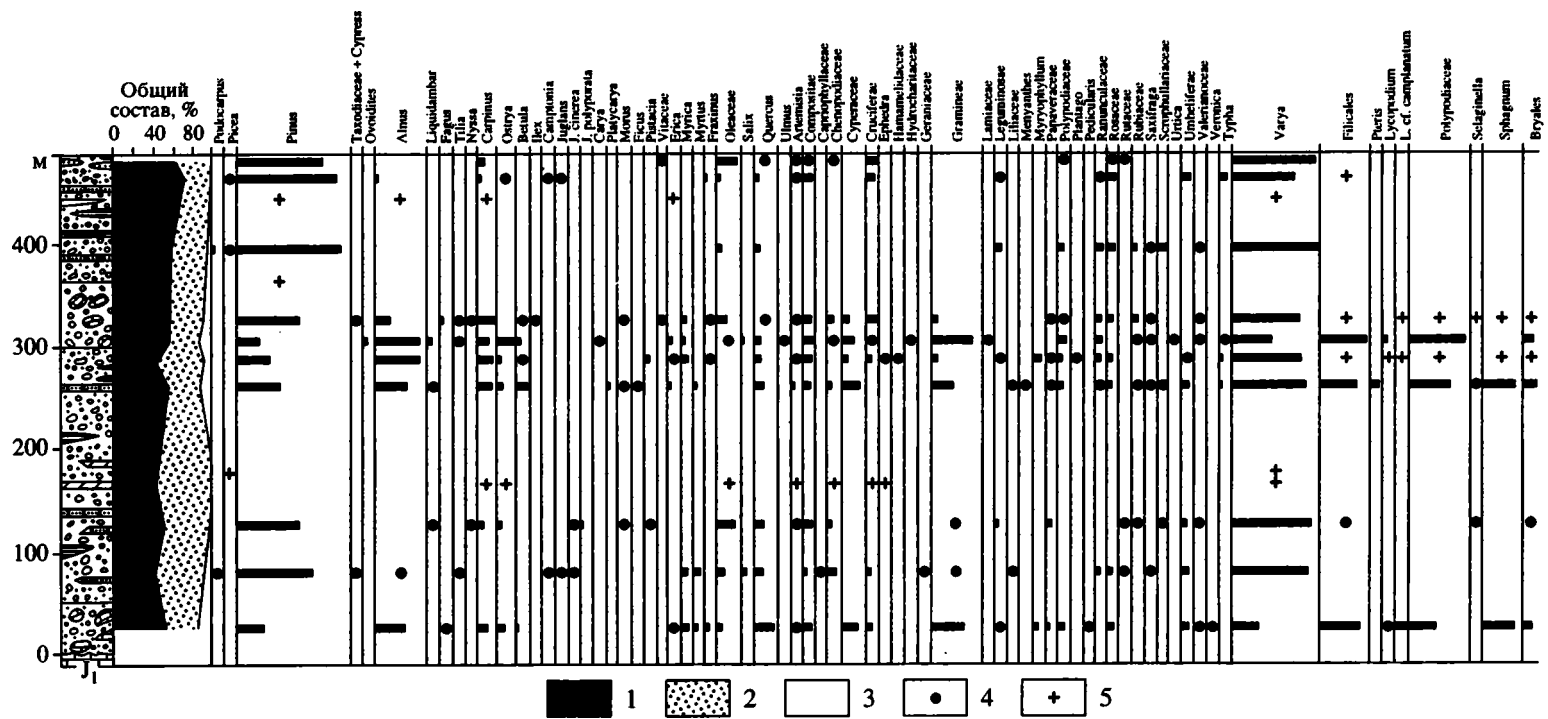


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма плиоценовых конгломератов западного борта впадины Эль-Габ.

1 – пыльца деревьев и кустарников; 2 – пыльца трав и кустарничков; 3 – споры; 4 – единично встреченные пыльца и споры; 5 – наличие пыльцы и спор в малочисленной группе без подсчета процентов. Усл. обозначения к литологической колонке см. на рис. 3.

вдоль широтного отрезка долины р. Оронто, во впадине Ашарне, на расстоянии до 20 км к востоку от края самого грабена. Таким образом, устанавливается довольно определено, что зона озерного осадконакопления не ограничивалась только самым рифтом, а простиралась и к юго-востоку от него.

Верхнюю часть разреза озерной серии впадины Эль-Габ можно наблюдать в карьерах и в стенках каналов. Так, в северной части впадины, вблизи дер. Каркур (у моста), в выемке канала, в котором протекает современная р. Оронто, был изучен следующий разрез (описание снизу вверх):

Мощность, м

1. Глины черные плотные однородные, неясно слоистые (видимая мощн.)0.5.
2. Глины черные, песчаные, переходят вверх в темно-серые, содержат большое количество унионид и гастропод0.5.
3. Глины и алевроиты светло-серые, зеленоватые, горизонтально-слоистые с редкими раковинами пресноводных моллюсков3.0.
4. Глины серые песчаные переполнены раковинами пресноводных моллюсков, среди раковин унионид преобладают экземпляры с сочлененными створками1.0.
5. Глины серые песчаные горизонтально-слоистые, в кровле (0.5 м) пятнистоокрашенные карбонатизированные с вертикальной столбчатостью 4.0.
6. Известняк кавернозный с включением раковин0.7.
7. Песчаники и мелкие галечники, переходящие вверх в пески, по которым развита современная почва. Галечники окатанные, ожелезненные, аллювиального типа 1.0.

В разрезе Каркур была изучена фауна пресноводных моллюсков. Выделено два комплекса. Более древний (нижний) комплекс происходит из слоев 2 и 4 и включает в себя следующие виды: *Theodoxus jordani* (Sowerby), *Melanopsis orientalis* Buk., *M. biliottii* Buk., *M. binodosa* (Blanck.), *Cincinnati* (*Athropidina*) *saylcyi* (Bgt.), *Bithynia* (?) *phialensis* (Conrad), *Anisus leucostomus* (Mill.), *Gyraulus piscinarum* (Bgt.), *Planorbis planorbis antiochianus* Locard, *Planorbis* sp., *Hippeutis euphaea* (Bgt.), *Lymnaea* (*Peregrina*) sp., *Leguminaia* sp., *Rytia* sp. nov. 1, R. sp. nov. 2, R. sp. nov. 3, *Eolymnium* sp. nov. 1, E. sp. nov. 2, *Corbicula* sp., *Euglesa* (*Henslowiana*) *suesica* (Clessin), E. (*Casertiana*) *casertiana* (Poli). Возраст этого комплекса определяется присутствием в нем *M. orientalis* и *M. biliottii*, которые известны из нижнеплиоценовых формаций аполаккия и монолитос о-ва Родос (Эгейское море). В формации аполаккия встречена фауна млекопитающих позднего русциния с *Miomys occitanus* (Willmann, 1981). В 500–700 м севернее описанного разреза озерные глины, содержащие малакофауну нижнего комплекса, перекрыты неболь-

шим базальтовым потоком, К-Аг возраст которого 1.8 ± 0.1 млн. лет.

Более молодой (верхний) комплекс моллюсков был установлен в самых верхах разреза Каркур (слой 6) в плотных известняках. К этому же комплексу относятся раковины моллюсков, собранные у западного борта впадины, в 1 км к югу от дер. Нибл Кхатиб, где они встречаются в глинистых песках, слагающих поверхность впадины. Он представлен: *Siriomargaria apameae* (Blanck.), S. sp. nov., *Melanopsis* cf. *polyptycha* Neum., M. sp., *Cincinnati* (*Athropidina*) *saylcyi* (Bgt.), *Bithynia* (?) *phialensis* (Conrad), *Semisalsa longiscata* (Bgt.), *Falsipyr-gula rabensis* (Blanck.), *Gyraulus piscinarum* (Bgt.), *Leguminaia* sp., *Pseudunio* sp. nov., *Potomida delesserti* (Bgt.), P. sp. nov. 1, P. sp. nov. 2, P. sp. nov. 3, *Eolymnium kincelbachi* (Schutt), E. cf. *terminalis* (Bgt.), E. sp., *Nemrodiana* aff. *tigridis* (Bgt.), *Dreissena bourguignati* Lokard. Для этого комплекса характерны *Siriomargaria apameae*, S. sp. nov., *Melanopsis* cf. *polyptycha*, *Falsipyr-gula rabensis*, *Pseudunio* sp. nov., *Potomida* sp. nov. 1, *Eolymnium kincelbachi*, E. cf. *terminalis*, которые не встречаются ни в нижележащих отложениях, ни в современной фауне (Schutt, 1983). Происходит значительное обновление малакофауны, что, возможно, свидетельствует о перерыве между формированием нижнего и верхнего комплексов. Малакофауна верхнего комплекса, по-видимому, происходит из так называемых пресноводных конгломератов Эль-Габа, ее возраст традиционно определялся как позднеплиоценовый (Schutt, 1988). Корреляция этих отложений по пресноводной фауне пока не очень четкая. Можно принять к сведению следующие факты: 1 – *Melanopsis polyptycha* известен из верхнеплиоценовой формации о-ва Кос (Эгейское море), содержащей средневиллафранкскую фауну млекопитающих (Willmann, 1981); 2 – крупные *Pseudunio*, сходные с P. sp. nov., известны из среднеплейстоценовых (по западноевропейской шкале) отложений Молдавии (Чепалыга, 1967); 3 – в целом общий облик фауны напоминает плиоценовую поратскую малакофауну Молдавии, но общие виды отсутствуют; 4 – *Potomida* sp. nov. 1 близка P. *rosseti* (Cabalcescu) из нижнего румыния (верхний плиоцен) Румынии (Papaianopol, 1989). Эти данные позволяют рассматривать возрастную диапозон фауны верхнего комплекса в пределах позднего плиоцена.

Близ г. Джиср-эш-Шугур, на правом борту долины р. Оронто, имеется разрез, в котором базальты (более 20 м) перекрывают озерные отложения, представленные белыми горизонтально-слоистыми мергелистыми глинами, в кровле которых находится слой (0.5 м) темно-серых глин, переполненный раковинами пресноводных гастропод *Melanopsis polyptycha* Neum., M. cf. *blanckenhorni* Schutt, *Cincinnati* (*Athropidina*) *saylcyi* (Bgt.), *Bithynia* cf. *badiella* (Kuster), *Gyraulus piscinarum* (Bgt.). Абсолютные датировки (К-Аг) базальтов,

перекрывающих в разрезе озерные отложения, составили 1.3 ± 0.9 млн. лет, а у восточного края базальтового массива – 1.1 ± 0.2 млн. лет. Таким образом, возраст кровли озерной серии впадины Эль-Габ может быть принят не моложе раннего плейстоцена. Возраст нижней части озерной серии Эль-Габа относится, вероятно, к раннему плиоцену, хотя прямых доказательств этого пока нет.

По описанному выше разрезу озерных отложений, перекрытых базальтами, были проведены палинологические исследования. Установлено, что общий состав спорово-пыльцевых спектров характеризуется преобладанием пыльцы древесных (45–75%). Среди хвойных доминирует пыльца *Pinus*, *Picea*, среди покрытосеменных – *Oleaceae*, *Quercus*, *Carpinus*, *Juglans*. Травы представлены в основном пыльцой семейства *Compositae*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Rosaceae*, *Umbelliferae*. Количество спор – незначительно. Встречаются споры *Lycopodium*, *Anemia*, *Polypodiaceae*, *Bryales*. Такой состав спорово-пыльцевых спектров позволяет восстановить растительность вечнозеленых жестколистных лесов предгорий. Горные области были покрыты сосново-дубовыми лесами с участием ели и пихты. На равнинах преобладали лугово-степные растительные группировки. Климат был несколько влажнее и теплее, чем современный, с сезонным увлажнением, характерным для субтропиков Средиземноморья. Палинологические спектры хорошо коррелируются со спектрами верхней части морского разреза Мардидо в прогибе Аль Кебир и могут датироваться как раннеплейстоценовые (Симакова, 1994; Головина и др., 1996; Девяткин и др., 1996).

Восточный борт впадины Эль-Габ характеризуется серия разрезом плиоцен-четвертичных отложений, встречающихся вдоль его разломного ограничения от широтного участка р. Оронто (на юге) до дер. Калат эль-Мадик (на севере). Отложения представлены озерными фациями – светлыми глинами, мергелями, песками и мелкими галечниками видимой мощностью до 20–30 м. Они имеют горизонтальное залегание. Далее к северу, вдоль резко приподнятого борта впадины (западный фланг глыбового поднятия Джебель эз-Завия), озерные фации сменяются толщей бурых и красноватых галечников и конгломератов с прослоями песков и глин (до 30 м). Отмечается очень сильная карбонатная цементация материала. В нижней части этой грубой толщи встречаются прослойки зеленовато-серых глин и мергелей озерного типа, что дает основание считать, что нижняя часть толщи галечников и конгломератов фациально связана с озерной серией центра впадины.

В верхней части разреза (карьер близ дер. Калат эль-Мадик) в кровле конгломератовой толщи прослеживается горизонт выветривания. Он состоит (снизу вверх) из слоя карбонатизированных подстилающих пород (конгломераты и песчаники) и ярко-красных латеритоподобных глин, за-

легающих в виде карманов (до 1 м). Горизонт выветривания залегает несогласно на конгломератах. Выше горизонта выветривания отмечаются бурые косослоистые, окатанные галечники пролювиального типа. Горизонт выветривания разделяет две пачки флювиальных отложений, знаменуя перерыв в осадконакоплении. Заметим, что на западном борту впадины Эль-Габ выветриванию подвергался верхнеплиоценовый комплекс олистостромовых образований.

Еще севернее, в карьере вблизи дер. Халюби, хорошо видно как базальты, спускающиеся с водораздельной части восточного борта впадины Эль-Габ, перекрывают толщу осадочных пород. Последние представлены (вверху) пролювиальными конгломератами бурого и красного цвета с линзами песков и глин того же цвета общей мощностью до 20 м. Ниже они сменяются светло-серыми глинами, зеленоватыми мергелями с прослоями песков, гравийников и окатанных мелких галечников, которые относятся к озерным образованиям мощностью 12–15 м. Базальты считались позднеплиоценовыми (Geological map..., 1963). В результате датирования (K-Ar) базальтового покрова в трех точках: на вершине восточного борта близ дер. Халюби, в карьере на склоне, где базальты перекрывают озерно-пролювиальный комплекс осадков, и у основания восточного борта получены соответственно даты 1.69 ± 0.06 , 1.95 ± 0.05 и 1.51 ± 0.12 млн. лет, что уточняет возраст базальтов, подтверждая их одновозрастность с базальтами массива Джиср-эш-Шугур (см. рис. 1). Кроме того, из этого можно заключить, что нижележащий подбазальтовый комплекс пролювиальных и озерных отложений восточного борта Эль-Габ имеет дораннеплейстоценовый возраст.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ СИРИИ

Важные сведения об эндогенном развитии района грабена Эль-Габ получены на основе изучения магматических процессов. Базальтовый магматизм начался около 21 млн. лет назад в северной части Сирийско-Иорданского плато и с тех пор продолжался с небольшими перерывами вплоть до исторического времени. Выделяется по крайней мере пять стадий такого магматизма:

1 – ранний миоцен – от 21 до 17 млн. лет назад, преимущественно в северной части Хауранско-Друзского плато и частично в основании плато Шин.

2 – средний миоцен – от 14 до 11 млн. лет назад, выражен главным образом в пределах вытянутого в меридиональном направлении Алеппского плато, расположенного к востоку от грабена Эль-Габ, а также частично на плато Шин и в западной части Хауранско-Друзского плато; вместе

эти участки базальтового магматизма образуют широкую прерывистую полосу, протягивающуюся параллельно более молодому Левантскому трансформному разлому, к востоку от него.

3 – поздний миоцен–ранний плиоцен – от 10 до 4.5 млн. лет назад; базальтовый магматизм этого времени представлен двумя крупными базальтовыми плато, расположенными на оси Левантского разлома по обе стороны от складчатой системы Пальмирид–плато Шин и Коразим. Изометричное плато Шин расположено в основном на территории Сирии, причем базальты с обеих сторон разлома имеют аналогичный возраст и состав. Перекрытое неогеновыми отложениями плато Коразим расположено на территории Израиля, в пределах тектонического блока непосредственно на северном берегу Киннеретского озера (Галилейского моря) также в осевой части Левантского разлома; развитые здесь базальты имеют в целом более молодой возраст – 5.1–3.6 млн. лет (Heimann, Ron, 1993).

4 – поздний плиоцен–плейстоцен – с 3.6 до 0.3 млн. лет назад; базальты этого возраста развиты на Хауранско-Друзском плато (включая блок Коразим) и на плато в районе г. Джиср-эш-Шугур; здесь, в грабене Эль-Габ и в его окрестностях, базальты имеют один и тот же возраст; заметим, что небольшие базальтовые ареалы близ г. Баниас и на севере Сирии, а также в долине р. Евфрат формировались в это же время.

5 – голоценовые базальты развиты в пределах Хауранско-Друзского плато и, вероятно, на северо-востоке Сирии, преимущественно в районе долины Евфрата.

Развитые на изученной территории Западной Сирии базальты являются типичными внутриплитными образованиями – континентальными покровными базальтами. Они представлены преимущественно щелочными Fe-Ti базальтами (оливиновыми базальтами, меньше гавайитами и мушкетерами, иногда наблюдаются трахиты) (Поникаров и др., 1967; Шарков и др., 1987). Подобные базальты характерны для мантийных плюмов, которым и обязан своим происхождением внутриплитный магматизм фанерозоя (Wilson, 1989). И только среднемиоценовые базальты Алеппского плато относятся к типу континентальных толеитов, также обогащенных железом и титаном; согласно современным представлениям они возникают обычно за счет продвинутого плавления вещества таких плюмов или в результате контаминации базальтов веществом континентальной коры (Wilson, 1989).

Обращает на себя внимание то, что магматическая активность на всем этом пространстве была сосредоточена преимущественно вблизи Левантского разлома. Вплоть до позднего миоцена она концентрировалась к востоку от будущего разлома. Такая концентрация магматических проявлений мантийного генезиса свидетельству-

ет о проявлении здесь линейного субмеридионального выступа астеносферы, вероятно, и предопределившего появление в этом месте позднего миоцен-плиоцен-четвертичного трансформного разлома, продолжающего свое развитие и в настоящее время. И только после этого, на предрифтовой стадии, стали формироваться лавовые плато Шин и Коразим, уже полностью контролируемые структурой Левантского разлома. Примечательно, что подводные каналы лавовых покровов, представленные дайками, в пределах плато Шин ведут себя по-разному с восточной и западной сторон разлома: если на востоке они, как правило, имеют северо-западное простирание (азимут порядка 330°), то на западе преобладают субширотные и северо-восточные направления. Таким образом, ориентировка даек совпадает с кинематическим полем напряжений, возникающим при левом сдвиге, и, очевидно, свидетельствует о синкинематичности магматических и тектонических процессов. Отсутствие в это время магматизма в пределах Пальмирид, вероятно, свидетельствует о реорганизации глубинной структуры региона, связанной с погружением корней Пальмирид и перетеканием астеносферного вещества в новые ослабленные зоны.

ФОРМАЦИОННО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ЭЛЬ-ГАБ

История геологического развития рифта Эль-Габ непосредственно связана с геодинамикой астеносферы. На начальных стадиях своего развития эта депрессионная структура формировалась как компенсационная впадина на западной периферии астеносферного гребня, возникшего в раннем-среднем миоцене. По-видимому, кровля этого диапира находилась в то время на значительной глубине и ее растекание не приводило к появлению рифтовой структуры, хотя и отразилось в существовании над ней седиментационного бассейна. Об этом же, вероятно, свидетельствует и толеитовый характер магматизма в среднем миоцене в пределах Алеппского плато. В позднем миоцене–раннем плиоцене в связи с возникновением Левантского разлома центры мантийной активности сместились в его сторону, приведя к появлению предрифтовых плато Шин и Коразим. Район Эль-Габа продолжал развиваться в форме компенсационного седиментационного бассейна. Однако после того, как погружающиеся корни Пальмирид пережали гребень астеносферного диапира, на этом месте появился новый, уже менее глубокий выступ мантии; в результате здесь сформировалась крупная рифтовая впадина, обязанная своим происхождением как мантийному диапиризму, так и сдвиговым процессам вдоль Левантского разлома.

Анализ стратиграфической позиции, пространственного положения и фациальных взаимоотношений осадочных и магматических толщ, развитых во впадине Эль-Габ и по ее бортам, позволяет выделить следующие формационно-стратиграфические комплексы, отвечающие этапам развития этой структуры.

1. Дорифтовый (платформенный) комплекс включает в себя верхнюю часть чехла Аравийской платформы. Он представлен морскими отложениями палеогена и миоцена, сохранившимися сейчас на Алеппском плато и на западном склоне Берегового хребта; ранее эти породы, вероятно, распространялись по всей площади рифтовой зоны, которая тогда, по-видимому, не имела структурно-геоморфологического выражения. Отдельные горизонты базальтов с датировками (K-Ar) от 12.8 до 7.8 млн. лет фиксируются главным образом к востоку от рифтовой зоны. В одном из разрезов, близ дер. Тахунет-эль-Вахшие, установлен поток базальтов (с K-Ar датой 12.8 ± 0.6 млн. лет), залегающий на морских отложениях среднего эоцена и перекрытый с разрывом озерными осадками плиоцена. Комплекс "дорифтовых" базальтов известен на Хауранско-Друзском плато (Шарков и др., 1994), миоценовые базальты установлены на Голанских высотах (Steinitz et al., 1978; Shalin, Steinitz, 1987), позднмиоценовые базальты (8.8 млн. лет) встречены в северной части рифта Мертвого моря при бурении впадины Хула (скв. Нотера, Израиль) на глубине около 2400 м от поверхности (Heimann, Steinitz, 1989).

2. Комплекс пород предрифтового этапа и самого начала рифтообразования представлен толщей вулканитов плато Шин, достигающей в центре 350 м, а по окраинам 50 м мощности (Новиков и др., 1993). Базальты плато разделены горизонтами красноцветных кор выветривания. Шинский ареал базальтов расположен несколько южнее современного южного окончания впадины Эль-Габ, будучи в зоне Левантского разлома. Его формирование, по-видимому, было связано с самым началом этапа рифтогенеза – заложением глубоких меридиональных разломов и проникновением по ним большой массы эффузивов, образовавших базальтовый массив площадью около 1200 км². Излияния происходили многократно (до 30 потоков), чередуясь с периодами затухания магматической активности, когда происходило интенсивное формирование красноцветных кор выветривания значительной мощности. В разрезах эффузивных толщ Шинского массива нет осадочных образований. K-Ar датировки базальтов этого массива (9 определений) находятся в диапазоне от 6.3 ± 0.2 до 4.76 ± 0.17 млн. лет (рис. 1). Более древние датировки (9.7–17.3 млн. лет) принадлежат, по-видимому, базальтам дорифтового комплекса. Терригенные осадочные образования этого стратиграфического интервала – конца миоцена – на-

чала плиоцена в рифтовой зоне Эль-Габ пока не установлены.

На южном продолжении Левантского разлома, во впадине Хула (скважина Нотера), комплекс базальтов, переслаивающихся с озерными отложениями – глинами, мергелями, лигнитами (до 800 м мощностью), установлен на глубинах от 1600 до 2400 м (Heimann, Steinitz, 1989). Базальты имеют K-Ar датировки от 3.34 до 4.08 млн. лет и коррелируются с комплексом "покровных" базальтов, развитым на Голанских высотах и в Галилее. Важно подчеркнуть, что в интервале между миоценовыми дорифтовыми базальтами (8.8 млн. лет) и плиоценовыми базальтами (4.1 млн. лет) отсутствуют осадки. Это показывает, что в южной части Левантской рифтовой зоны раскрытие рифта и формирование глубоких грабенов с заполнением их озерными отложениями началось в начале плиоцена.

3. Рифтовый комплекс осадков впадины Эль-Габ был рассмотрен выше для трех зон осадконакопления – западной, восточной (прибортовых) и центральной. Установлено, что наиболее древними – раннеплиоценовыми отложениями Эль-Габа, вероятно, являются конгломераты, развитые вдоль западного борта впадины в грабене Масиаф, начавшие формироваться, когда уже существовал высокий борт Берегового хребта. Литолого-генетические особенности этой толщи позволяют рассматривать ее как пролювиальный тип отложений с олистостромовыми образованиями в основании разреза; в ее верхней части отмечен переход в озерные фации. Палинологические материалы позволяют говорить о раннеплиоценовом возрасте этих отложений и, кроме того, свидетельствуют о существовавшей тогда вертикальной ландшафтной зональности – горных лесах Берегового хребта и остепненной зоне предгорий с маквисами; в самой впадине были развиты равнинные обводненные и заболоченные пространства.

В центральной части впадины Эль-Габ осадконакопление началось, по-видимому, также в раннем плиоцене, хотя самых низов разреза мы пока не знаем, так как скважины вскрывают лишь верхнюю половину (450 м) озерной толщи. Накопление озерных отложений проходило на протяжении всего плиоцена не только в пределах рифтовой структуры Эль-Габ, но выходило на юго-восток за ее современный тектонический контур. Морская плиоценовая трансгрессия в Восточном Средиземноморье проявилась на сирийском и турецком побережье в виде ингрессионных заливов по грабенообразным впадинам. В северной части Эль-Габа морские и пресноводные фации плиоцена пространственно разделены небольшим поднятием доплиоценовых пород и находятся на расстоянии всего 2 км (Geological map..., 1963). Логично предположить, что плиоценовый озерный бассейн Эль-Габа мог быть связан с ингрессионным заливом в фазу наиболее высокого

стояния уровня моря. Эта связь осуществлялась вдоль тектонически ослабленной зоны, наследуемой современной долиной р. Оронто, севернее г. Джиср-эш-Шугур. Морские фации плиоцена в самой рифтовой впадине пока не обнаружены, фауна моллюсков в озерных отложениях типично пресноводная. Это не дает возможности реконструировать прямую связь ингрессионного залива моря и пресноводного бассейна Эль-Габа. По-видимому, время максимума морской ингрессии и "озерной трансгрессии" Эль-Габа близко по возрасту и находится в пределах позднего плиоцена-раннего плейстоцена и маркируется уровнем, условно сопоставляемым с калабрийской трансгрессией Средиземноморья (Девяткин, Додонов и др., 1996). Калабрийская абразионно-аккумулятивная поверхность хорошо выражена вдоль Берегового хребта в его приморской (западной) части. Она расположена на абсолютных высотах до 200–250 м, т.е. примерно соответствует верхнему уровню заполнения впадины Эль-Габ озерными осадками этого возраста.

Время озерной трансгрессии Эль-Габа отвечает, по-видимому, интервалу относительной стабилизации тектонических движений вдоль бортов грабена. Климатические условия (теплые с сезонным увлажнением) способствовали интенсивному развитию процессов выветривания, проявившихся в прибортовых частях впадины по кровле верхнеплиоценовых отложений. Образовавшийся в то время горизонт выветривания, вероятно, может служить литолого-стратиграфическим репером для расчленения отложений рифтового комплекса.

В раннем плейстоцене в северной части Эль-Габа и на восточном фланге рифта были сформированы два крупных массива базальтов. Джиср-эш-Шугурский массив приурочен к южной части горст-антиклинали Джебель Остани, он слабо затронут разломами и эрозийным расчленением. Массив базальтов восточного фланга рифта, вдоль поднятия Джебель эз-Завия, переработан разломами, его приподнятые блоки эродированы. Предполагаемый левосторонний сдвиг вдоль восточного борта Эль-Габа (Копп и др., 1994), вероятно, вызвал латеральные перемещения в пределах самого массива, хотя зафиксировать такие подвижки нам не удалось.

Тектоническое развитие впадины Эль-Габ в плейстоцене наследовало основные черты плиоценового рифтообразования этой структуры. Борты впадины продолжали подниматься по системе продольных разломов, что сопровождалось образованием более молодых генераций грубообломочных пород, концентрирующихся у подножия приподнятых блоков. Во время плейстоцена произошло латеральное смещение долины р. Оронто от восточного фланга к западному (Van Lier, 1960–1961), что, возможно, указывает на поднятие вдоль блока Джебель эз-Завия. Центральная

часть впадины Эль-Габ была заполнена озерными и аллювиальными отложениями; тектоническое поднятие в районе Джиср-эш-Шугура и образовавшийся здесь базальтовый массив блокировали ее с севера. В районе Джиср-эш-Шугура и южнее отмечается относительно приподнятое положение кровли плиоценовых отложений. В настоящее время эрозионный врез по долине р. Оронто достиг северной окраины впадины, продвинувшись в нее лишь на 5 км южнее г. Джиср-эш-Шугур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в рифтовой впадине Эль-Габ выделено несколько формационно-стратиграфических комплексов, отвечающих основным этапам тектонического развития этой структуры: 1 – дорифтовый (платформенный) этап – морские отложения миоцена с несколькими горизонтами базальтов; 2 – предрифтовый этап и самое начало рифтообразования – комплекс эффузивов и горизонтов кор выветривания плато Шин – конец миоцена-начало плиоцена; 3 – рифтовый этап – комплекс олистостромовых образований бортовых частей впадины, а также базальтов и озерных отложений ее центра в диапазоне плиоцена-раннего плейстоцена. Последний этап отразился в рифтовой зоне в виде озерной трансгрессии, максимум которой, вероятно, совпал с калабрийской морской трансгрессией.

В зоне рифтовой впадины Эль-Габ, главным образом к югу от нее, базальтовый магматизм наиболее активно проявился в предрифтовый и рифтовый этапы (поздний миоцен-плиоцен). Во второй половине рифтового этапа (поздний плиоцен-ранний плейстоцен) произошло смещение магматической активности в северную часть впадины, что было связано, вероятно, с реорганизацией глубинной структуры региона.

Для раннего плиоцена по палинологическим материалам реконструируются достаточно влажные климатические условия, отмечается проявление высотной зональности; для позднего плиоцена и раннего плейстоцена заметно чередование пиков относительной аридизации и увлажнения на фоне небольших колебаний температурного режима. Выделенные два комплекса пресноводных моллюсков позволяют наметить корреляцию плиоценовых и раннеплейстоценовых озерных отложений Эль-Габа с другими регионами.

Данная работа выполнялась по плану Российско-Сирийской экспедиции. Полевые исследования были проведены при поддержке со стороны Главного управления геологии и минеральных ресурсов Министерства нефти и минеральных ресурсов Сирии. Обработка материалов и их подготовка к публикации осуществлялись при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-9839).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берчфилд Б.К. Континентальная кора // В мире науки. 1983. № 11. С. 60–72.
- Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Головина Л.А. и др. Морской поздний плиоцен–ранний плейстоцен Западной Сирии (Стратиграфия и палеогеография) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 71–81.
- Головина Л.А., Габлина С.С., Симакова А.Н. Палеогеографическая интерпретация палеофлористического комплекса плиоцен–плейстоцена Западной Сирии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 102–105.
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформации запада Аравийской плиты, как результат перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
- Леонов Ю.Г. Тектоника Сирии (объяснительная записка к “Тектонической карте Сирии”). В печати.
- Новиков В.М., Шарков Е.В., Чернышев И.В. и др. Геохронология кор выветривания платобазальтов Сирии и эволюция палеоклимата за последние 20 млн. лет // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 66–74.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А. и др. Сирия // Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Вып. 18. Л.: Недра, 1969. 216 с.
- Симакова А.Н. Палинология морского позднего плиоцена Сирии и анализ палеогеографических обстановок // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 2. С. 96–102.
- Трифонов В.Г., Трубин В.М., Аджамян Ж. и др. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63–75.
- Хусейн К.М., Рыбакова Н.О. Результаты микропалеоботанического изучения неогеновых отложений в бассейне р. Эль-Кебир (Сирия) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1973. № 3. С. 108–112.
- Чепалыга А.Л. Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 222 с.
- Шарков Е.В., Синдеев А.С., Али С., Ханна С., Ша- раф М. Петрология Хомского базальтового ареала (Западная Сирия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 7. С. 61–71.
- Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е. и др. Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сирии // Петрология. 1994. Т. 2. № 4. С. 439–448.
- Adjamian J., Jamal N.E. Geological map of Syria. Scale 1 : 50 000. Explanatory notes of Qallat Al Housen sheet NI 37-M-3-d. Damascus: Ministry of petroleum and mineral resources. 1983. 38 p.
- Besancon J., Sanlaville P. Remarques sur la geomorphologie du Ghab (Syrie). Chapitre II // Le Paleolithique de la vallee moyenne de l'Oronte (Syrie). BAR International series 587. 1993. P. 41–56.
- Domas J. The Late Cenozoic of the Al Ghab Rift, NW Syria // Sbornik geologickych ved. Antropozoikum, 21. Praha. 1994. P. 57–73.
- Heimann A., Steinitz G. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ total gas ages of basalts from Notera 2 well, Hula Valley, Dead Sea Rift // Stratigraphic and tectonic implication. 1989. Isr. J. Earth. Sci. V. 38. P. 173–184.
- Heimann A., Ron H. Geometric changes of plate boundaries along part of the northern Dead Sea transform // Geochronologic and palaeomagnetic evidence. Tectonics. V. 12. № 2. P. 477–491.
- Horowitz A. Neogene palynostratigraphy, paleoflora and paleoclimatic reconstruction in Israel // Paleobiol. cont. Montpelier. 1980. V. XVII. P. 245–257.
- Geological map of Syria (I-36-XXIV, I-37-XIX). V.D. Technoexport, 1963.
- Geological map of Syria. 1 : 1 000 000. Damascus: V.D. Technoexport, 1986.
- Kopp M.L. On the El Ghab Graben (Syria) origination // Second International Symposium on the geology of the Eastern Mediterranean region. Abstracts. Jerusalem, 1995. P. 11.
- Papaianopol I. L'etude des unionides du Romanien inferieur (Pliocene) de la zone des plis diapirs externes de Muntenia orientale (Bassin Dacique) // Mollusques et ostracodes Neogenes. Bucarest, 1989. P. 5–55.
- Schutt H. Die Molluskenfauna der Susswasser in Einzugsgebiet des Orontes unter Berücksichtigung benachbarter Fluss systeme // Arch. Moll. 1983. Bd. 113. № 1/6. S. 17–91.
- Schutt H. Ergänzungen zur Kenntnis der Molluskenfauna oderpliozaner Susswasserkonglomerate Syriens // Arch. Moll. 1988. Bd. 118. № 4/6. S. 129–143.
- Selli R., Accorsi et al. The Vrica section (Calabria, Italy). A potential Neogene / Quaternary boundary stratotype // Giornale di Geologia. 1977. Fasc. 1. T. XI. Bologna. P. 181–204.
- Shalin G., Steinitz G. Dating of the Neogene sequence at Kochav Hayarden // Isr. Geol. Soc. Annu. Mtg. 1987. 121 p.
- Steinitz G., Bartov J., Hunziker J. K-Ar age determination of some Miocene–Pliocene basalts in Israel: their significance to the tectonics of the Rift Valley // Geol. Mag. 1978. V. 115. P. 329–340.
- Suc J.P. La vegetation et le Climat du Langueadoc (Sud de la France) au pliocene moyen d'apres la palynologie // Paleobiol. cont. Montpellier. 1981. V. XII. № 1. P. 7–26.
- Van Liere W.J. Observations on the Quaternary of Syria // Berichten Rijksd. Oudheidk. Bodemonderzoek 10–11. 1960–1961. P. 7–69.
- Willmann R. Evolution, Systematik und stratigraphische Bedeutung der neogenen Susswassergastropoden von Rhodos und Kos/Agais // Palaeontographica. Abt. A. 1981. Bd. 174. Lfg. 1–6. S. 10–235.
- Wilson M. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman. Boston; Sydney; Wellington, 1989. 466 p.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 551.791(476)

К СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА БЕЛАРУСИ

© 1997 г. Ф. Ю. Величkevич, Г. К. Хурсевич, Т. Б. Рылова, Г. И. Литвинюк

*Институт геологических наук АН Беларуси**220141 Минск, Жодинская ул., 7, Беларусь*

Поступила в редакцию 18.04.95 г., получена после доработки 18.12.95 г.

Приведены результаты комплексных палеоботанических исследований трех новых плейстоценовых разрезов (скв. 2Г у д. Борки, скв. 6 у д. Ятвезь и скв. 3 у д. Смолярка) на юго-западе Беларуси и их корреляция с другими разновозрастными разрезами характеризуемого региона, а также России, Латвии и Польши. Формирование изученных отложений в разрезе Борки происходило на протяжении беловежского межледникового и начальных фаз нижнинского оледенения, разрезе Ятвезь – беловежского межледникового, нижнинского оледенения и могилевского межледникового интервала, разрезе Смолярка – беловежского межледникового, нижнинского оледенения, могилевского межледникового и начальных фаз березинского оледенения. Беловежский, нижнинский и могилевский горизонты Беларуси сопоставлены с мучапским (рославльским) горизонтом центральных районов России, жидинским горизонтом Латвии и фердинандовским Польши. Березинский горизонт Беларуси коррелирован с окским ледниковым горизонтом центральных районов России, дайнавским Латвии и горизонтом вильга Польши. Согласно новой стратиграфической схеме плейстоцена Беларуси (Величkevич и др., 1996) все упомянутые выше четыре горизонта отнесены к среднему плейстоцену, нижняя граница которого проводится по подошве древнейших ледниковых образований наревского горизонта, а верхняя – по подошве ледниковых отложений днепровского горизонта.

Ключевые слова. Плейстоцен, горизонт, разрез, стратиграфия, беловежское межледниковье, флора, растительность.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из самых дискуссионных вопросов в стратиграфии плейстоцена Беларуси на протяжении более 20 лет является вопрос об условиях геологического залегания осадочных образований шкловского межледникового горизонта и его соотношении с беловежским. Первый из них в унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Беларуси 1982 г. занимает положение между днепровским и сожским ледниковыми горизонтами в среднем плейстоцене, а второй – между наревским и березинским горизонтами в нижнем плейстоцене. Однако эту точку зрения разделяют не все геологи и палеонтологи.

Так, Л.Н. Вознячук (1971, 1981, 1985), а вслед за ним и другие исследователи (Величkevич, 1982; Кондратене, Санько, 1985 и др.) утверждают об одновозрастности беловежских осадочных пород и отложений “нижнего (любанского, глазовского) оптимума” шкловского межледникового на основании идентичности их спорово-пыльцевых диаграмм, а также выявленного уровня эволюционной продвинутости ведущих представителей флоры и фауны и состава вымерших видов. Что касается осадочных образований, соответствующих промежуточному похолоданию и “второму оптимуму” шкловского межледникового интервала в стратотипическом разрезе Нижнинского Рва на Днепре, то они выделены Л.Н. Вознячуком (1981) в два самостоятельных горизонта (нижнинский ледниковый и могилевский межледниковый),

которые вместе с беловежским горизонтом в его стратиграфической схеме являются доберезинскими (доокскими) и находятся в нижнем плейстоцене. Однако эти представления Л.Н. Вознячука базировались тогда на ограниченном палеонтологическом материале известных разрезов. Поэтому для уточнения стратиграфической позиции новых выделенных горизонтов и их комплексного палеонтологического обоснования в течение последних 10–15 лет было осуществлено опорное бурение в Шкловском, Борковском, Речицком и Березовском страторайонах Беларуси. Получен огромный фактический материал, нашедший отражение в публикациях (Махнач и др., 1982; Махнач, Рылова, 1986; Хурсевич, Логинова, 1986; Якубовская, 1986; Горецкий и др., 1987; Якубовская и др., 1991; Величkevич и др., 1993 и др.).

В настоящей работе обобщены результаты биостратиграфического расчленения трех новых разрезов скважин, пробуренных на юго-западе Беларуси, и приведена их корреляция с разновозрастными разрезами сопредельных территорий.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ*Разрез Борки в Беловежской пуще*

Скважиной 153, пробуренной в конце 50-х годов на восточной окраине д. Борки Пружанского района Брестской области, на глубине 87.0–100.5 м была вскрыта толща древнеозерных отложений, преимущественно карбонатных гиттий, впервые

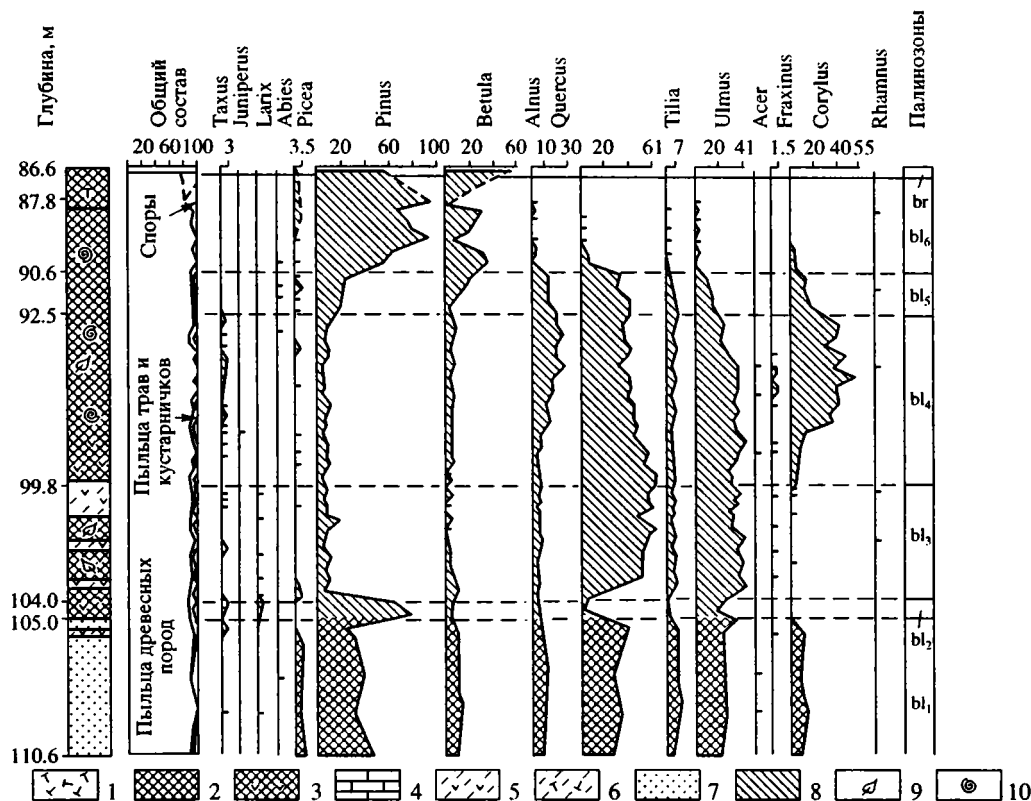


Рис. 1. Палинологическая диаграмма древнеозерных плейстоценовых отложений, вскрыты скв. 2Г у д. Борки.

1 — торф; 2 — гиттия; 3 — гиттия диатомовая; 4 — сапропелит; 5 — супесь диатомовая; 6 — супесь торфянистая; 7 — песок; 8 — суглинок; 9 — растительные остатки; 10 — моллюски.

изученных Л.Н. Вознячуком совместно с Л.Т. Пузановым, С.С. Маныкиным и др. На основании спорово-пыльцевых данных Э.И. Кобец и Л.Н. Вознячук пришли к выводу о межледниковом характере этих отложений и отнесли их к беловежскому межледниковью Беларуси, сопоставляемому ими с кроммером Западной Европы. В связи с тем, что позднее появилась другая точка зрения на возраст межледниковой толщи разреза Борки, согласно которой ее относили к так называемому "шкловскому" (послелихвинскому, второму среднеледниковому) межледниковью (Махнач, 1971; Гурский, 1974; Горецкий, 1980 и др.), возникла настоятельная необходимость повторного и более тщательного изучения данного разреза.

Контрольное бурение с целью уточнения стратиграфического положения межледниковых отложений и получения их комплексной палеонтологической характеристики осуществлялось в Борковском страторайоне дважды: в 1980 г. в 18 м к северо-западу от скв. 153 пробурена скв. 2, а в 1989 г. в 33 м к северо-востоку — скв. 2Г. Наиболее полные палеоботанические данные получены по разрезу скв. 2Г, который избран в качестве неостратотипа беловежского межледниковья (Якубовская и др., 1991; Величkevич и др., 1996).

Палинологическая диаграмма, полученная по разрезу скв. 2Г у д. Борки (гл. 86, 60–105.0 м), позволяет проследить развитие растительного покрова региона на протяжении беловежского межледниковья, начиная с климатического оптимума вплоть до перехода к ледниковой эпохе (рис. 1). В интервале глубин 105.0–110.6 м, где было отмечено плохое качество керна, в песках мелко-среднезернистых встречены многочисленные пыльцевые зерна (в основном плохой сохранности) широколиственных пород, сосны, ольхи, орешника, а также споры *Selaginella selaginoides* (L.) Lk., занесенные сюда, очевидно, в процессе бурения. Небольшой прослой торфянистой супеси (гл. 105.8–105.9 м) содержал пыльцу и споры неогеновых растений. Начиная с глубины 105.0 м в препаратах встречено большое количество пыльцевых зерен и спор хорошей сохранности. Состав спектров закономерно изменяется снизу вверх по разрезу и позволяет выделить шесть пыльцевых зон, которые соответствуют определенным фазам развития растительности беловежского межледниковья (палинозоны bl_2 – bl_6) и последующей эпохи оледенения (палинозона nz):

bl_2 (инт. гл. 104.0–105.0 м) — фаза развития основных лесов с примесью березы, ольхи, лиственницы, ели и широколиственных пород (*Pinus* —

79%*, *Betula* – 3.5, *Alnus* – 1.5, *Quercus* – 4, *Ulmus* – 6, *Picea* – 0.5, *Larix* – 1, *Taxus* – 1%);

bl₃ (инт. гл. 99.8–104.0 м) – фаза развития широколиственных дубово-вязово-липовых лесов с примесью сосны, березы и ольхи (*Quercus* – 61%, *Ulmus* – 40, *Tilia* – 5, *Pinus* – 20%);

bl₄ (инт. гл. 92.5–99.8 м) – фаза развития широколиственных (дуб, вяз, липа, клен, ясень) лесов с участием сосны, березы, ольхи и хорошо развитым подлеском из лещины (*Quercus* – 60%, *Ulmus* – 41, *Tilia* – 7, *Fraxinus* – 1.5, *Acer* – 0.5, *Alnus* – 27, *Corylus* – 55%);

bl₅ (инт. гл. 90.6–92.5 м) – фаза развития широколиственно-хвойных (сосна, ель, пихта) лесов с ольхой и орешником (*Quercus* – 34%, *Ulmus* – 14, *Tilia* – 6, *Corylus* – 16, *Pinus* – 24, *Betula* – 18, *Abies* – 0.5, *Picea* – 3.5%);

bl₆ (инт. гл. 87.85–90.6 м) – фаза развития хвойных (сосновых) и хвойно-березовых лесов с примесью широколиственных пород и орешника (*Pinus* – 95%, *Betula* – 37, *Picea* – 3.5, *Juniperus* – 0.5%).

Выше по разрезу в инт. гл. 87.10–87.85 м в отложениях, представленных торфянистой гиттией, пыльца практически отсутствовала, лишь из самых верхних двух проб этой толщи (инт. гл. 86.6–87.10 м) получены спектры с высоким содержанием пылевых зерен травянистых растений (23%), таких как *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Ranunculaceae* (в том числе *Thalictrum*) и др., а также значительным участием пыльцы *Betula* (до 60%), имеющим тенденцию к увеличению, причем 12% принадлежит *Betula* sect. *Fruticosa*, *Pinus* (ее количество идет на убыль), *Picea* (3.5%). Эти спектры соответствуют фазе развития разреженных березовых и березово-сосновых лесов и увеличению роли травянистых ассоциаций на начальных этапах эпохи нижинского оледенения.

В общем составе семенной флоры разрезов скв. 2 и 2Г у д. Борки по данным исследований, выполненных Т.В. Якубовской, показательна группа древесных и кустарниковых растений: *Picea* sp., *Larix* cf. *decidua* Mill., *Pinus sylvestris* L., *Betula alba* L., *B. pendula* Roth., *B. humilis* Schrank, *Betula* sp., *B. cf. nana* L., *Alnus* sp. exot., *Tilia* cf. *tomentosa* Moench., *Acer* sp. Среди травянистых растений большую группу составляют экзотические виды, распространенные в раннем плейстоцене Беларуси: *Caulinia* ex gr. *tenuissima* A. Br., *Stratiotes* cf. *intermedius* (Hartz) Chandl., *Scirpus atroviroides* Dorof., *Carex paucifloroides* Wielicz., *Nymphaea cinerea* Wielicz., *N. cf. pusilla* Dorof., *Ranunculus sceleratoides* Nikit. ex Dorof., *Hypericum pleistocenitum* Wielicz. По признаку доминирования в тафоценозах (более 10 остатков) характерную группу видов образуют *Salvinia natans* (L.) All., *Picea* ex sect. *Picea*, *Typha* cf. *latifolia* L., *Potamogeton vaginatus* Turcz., *P. perfoliatus* L., *Najas marina* L., *Caulinia*

minor (All.) Coss. et Germ., *Stratiotes* cf. *intermedius* (Hartz) Chandl., *Betula alba* L., *Rumex maritimus* L., *Nuphar lutea* (L.) Smith, *Ranunculus sceleratus* L., *R. sceleratoides* Nikit. ex Dorof., *Hippuris vulgaris* L., *Menyanthes trifoliata* L. Ни среди древесных, ни среди характерных форм травянистых растений нет видов, типичных только для беловежского межледниковья Беларуси, что затрудняет подчас разграничение разновозрастных семенных флор в пределах среднего плейстоцена. В распределении карпологических остатков по разрезам скв. 2 и 2Г у д. Борки отчетливо выделяются интервалы отложений, соответствующие оптимуму межледниковья, где сконцентрированы все теплолюбивые и многие вымершие экзоты.

Створки диатомей встречены в разрезе скв. 2Г в интервале глубин 97.6–105.4 м и на уровне 96 м (рис. 2). Диатомовая флора содержит 144 вида и внутривидовых таксона. По численности створок снизу вверх по разрезу постоянно доминируют планктонные виды *Cyclotella*, свидетельствующие о формировании осадков в среднеглубоком слабоолиготрофном палеоводоеме с заметным содержанием в нем карбонатов. Среди них в межледниковой толще разреза (фазы развития диатомей Ia–Iв) обнаружены *Cyclotella reczickiae* Churs. et Log. var. *reczickiae* (до 7.6%), известная к настоящему времени лишь из отложений беловежского типа и являющаяся индикатором изученной флоры; *C. reczickiae* var. *diversa* Log. (до 45.6%), впервые выявленная в составе беловежской флоры, но сохранившаяся изредка также в реликтовых флорах александрийского (лихвинского) и муравинского (микулинского) межледниковий; *C. radiosa* var. *pliocenica* (Krasske) Håkansson (8%) и *C. radiosa* var. *lichvinensis* (Jousé) Log. (до 25%) – реликты плиоцена, вымершие к концу плейстоцена; *C. radiosa* (Grun.) Lemm. var. *radiosa* (до 35%), *C. cyclopuncta* Håkansson et Carter (28–35%), *C. distinguenda* Hust. (11–18%) и *C. krammeri* Håkansson (до 7%) – виды широкого возрастного диапазона (от миоцена до настоящего времени). Среди донных видов наиболее разнообразны *Navicula* (*N. hasta* Pant., *N. lanceolata* (Ag.) Kütz., *N. oblonga* Kütz., *N. reinhardtii* (Grun.) Cl. и др.), а обилием выделяются *Amphora ovalis* Kütz. (до 6.6%) и *A. libysa* Ehr. (до 7.6%). Формы обрастаний существенной роли во флоре не играют и представлены некоторыми видами *Fragilaria*, *Cymbella*, *Gomphonema* и др.

Таким образом, приведенные выше материалы контрольного бурения существенно дополнили палеонтологическую характеристику межледниковой толщи беловежского горизонта в районе голостратотипа и позволили обосновать ее добрезинский (доокский) возраст, подтвердив тем самым правильность стратиграфической концепции Л.Н. Вознячука.

* Здесь и далее максимальные значения в %.

Разрез Ятвезь

Мощная (свыше 20 м) толща древнеозерных отложений, беловежский возраст которых установлен по данным спорово-пыльцевых и диатомовых исследований (Рылова, Хурсевич, 1989), была первоначально вскрыта в середине 80-х годов скважиной 1885, пробуренной в 3.9 км на юго-восток от центра д. Ятвезь Ивацевичского района Брестской области. Новой скважиной 6 опорного стратиграфического бурения, пройденной в 1993 г. недалеко от устья первой, вскрыты следующие слои:

Подошва слоя, м

1. Почвенно-растительный слой 0.15
2. Песок разнотернистый, желтовато-бурый с редким гравием 5.0
3. Суглинок желтовато-серый 6.0
4. Песок мелкозернистый серый с прослоем алевроита 11.0
5. Песчано-гравийная смесь 25.0
6. gIIIbr Суглинок красно-бурый, моренный 26.5
7. Песок мелкозернистый, серый 34.0
8. Песок мелкозернистый, голубовато-серый, горизонтальнослоистый 39.0
9. Песок мелко-среднезернистый, серый с прослойками алевроита 44.0
10. Алевроит голубовато-серый, слоистый 49.0
11. IIIbr Песок разнотернистый с включением редких галек и гравия 52.0

12. IIImh Супесь темно-серая до черной, местами оторфованная 53.0

13. IIImh Гиттия темно-серая с коричневатым оттенком 55.0

14. IIInz Супесь торфянистая, коричневая, плотная 60.0

15. IIIbl Гиттия оскольчатая, коричневатосерая, слоистая 62.7

16. IIIbl Сапропелит серый тонкослоистый 75.5

17. IIIbl Алевроит голубовато-серый, горизонтальнослоистый 81.0

18. IIIja Песок мелко- и среднезернистый с редкими растительными остатками 100.0.

Методом спорово-пыльцевого анализа исследовано 158 проб, отобранных в интервале глубин 44.0–81.0 м. Пыльца и споры в большом количестве и хорошей сохранности получены с глубины 60.2–75.5 м, в то время как выше и ниже этого интервала отмечены лишь единичные пыльцевые зерна. На диаграмме (рис. 3) выделяется 8 пыльцевых зон, характеризующих полный цикл развития растительности беловежского межледникового, в то время как на диаграмме из скв. 1885 отражена лишь верхняя часть климатического оптимума и постоптимальные фазы (Рылова, Хурсевич, 1989).

Палинозона bl₁ (74.8–75.5 м) характеризуется преобладанием пыльцы *Betula* (64) и *Pinus* (50), что отражает этап развития березово-сосновых ассоциаций в начале межледникового.

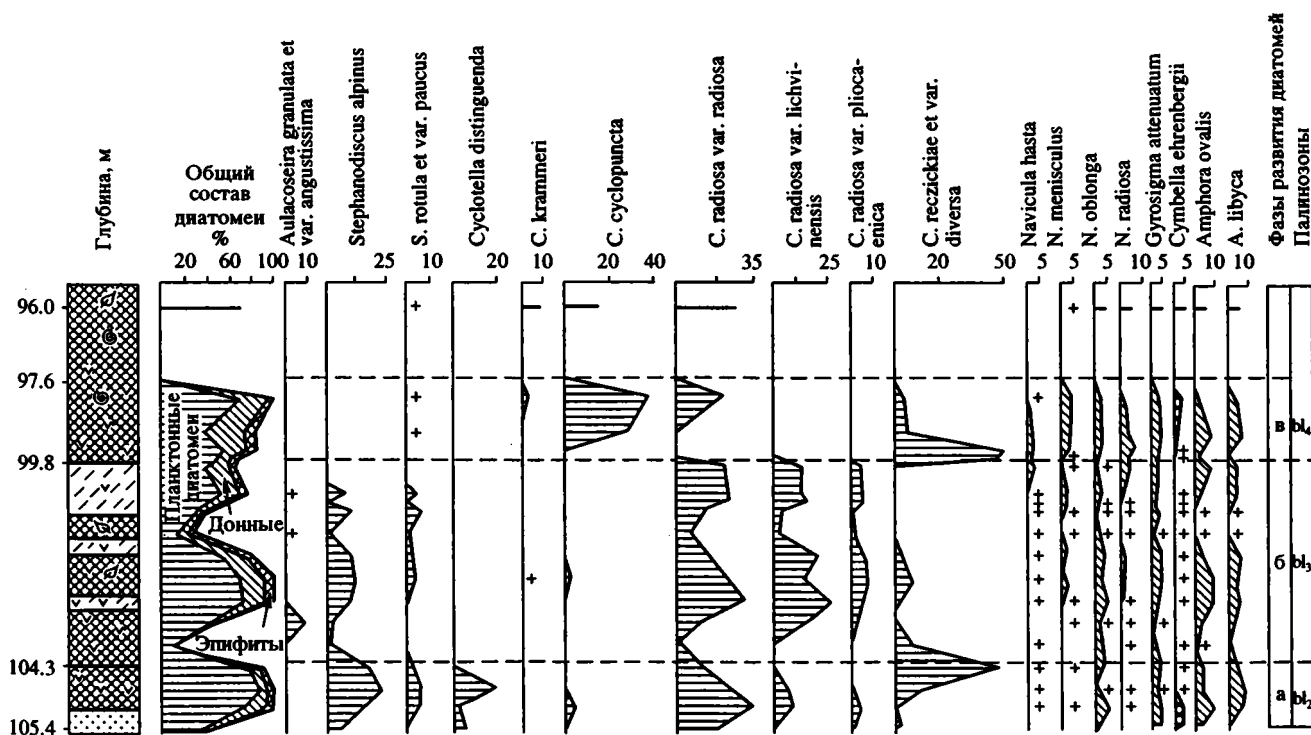


Рис. 2. Диатомовая диаграмма отложений беловежского межледникового, вскрытых скв. 2 Г у д. Борки. Усл. обозн. см. на рис. 1.

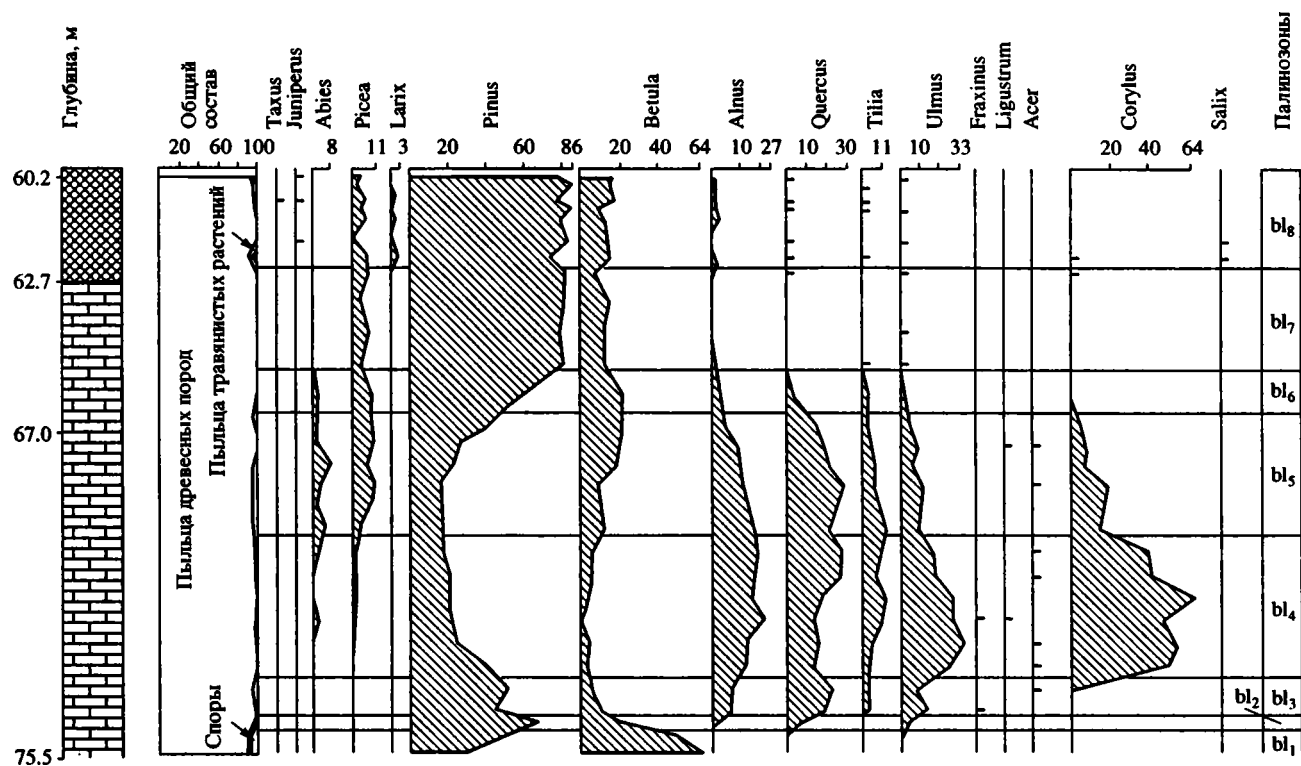


Рис. 3. Палинологическая диаграмма отложений беловежского межледникового, вскрытых скв. 6 у д. Ятвезь. Усл. обозн. см. на рис. 1.

Палинозона bl_2 (74.5–74.8 м) отличается преобладанием пыльцы *Pinus* (69), участием *Betula* (21), *Quercus* (7), *Ulmus* (3), *Alnus* (1), что свидетельствует о развитии сосново-березовых лесов с примесью широколиственных пород.

Палинозона bl_3 (73.5–74.5 м) выделяется по значительному увеличению в спектрах количества пыльцы широколиственных пород: *Quercus* (23), *Ulmus* (13), *Tilia* (2) и сокращению роли *Pinus* и *Betula*, что указывает на развитие в это время широколиственно-хвойных ассоциаций с примесью березы и ольхи.

Палинозона bl_4 (69.7–73.5 м) характеризуется максимальным участием пыльцы широколиственных пород — *Ulmus* (33), *Quercus* (28), *Tilia* (11), значительной ролью *Corylus* (64), *Alnus* (27), сокращением до минимума пыльцы *Abies* и *Pinus*, появлением пыльцы *Abies* и *Picea*, что свидетельствует о господстве в лесных сообществах широколиственных пород с участием темнохвойного элемента, орешника и ольхи.

Палинозона bl_5 (66.5–69.7 м) фиксирует довольно высокое, но неуклонно снижающееся количество пыльцы *Quercus* (30), *Ulmus* (10), *Tilia* (11), *Corylus* (18), *Alnus* (22), увеличение доли участия пыльцы темнохвойных пород — *Abies* (8), *Picea* (11) и *Betula* (22). Такой состав спектров позволяет предположить существование на данной территории широколиственно-елово-пихтовых

ассоциаций с примесью сосны, березы, орешника, а по увлажненным местам — ольхи.

В палинозоне bl_6 (65.5–66.5 м) отмечается резкое сокращение участия пыльцы широколиственных пород — *Quercus* (2), *Tilia* (2), *Ulmus* (2), а также *Abies* (1.5), *Betula* (20) и *Alnus* (3), выпадение из состава спектров пыльцы *Corylus*, сопровождающееся значительным увеличением количества пыльцы *Pinus* (60). Подобный состав спектров свидетельствует о преимущественном развитии хвойных лесов с участием березы и некоторых широколиственных пород.

Палинозона bl_7 (62.4–65.5 м) выделяется высоким содержанием пыльцы *Pinus* (82), значительно меньшим участием *Picea* (8), *Betula* (15) и практически полным отсутствием широколиственных пород, *Corylus* и *Alnus* (отмечаются лишь их единичные зерна). Спектры этой части разреза воспроизводят хвойно-мелколиственные леса упрощенного состава, указывающие на заметное похолодание.

Палинозона bl_8 (60.2–62.4 м) характеризуется появлением *Larix* (3), *Juniperus*, *Betula humilis* Schrank, *Salix* (единично), увеличением участия пыльцы травянистых растений, что следует расценивать как показатель отсутствия сплошных лесных ассоциаций и наличия открытых местобитаний.

Таким образом, по новым данным спорово-пыльцевых исследований древнеозерной толщи

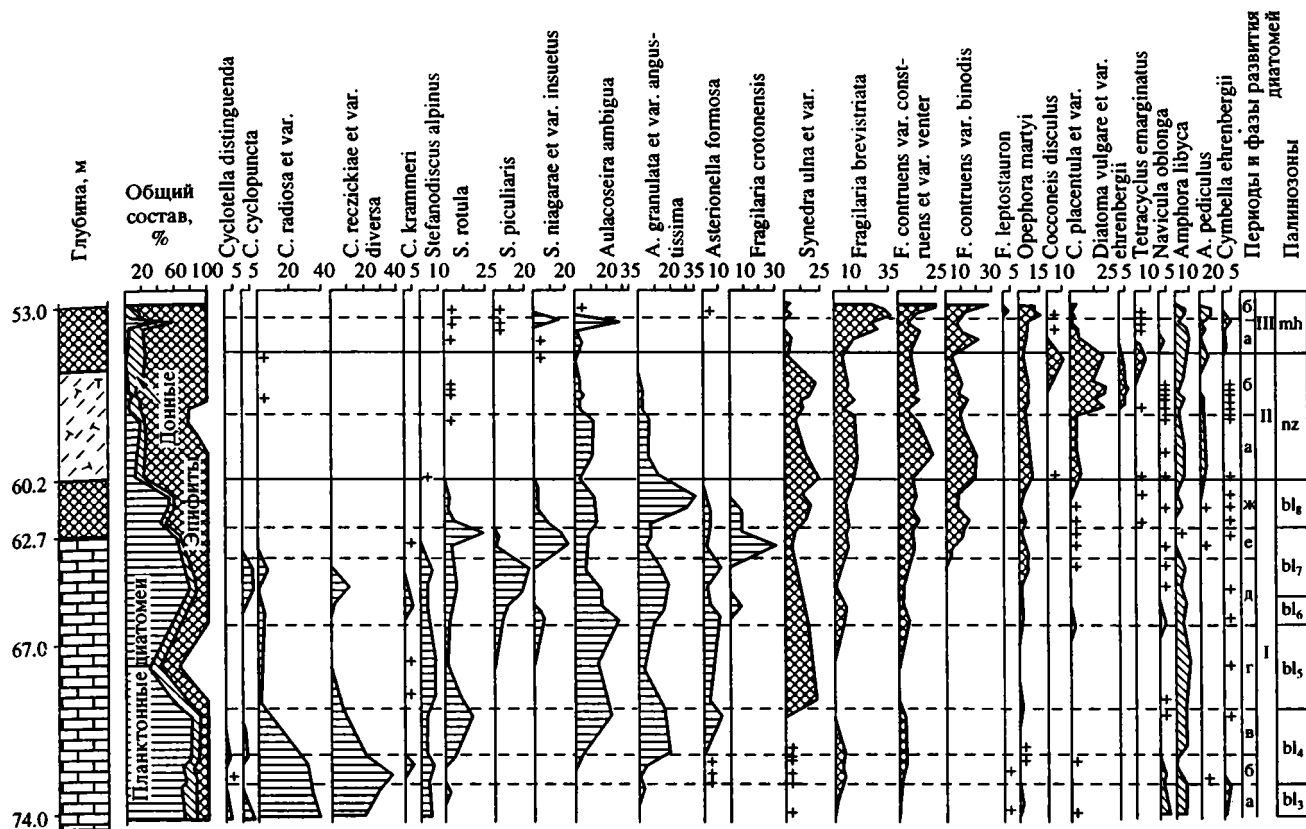


Рис. 4. Диатомовая диаграмма плейстоценовых отложений, вскрытых скв. 6 у д. Ятвезь. Усл. обозн. см. на рис. 1.

разреза Ятвезь здесь установлена наиболее полная сукцессия растительности, характерная для межледниковых отложений беловежского времени на территории Беларуси.

Створки диатомей в разрезе скв. 6 постоянно присутствуют в интервале глубин 53.0–74.3 м. Диатомовая флора включает 192 вида и внутривидовых таксона. Выявленные снизу вверх по разрезу качественные и количественные изменения состава диатомей позволили выделить три периода (с 11 фазами) в их развитии (рис. 4), которые вполне сопоставимы с результатами палинологических и палеокарпологических исследований.

Первый межледниковый период развития диатомовой флоры (глуб. 60.2–74.3 м) подразделен на 7 фаз (Ia–Ij). Фазы Ia и Ib соответствуют начальным фазам оптимума межледниковья и отражают слабоолиготрофный режим палеоводоема. Первоначально в нем доминировал планктонный вид *Cyclotella radiosa* (Grun.) Lemm. с разновидностями (до 33%), затем приоритет перешел к *C. reczickiae* var. *diversa* Log. (до 37%) – вымершему в плейстоцене таксону. Представители дна и перифитона существенной роли во флоре не играли. С дальнейшим потеплением климата в середине оптимума в составе диатомей (фаза Iv) произошла смена доминантных видов *Cyclotella* на умерен-

но-тепловодные и эвритермные планктонные виды *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Sim. с разновидностями (до 18.7%), *A. ambigua* (Grun.) Sim. (до 21.8%), *Stephanodiscus rotula* (Kütz.) Hendey (16.4%) и *Asterionella formosa* Hassal (10.2%), свидетельствующие об эвтрофировании древнего озера. К концу оптимума (фаза Ir) в планктоне палеоводоема развивалась преимущественно *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Sim. (14–27%), на дне – *Amphora libyca* Ehr. (5.8–7.0%), в перифитоне – *Synedra ulna* (Nitzsch.) Ehr. (до 17.6%). В постоптимальное время (на протяжении фаз Id и Ie) состав диатомей вновь претерпел изменения в сторону обогащения флоры и увеличения численности прежде всего планктонных форм. Среди них в фазу Id максимума в своем развитии достиг вымерший в плейстоцене вид *Stephanodiscus peculiaris* Churs. (18.3–21.1%). Незначительную вспышку имели также виды *Cyclotella*, в том числе характерные для беловежского межледниковья плиоценовый реликт *C. radiosa* var. *plioaenica* (Krasske) Håkansson (5.3%) и вымерший плейстоценовый вид *C. reczickiae* var. *diversa* Log. (11.3%). На протяжении фазы Ie вначале превалировали *Stephanodiscus niagarae* var. *insuetus* Churs. et Log. – вымерший к концу среднего плейстоцена таксон (до 20.5%) и широко распространенный истинно планктонный бореальный вид *Fragilaria crotonensis* Kitt. (до 31.7%), позднее –

новый тип был отмечен у *Stephanodiscus rotula* (Kütz.) Hendeby (24.1%).

В конце межледниковья (фазу Iж) из состава диатомовой флоры выпали многие планктонные формы в связи с регрессией палеоводоема и ухудшением физико-географической обстановки на его водосборе. Основной фон флоры составляли главным образом представители *Aulacoseira*. Кроме того, заметно возросло количественное содержание широко распространенных литоральных эпифитных видов *Synedra* и *Fragilaria*.

Второй период развития диатомовой флоры (глуб. 55.0–60.2 м) отличается совершенно иным ее составом и подразделяется на две фазы (IIa и IIб). Фаза IIa отвечает массовому развитию эвритермных литоральных видов *Fragilaria* при весьма несущественной роли представителей *Aulacoseira*. На фазу IIб падает пик в развитии бореального эпифитного таксона *Cocconeis placentula* Ehr. (до 21%) и таких относительно холодноводных видов, как *Cocconeis disculus* (Schum.) Cl. (6.7%), *Tetracyclus emarginatus* (Ehr.) W. Sm. (6.5%), *Diatoma vulgare* var. *ehrenbergii* (Kütz.) Grun. (5.5%), *Cymbella aspera* (Ehr.) Cl. (1.5%) и др. Приведенный комплекс диатомей указывает на низкий температурный режим и мелководный характер палеоводоема, который существовал в условиях прогрессирующего похолодания климата, последовавшего вслед за беловежским межледниковьем и синхронного малому нижинскому оледенению.

Наконец, третий период развития диатомей (глуб. 53–55 м) показывает некоторое улучшение природной обстановки в ископаемом водоеме, зафиксированное появлением в фазу IIIa вновь планктонных умеренно-теплолюбивых представителей *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Sim. (31.6%) и *Stephanodiscus niagarae* Ehr. (17.4%), донных видов *Navicula*, *Amphora*, *Cymatopleura*, *Surirella* и др. Среди эпифитов высокую численность сохраняли *Fragilaria*. На протяжении фазы IIIб господствующее положение заняли различные виды *Fragilaria* (54.6–73.5%). Максимум в своем развитии достигли также эпифит *Opephora martyi* Herib. (до 15.2%) и донный вид *Amphora pediculus* Kütz. (до 8%). Охарактеризованный период в развитии диатомовой флоры, хотя и фрагментарен, но отражает новый теплый интервал, соответствующий, по всей вероятности, могилевскому межледниковью.

Палеокарпологическим исследованиям была подвергнута древнеозерная толща в интервале глубин 75.5–52.0 м, т.е. практически те же слои, из которых получена и диатомовая флора. По данным Г.И. Литвинюка (Хурсевич и др., 1994), в развитии водно-болотной флоры и прибрежных ассоциаций древесных, кустарниковых и травянистых растений отчетливо выделяется три крупных этапа. Первый из них, отвечающий времени накопления осадков в интервале глубин 75.5–60.5 м, т.е. слоям с типичными спорово-пыльцевой диаграммой и диатомовой флорой беловежского

межледниковья, охарактеризован ограниченным набором таксонов, что вполне закономерно для карбонатных остатков крупных водоемов, обычно не содержащих обильную семенную флору. Здесь установлены остатки таких древесных и кустарниковых пород, как *Pinus*, *Picea* sect. *Picea*, *Betula alba* L., *B. humilis* Schrank, *Corylus*, *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn., *Swida sanguinea* (L.) Opiz, *Acer campestre* L. и что особенно важно – *Quercus* sp., представленный в средней части сапропелитов отпечатками листьев. Подобное сочетание хвойного и неморального элементов лесных сообществ типично для межледниковых флор “кверцитального” типа, к числу которых относится и беловежская флора. Травянистые растения представлены широко распространенными видами умеренной флоры, предпочитающими межледниковые ассоциации любого возраста: *Najas marina* L., *Caulinia minor* (All.) Coss. et Jerm., *Carex* spp., *Urtica dioica* L., *Rumex maritimus* L., *Nuphar lutea* (L.) Smith, *Ceratophyllum demersum* L., *Comarum palustre* L., *Menyanthes trifoliata* L. Прямых указаний на беловежский возраст вмещающих отложений в этом комплексе нет, но межледниковый облик его бесспорен.

Второй этап развития водно-болотных и наземных макрофитов характеризуется семенным комплексом из отложений в интервале глубин 60.0–57.8 м, соответствующим второму периоду развития диатомовой флоры (инт. 60.3–55.0 м). Флора этого этапа, в сравнении с предыдущим, претерпела ряд количественных и качественных изменений. Разнообразие флоры увеличилось как за счет появления некоторых обычных, эвритермных (*Potamogeton perfoliatus* L., *P. alpinus* Balb., *P. rutilus* Wolfg., *P. pusillus* L., *Rorippa palustris* (L.) Bess., *Cicuta virosa* L., *Bidens cernua* L.), так и экзотических (*Potamogeton perforatus* Wielicz., *Ranunculus sceleratoides* Dorof. ex Nikit.) видов, зато из ее состава выпали широколиственные древесные породы, кустарники и даже *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn. В то же время более многочисленными стали остатки холодостойкой *Betula humilis* Schrank, проходящей вместе с еще более обильной *B. alba* L. по отложениям всего этого интервала. Остатки относительно теплолюбивых видов предыдущего комплекса (*Najas marina* L., *Ceratophyllum demersum* L., *Nuphar lutea* (L.) Smith) в этой части разреза отсутствуют.

Третий этап в истории флоры гидро- и гигрофитов зафиксирован в семенном комплексе, полученном из осадков с глубины 57.8–52.0 м. Растительные сообщества этого времени вновь приобретают облик межледниковых, о чем свидетельствует появление здесь представителей бразениевого комплекса (*Brasenia* sp., *Numphaea candida* J. et C. Presl., *Salvinia natans* (L.) All., *Stratiotes* sp.) и обычно сопровождающих их в межледниковых флорах относительно теплолюбивых и умеренных видов (*Sparganium emersum*

Rehm., *Potamogeton natans* L., *P. obtusifolius* Mert. et Koch., *P. compressus* L., *Najas marina* L., *Scirpus lacustris* L., *Cyperus fuscus* L., *Ceratophyllum demersum* L., *Ranunculus sceleratoides* L., *R. lingua* L., *Thalictrum* cf. *lucidum* L., *Empetrum nigrum* L., *Viola* sp., *Lycopus europaeus* L., *Mentha arvensis* L. и др.). В этой части разреза флора достигает максимального таксономического разнообразия, причем в ее составе присутствуют не только современные, но и вымершие, характерные для среднелейстоценовых межледниковий виды – *Potamogeton perforatus* Wielicz., *Carex paucifloroides* Wielicz., *Ranunculus sceleratoides* Dorof. ex Nikit.

Таким образом, материалы палеокарпологических исследований флороносной толщи разреза Ятвезь вполне согласуются со спорово-пыльцевыми и диатомовыми данными в том, что основную часть (около 15 м) древнеозерных образований составляют беловежские межледниковые отложения, выше которых залегает слой со следами заметного похолодания (небольшого оледенения?), а их в свою очередь перекрывают осадки с фрагментарными диатомовой и семенной флорами следующего (могилевского, витебского) межледниковья.

Разрез Смолярка

Межледниковые отложения у д. Смолярка Бerezовского района Брестской области впервые вскрыты скв. 13 в 1983 г. и на основании спорово-пыльцевых (Рылова, 1985) и палеокарпологических (Величkevич, 1985) данных отнесены к образованиям беловежского времени, хотя по пыльце в нижней части разреза был выделен особый комплекс, вероятным аналогом которого Т.Б. Рылова считала более древнее, корчевское межледниковье. Изучение материалов опорного стратиграфического бурения, произведенного здесь в 1993 г., позволило получить новые, существенно иные результаты. В отличие от скв. 13, где межледниковые образования залегали близко к поверхности (4.0–21.2 м) под мелкозернистыми песками (Величkevич и др., 1993), в новой скважине под маломощной мореной (2.0–6.1 м) предположительно березинского оледенения вскрыта трехчленная флороносная толща, состоящая, как и в разрезе Ятвезь, из отложений двух межледниковий и разделяющих их перигляциальных слоев. В обобщенном виде скважиной 3 вскрыты следующие слои:

Подошва слоя, м

1. Почвенно-растительный слой 0.2
2. vIIIpz Песок желтовато-серый, мелкозернистый 2.0
3. gPbr Супесь зеленовато-серая, моренная 6.1
4. IIIbr Суглинок темно-серый 10.0
5. IIIbr Супесь темно-серая с коричневатым оттенком 12.5

6. IIIbr Супесь серая с линзами и прослоями супеси торфянистой 14.0

7. IIImg Гиттия темно-коричневая, торфянистая 15.5

8. IIInz Супесь светло-серая, тонкая, местами гумусированная 16.0

9. IIInz Гиттия темно-коричневая до черной, в подошве суглинистая 16.8

10. IIInz Супесь коричневатая-серая, плотная, горизонтальнослоистая 17.0

11. IIInz Гиттия темно-коричневая, слоистая 19.0

12. bIIIbI Торф осоково-гипновый, листоватый, плотный 19.6

13. IIIja Переслаивание песка среднезернистого с супесью тонкой, плотной, голубовато-серой 20.5

14. IIIja Песок серый, разнозернистый 22.0

15. gIIja Супесь серая, моренная с прослоем 1.5 м суглинка однородного, голубовато-серого 35.0

16. gIIja Песчано-гравийная смесь 42.0.

Ниже залегают эоплейстоценовые алевроиты, глины, пески, переходящие на глубине 71.5 м в неогеновые отложения.

Для спорово-пыльцевого анализа из интервала 6.1–20.5 м было отобрано 77 проб, результат изучения которых отражен на диаграмме (рис. 5).

Пыльца и споры из нижнего межледникового интервала, представленного торфом (19.0–19.6 м), отражают лишь небольшой фрагмент климатического оптимума. Здесь доминирует пыльца древесных пород (99–99.5%), в основном темнохвойных и широколиственных: *Abies* (19), *Picea* (14), *Quercus* (19), *Tilia* (10), *Ulmus* (7), *Corylus* (9), *Alnus* (12). Участие *Pinus* и *Betula* – до 17 и 13% соответственно. Состав спектров отражает фазу развития широколиственно-елово-пихтовых лесов с подлеском из лещины и ольшаниками по увлажненным местам, которая соответствует, вероятно, фазе bI₂ беловежского межледниковья. Полный разрез этого межледниковья выявлен в раннее пробуренной скв. 13 (Величkevич и др., 1993). Высокое содержание пыльцы пихты и ели, отмеченное на диаграмме скв. 3, сближает ее и с диаграммами скважин 6 и 1885 у д. Ятвезь Ивацевичского района и является региональной особенностью большинства разрезов беловежского межледниковья на юго-западе Беларуси.

Выше по разрезу спектры образцов, взятых в интервале глубин 15.6–19.1 м, судя по их составу, отражают суровые климатические условия, связанные с эпохой последующего оледенения. В этом интервале значительно сокращается участие пыльцы древесных пород, составляя в некоторых пробах лишь 15–20% при одновременном возрастании количества пыльцы травянистых растений (до 35%) и спор (до 35%). Среди древесных пород чаще преобладает пыльца *Betula* (до 95%, *B. ppa* L. и *B. humilis* Schrank). Характерно высокое содержание пыльцевых зерен *Larix* (12). Можно предположить, что в это время на терри-

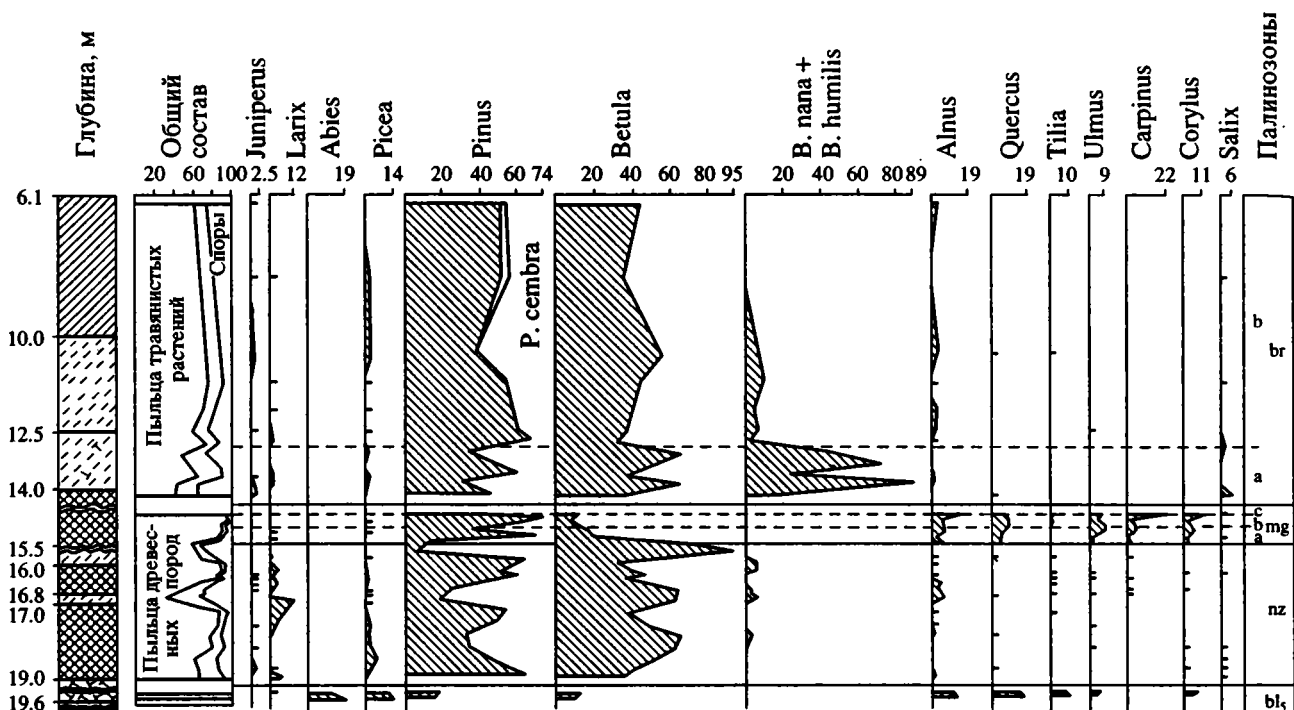


Рис. 5. Палинологическая диаграмма плейстоценовых отложений, вскрытых скв. 3 у д. Смолярка. Усл. обозн. см. на рис. 1.

тории исследований не существовало сомкнутого лесного покрова, значительную роль играли открытые ландшафты. Сочетание пыльцы типичных представителей растительности лесов, степи и тундры свидетельствует о развитии своеобразных группировок приледниковой растительности.

Выше, на глубине 14.5–15.6 м, в толще гитты состав спектров существенно изменяется. Характерной особенностью этого интервала разреза является значительное участие пыльцы древесных широколиственных пород: *Quercus* (10), *Tilia* (2, 5), *Ulmus* (9), *Carpinus* (22), а также *Corylus* (11) и *Alnus* (19), единичное присутствие пыльцы *Acer*, *Vitis*, *Pterocarya* на фоне существенного количества *Pinus* и постоянного участия *Betula*. Здесь могут быть выделены три пыльцевых зоны: а – по преобладанию пыльцы *Quercus* и *Ulmus* при участии *Carpinus*, *Acer*, *Corylus*, *Alnus*; б – по появлению пыльцы *Tilia*; с – по резкому увеличению и преобладанию пыльцы *Carpinus* при одновременном возрастании числа пыльцевых зерен *Corylus*, *Alnus*, *Tilia*. Здесь же до минимума сокращается количество пыльцы *Pinus*. Как видно из диаграммы, здесь отражена лишь часть климатического оптимума, характер которого дает основания для сопоставления рассматриваемых отложений с верхней межледниковой толщей Нижинского Рва (Кондратене, Санько, 1985) и Красной Дубровы (скв. 13Б и 55Б; Махнач и др., 1982; Махнач, Рылова, 1986), что позволяет с определенной до-

лей уверенности отнести рассматриваемую толщу отложений к могилевскому межледниковью.

Из отложений, залегающих стратиграфически выше (инт. гл. 6.1–14.5 м), получены спорово-пыльцевые спектры, резко отличные от вышеописанных типично межледниковых. Сокращается участие пыльцы древесных пород (41–77%), возрастает количество пыльцевых зерен травянистых растений (12–30%). Древесные породы представлены пыльцой *Betula* (*B. nana* L., *B. humilis* Schrank до 89%), а также *Pinus*. Встречены *Juniperus* (2.5), *Larix* (1.5), *Picea* (2). Среди травянистых доминирует пыльца *Artemisia* (83), *Ranunculus* (33), *Superaceae* (29), *Poaceae* (19). Споры представлены большим числом спор *Bryales* и *Sphagnum*, отмечаются *Nypnum*, *Botrychium*, *Selaginella selaginoides* (L.) Lk., *Polypodiaceae*.

Климатические условия этого времени напоминали обстановку современной тундры и лесотундры.

Палеокарпологическое изучение 13 проб флорносовых пород, отобранных в интервале глубин 10.0–20.5 м, позволило выделить в этой части разреза два разновозрастных комплекса с четкими отличительными признаками для каждого из них. Следует сразу отметить, что установление точных границ между этими комплексами по палеокарпологическим и спорово-пыльцевым данным обычно не вполне однозначно, что, вероятнее всего, связано с причинами методического плана. Так, например, нижний флористический ком-

плекс, выделенный по семенной флоре, охватывает интервал глубин 20.5–16.0 м и с точки зрения общности воспроизводимой растительности целиком может рассматриваться как межледниковый, в то время как по спорово-пыльцевым данным бесспорно межледниковыми являются палиноспектры в интервале глубин 19.0–19.6 м. Принципиальных противоречий здесь нет, но подобные расхождения все же необходимо учитывать при детальном, микростратиграфическом расчленении разрезов. За исключением верхней пробы (15.5–16.0 м), которая заметно отличается от остальных бедностью систематического состава и даже в количественном отношении. Семенные комплексы пяти других проб однотипны. Лесные ассоциации этого времени характеризуются практически безраздельным господством светлохвойных *Larix* и *Pinus*, которым постоянно сопутствовала *Betula alba* L. Среди многочисленных травянистых растений в первую очередь следует отметить группу вымерших видов: *Potamogeton sarjanensis* Wielicz., *Scirpus atroviroides* Dorof., *Carex paucifloroides* Wielicz., *Brasenia borysthena* Wielicz., *Nymphaea cinerea* Wielicz., *Aldrovanda* cf. *forysthenica* Wielicz. Это в основном собственно плейстоценовые виды, появившиеся в эоплейстоцене или в начале среднего плейстоцена, но в подобном сочетании выступающие, как правило, в оптимуме беловежского межледниковья. К этой центральной группе видов бразениевого комплекса примыкают другие теплолюбивые виды, предпочитающие оптимальные фазы межледниковья: *Salvinia natans* (L.) All., *Sparganium microcarpum* (Nemum.) Rank., *Potamogeton obtusifolius* Mert. et Koch., *P. compressus* L., *Butomus umbellatus* L., *Ceratophyllum demersum* L. и др. За исключением малочисленной *Betula humilis* Schrank, в рассматриваемой флоре отсутствуют холодостойкие растения, т.е. время ее формирования охватывает по крайней мере часть климатического оптимума и постоптимальные фазы беловежского межледниковья.

Верхний флористический комплекс, полученный из 6 проб в интервале глубин 15.5–10.0 м, существенно отличается по общему составу и по видам-доминантам. В группе деревьев и кустарников по-прежнему доминируют светлохвойные *Larix* и *Pinus* вместе с *Betula alba* L., однако к ним добавляются *Carpinus* cf. *betuloides* Wielicz. и *Corylus* sp. Это на первый взгляд незначительное обстоятельство свидетельствует о существенной смене состава лесных ассоциаций, которая могла произойти в условиях климатического оптимума близкого по возрасту, но особого межледниковья. Еще более очевидные перемены произошли в сообществах травянистых растений. Здесь появилось около 25 таксонов, отсутствующих в нижней флоре и придавших рассматриваемому комплексу большее разнообразие. Особенно важно присутствие таких ярких представителей бразениевого комплекса, как *Dulichium arundinaceum* (L.) Britt.,

Scirpus mucronatus L., *S. cf. torreyi* Olney, *Potamogeton* ex gr. *acutifolius* Link., *P. panormitanoides* Dorof., *Lemna trisulca* L., *Cyperus glomeratus* L., *Ceratophyllum submersum* L., *Caulinia* ex gr. *tenuissima* (A.Br. ex Magnus) Tzvel., *Elatine hydropiper* L., *Potamogeton nodosus* Poir и др., многочисленность которых указывает на более теплый, но менее влажный климат времени формирования этой флоры в сравнении с предыдущей. Подобную климатическую обстановку воспроизводят флоры могилевского межледниковья, имеющие много общего с беловежскими флорами.

Горизонт похолодания между обоими межледниковыми комплексами по палеокарпологическим данным проявляется недостаточно ярко. Он характеризуется небольшой флорой с глубины 15.5–16.0 м, которая выделяется резко обедненным общим составом (почти вдвое) в сравнении с ниже- и вышележащими комплексами, практически полным отсутствием основных лесообразующих пород, участием холодостойких *Betula humilis* Schrank и *Potentilla* типа *nivea* L. Присутствие в эти же отложениях ряда обычных видов, в том числе и экзотов, связано, по-видимому, с чисто техническими погрешностями бурения и отбора образцов.

Данные спорово-пыльцевых и палеокарпологических исследований разреза скв. 3 у д. Смолярка согласно свидетельствуют о наличии здесь отложений беловежского межледниковья, нижинского оледенения, могилевского межледниковья и березинского оледенения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. КОРРЕЛЯЦИЯ

Беловежский горизонт

Спорово-пыльцевые диаграммы беловежского горизонта вполне однотипны на всей территории Беларуси, воспроизводят сходную палеогеографическую обстановку и хорошо сопоставляются между собой. В частности, диаграммы беловежского типа всех трех вновь изученных разрезов (Борки, Ятвезь, Смолярка) однотипны с диаграммами нижнего (любанского, глазовского) оптимума стратотипического разреза Нижинский Ров (Махнач, 1971; Еловичева, 1979; Вознячук, 1985; Кондратене, Санько, 1985; Горецкий и др., 1987), а также таких наиболее полно изученных разрезов, как Красная Дуброва (скв. 13Б) Гомельской области (Махнач, Рылова, 1986), Старобин и Костеша Минской области (Махнач, 1961, 1966; Логойко, Еловичева, 1975), нескольких скважин (1474, 1279) Березовского страторайона (Величkevич и др., 1993) и др.

В обобщенном виде смена фаз растительности на территории Беларуси в течение беловежского межледниковья выглядит следующим образом: *bl*₁ – березово-хвойные (березово-лиственничные – елово-сосновые) и хвойно-березовые леса;

bl₂ – сосново-березовые леса с примесью лиственницы, ели, ольхи, широколиственных пород и орешника; bl₃ – смешанные широколиственно-хвойные (дубово-вязово-сосновые) леса с примесью березы и ольхи; bl₄ – широколиственные (дуб, вяз, липа, клен, ясень) леса с сосной, березой, елью или широколиственно-хвойные леса с подлеском из орешника и ольшаниками на пониженных и увлажненных местах; bl₅ – широколиственно-елово-пихтовые леса с обильным подлеском из орешника, ольшаники; bl₆ – сосновые или елово-сосновые леса с участием березы, ольхи и широколиственных пород (дуб, вяз, липа); bl₇ – сосновые и сосново-еловые леса с примесью березы; bl₈ – хвойно-мелколиственные (сосна, ель, лиственница, пихта, береза) леса. Увеличение роли травянистых ассоциаций.

Пыльцевые диаграммы беловежского межледниковья отличаются от диаграмм всех других межледниковых интервалов плейстоцена значительным участием в раннемежледниковую фазу пыльцы *Larix* (до 14%) и *Picea* (до 12%); неодновременным появлением пыльцы широколиственных пород: сначала в существенном количестве отмечаются пыльцевые зерна *Quercus* и *Ulmus*, а позднее – одновременно *Tilia* (до 12%) и *Corylus* (до 70%); преобладанием пыльцы *Quercus* (до 61%) и *Ulmus* (до 41%) среди широколиственных пород на всех этапах климатического оптимума; максимальным, по сравнению со всеми другими межледниковьями, содержанием пыльцы *Ulmus* во время климатического оптимума, которая иногда превалирует среди широколиственных пород, превышая даже количество пыльцы *Quercus*; появлением пыльцы *Alnus* (макс. 33%) одновременно с *Quercus* и *Ulmus* либо позднее, вместе с *Tilia* и *Corylus*; присутствием (иногда значительным, особенно в юго-западных разрезах) пыльцы темнохвойных пород *Abies* (1–4.5%, макс. 8%) и *Picea* (1–3.5%, макс. 22%) в заключительной фазе климатического оптимума при одновременно высоком содержании пыльцы широколиственных пород, орешника и ольхи; отсутствием пыльцы *Scirpinus* либо незначительным ее участием.

Высокая степень сходства наблюдается при сравнении спорово-пыльцевых диаграмм беловежского межледниковья Беларуси с диаграммами мучапского (глазовского оптимума) межледниковья Русской равнины (Гричук и др., 1961; Красненков, Писарева, 1977; Бирюков, Валуева, 1981; Красненков и др., 1981; Маудина, Еремينا, 1982; Холмовой и др., 1984; Валуева и др., 1985; Бирюков и др., 1992) и др. Это сходство касается как систематического состава компонентов спектров, так и выявленных пыльцевых зон и фаз развития растительности. Имеющиеся отличия, как правило, невелики и обусловлены различным географическим положением сравниваемых районов. Так, например, на диаграммах центральных

районов Русской равнины отсутствует пыльца *Abies*, характерная для заключительной части климатического оптимума в белорусских (особенно западных) разрезах; заметно меньшую роль играет пыльца *Corylus*, достигающая 70% на территории Беларуси; несколько ниже содержание пыльцы *Ulmus*, количество которой в оптимуме беловежского межледниковья иногда превосходит содержание *Quercus*.

Выявленные особенности спорово-пыльцевых диаграмм беловежского межледниковья Беларуси характерны для диаграммы фердинандовского типа (фазы 1–5) – опорного разреза фердинандовского интергляциала Польши (Janczyk-Kopikowa, Mojski, Rzechowski, 1981), а также для диаграмм других одновозрастных разрезов Польши: Luków, Falecice, Bialobrzegow (профили 71, 84, 98), "Buczyna pod brukiem" (Sobolewska, 1969; Lindner et al., 1991; Janczyk-Kopikowa, 1991 и др.). Однако в отличие от белорусских разрезов в осадках фердинандовского интергляциала наряду с высоким содержанием пыльцы таких темнохвойных пород, как *Abies* и *Picea*, отмечена еще и пыльца *Taxus*, *Celtis* и *Ilex*, хотя ее количество невелико и вполне объяснимо некоторой разницей в географическом положении сравниваемых разрезов. В целом же на палинологических диаграммах рассматриваемого межледникового интервала белорусских и польских разрезов прослеживаются практически одни и те же фазы развития растительности, закономерно сменяющие одну другую в определенной (одинаковой) последовательности, что свидетельствует об их одновозрастности.

Несомненное сходство спорово-пыльцевых диаграмм беловежского межледниковья обнаруживают также с диаграммами артернского межледниковья разреза Фойгштедт в Германии (Erd, 1973, 1978). Однако по сравнению с белорусскими разрезами в спектрах упомянутого выше германского разреза в заметном количестве (до 5%) присутствует пыльца *Taxus*, но меньшую роль играет *Corylus*. Беловежское межледниковье коррелируется с жидинским межледниковьем Латвии, отнесенным к раннему плейстоцену (Даниланс и др., 1964; Даниланс, 1973; Кондратене и др., 1985). Спорово-пыльцевая характеристика отложений разреза Жидины (глуб. 146.6–152.7 м) тождественна таковой беловежских разрезов Беларуси.

Семенные флоры беловежского межледниковья Беларуси, кроме уже рассмотренных разрезов, изучены в обнажениях Костеша, Николаево, Обухово, Мотоль и в скважинах 1382 (Сигневичи), 13Б и 55Б (Красная Дуброва, нижняя толща сапропелитов), 5 (Рассвет) и 41 (Чкалово). Они обладают рядом характерных палеофлористических признаков (Величkevич, 1982; Якубовская, 1986; Величkevич и др., 1993). Прежде всего в большой и разнообразной группе древесных пород и кустарников, по которым воспроизводятся смешанные хвойно-широколиственные сообще-

ства, заметно преобладание хвойных и в первую очередь *Larix decidua* Mill., остатки которой обычны не только в периферических фазах межледниковья, но и в отложениях его климатического оптимума. В лесных сообществах беловежского времени заметную роль играла сосна, представленная обычной европейской *Pinus sylvestris* L. Остатки *Picea*, как правило, малочисленны, особенно в отложениях климатического оптимума. Зато наряду с обычным, широко распространенным видом *Picea abies* (L.) Karst. изредка встречается вымерший вид *P. omoricoides* Web., родственник современной сербской ели *P. omorica* Panz., имеющей точечный ареал в горах Сербии. В отложениях раннемежледниковых фаз некоторых разрезов (Нижнинский Ров, Костеша) установлены остатки еще одного вида *Picea*, внешне очень сходного с сибирской *P. obovata* Ldb., хотя это может быть какой-то особый вид из секции *Picea*. Широколиственные породы представлены обширным набором современных видов *Acer*, *Tilia*, *Fraginus*, *Quercus*. Однако их остатки даже в оптимальных слоях сравнительно немногочисленны.

Флора травянистых растений беловежского межледниковья насчитывает свыше 200 таксонов и является наиболее богатой и разнообразной среди межледниковых флор Беларуси. Наряду с преобладанием в растительных сообществах современных видов, здесь выделяется довольно значительная группа экзотов, как унаследованных от более ранних (плиоценовых, эоплейстоценовых) флор, так и выработанных в процессе эволюции самой раннеплейстоценовой флоры. Группа травянистых экзотов беловежского времени выглядит следующим образом: *Sparganium* cf. *stenophyllum* Maxim., *Potamogeton sarjanensis* Wielicz., *P. panormitanoides* Dorof., *Caulinia macrosperma* Wielicz., *C. interglacialis* Wielicz., *Stratiotes brevispermus* Wielicz., *Scirpus atroviroides* Dorof., *Carex paucifloroides* Wielicz., *Brasenia borysthena* Wielicz., *Euryale byelorussica* Wielicz., *Nymphaea cinerea* Wielicz., *Aldrovanda borysthena* Wielicz., *Hypericum pleistocenicum* Wielicz. Наиболее характерны для беловежских флор такие виды, как *Brasenia borysthena* Wielicz. s.s., *Caulinia macrosperma* Wielicz., *Euryale byelorussica* Wielicz., *Potamogeton sarjanensis* Wielicz., *Aldrovanda borysthena* Wielicz., остатки которых либо вообще не встречены до сих пор в отложениях другого возраста, либо известны во флорах соседних межледниковий в виде единичных находок, имеющих к тому же те или иные отклонения в основных морфологических признаках от типичных. Для беловежских флор в целом малохарактерны такие вымершие виды, как *Azolla interglacialis* Nikit., обычный в более молодых, александрийских флорах, *Caulinia interglacialis* Wielicz., также более характерный для других среднеледниковых флор, сравнительно редко встречаются *Stratiotes brevispermus* Wielicz., *Euryale*

byelorussica Wielicz. От более древних межледниковых флор корчевского типа беловежские флоры отличаются ярко выраженным межледниковым обликом и разнообразием бразениевого комплекса, от более поздних, могилевских, а тем более александрийских – существенно иным набором экзотов, иным обликом воспроизводимой растительности.

Среди семенных флор мучкапского межледниковья Центральных районов Русской равнины наиболее близки к беловежским флоры глазовского оптимума, изученные по единой методике в разрезах Дроновка и Игнатково-Смоленской, Шапково-Тверской, Глазово-Калужской, Акулово-Московской областей (Величкевич, 1982), в Рославльском страторайоне (Бирюков и др., 1992), в Польнолапинской группе погребенных озер (Валуева и др., 1985) и ряде других менее полных разрезов.

В Польше для разрезов фердинандовского межледниковья палеокарпологических данных мало, однако непосредственное сличение коллекции из Фердинандова с беловежскими флорами Беларуси показало наличие многих общих экзотов.

Диатомовая флора беловежского межледниковья Беларуси, помимо упомянутых выше разрезов, изучена в разрезах скв. 13Б и 55Б у д. Красная Дуброва (нижняя толща сапропелитов), скв. 41 у д. Рассвет и скв. 5 у д. Чкалово (Хурсевич, Логина, 1986). Она насчитывает в своем составе 275 видов и внутривидовых таксонов и характеризуется следующими возрастными критериями: а) высоким содержанием вымерших плиоцен-плейстоценовых форм (*Cyclotella radiosa* var. *plio-caenica* (Krasske) Håkansson – до 30% и *C. radiosa* var. *lichvinensis* (Jousé) Log. – до 25%); б) значительным участием видов-индикаторов беловежского межледниковья (*Cyclotella reczickiae* Churs. et Log. – до 11%, *Stephanodiscus determinatus* Churs. – до 16%, *S. styliferum* Churs. – до 2%, *S. raripunctatus* Churs. et Log. – до 17%, *Navicula variabilis* Churs. et Log. – до 3.4%, *N. jentzschii* f. *kuptzoviae* Churs. – 4.1%); в) высокой численностью таксонов, впервые выделенных в составе беловежской флоры (*Cyclotella reczickiae* var. *diversa* Log. – до 46%, *Stephanodiscus peculiaris* Churs. – до 22%), но сохранившихся также в лихвинской и микулинской флорах; г) интенсивным развитием *Stephanodiscus niagarae* var. *insuetus* Churs. et Log. – до 35%, вымершего к концу среднего плейстоцена, и переходных форм от *S. niagarae* var. *insuetus* Churs. et Log. к *S. rotula* (Kütz.) Hendey.

Выявленные отличительные особенности беловежской диатомовой флоры Беларуси позволяют уверенно сопоставлять ее с мучкапской флорой диатомовых водорослей таких разрезов центральных районов России, как Польное Лапино и Тамбов в бассейне Дона, Бибирево в Ярославско-Костромском Поволжье, Подрудный в Верхнем Приднепровье и Балашиха в бас-

Корреляция стратиграфических схем среднего плейстоцена Беларуси и других стран

Беларусь (Величkevич и др., 1996)			Центральные районы Рос- сии (Бреслав и др., 1992)		Польша (Mojski, 1993)	Голландия (Zagwijn, 1985)		
	Днепровский		Московский		Среднепольский (Одра)	Заале		
Мезоплейстоцен	Александрийский		Лихвинский		Мазовецкий	Голштейн		
	Березинский		Мичуринский	Окский	Вилга (Сан II)	Эльстер		
	Могилевский			Мучкапский	Фердинандовский	Кромер	Интергляциал IV	
	Нижнинский							
	Беловежский							
	Минский	Ясельдинский		Донской	Южнопольский			
		Корчевский	Южно- роневский	Ильинский	Пшасныш		Гляциал С	
		Наревский		Покровский	Нарев		Интергляциал III	
	Эоплейстоцен			Петропав- ловский				Гляциал В
						Интергляциал II		
						Гляциал А		
			Эоплейстоцен		Эоплейстоцен	Эоплейстоцен		
						Интергляциал I		

сейне верхней Оки (Анциферова, 1987, 1991). Сходство сравниваемых флор выражается в том, что указанные выше виды и разновидности диатомей, показательные для определения возраста и целей корреляции, обнаружены практически во всех названных разрезах. Различия в количественном содержании отдельных показательных и доминантных форм по разрезам связаны с различной фациальной принадлежностью осадков и разнотипностью изученных палеоводоемов.

Диатомовая флора беловежских разрезов Беларуси сопоставима также с флорой диатомей разреза Жидини (глуб. 146.6–152.7 м) в Южной Латвии (Хурсевич, 1984; Кондратене и др., 1985). В составе флор этих разрезов присутствуют общие для них вымершие реликты плиоцена из рода *Cyclotella* (Kütz.) Gréb. и типичный пока только для беловежского межледникового вид *Cyclotella reczickiae* Churs. et Log. Своеобразие жидиньской флоры диатомовых водорослей придает миоценовый реликт *Cyclostephanos costatus*, населяющий ныне водоемы Восточной Сибири; беловежской флоры – некоторые виды-индикаторы характеризующего отрезка времени из рода *Stephanodiscus* Ehr.

Наконец, диатомовая флора беловежского межледникового Беларуси имеет определенное сходство с флорой диатомей разреза Фердинандов (глуб. 43.7–51.7 м) на территории Польши (Хурсевич и др., 1990). Одновозрастность упомянутых выше флор подтверждается высоким процентным содержанием общих форм (87.9%), сходным составом доминантных и вымерших таксонов (*Cyclotella radiosa* var. *plioaenica* (Krasske) Håkansson, *C. radiosa* var. *lichvinensis* (Jousé) Log.,

C. reczickiae Churs. et Log. var. *reczickiae* et var. *diversa* Log., *Stephanodiscus niagarae* var. *insuetus* Churs. et Log., *S. peculiaris* Churs., *Navicula variabilis* Churs. et Log.). Кроме того, виды *Cyclotella* (в том числе *C. cf. reczickiae* Churs. et Log.) изобилуют в разрезе Белхатов, а *Stephanodiscus rotula* (Kütz.) Hendey / *S. niagarae* Ehr. комплекс – в разрезе Подлещув, которые также относятся к фердинандовскому интергляциалу (Marciniak, 1990). Таким образом, проведенное сопоставление диатомовых флор свидетельствует о достаточно четкой корреляции беловежского межледникового с мучкапским межледниковым интервалом центральных районов России, жидиньским интергляциалом Латвии и фердинандовским интергляциалом Польши (таблица).

Нижнинский горизонт

О наличии в послебеловежское время перигляциальной обстановки, напоминающей современную тундровую, свидетельствуют данные прежде всего спорово-пыльцевых исследований многих разрезов Беларуси. В голостратотипическом разрезе нижнинского оледенения Нижнинский Ров Л.Н. Вознячук (1985) по материалам Н.А. Махнач выделил два горизонта похолодания и горизонт интерстадиального потепления. К такому же выводу пришла и О.П. Кондратене, получившая для стадиальных похолоданий еще более четкую характеристику сурового, субарктического климата (Кондратене, Санько, 1985). Весьма детально отложения нижнинского времени расчленены по спорово-пыльцевым данным

Т.Б. Рыловой в скв. 1474 у д. Голицы в Березовском страторайоне (Величкевич и др., 1993). Оба стадияльные и интерстадияльные горизонты этого разреза получили собственные названия и палинологическую характеристику. Анализ материалов Н.А. Махнач (Цапенко, Махнач, 1966) по разрезу скв. 21 у д. Углы на р. Березине между Бобруйском и Паричами позволил недавно установить в надбеловежских слоях даже два интерстадияльных отрезка времени и соответственно три стадияльных похолодания. Перигляциальная обстановка нижнинского времени отчетливо воспроизводится и в разрезе Красная Дуброва Речицкого района (скв. 55Б) по данным спорово-пыльцевых (Махнач, Рылова, 1986) и диатомовых (Хурсевич, Логинова, 1986) исследований.

Отложения нижнинского оледенения хорошо сопоставляются с аналогичными образованиями соседних стран, в частности с горизонтом "промежуточного похолодания" ряда разрезов Рославльского страторайона России, где обнаружены элементы тираспольского фаунистического комплекса (Бирюков и др., 1992), а также со слоями с "холодными" спорово-пыльцевыми и диатомовыми комплексами разреза Жидини в Латвии (Кондратене и др., 1985). Здесь также установлено интерстадияльное потепление. Существенное похолодание, разделяющее два межледниковья, отражено на спорово-пыльцевых диаграммах фердинандовского типа разреза Białobrzegów (Janczyk-Kopikowa, 1991).

Данные комплексного палеоботанического изучения отложений нижнинского горизонта свидетельствуют о том, что даже на юге Беларуси зафиксированы признаки безлесной, тундроподобной обстановки, т.е. общее похолодание климата этого времени было довольно значительным, хотя моренные образования во всех упомянутых разрезах не установлены. По мере накопления фактического материала по отложениям нижнинского типа, особенно в северо-западных районах Восточно-Европейской равнины, находки настоящей морены вполне вероятны.

Могилевский горизонт

Разрезы могилевского межледниковья юго-запада Беларуси по палеоботаническим данным хорошо сопоставляются с одновозрастными отложениями из других районов республики, хотя степень сложности изучения некоторых из них в силу объективных причин различна. Так, например, в стратотипическом разрезе этого межледниковья – обнажении Нижнинский Ров остатки диатомовых водорослей отсутствуют, зато им принадлежит ведущая роль в разрезе Красная Дуброва, а корреляция разреза Пушкири в Витебской области целиком опирается на палеокарпологические данные.

Среди многочисленных спорово-пыльцевых диаграмм, выполненных Н.А. Махнач, Я.К. Еловичевой, О.П. Кондратене, Т.Б. Рыловой по материалам из Нижнинского Рва, наиболее полную картину развития растительности в течение могилевского межледниковья отражает диаграмма из расчистки 2 (Кондратене, Санько, 1985). Для собственно межледниковых слоев выделены четыре пыльцевые зоны (XII–XV) такого состава: XII – береза–лиственница–сосна; XIII – дуб–вяз–липа; XIV – граб–дуб–вяз–липа–ель–сосна; XV – береза–сосна–лиственница. Следует отметить, что на различных диаграммах, полученных из обнажений и буровых скважин, не прослеживается однозначной последовательности появления и кульминации пыльцы древесных пород. Различаются они и по количественной характеристике определенных спектров. На одних диаграммах широколиственные породы *Alnus* и *Corylus* появляются практически одновременно, на других раньше появляется и кульминирует *Quercus*, на третьих – *Carpinus*. Иногда в спектрах явно преобладает пыльца *Quercus*, в других – пыльца *Carpinus*. В целом создается впечатление, что ни в одном из разрезов, вскрывших могилевскую толщу Нижнинского Рва, полный климатический оптимум, а тем более все межледниковье, не зафиксированы.

В разрезе Красная Дуброва (скв. 13Б) могилевскому межледниковью соответствует один спорово-пыльцевой комплекс с тремя подкомплексами (Махнач и др., 1982; Махнач, Рылова, 1986). Сосново-березовые леса начала межледниковья сменились сосново-елово-березовыми с примесью широколиственных пород и ольшаниками (подкомплекс 5а). Термический оптимум межледниковья (подкомплекс 5б) характеризуется довольно значительным содержанием пыльцы широколиственных пород (*Quercus* – до 18%, *Tilia* – 4.5%, *Ulmus* – 9%, *Fraxinus* – 2%, *Carpinus* – 1.5%), *Alnus* – 40%, *Corylus* – 22% и соответствует времени распространения хвойно-широколиственных лесов и ольшаников. Подкомплекс 5в свидетельствует о развитии сосновых и сосново-еловых лесов с незначительной примесью широколиственных пород. В разрезе скв. 55Б, расположенной в 400 м от первой, в отложениях климатического оптимума (подкомплекс 5б) содержание пыльцы *Carpinus* достигает 31%, *Quercus* – 9, *Ulmus* – 4, *Tilia* – 3, *Alnus* – 18, *Corylus* – 6, причем сначала появляется пыльца *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, а позднее – *Carpinus*, *Alnus*, *Corylus*.

В центральных районах России спорово-пыльцевые спектры могилевского межледниковья хорошо сопоставляются с конаховскими из разреза скважины 420 (Бирюков и др., 1992), а на территории Польши – с разрезами *Ferdynandow* (Janczyk-Kopikowa, 1975) и *Białobrzegów* (Janczyk-Kopikowa, 1991; prof. 71, 84, 98).

Два межледниковых горизонта, соответствующие беловежскому и могилевскому, разделенные "холодными" слоями, установлены и в разрезе Жидини (Кондратете и др., 1985) на юге Латвии. Для верхнего межледникового интервала здесь характерно преобладание пыльцы хвойных (*Pinus* – 25–40%, *Picea* – 10–39%). Среди широколиственных (в сумме 15–32%) доминирует *Carpinus* (до 25%), пыльцы *Corylus* немного (2–7%), *Alnus* – 10–12, максимум 29%. Присутствуют экзоты: *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Carpinus* sp. (экзот), а также *Celtis*, *Ligustrum*, *Vitis*, *Osmunda*, *Salvinia*, большинство из которых характерны и для одновозрастных белорусских разрезов.

Вероятным аналогом семенных флор могилевского межледникового является флора разреза Пушкари в Витебской области (Величkevич, Санько, 1993), однако эта точка зрения базируется только на палеокарпологических данных и разделяется не всеми авторами настоящей работы. Флора этого разреза довольно фрагментарна (48 таксонов) и содержит немного экзотов, однако в ней представлен характерный для могилевского времени *Carpinus betuloides* Wielicz., а также *Nymphaea cinerea* Wielicz., *Ranunculus sceleratoides* Nikit.; экзотические *Lemna* sp., *Rubus* cf. *occidentalis* L., что свидетельствует о ее бесспорной древности.

В центральных районах России могилевским флорам соответствуют семенные комплексы конаховских слоев. Сложнее решить вопрос о корреляции отложений Смоленского Брода (Вазнячук и инш., 1979), которые по палеокарпологическим данным хорошо сопоставляются с верхней флорой Смолярки, а через нее и со всей группой могилевских флор, но по спорово-пыльцевой характеристике имеют ряд существенных отличий. Межледниковые образования Смоленского Брода залегают в обнажении. Они долго и тщательно изучались специалистами различного профиля и, может быть, поэтому их трудно сопоставлять с более или менее фрагментарными биостратиграфическими комплексами из буровых скважин. Подобная картина наблюдается и при корреляции разреза Нижнинского Рва, о противоречивости различных диаграмм которого уже упоминалось. Вероятно, эти особенности – предмет специальных исследований в будущем.

Семенная флора могилевского горизонта Нижнинского Рва характеризуется обилием остатков *Carpinus* cf. *betuloides* Wielicz., *Hypericum pleistocenicum* Wielicz., *Brasenia borysthena* Wielicz. s.s., менее представительны *Aldrovanda borysthena* Wielicz., *Nymphaea cinerea* Wielicz. и некоторые другие экзоты. Сформировавшись на основе преимущественно болотных ценозов, эта флора содержит немного типично водных растений (*Azolla*, *Caulinia*, *Potamogeton* и др.), среди которых вы-

делено наибольшее число древних, вымерших видов; однако по наличию характерных форм и степени эволюционной продвинутой многих обычных видов сопоставление нижнинской флоры с другими флорами могилевского типа вполне правомерно.

Диатомовая флора могилевского межледникового интервала кроме разреза Ятвезь выявлена в разрезе скв. 13Б у д. Красная Дуброва (глуб. 26.2–28.0 м) и содержит несколько иной комплекс доминантных видов. Ведущая роль во флоре принадлежит планктонным видам *Aulacoseira* и *Stephanodiscus*. Численность *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Sim. колеблется в пределах 30–50% (максимум 74%), *A. italica* (Ehr.) Sim. – 9–50%. Среди видов *Stephanodiscus* превалирует вымерший *S. niagarae* var. *insuetus* Churs. et Log. (до 17%). Постоянно, хотя и в небольшом количестве, присутствуют *S. rotula* (Kütz.) Hendey (до 3.4%), *S. parvus* Stoermer et Håkansson (0.5–1.5%). Однако отсутствует такой типичный для более древнего беловежского межледникового вид, как *S. styliferum* Churs. Численность видов *Cyclotella* не превышает 5–9%. Причем *C. radiosa* var. *pliocenica* (Krasske) Håkansson представлена во флоре лишь единичными экземплярами, а *C. reczickiae* Churs. et Log. вообще не обнаружена. Из других планктонных видов диатомей заметное участие в составе флоры принимают *Asterionella formosa* Hassal (4–5%) и *Fragilaria crotonensis* Kitt. (2–7%).

За пределами Беларуси диатомовая флора, соответствующая могилевскому межледниковому интервалу, встречена в разрезе Жидини (Латвия) на глубине 131.3–134.5 м. В ней господствуют представители планктонного рода *Stephanodiscus* Ehr. и прежде всего вымерший вид *S. niagarae* var. *insuetus* Churs. et Log. (до 58%), а также *S. minutulus* (Kütz.) Cleve et Möller (10–35%), *S. parvus* Stoermer et Håkansson (до 35%) и др. Виды *Aulacoseira* обнаружены в количестве 13–42%. Виды же *Cyclotella* немногочисленны.

Флора диатомей характеризуемого межледникового пока фрагментарна и требует дальнейших поисков ее местонахождений и кропотливых исследований.

ВЫВОДЫ

Выполненные палинологические, палеокарпологические и диатомовые исследования разрезов скв. 2Г у д. Борки, скв. 6 у д. Ятвезь и скв. 3 у д. Смолярка, расположенных на юго-западе Беларуси, позволили существенно дополнить палеоботанические характеристики беловежского, нижнинского и могилевского горизонтов плейстоцена рассматриваемого региона, выявить характерные особенности их спорово-пыльцевых диаграмм, семенных и диатомовых флор и обоснованно под-

твердить доалександрийский, а точнее доберезинский возраст этих горизонтов. По совокупности палеоботанических данных доказана одновозрастность беловежских межледниковых отложений и осадочных образований "нижнего оптимума" шкловского межледниковья.

Беловежский, нижнинский и могилевский горизонты изученных разрезов скоррелированы с мучкапским (рославльским) горизонтом центральных районов России, жидинским горизонтом Латвии и фердинандовским Польши. Березинский горизонт, перекрывающий могилевский, сопоставлен с окским ледниковым горизонтом центральных районов России, дайнавским Латвии и горизонтом вильга Польши. Согласно новой стратиграфической схеме плейстоцена Беларуси (Величkevич и др., 1995), все упомянутые выше горизонты являются среднеплейстоценовыми. Нижняя граница среднего плейстоцена в предложенной схеме проводится по подошве древнейших ледниковых отложений наревского горизонта, т.е. вблизи границы Брюнес-Матуяма, а верхняя – по подошве ледниковых образований днепровского горизонта.

Исследования, описанные в этой публикации, были поддержаны грантом MWL 300 Международного научного фонда и Правительства Республики Беларусь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анциферова Г.А. Раннеплейстоценовая (мучкапская) диатомовая флора центральных районов Восточно-Европейской равнины, ее стратиграфическое и палеогеографическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Таллинн: Институт геологии АН ЭССР, 1987. 24 с.
- Анциферова Г.А. Флора диатомей нижнеплейстоценовых (мучкапских) отложений // Альгология. 1981. Т. 1. № 1. С. 104–108.
- Бирюков И.П., Валуева М.Н. Разрез рославльских межледниковых отложений у д. Дроновка Сафоновского района Смоленской области // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена европейской части СССР. М.: Геологический фонд РСФСР, 1981. С. 39–50.
- Бирюков И.П., Агаджанян А.К., Валуева М.Н. и др. Четвертичные отложения рославльского стратотипического района // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Институт географии РАН, 1992. С. 152–180.
- Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Величко А.А. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Институт географии РАН, 1992. С. 8–36.
- Вознячук Л.М., Махнач Н.А., Санько А.Ф. и др. Міжледавіковыя адклады ўрольчышча Смаленскі Брод на Заходняй Дзвіне ў Воляжскім раёне Смаленскай вобласці // Новае ў геалогіі антрапагену Беларусі. Мінск: Навука і тэхніка, 1979. С. 64–79.
- Валуева М.Н., Дорофеев П.И., Иосифова Ю.И. и др. Польнолапинское межледниковое озеро – уникальный объект нижнего плейстоцена Дона // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1985. № 54. С. 40–65.
- Величkevич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982. 239 с.
- Величkevич Ф.Ю. О новой находке флоры шкловского типа в Беларуси // Докл. АН БССР. 1985. Т. 29. № 4. С. 363–366.
- Величkevич Ф.Ю., Рылова Т.Б. О новой находке раннеплейстоценовой флоры на юго-востоке Белоруссии // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 11. С. 1014–1017.
- Величkevич Ф.Ю., Рылова Т.Б., Санько А.Ф., Феденя В.М. Березовский стратотипический плейстоцена Белоруссии. Минск: Наука и техника. 1993. 148 с.
- Величkevич Ф.Ю., Санько А.Ф. Витебское межледниковье Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. М.: Наука, 1993. Т. 1. № 3. С. 120–124.
- Величkevич Ф.Ю., Санько А.Ф., Рылова Т.Б. и др. Стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 75–81.
- Вознячук Л.Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии // Материалы по антропогену Белоруссии. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. С. 159–217.
- Вознячук Л.Н. Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений // Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 137–151.
- Вознячук Л.Н. Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 8–55.
- Вознячук Л.Н., Грипинский Н.М., Пузанов Л.Т. Четвертичная система // Геология СССР. Т. III. М.: Недра, 1971. С. 231–291.
- Горецкий Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых отложений (на примере Белорусского Понеманья). Минск: Наука и техника, 1980. 288 с.
- Горецкий Г.И., Гурский Б.Н., Еловичева Я.К. и др. Нижнинский Ров (стратотипический разрез шкловского межледниковья Белоруссии). Минск: Наука и техника, 1987. 273 с.
- Гричук В.П., Моносзон М.Х., Шик С.М. Об отложениях одиновской (днепровско-московской) межледниковой эпохи у д. Глазово // Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961. С. 69–74.
- Гурский Б.Н. Нижний и средний антропоген Белоруссии. Минск: Наука и техника. 1974. 143 с.
- Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. Рига: Зинатне, 1973. 312 с.
- Даниланс И.Я., Дзилна В.Я., Степле В.Я. Разрез Жидины // Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1964. Т. 3. С. 63–140.
- Еловичева Я.К. Шкловские (рославльские) межледниковые отложения Белоруссии и смежных территорий. Минск: Наука и техника, 1979. 184 с.

- Кондрантене О.П., Санько А.Ф. Условия залегания и палинологическая характеристика межледниковых отложений в овраге Нижнинский Ров // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 101–124.
- Кондрантене О.П., Хурсевич Г.К., Логинова Л.П. Биостратиграфическое обоснование возраста озерной толщи разреза Жидини // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 86–101.
- Красненков Р.В., Валуева М.Н., Шулешкина Е.А., Майорова Ю.И. Польное Лапино – опорный разрез надморенных нижнечетвертичных (кромерских) отложений в бассейне Дона // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена европейской части СССР. М.: Геологический фонд РСФСР, 1981. С. 11–23.
- Красненков Р.В., Писарева В.В. Новый разрез рославльских межледниковых отложений в хуторе Нижнедолговском (Волгоградская обл.) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 5. С. 1154–1157.
- Логойко А.Т., Еловичева Я.К. О разрезе межледниковых отложений у д. Костеши Любанского района Минской области // Стратиграфия и палеогеография антропогена. Минск: Наука и техника, 1975. С. 79–89.
- Маудина М.И., Еремина А.В. Новые данные об озерных отложениях Тамбовского рва // Пограничные горизонты неогена и антропогена территории КМА и Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1982. С. 80–89.
- Махнач Н.А. Стратиграфическое значение растительности раннего и начала среднего антропогена Белоруссии // Материалы по антропогену Белоруссии. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. С. 116–158.
- Махнач Н.А. Разрез раславльских (одинцовских, днепровско-московских) межледниковых отложений у г. п. Старобина // Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск: Наука и техника, 1966. С. 8–12.
- Махнач Н.А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск: Наука и техника, 1971. 313 с.
- Махнач Н.А., Рылова Т.Б. Стратиграфическое расчленение древнеозерных плейстоценовых отложений Речицкого Приднепровья // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1986. С. 56–75.
- Махнач Н.А., Хурсевич Г.К., Логинова Л.П., Богомолова Л.Н. Новые палеоботанические исследования древнеозерных плейстоценовых отложений разреза Красная Дуброва // Неогеновые отложения Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1982. С. 37–53.
- Рылова Т.Б. Палинологическая характеристика и корреляция двух межледниковых горизонтов в разрезе Смолярка Брестской области // Докл. АН БССР. 1985. Т. 29. № 3. С. 263–266.
- Рылова Т.Б., Хурсевич Г.К. Растительность и диатомовая флора нового разреза беловежского межледниковья Белоруссии // Докл. АН БССР, 1989. Т. 33. № 11. С. 1025–1027.
- Холмовой Г.В., Валуева М.Н., Анциферова Г.А. и др. Польное Лапино // Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1984. С. 116–138.
- Хурсевич Г.К. Стратиграфия плейстоценовых отложений Прибалтики по данным диатомового анализа // Палеогеография четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс: Изд-во АН Лит.ССР, 1984. С. 122–129.
- Хурсевич Г.К., Логинова Л.П. Возраст и палеогеографические условия формирования древнеозерных отложений Речицкого Приднепровья (по данным изучения диатомей) // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1986. С. 76–142.
- Хурсевич Г.К., Прибыловская-Ланге В., Логинова Л.П. Об одновозрастности диатомовых флор плейстоценовых разрезов Красная Дуброва (БССР) и Фердинандов (ПНР) // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34. № 2. С. 179–183.
- Хурсевич Г.К., Рылова Т.Б., Литвинюк Г.И. Биостратиграфическое расчленение разреза скв. 6 у д. Ятвезь на юго-западе Беларуси // Тезисы Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М.: ГИН РАН, 1994. С. 251.
- Цапенко М.М., Махнач Н.А. К стратиграфии антропогенной толщи в долине Березины // Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск: Наука и техника, 1966. С. 298–327.
- Якубовская Т.В. Строение и возраст Ведричских сечей // Плейстоцен Речицкого Приднепровья. Минск: Наука и техника, 1986. С. 142–158.
- Якубовская Т.В., Хурсевич Г.К., Рылова Т.Б. Новые данные о стратотипе беловежского межледниковья // Докл. АН БССР. 1991. Т. 35. № 3. С. 262–265.
- Erd K. Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik // Z. geol. Wiss. Berlin. 1973. Jb. 1 H. 9. S. 1087–1100.
- Erd K. Pollenstratigraphie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen // Schriftenr. geol. Wiss. Berlin. 1978. № 9. S. 99–119.
- Janczyk-Kopikowa Z. Flora interglacjalna mazowieckiego w Ferdynandowie // Biul. Inst. Geol. 1975. № 290. S. 5–50.
- Janczyk-Kopikowa Z. The Ferdynandow Interglacial in Poland // Kwartalnik Geologiczny. 1991. T. 35. № 1. S. 71–80.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechwski J. Position of the Ferdynandow Interglacial, Middle Poland in the Quaternary stratigraphy of the European Plain // Biul. Inst. Geol. 1981. № 335. P. 65–79.
- Lindner L., Marciniak B., Ziembinska-Tworzydło M. Osady interglacjalne w Falecicach wraz ich znaczenie dla stratigrafii plejstocenu w dorzeczu dolnej Pilicy (Polska środkowa) // Ann. Soc. Geol. Poloniae. 1991. V. 61. S. 231–256.
- Marciniak B. Dominant diatoms in the interglacial lake sediments of the Middle Pleistocene in Central and Eastern Poland // Hydrobiologia. 1990. V. 214. P. 253–258.
- Mojski J.E. Europa w plejstocenie // Polska Agencja Ekologiczna, Wydawnictwo PAE, Warszawa, 1993. 333 s.
- Sobolewska M. Osady interglacjalne w Zukowie na Podlasiu w swiecie analizy pyłkowej // Biul. Inst. Geol. 1969. № 220. P. 105–112.
- Zagwijn W.H. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geologie en Mynbouw. 1985. V. 64. P. 17–24.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 551.241.7(571.63)

КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

© 1997 г. В. А. Михайлов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

690022 Владивосток, Академгородок, Россия

Поступила в редакцию 20.03.95 г.

На основании анализа разрезов юго-восточного Сихотэ-Алиня (Приморье) сделан вывод о невозможности расчленения и картирования хаотических олистостромовых комплексов традиционными стратиграфическими методами. Предлагается использовать в качестве основных единиц тектоно-стратиграфические комплексы; среди которых выделены прото-, палео-, мезо- и неоавтохтон, суб-аллохтон и неоаллохтон, аллохтон-I–VIII. Для рассматриваемого района проведены их сопоставление и корреляция, выделены закономерные ряды и ассоциации, отражающие сложную историю расслоенных аккреционных призм северо-западного обрамления Тихого океана.

Ключевые слова. Сихотэ-Алинь, тектоно-стратиграфический комплекс, юрская и меловая системы, олистостромы.

ВВЕДЕНИЕ

Традиционные взгляды на геологическое строение Приморья основывались на представлении об автохтонном положении (с учетом складчатости) стратонов в структуре Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы, расчлененной на ряд структурно-формационных зон (СФЗ) с нормальной, как считалось, стратиграфической последовательностью напластования и специфической историей их развития (Беляевский и др., 1955; Геология СССР, 1969; Васильковский, 1984; Олейник, 1983; Назаренко, Бажанов, 1987). В частности, выделены Прибрежная, Восточная и Центральная СФЗ, а в последней – Партизанско-Окраинская, Ариадненская, Самаркинская и Дальнинская подзоны (рис. 1). Однако в последнее время получены новые данные, вызвавшие необходимость пересмотра сложившихся представлений не только о стратиграфии, но и о структуре и истории развития Сихотэ-Алиня в позднем палеозое–раннем-среднем мезозое. Было доказано широкое развитие юрских и ранне-меловых олистостромов с аллохтонными включениями и покровами разновозрастных тел различного состава, выдвинуто предположение о чешуйчато-надвиговой структуре Восточного Приморья, показана важная роль мезозойской аккреции в геодинамической истории Дальнего Востока (Красилов, Парняков, 1984; Голозубов, Мельников, 1986; Михайлов, 1986; Юшманов, 1986; Михайлов и др., 1987; Врублевский и др., 1988; Парняков, Маркевич, 1989; Изосов и др., 1990; Голозубов и др., 1992; Ханчук, 1993). Несмотря на это, традиционные взгляды все еще преобладают, особенно в практической геологии, а новые результаты либо искажаются, либо просто игнорируются. В частности, в решениях IV регионального стратиграфического совещания (Влади-

восток, 1991 г.) не нашло отражения широкое развитие олистостромов в Прибрежной зоне, схема меловой стратиграфии которой оставлена практически без изменений с начала 80-х годов.

Настоящая статья основана на анализе частных разрезов Восточного Сихотэ-Алиня (рис. 1). На основании их корреляции и сопоставления автор попытался показать возможность использования тектоно-стратиграфических комплексов как основных единиц при картировании расслоенных аккреционных призм обрамления Тихого океана.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Как показал А.И. Ханчук (1993), Сихотэ-Алинская система состоит из террейнов аккреционных призм средней юры–раннего мела. С востока на запад выделяются Прибрежный (Таухинский), Восточный (Журавлевский) и Центральный (Самаркинский) террейны, сложенные тектоническими единицами, в той или иной мере испытывшими горизонтальные перемещения (Голозубов и др., 1992 и др.).

Наиболее высокой степенью изученности на сегодняшний день характеризуется Прибрежный террейн, разрезы которого в восточной и западной частях имеют существенные различия (рис. 1, 2).

В восточной части, в пределах так называемого Мономаховского поднятия, видимая часть разреза начинается триас-раннемеловой тетюхинской серией (Михайлов и др., 1987), состоящей из толщ средне-позднетриасовых известняков (750 м) и толщ известняковых брекчий (260 м), охарактеризованных позднетриасовыми (по заключениям Н.К. Жарниковой и Л.М. Олейник) *Neomegalodon triquetus* и *Capnuchosphaeridae* в нижней части, юрскими (по мнению Л.Б. Тихомировой и Л.М. Олейник) *Unuma* sp., *Zhamoidellum ovum* Dum., *Zh. ventri-*

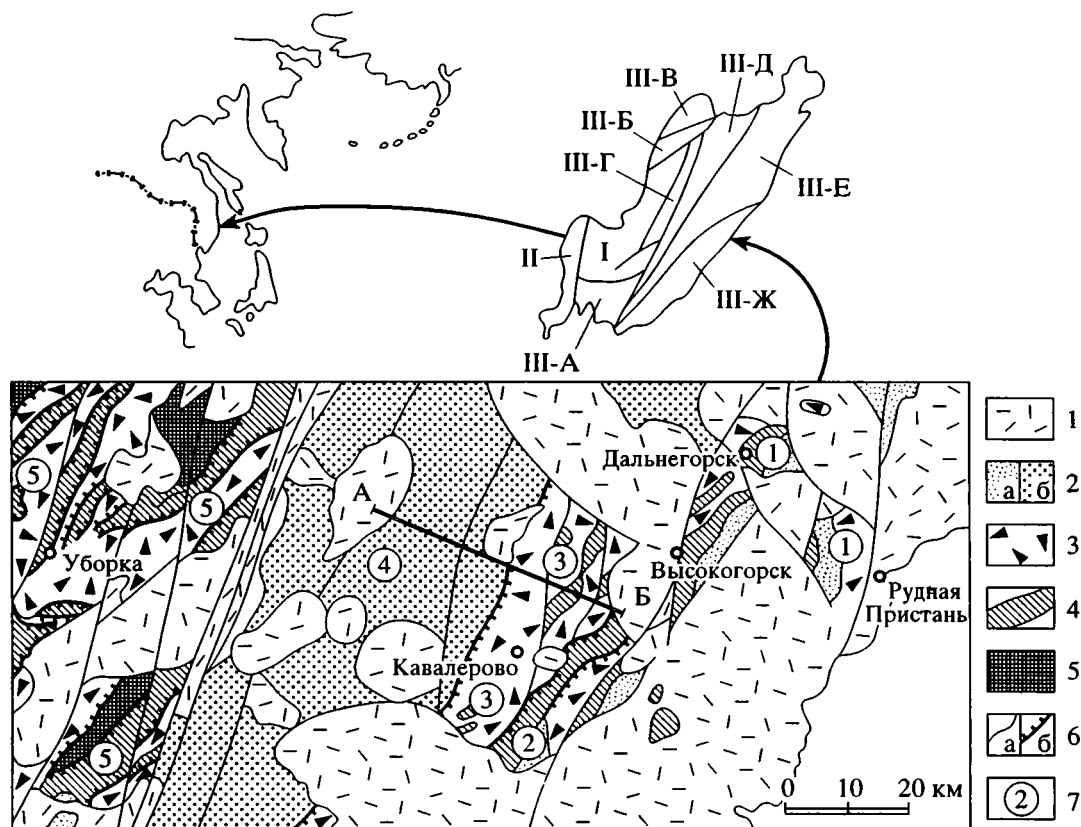
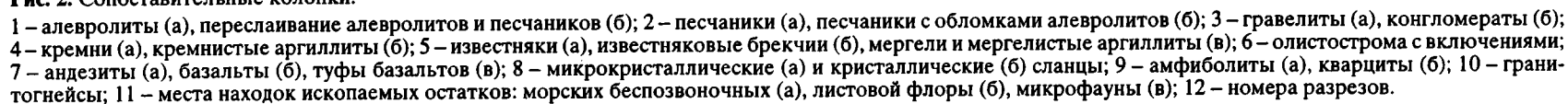


Рис. 1. Схема размещения разрезов.

1 – постаккреционные эффузивные и интрузивные комплексы; 2 – неоавтохтон (а), мезоавтохтон (б); 3 – субаллохтон; 4 – аллохтонные комплексы; 5 – палеоавтохтон; 6 – основные разломы: сдвиги и сдвиги-сбросы (а), надвиги и взбросо-надвиги (б); 7 – номера разрезов. А–Б – местоположение схематического геолого-геофизического разреза (см. рис. 3). На схеме тектонического районирования Приморского края (по В.А. Бажанову, 1986 г.) цифрами обозначены: 1 – Ханкайский срединный массив; 2 – Лаолин-Гродековская геосинклинальная складчатая система, 3 – Сихотэ-Алинская геосинклинальная складчатая система со структурно-формационными зонами: III-А – Сергеевская и Муравьево-Дунайская, III-Б – Алчанская, III-В – Бикинская, III-Г – Малиновская, III-Д – Центральная, III-Е – Восточная, III-Ж – Прибрежная.

cosum Dum., *Dicantocapsa operculi* Yao, *Cyrtocapsa Mastoidea* Yao, *Tricolocapsa ruesti* Tan., *Cyrtocapsa mastoidea* Yao, *Archaeodectyomitra apiara* (Rüst), *Tripodictya elegantissima* Vin., *Eucyrtidium ptyctum* Ried et Sanf., *Conosphaera* sp. и др. в средней, юрско-раннемеловыми и раннемеловыми *Stylosphaera* ex gr. *lanceola* (Parona), *Tripocyclia* sp. cf. *blakei* Pess., *Dictyomitra* cf. *cosmoconia* For., *Stichocapsa* cf. *biscacuminata* Rüst, *S. khaltanensis* Kh. Aliev и др. – в верхней. Взаимоотношения с подстилающими породами неизвестны. Повсеместно триасовые известняки по зонам разломов контактируют с более молодыми отложениями; известняковые брекчии, переслаивающиеся с аргиллитами, с постепенным переходом перекрывают известняки и без видимого несогласия перекрыты нижней частью олистостромовой толщи. Северо-западной, в центральной части Дальнегогорского рудного района, эти образования присутствуют исключительно в виде олистолитов и олистоплак в составе раннемеловых олистостром, слагающая “нижний” аллохтон (Юшманов и др., 1989).

Последняя играет важнейшую роль в строении восточной части Прибрежного террейна, где ее мощность достигает 1500 м. Она представлена флишеидным матриксом с признаками взмучивания и подводного оползания, в той или иной степени насыщенным (а на ряде уровней лишенным) аллохтонными глыбами, обломками и оползневыми пластинами различного состава и возраста. Матрикс содержит фрагментарные остатки раннемеловой (берриас-валанжинской) фауны *Neocomites* sp., *Nuculidae* sp., *Buchia* cf. *fisheriana* (Orb.), *B. cf. volgensis* (Lah.), *B. cf. tolli* (Sok.), *Thurmaniceras* sp. cf. *T. lenkisi* (Anderson), *Variamussium* sp., *Jotrigonia taucheana* Konovalov (определения В.П. Конавалова) и флоры *Onychiopsis* sp., *O. psilotoides* (Stokes et Webb) Ward, *Nilssonina schauburgensis* (Dunk) Nath., *N. densinervis* (Font.) Berry, *Otozamites* cf. *klipsteinii* (Dunk) Sew., *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Dicksonia arctica* (Prin.) Krassil., *D. concinna* Heer и др. (определения В.А. Красилова и С.А. Шороховой), а также раннемеловых радиолярий. Нижняя треть разреза характеризуется преобладанием флишеидных отложений;



чужеродные включения приурочены к средней, а наиболее крупные оползневые пластины — к верхней части разреза (рис. 2).

Видимая мощность последних может достигать 0.5–1 км, а прослеженная протяженность — 10–15 км. Они сложены неоднократно повторяющимися покровами горбушинской серии раннетриасового–раннемелового возраста (Михайлов и др., 1987, 1989), представляющей комплекс морских кремнистых и терригенных пород, связанных постепенными переходами. Серия подразделяется на толщу кремней раннетриасового–позднеюрского возраста (50–150 м) и терригенную толщу поздней юры–раннего мела (360 м). Толща кремней содержит последовательно сменяющие друг друга комплексы ранне-, средне- и поздне-триасовых конодонтов, средне- и поздне-триасовых радиолярий, средне- и позднеюрских радиолярий, а в терригенной толще собраны позднеюрские и раннемеловые радиолярии, а также отпечатки раннемеловых папоротников *Alsophylites nipponensis* (Oishi) Krassil. Поражает значительный стратиграфический интервал серии (ранний триас–ранний мел) при крайне небольших мощностях (410–510 м). Мощности покровов, сложенных горбушинской серией, обычно в несколько раз больше, что объясняется конседиментационным нагромождением пластин друг на друга при скольжении покровов в раннемеловое время. Как правило, аллохтонные покровы горбушинской серии тектонически перекрывают раннемеловую олистострому и трансгрессивно перекрываются берриас-валанжинскими терригенными отложениями, иногда перекрывающимися и другие уровни подстилающей олистостромы. Помимо покровов в составе олистостромы присутствуют обломки и глыбы округло-изометричной и уплощенно-вытянутой формы размером от 1–2 см до 0.5–1 км триасовых, редко пермских известняков, триас-раннемеловых известняковых брекчий, кремней и песчаников, спилитов.

Аллохтонные образования согласно перекрываются морскими терригенными отложениями, содержащими берриас-валанжинские двустворки и отпечатки растений: *Buchia* sp., *Beriasella* s. l., *Buchia terebratuloides* (Lah.), *Neocomites* sp. (определения Е.Д. Калачевой, И.И. Сей, В.П. Коновалова), *Alsophylites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Nilssonina* sp., *Onychiopsis* sp., *Podozamites* sp. (определения В.А. Красиловой, С.А. Шороховой), а также раннемеловые радиолярии *Parvicingula cosmoconica* (Foreman) и др. (определения Л.М. Олейник). Они отличаются отсутствием признаков подводного оползания и взмучивания, отсутствием чужеродных обломков, преобладанием алевролитов, сравнительной монотонностью и подчиненной ролью флишоподобных типов разрезов. Их мощность составляет 1100 м и они без видимого несогласия, но с местным размывом перекрываются толщей песчаников (1100 м) с комплексом ранневаланжинских бухий: *Buchia solida* (Lah.), *B. ex gr. visingsensis* (Sok), *B. ex*

gr. inflata (Toula), *B. cf. bulloides* (Lah.), *B. sokolovi* Bodyl и др. (определение В.П. Коновалова). Завершает доверхнемеловой разрез района 400-метровая толща конгломератов, песчаников, алевролитов с альбским *Inoceramus concentricus* Park (Геология СССР, 1969).

Юго-восточней, в южной части Кавалеровского рудного района, в бассейне р. Устиновка, разрез несколько иной (рис. 1, 2, разрез 2). Здесь на олистостромовую толщу, к верхней части которой приурочены гигантские пластины горбушинской серии, по зоне надвига налегает мегаритмичная толща (700 м) с конгломератами, гравелитами, грубозернистыми гравийными песчаниками в основании, переслаиванием песчаников и алевролитов в средней части и преобладанием алевролитов сверху. Характерной особенностью толщи является ее обогащенность комплексом ископаемой флоры и теплолюбивой мелководной фауны, что отличает ее от вышеописанных разрезов того же уровня, содержащих более глубоководные бухии.

Об изобилии флоры говорит следующий факт. В 1988 г. в одном из местонахождений на берегу р. Устиновка автор за сравнительно непродолжительное время (3–4 ч) собрал обильную коллекцию (более 1300 отпечатков) растительных остатков берриас-валанжинского уровня (определение Е.Б. Волюнец): *Equisetites* sp. (7 экземпляров), *Thinnfeldia* sp. (20), *Alsophylites nipponensis* (Oishi) Krassil. (1000), *Coniopteris* sp. (1), *C. burejensis* (Zal.) Sew. (15), *Cladophlebis* sp. (100), *Podozamites* sp. (3), *Zamiophyllum buchianum* (Ettings.) Nath. (200), *Nilssonina schauburgensis* (Dunk.) Nath. (10), *Cycadolepis* sp. (4), *Nilssonina ex gr. brongniartii* (Mant.) Nath. (17), *Otozamites klipstenii* (Dunk.) Sew. (7), *Araucarioendron* sp. (2), *Sagenopteris* sp. (2). В другом обнажении в том же районе собраны *Coniopteris arctica* (Pryn.) Samylin (100), *C. sp.* (52), *Onychiopsis psilotoides* (St. et Webb.) Ward (100), *Alsophylites nipponensis* (Oishi) Krassil. (12), *Gleichenites* sp. (11), *Cladophlebis* sp. (118), *Cl. aff. triangularis* Oishi (200), *Cl. cf. vassilevskae* Vachr. (200), *Nilssonina cf. schauburgensis* (Dunk.) Nath. (2), *Cycadales* sp. (7), т.е. около 500 отпечатков!

Эта толща без признаков несогласия перекрывается алевролитами с включениями и глыбами песчаников, кремнистых пород, кремнекlastических гравелитов и конгломератов, т.е. микститам. Палеонтологически они не охарактеризованы, стратиграфическое положение позволяет предполагать валанжинский возрастной уровень.

В центральной и восточной частях Кавалеровского рудного района (рис. 1, 2, разрез 3), по данным В.В. Голозубова (1986 г.), в основании видимой части разреза залегают (1100 м) позднеюрские пестроцветные плитчатые кремни ердагоусской свиты с прослоями базальтов, кремнисто-глинистых пород, кремнистых туффитов и пепловых туфов согласно с постепенным переходом перекрытия терригенной толщей переслаивания алевролитов и песчаников, предположи-

тельно раннемелового возраста. Состав и строение разреза здесь сходны с верхними частями разреза горбушинской серии в Дальнегорском районе. Без признаков углового несогласия либо размыва они перекрыты песчаниково-алевролитовым флишем, в котором роль алевролитов возрастает вверх по разрезу (Голозубов и др., 1992). Одновременно в составе терригенных отложений появляются ксеногенные включения и флиш постепенно переходит в олистостромовые отложения, сходные с описанными в Дальнегорском районе. Общая мощность этой части разреза достигает 2600 м. К верхней части олистостромовой толщи приурочены глыбы карбон-пермских известняков (например, знаменитая скала Арсеньева), поздне триасовых песчаников и кремней, позднелюрских-раннемеловых кремнистых пород, что отличает эти образования от таковых Дальнегорского района. В районе ручья Балаганный известен покров "горбушинских" кремней и терригенных пород, перекрывающий олистострому по относительно пологой надвиговой поверхности. Подробная характеристика этих образований приведена в работах В.В. Голозубова с соавторами (Голозубов и др., 1986, 1992; Врублевский и др., 1988).

Необходимо отметить противоречивость взглядов на тектоническое районирование этой части Сихотэ-Алинской системы, а именно, на принадлежность центральной и восточной частей Кавалеровского района к Восточной СФЗ, как считали И.И. Берсенев (Геология СССР, 1969), В.В. Голозубов и Н.Г. Мельников (именуя ее Центральной – 1986), Л.Ф. Назаренко и В.А. Бажанов (1987), А.А. Врублевский и др. (называя зону Павловско-Большеуссуринской) (1988) и др., либо к Прибрежной, по мнению Ю.Н. Олейника (1983, 1990), или Таухинскому террейну по В.В. Голозубову и др. (1992), А.И. Ханчуку (1993). Это обусловлено спецификой литологического состава этого района, отличающегося от состава разновозрастных образований как Прибрежной, так и Восточной СФЗ. Тем не менее широкое развитие микститов сближает восточную часть Кавалеровского района с Прибрежной зоной. Однако отсутствие продолжения "кавалеровских" структур к северо-востоку от Якутинской вулканоструктуры, в пределах которой нет основания предполагать значительные горизонтальные перемещения по тектоническим нарушениям северо-западного направления, мотивировало приращение их к Восточной зоне. При этом граница Прибрежной и Восточной зон проводилась по Прибрежному разлому, прослеживающемуся в виде зоны смежных надвигов от верховьев р. Устиновка до междуречья Рудная–Красная Речка.

Все противоречия, однако, снимаются, если представить восточную часть Кавалеровского района в виде гигантской аллохтонной структуры, надвинутой на структуры Восточной зоны. Ранее граница между ними представлялась в виде эшелонированной системы субмеридиональных сдви-

гов, осложненных пологими (20° – 45°) надвигами. Однако согласно данным С.И. Антиповой, проинтерпретировавшей плотностные разрезы Кавалеровского района еще в 1986 г., эта граница представляет в разрезе пологопадающую (10° – 40°) на юго-восток ослабленную зону, фиксируемую сейсморазведкой в виде совокупности отражающих площадок, в том числе с высокой акустической жесткостью, а в плотностном разрезе сопровождающуюся малоамплитудным скачком плотности (рис. 3). Она может быть представлена в виде масштабной надвиговой зоны, по которой восточная часть Кавалеровского района надвинута на Восточную зону. В свою очередь, она перекрыта аллохтоном Прибрежной зоны. Необходимо отметить, что по результатам интерпретации и машинной обработки плотностных моделей разреза, на глубине 3.5–6 км под мезозойскими осадочными образованиями Прибрежной и Восточной зон (плотность 2.65 г/см^3) залегает слой (3.5–4 км) предположительно осадочных палеозойско-мезозойских (?) образований с более высокой плотностью (2.70 г/см^3). Тем самым сравнительно незначительная мощность верхнего геолого-геофизического слоя противоречит многокилометровым (до 10–15 км) мощностям стратифицированных образований Прибрежной и Восточной зон, не оставляя для них места даже без учета складчатости и тектонического меланжа. Ниже (8–10 км) залегают высокоплотностные (2.75 г/см^3) породы, параллелизуемые рядом авторов с "гранитно-метаморфическим слоем" или продолжением структур Ханкайского массива на глубине (Василенко, Ключев, 1973 и др.).

Восточный террейн (Журавлевский – по В.В. Голозубову и др. (1992), А.И. Ханчуку (1993)) сложен терригенно-осадочными породами берриас-валанжинского и готерив-альбского возраста. Его западной границей считается Центральный разлом, сдвиговая природа которого доказана еще Б.А. Ивановым (1972).

Берриас-валанжинские отложения, развитые преимущественно в западной части террейна, представлены алевролитами, песчаниками, пачками их ритмичного переслаивания, редкими прослоями гравелитов, конгломератов, кремнисто-глинистых пород (журавлевская и ключевская свиты). Их общая мощность достигает 4500 м. Они широко охарактеризованы фауной бухий соответственно берриас-валанжинского и валанжинского возраста (Решения..., 1982).

Большая часть "зоны" сложена породами готерив-альбского возраста суммарной мощностью до 8200 м. Для разреза ее центральной части (Коппинско-Лужинская "подзона") характерно мегаритмичное строение. В основании разреза первого мегаритма залегают готеривские песчаники с редкими прослоями алевролитов усть-колумбинской свиты (1200 м), перекрытые готерив-барремскими алевролитами с прослоями песчаников приманкинской свиты (1100 м). Второй

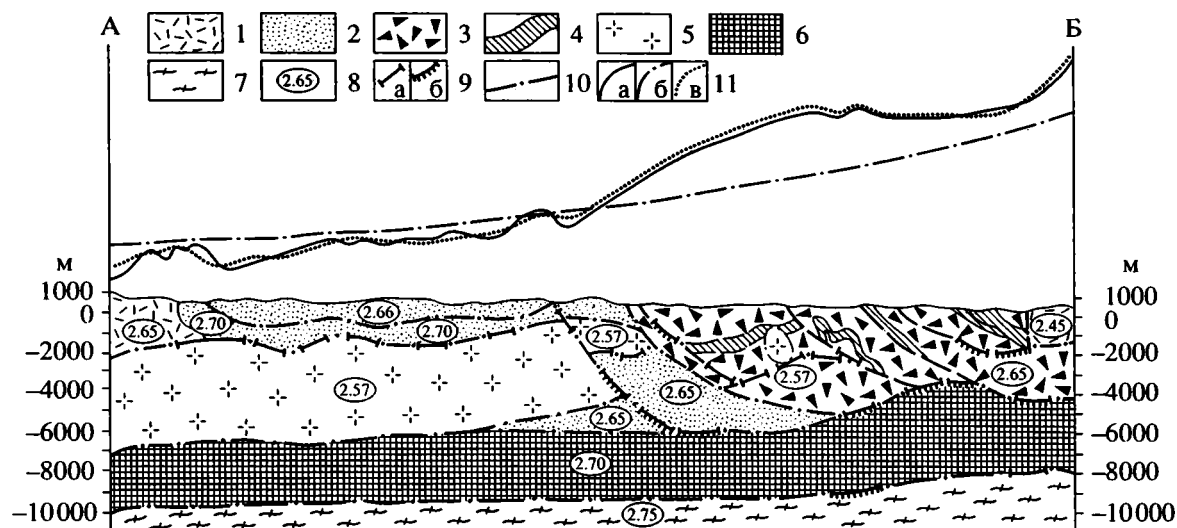


Рис. 3. Схематический геолого-геофизический разрез (местоположение см. на рис. 1).

1 – постааккреционные эффузивные и интрузивные комплексы; 2 – мезоавтохтон; 3 – субаллохтон; 4 – аллохтон; 5 – скрытые интрузии гранитоидов на глубине; 6 – палеоавтохтон; 7 – “гранитно-метаморфический слой” или протоавтохтон; 8 – средняя плотность аномалиеобразующих объектов; 9 – отражающие площадки, по данным сейсморазведки (а), в том числе с высокой акустической жесткостью (б); 10 – границы аномалиеобразующих объектов; 11 – графики наблюдаемого гравитационного поля в редукции Буге ($\sigma = 2.6 \text{ г/см}^3$) (а), расчетные значения силы тяжести (б), графики региональной составляющей силы тяжести (в).

мегаритм начинается аптскими песчаниками катаевской свиты (1300 м) и завершается альбскими алевролитами дивнинской свиты (1000 м). В качестве третьего мегаритма можно представить альбскую светловодненскую свиту, для которой характерно ритмичное переслаивание алевролитов и песчаников (1200 м). Разрез центральной части зоны завершается нижней молассой среднего–позднего альба – переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов лужинской свиты (2400 м). Вышеперечисленные отложения фрагментарно охарактеризованы фауной аммонитов, иноцерам, ауцеллин, тригоний соответствующего возраста, однако сложность тектонического строения, плохая обнаженность, слабая палеонтологическая характеристика, литологическое сходство образований различного возрастного уровня не позволяют уверенно расчленять и коррелировать турбидиты Восточного террейна, в силу чего остаются сомнения как в стратиграфической последовательности литологических единиц, так и в их мощности.

Среди терригенных пород в приустьевой части р. Колумбе известны кремни, глинисто-кремнистые породы с прослоями базальтов; в них Л.Б. Тихомировой установлен комплекс позднеюрских радиолярий, что противоречит включению этих отложений в разрез мела, как это сделано Л.Ф. Назаренко и В.А. Бажановым (1987). Литологическое сходство и близость палеонтологической характеристики позволяют считать их аналогами ердагоусской свиты Кавалеровского района. Положение в разрезе этих образований не выяснено. Округлоизометричные включения (до 100–150 м) кремней среди альбских (?) алевролитов известны

и южнее, на левобережье р. Рудная, в рудном поле Смирновского олово-полиметаллического месторождения. Ни возраст, ни соотношение с вмещающими терригенными породами этих кремней не выяснены.

Севернее пос. Дальнегорск в составе Восточной зоны выделяется Кемская подзона (Назаренко, Бажанов, 1987) или Кемский террейн (Ханчук, 1993), отличающийся развитием островодужной вулканогенно-осадочной формации апт-альбского возраста. Считается, что Кемская подзона выклинивается на южном фланге, причленяясь, с одной стороны, к Коппинско-Лужинской подзоне, с другой – к Прибрежной зоне. Однако с учетом вышеприведенных фактов по сочленению Прибрежной и Восточной зон в Кавалеровском районе не исключено продолжение структур Кемской подзоны под аллохтоном Прибрежной зоны. Это подтверждают материалы Ю.П. Юшманова, установившего надвижение Прибрежной зоны на Восточную в начальный этап (готерив-альб) развития Нежданкинского разлома – ветви Прибрежного разлома в верховьях р. Рудная (Юшманов, 1985).

Центральная зона (по И.И. Берсеневу – Геология СССР (1969), Ю.Н. Олейнику (1983), Л.Ф. Назаренко и В.А. Бажанову (1987), она же Западно-Сихотэ-Алинская зона А.О. Мазаровича (1982), или Северо-Западная зона В.В. Голозубова и Н.Г. Мельникова (1986) или Самаркинский террейн (по В.В. Голозубову с соавторами (1992) и А.И. Ханчуку (1993)) наименее изучена из описываемых объектов. Это связано со значительной сложностью строения зоны, послужившей своеобразной помойной ямой мезозойского тектогенеза, куда как с востока, так и с запада поступал

разнородный материал, нагромождаясь в виде хаотических скоплений у подножия материкового склона, подвергаясь расчешуиванию, многократному повторению причудливой складчатости и другим дислокациям в условиях мощной коллизии террейнов субдукционно-аккреционных призм (Ханчук, 1993). Кроме того, значительная часть зоны была покрыта среднемасштабными геологическими работами до появления представлений о широком развитии хаотических олистостромовых комплексов в Сихотэ-Алине, а разрозненные работы, проведенные после этого, разрушили традиционную модель строения зоны, но пока не привели к созданию новой модели.

Наиболее древними здесь являются амфиболиты, слюдястые и амфиболовые кристаллические сланцы, амфибол-хлоритовые, хлорит-амфиболовые, эпидот-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые метаморфические сланцы, кварциты, гнейсовидные породы, мигматиты предположительно протерозойского возраста (Голозубов, Мельников, 1986). К протерозою отнесены и габброидиты, габбро, амфиболитизированные габбро, аналогичные "сергеевским габброидам". Повсеместно они присутствуют либо в виде включений, олистолитов, олистоплак в юрских микститах, либо слагают основания плит "окраинского аллохтона", а также верхний, наиболее поздний аллохтон (о которых речь пойдет ниже). Не исключено, что глубоко метаморфизованные породы являются отторженцами Палеоханкайского массива, фрагменты которого, возможно, сохранились в фундаменте зоны. Частично габброиды могут представлять реликты офиолитовой ассоциации (Ханчук, 1993).

Одним из наиболее запутанных вопросов стратиграфии Центральной зоны является вопрос о возрасте и структурном положении толщи зеленато-серых плитчатых песчаников и алевролитов бассейна верхнего течения р. Уссури. Они хорошо узнаются и легко картируются по характерному цвету, своеобразной шелковистости, сланцеватости, слоистой текстуре, имеют граувакковый состав (постоянно присутствуют эпидот, пироксен, хромит, иногда – оливин). Разными исследователями эти толщи относились то к ариадненской, то к удековской свите, а их предположительный возраст колебался от карбона (Беляевский и др., 1955) до раннего мела (Голозубов, Мельников, 1986). Неясным оставалось и структурное положение толщи.

В 1993 г. в бассейне р. Левая Антоновка нами установлено, что описываемая толща зеленых песчаников тектонически перекрыта "окраинским аллохтоном". В 1953 г. Ю.Я. Громов в этих песчаниках на левобережье р. Левая Антоновка обнаружил остатки растений плохой сохранности, по которым А.Н. Криштофович определил возраст вмещающих пород не древнее верхнего девона, скорее всего, карбон (Беляевский и др., 1955). Западнее, в верховьях р. Левая Антоновка

в 1956 г. В.К. Елисеева в линзе известняков среди песчаников и глинистых сланцев собрала фораминиферы *Ammodiscus* sp., *Archaeodiscus* sp., *Endothyra* sp., *Spiroplectammina* (?) sp., по мнению М.И. Сосниной, характеризующие время от визейского века до низов среднего карбона. В линзах известняков среди литологически идентичных песчаников левобережья р. Бикин в 1985 г. В.Н. Оковитый обнаружил фораминиферы и криноидеи среднего–позднего карбона (по заключению А.П. Никитиной). Наконец, в стратотипическом разрезе удековской свиты, породы которой неотличимы от пород бассейна р. Левая Антоновка, на правобережье р. Уссури И.В. Кемкин в песчаниках, переслаивающихся с алевролитами, обнаружил остатки конодонтов, которые Г.И. Бурий определила как *Neogondolella* cf. *serrata postsergata* (Bender), характерные для верхов уфимского–низов казанского яруса верхней перми. Южнее, в бассейне руч. Степанов тем же исследователем обнаружены, а В.С. Руденко определены позднепермские радиолярии *Phaenigosphacra mammilla* Cheng et Wang (Кемкин, 1990). В этой связи, зеленые песчаники Центральной зоны, относимые ранее то к ариадненской, то к удековской свитам, на нынешнем уровне изученности уместно считать позднепалеозойскими образованиями, сформировавшимися за счет размыта метаморфических пород и вулканитов основного состава, вероятно, на континентальном склоне Палеоханкайского массива. Контакты песчаников с микститами самаркинской свиты повсеместно тектонические, причем, как правило, на песчаники надвинуты габброиды и другие части разреза аллохтонных образований. Это позволяет предполагать относительно автохтонное положение описываемых песчаников.

Ведущую роль в Центральном террейне играет средне-позднеюрская олистострома, объединившая образования ранее выделявшихся самаркинской, себучарской, тудовакской, эльдовакской, маляновской и ряда других свит и толщ, возраст которых колебался от позднего палеозоя до мела. Их появление обусловлено господствовавшими ранее представлениями об автохтонном положении геологических тел (Геология СССР, 1969; Белянский, Никитина, 1978; Левашев и др., 1989; Назаренко, Бажанов, 1987 и др.). Однако в последнее время в многочисленных публикациях показано, что эти толщи являются гигантским осадочным меланжем средне-позднеюрского возраста с аллохтонными разновозрастными включениями размером от первых сантиметров до сотен метров и огромными тектоническими пластинами протяженностью до десятков километров (Голозубов, Мельников, 1986; Врублевский и др., 1988; Изосов и др., 1990; Кемкин, 1990; Ханчук, 1993). В составе обломков, олистолитов и олистоплак преобладают протерозойские? глубоко метаморфизованные породы и габброиды (офиолиты), эффузивные образования среднего–верх-

него палеозоя, кремни триаса–юры (сходные по составу и возрасту с горбушинской серией). Выделяются и другие аллохтонные комплексы (Кемкин, 1989; Ханчук, 1993).

Среди них особое место занимает окраинский аллохтон, фрагментарно прослеживающийся в западной части террейна на сотни километров от бассейна р. Киевка до левобережья р. Дорожная. Его значительная протяженность и мощность (до 1000 м), сохраняющаяся в различных районах последовательность составляющих стратонов, специфичность (на фоне окружающих пород) литологического состава и палеонтологической характеристики послужили в свое время основанием для выделения особой подзоны (Партизанско-Окраинская, либо Окраинская).

В основании аллохтона залегают в различной степени метаморфизованные габброиды, амфиболиты, зеленые сланцы по метапелитам и метабазитам, а с подошвой аллохтона, как правило, совпадает зона милонитизации и катаклаза. Выше залегают своеобразные слюдистые песчаники извилинской свиты с фораминиферами поздней перми (определение М.И. Сосниной и А.П. Никитиной). В их основании также отмечается мощная зона брекчирования и расланцевания, иногда – тектонические закатыши позднепермских известняков и известняковых брекчий, а также катаклазированных гранитоидов. В верхней части в них появляются прослои алевролитов и они постепенно, без признаков углового несогласия либо размыва перекрываются мощной толщей алевролитов, охарактеризованной в нижней части норийскими *Monotis pachypleura f. ambigua*, *M. pachypleura f. aequicostata* (Teller), *M. zabaikalica* (Kipar), *M. semiradiata* Ichik, *M. notabilis* Oleynikov et Payevskaya, *M. ochotica* (Keys.), *M. scutiformis*, *M. pinensis* West. и др. (определения Э.А. Доруховской), а в верхней – ранне-среднеюрскими аммонитами и радиоляриями (Решения..., 1982). Верхняя часть толщи ранее выделялась как окраинская свита, однако, по нашим данным, она литологически не отличается от триасовой части разреза толщи, в связи с чем представляется целесообразным либо расширить возрастные рамки окраинской свиты, включив в нее ничем не отличающиеся триасовые алевролиты либо вообще отказаться от этого стратона, как не имеющего литологического отличия от подстилающих пород и не картируемого. Толща алевролитов без признаков несогласия перекрыта щелочными базальтоидами и их туфами погской свиты с прослоями туфитов (400 м), возраст которых считается позднеюрским. По мнению В.М. Афанасьевой (1987), погская свита одновозрастна с малянковской. Описанный аллохтон либо приурочен к верхам самаркинской олистостромы, либо налегает на палеозойские зеленые песчаники.

Все вышеописанные образования Центрального террейна с размывом перекрыты толщей конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов

(200 м), содержащих, как правило, многочисленные отпечатки *Buchia bulloides* (Lah.), *B. solida* (Lah.), *B. pacifica* Jeletzky и др., характеризующие возраст вмещающих отложений, по мнению определяющего коллекцию В.П. Коновалова, как поздний валанжин, возможно, захватывая конец раннего валанжина. Однако на правобережье р. Павловка у пос. Антоновка В.В. Голозубовым изучен контакт вышеописанной толщи с перекрывающими ее согласно, с постепенным переходом алевролитами и алевролитистыми песчаниками с угловатыми включениями и глыбами песчаников и кремней, не отличимыми от “нижней” олистостромы. Это, как и данные по р. Устиновка Прибрежного террейна, свидетельствует о наличии как минимум двух уровней меловых олистостром. Вероятно, валанжинскому уровню отвечает становление верхней аллохтонной пластины “габброидов”, перекрывающей (с микститами в основании) базальтоиды погской свиты и триасовые алевролиты Окраинского аллохтона на правобережье р. Павловка, как считают А.А. Врублевский и др. (1988).

Доверхнемеловой разрез террейна завершается толщей (100 м) песчаников, алевролитов, конгломератов, конгломератобрекчий, залегающей с угловым несогласием на всех более древних образованиях (соколовская свита). Она содержит остатки апт-альбской фауны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из анализа приведенного материала и истории изучения описанных районов Сихотэ-Алиня следует вывод о невозможности расчленения и картирования хаотических комплексов традиционными стратиграфическими методами. Попытки послонного выделения стратонов без учета их тектонической природы уже привели к существенным ошибкам в познании геологической природы Сихотэ-Алиня и, по сути дела, обусловили ситуацию, когда любые построения на традиционной основе устаревают, не успев выйти в свет. Это, в частности, относится к решению упоминавшегося IV Стратиграфического совещания, а также к некоторым региональным картографическим материалам, работа над которыми еще даже не закончена.

В этой связи предлагается в дальнейшем отказаться от примата стратиграфических методов при расчленении олистостромовых образований, а в качестве основных единиц при их картировании принять тектоностратиграфические комплексы. Это в свою очередь влечет за собой отказ от выделения структурно-формационных зон, трансформировавшихся в закономерные ряды тектоностратиграфических комплексов с их последовательной коллизией с окраиной континента. В качестве основных типов данных комплексов выделены автохтон, субаллохтон и аллохтон.

Под автохтонными понимаются образования, не испытавшие существенных перемещений в процессе конседиментационных либо постседи-

ментационных, но не связанных со сдвиговой тектоникой шарьяжно-надвиговых деформаций или движения тектонических покровов. По своему возрасту и структурному положению они подразделяются на прото-, палео-, мезо- и неоавтохтон. К протоавтохтону отнесены гипотетические блоки высокоплотностных пород на глубине, параллелизуемые с Ханкайским массивом. Включения таких образований известны в среднепозднеюрской олистостроме. Палеоавтохтон – зеленые палеозойские песчаники, повсеместно с тектоническим контактом перекрытые либо олистостромовыми слоями, либо непосредственно “Окраинским” аллохтонном. В то же время не зафиксированы сколько-нибудь крупные включения таких песчаников в олистостроме. Мезоавтохтон – раннемеловые образования так называемой Восточной зоны, на которые в конце раннего мела (но до существенных сдвиговых деформаций) были надвинуты шарьяжи Кавалеровского и Дальнегорского районов. Предполагается, что их формирование приурочено к флишевому трогю, открытому на северо-восток, ограниченному сушей как с запада, так и с востока.

К неавтохтону отнесены отложения, трансгрессивно перекрывающие аллохтонные комплексы, как бы запечатывающие их после становления покровов. По времени формирования выделяются неоавтохтон-I (берриас-валанжин), -II (валанжин), -III (апт-альб), -IV (альб). Нетрудно заметить (рис. 2), что в Прибрежном террейне (разрез 2) неоавтохтон-I является одновременно автохтоном для неоаллохтона.

Важнейшую роль в строении Сихотэ-Алиня играет субаллохтон, к которому отнесены хаотические комплексы средней-поздней юры (субаллохтон-I), поздней юры-валанжина (-II), позднего триаса-валанжина (-III). Для формирования этих образований А.И. Ханчуком (1993) была предложена субдукционная модель, когда при погружении океанической плиты в глубоководный желоб у окраины континента формируется хаотический комплекс отложений за счет разрушения как самой океанической плиты и накопленных на ней осадков, так и за счет фрагментов нависающего континентального склона. Вероятно, в реальности происходило совмещение в едином геологическом пространстве микститов субдукционного типа, подводно-оползневых образований и текто-олистостромы, обусловленной движением шарьяжей, разрушением фронтальных частей тектонических покровов и разнородных уступов подводного рельефа, захоронявшихся совместно в турбидитовом матриксе. Последовательная аккреция террейнов еще не означала прекращения движения покровов, скользивших, вероятно, еще какое-то время вверх по континентальному склону.

Среди покровов (аллохтонов) по времени становления выделены в первом приближении восемь единиц (I–VIII). Как отметили В.В. Голозубов с соавторами (1992), занимая упорядоченное структур-

ное положение, они иногда могут играть роль стратоподобных “маркирующих горизонтов”. Наиболее древним из упомянутых, очевидно, является аллохтон-I, сложенный палеозойскими диффузивами. Не исключено, что его движение происходило с северо-запада на юго-восток, как и аллохтона-VIII, сложенного глубоко метаморфизованными осадочными и изверженными породами, сходными с образованиями Ханкайского массива. Аллохтон-II – комплекс стратонов, выделяемый ранее как Окраинская зона. Аллохтоны-I и -II известны только в пределах Центрального террейна.

Аллохтоны-III (карбон-пермские известняки, кремни, песчаники), -IV (монотисовые песчаники триаса) и -V (кремни и глинистые породы поздней юры-раннего мела) известны только в восточной части Кавалеровского района и приурочены к субаллохтону-II. Нетрудно заметить, что образования аллохтона-V имеют двойственную природу, одновременно слагая видимое основание субаллохтона-II (рис. 2). Наконец, аллохтон-VI (известняки триаса и известняковые брекчии триаса-мела) из описанных развит только в Дальнегорском районе. Одновременно те же образования известны здесь в качестве корневых зон субаллохтона-III (Михайлов и др., 1987).

Наиболее широким пространственным распространением пользуется аллохтон-VII, приуроченный к верхней части олистостромового комплекса и, как правило, перекрытый неоавтохтоном. Аллохтон представлен горбушинской серией либо ее фрагментами, состоящей из триас-юрских кремней и юрско-раннемеловых терригенных пород. Им сложены обширные покровы во всех частях аккреционных призм юго-восточного обрамления Ханкайского массива, а также в Бикинской СФЗ (рис. 1). Иным механизмом, чем покровообразование, такое широкое распространение специфических пород не может быть объяснено, во всяком случае, на сегодняшний день.

Наконец, самым поздним, вероятно, является аллохтон-VIII, сложенный “габброидами”, перекрывающими неоаллохтон на правобережье р. Шумной (Голозубов, Мельников, 1986; Врублевский и др., 1988).

К неоаллохтону отнесены микститы, перекрывающие образования неоавтохтона в бассейне р. Устиновка (рис. 2, разрез 2) и на правобережье р. Павловка (рис. 2, разрез 5). Наличие таких отложений указывает на многоактность процесса покровообразования, периодически возобновлявшегося, точнее, активизировавшегося на протяжении всей среднеюрской-раннемеловой истории Сихотэ-Алиня.

ВЫВОДЫ

Изложенное в настоящей статье, а также в большинстве упоминавшихся работ, убеждает в необходимости пересмотра традиционных взглядов не только на геологическое строение Сихотэ-

Алиня, но и на методологические основы изучения этого и других регионов с широким развитием олистостромовых образований. В частности, необходим отказ от общепринятых принципов стратиграфического расчленения при анализе хаотических ассоциаций, отказ от выделения структурно-формационных зон как статичных единиц, не отвечающих реальности геологических процессов, использование в качестве основных картировочных единиц тектоностратиграфических комплексов. В юго-восточном Сихотэ-Алине в качестве таких единиц выделены прото-, палео-, мезо- и неоавтохтон, субаллохтон и неоаллохтон, аллохтоны I–VIII, формирующие в структуре региона закономерные ряды и ассоциации, отражающие сложную историю расслоенных аккреционных призм северо-западного обрамления Тихого океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьева В.М.* Соотношение маяновской и погской свит в Главном антиклинории Южного Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации Советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 23–32.
- Беляевский Н.А., Громов Ю.Я., Елисеева В.К., Путинцев В.К.* Геология Приморского края. Объяснительная записка к геологической карте Приморского края масштаба 1 : 500 000. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 339 с.
- Белянский Г.С., Никитина А.П.* Самаркинская и себучарская свиты Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Приморский край) // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (протерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 23–25.
- Василенко В.П., Ключев В.К.* Глубинное строение восточной части Приморья и закономерности размещения оловорудных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. С. 175–182.
- Васильковский Н.П.* Палеогеология Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1984. 173 с.
- Врублевский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В. и др.* Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 111 с.
- Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1.* М.: Недра, 1969. 695 с.
- Голозубов В.В., Мельников Н.Г.* Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 126 с.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др.* Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь): Препринт. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 82 с.
- Иванов Б.А.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 114 с.
- Изосов Л.А., Левашев Г.Б., Бедокуров Е.И. и др.* Рудоносная мезозойская олистостромовая формация Сихотэ-Алиня и ее тектоническая позиция в Япономорском регионе: Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 55 с.
- Кемкин И.В.* Олистостромы в аккреционных комплексах Южного Сихотэ-Алиня: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: Дальневосточный геологический институт, 1989. 23 с.
- Кемкин И.В.* Генезис, морфоструктурная позиция и возраст отложений удековской свиты Южного Сихотэ-Алиня // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 29–34.
- Красилов В.А., Парняков В.П.* Рудоносная тетюхинская свита – олистостромовый комплекс // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 669–671.
- Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др.* Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
- Мазарович А.О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103 с.
- Михайлов В.А.* Новые данные о составе и строении берриас-валанжинских отложений Прибрежной зоны // Новые данные по стратиграфии Приморского сектора Япономорского региона: Препринт. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 36–47.
- Михайлов В.А., Врублевский А.А., Юшманов Ю.П.* Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье) // Тихоок. геология. 1987. № 1. С. 83–91.
- Михайлов В.А., Волохин Ю.Г., Парняков В.П., Олейник Л.М.* О возрасте и объеме горбушинской серии Прибрежной зоны Сихотэ-Алинской складчатой области // Тихоок. геология. 1989. № 4. С. 70–77.
- Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края. Часть I. Стратиграфия: Препринт. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 68 с.
- Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края. Ч. III. Основные черты тектоники и история развития: Препринт. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 60 с.
- Олейник Ю.Н.* Тектоническое районирование Приморского края // Тихоок. геология. 1983. № 1. С. 11–19.
- Парняков В.П., Маркевич В.С.* О возрасте олистостромовых толщ Дальнегорского района // Тихоок. геология. 1989. № 1. С. 47–52.
- Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток: Межведомственный стратиграфический комитет СССР. 1978. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам, принятым Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР 14 мая 1979 г. Магадан, 1982. 182 с.
- Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления Северо-Запада Тихого океана: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Геологический институт РАН, 1993. 31 с.
- Юшманов Ю.П.* К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разлому (Приморье) // Тихоок. геология. 1985. № 3. С. 117–120.
- Юшманов Ю.П.* Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоок. геология. 1986. № 3. С. 99–107.
- Юшманов Ю.П., Теребило В.И., Журавлев В.Н. и др.* Конседиментационные тектонические покровы и закономерности локализации полиметаллического оруденения в Дальнегорском районе // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 149–158.

Рецензенты М.А. Ахметьев, В.Е. Хаин

УДК 563.551.733/734(517.3)

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ КОНОДОНТОВ В СИЛУРЕ И НИЖНЕМ ДЕВОНЕ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ И ИХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

© 1997 г. А. М. Ворожбитов

Геологический институт РАН
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
Поступила в редакцию 04.04.96 г.**Ключевые слова.** Конодонты, брахиоподы, зона, силур, девон, Монголия.

До последнего времени силурийские и раннедевонские конодонты в пределах Монголии известны не были. О первой находке раннедевонского зонального конодонта *Icriodus woschmidti* (Ziegler) было сообщено ранее (Розман и др., 1991; Ворожбитов, 1992). В 1989 г. автор под руководством Х.С. Розман отобрал пробы для конодонтового анализа из ряда разрезов силура–нижнего девона Западной, Восточной и Южной Монголии, изученных Х.С. Розман в 1983–1987 гг. (рис. 1а).

Силурийские пробы оказались бедными в отношении остатков конодонтов. Лишь несколько разрезов на единичных уровнях содержат стратиграфически важные конодонтовые элементы. Такая бедность объясняется, видимо, неблагоприятной для конодонтов средой обитания (доминирующими организмами являются строматопораты, ругозы, табулятоморфные кораллы, криноидеи и брахиоподы), а также условиями осадконакопления. Высокая скорость седиментации привела к тому, что концентрация конодонтовых элементов на единицу объема породы крайне мала. Их находки приурочены преимущественно к известковым конкрециям и пропласткам известняка из существенно терригенных, относительно глубоководных частей разрезов.

Нижнедевонские пробы оказались более богатыми конодонтами, чем силурийские в количественном отношении, и что очень важно, содержащими зональные виды. Всего для силура было определено 12 мультиэлементных видов, а для девона – 4.

Ниже приведено краткое описание двух силурийских и одного девонского разрезов, содержащих наиболее представительные выборки конодонтовых элементов. Определение брахиопод произведено Х.С. Розман.

Разрез I. Южная Монголия, Гобийский Алтай, хребет Джинсету-Ула, 30–40 км юго-восточнее сомона Шине-Джинст; 0,6 км юго-восточнее кол. Шара-Чулут-Худук (рис. 1а и 1б). К северу от разлома, по которому гобийские слои нижнего силура граничат с сайринскими слоями верхнего ордовика обнажаются:

Слой 1. Переслаивание (5–10 см) алевролитов и мелкозернистых песчаников зеленовато-серых, голубовато-серых, тонко-среднеслоистых. Содержат в верхней части 3 прослоя известняка желтовато-оранжевого, глинистого. Верхний прослой содержит конодонты: *Pterospathodus pennatus pennatus* (Walliser), *Distomodus staurogathoides* (Walliser), *Ozarkodina* cf. *polinclinata* (Nicoll and Rexroad), *Pseudoneothodus tricornis* Drygant, *Panderodus recurvatus* (Rhodes) (обр. 89-11/1). Мощность 60 м.

Слой 2. Песчаники зеленые, мелко-среднезернистые, массивные, толсто-плитчатые. Мощность 10 м.

Слой 3. Алевролиты зеленые, со стяжениями и линзовидными прослоями известняков серых. В основании слоя присутствуют изометричные глыбы (1–2 м) и пропластки известняка серого, массивного, мраморизованного. В 150 м по простиранию слой содержит глыбу известняка с верхнеордовикскими табулятами *Catenipora*. В линзовидных прослоях известняка найдены брахиоподы: *Isorthis disjuncta* Vladimirskaia, *Dolerorthis rustica* (Sowerby), *Platyorthis tchimeri* Rozman, *Leangella scissa brevimyia* Rozman, *Leptaena kysiltchiraensis* Kul'kov, *Mongolistrophia ludmilae* Rozman, *Strophomena* sp., *Stegerhynchus* ex gr. *St. concinna* (Savage), *Glassia tenella* Williams, *Eospirifer radiatus* (Sowerby), *Eospirifer* ex gr. *E. tuvaensis* (Tchernychev). В пропластке известняка у подошвы слоя найдены конодонты: *Pterospathodus pennatus procerus* (Walliser), *P. praeamorphognathoides* Vorozhbitov, *Carniodus camulus* Walliser (обр. 89-11/2а). Мощность 10–12 м.

Слой 4. Чередование известняков буро-красных, криноидно-детритовых, сильно выветренных с отдельными прослоями зеленых алевролитов. Брахиоподы: *Dolerorthis rustica* (Sowerby), *Platyorthis tchimeri* Rozman, *Leptaena kysiltchiraensis* Kul'kov, *Mongolistrophia ludmilae* Rozman, *Stegerhynchus angaciensis* Tchernychev, *Eospirifer* ex gr. *E. tuvaensis* (Tchernychev). Мощность 10 м.

Общая мощность разреза – около 90 м.

Разрез II. Южная Монголия, Западное окончание Мандалобинского массива, окрестности кол. Мушугай-Худук, в 60 м к югу от подошвы

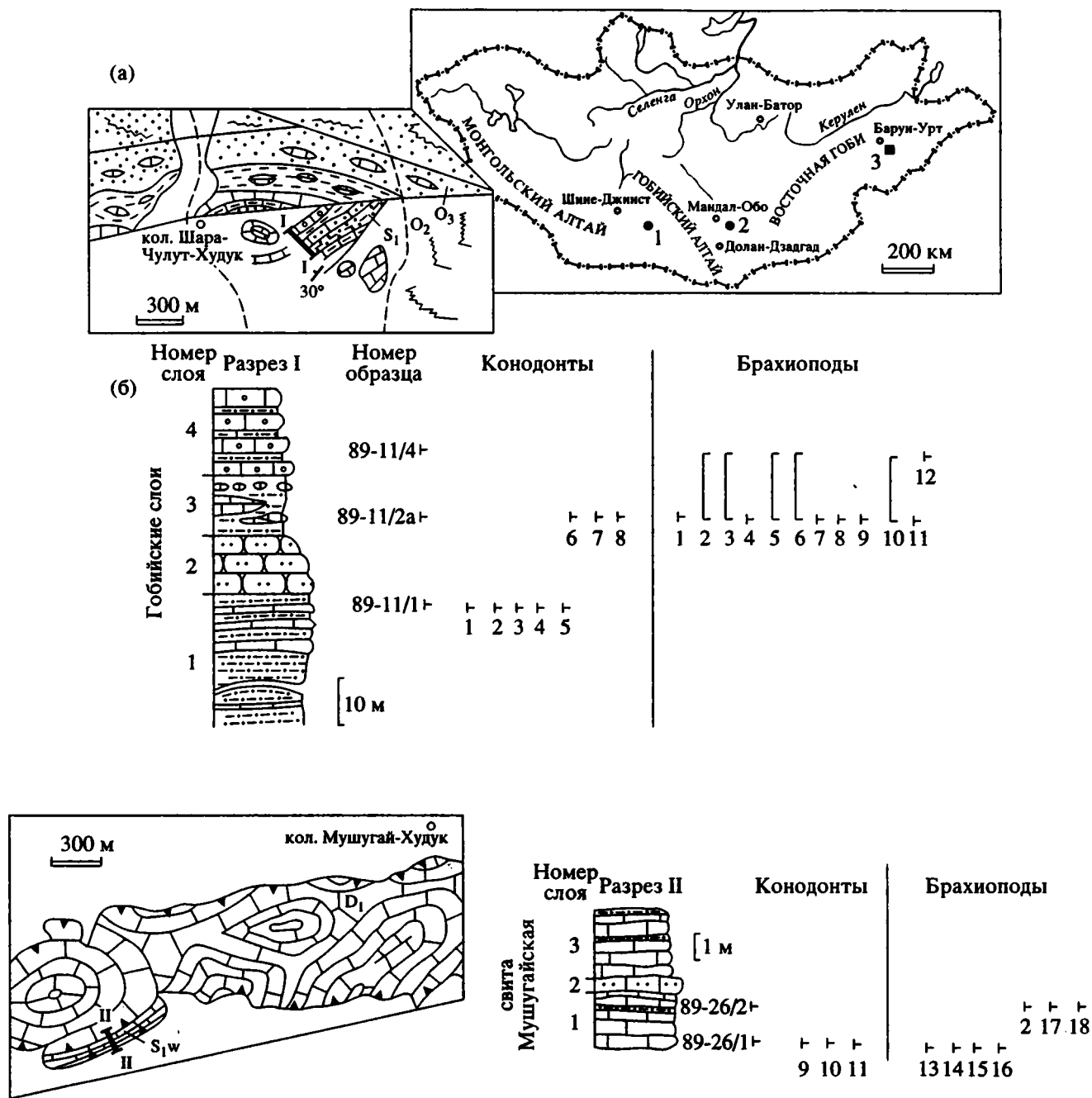


Рис. 1. а – положение изученных силурийских и девонских разрезов Монголии, в которых обнаружены конодонты: 1, 2 – силурийские, 3 – девонский разрезы.

б – схемы геологического строения в районах сомонов Шинье-Джинст, Мандал-Обо (составлены Х.С. Розман, Ч. Мин-жином), распространение конодонтов и брахиопод в разрезах I и II.

Конодонты: 1 – *Pterospathodus pennatus pennatus* (Wall.), 2 – *Distomodus stauognathoides* (Wall.), 3 – *Ozarkodina cf. polinclinata* (Nicoll and Rexroad), 4 – *Pseudoneothodus tricornis Drygant*, 5 – *Panderodus recurvatus* (Rhodes), 6 – *Pterospathodus pennatus procerus* (Wall.), 7 – *P. praeamorphognathoides* Vorozh., 8 – *Carniodus carnulus* Wall., 9 – *Ozarcodina excavata excavata* (Branson and Mehl), 10 – *Kockelella ranuliformis* (Wall.), 11 – *Pseudoneothodus beckmanni* (Bischoff and Sannemann). Брахиоподы: 1 – *Isorthis disjuncta* Vlad., 2 – *Dolerorthis rustica* (Sow.), 3 – *Platyorthis tchimedii* Rozm., 4 – *Leangella scissa brevimyia* Rozm., 5 – *Leptaena kysiltschiraensis* Kulk., 6 – *Mongolistrophia ludmilae* Rozm., 7 – *Stegerhynchus ex gr. St. concinna* (Sow.), 8 – *Glassia tenella* Will., 9 – *Eospirifer radiatus* (Sow.), 10 – *Eospirifer ex gr. Eosp. tuvaensis* (Tchern.), 11 – *Strophomena* sp., 12 – *Stegerhynchus angaciensis* Tchern., 13 – *Tannuspirifer pedaschencoi* (Tchern.), 14 – *Stegerhynchus cf. St. borealis*, 15 – *Dolerorthis* sp., 16 – *Conchidium* sp., 17 – *Isorthis cf. Is. markovskii* (Tchern.), 18 – *Conchidium* sp.

Условные обозначения пород даны в подписи к рис. 2.

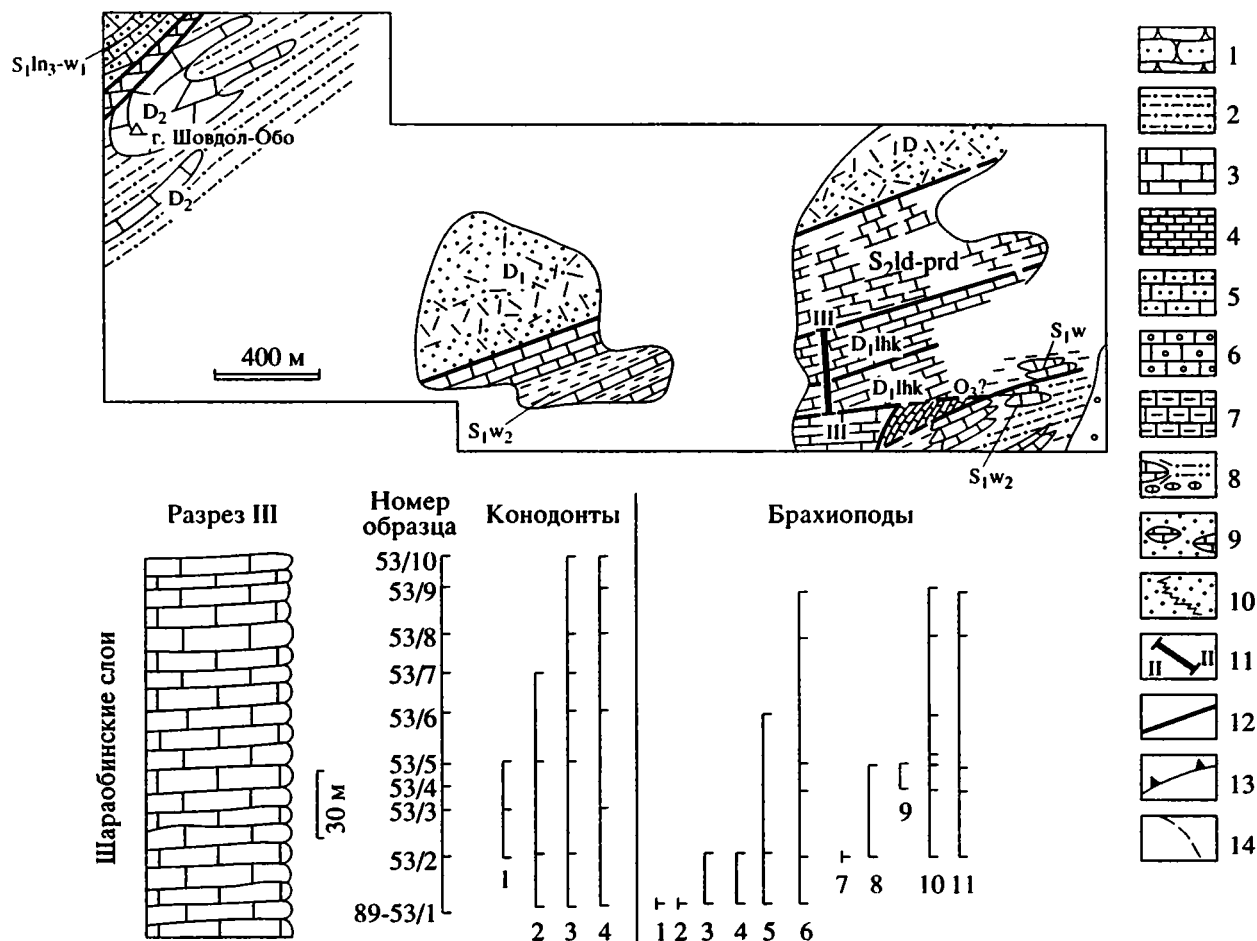


Рис. 2. Схема геологического строения района горы Шовдол-Обо (составлена Х.С. Розман, Ч. Минжином, Л.И. Попенко), распространение конодонтов и брахиопод в разрезе III.

Конодонты: 1 – *Panderodus* sp., 2 – *Parapelekysgnathus svetlanovae* Vorozh., 3 – *Icriodus woschmidti* cf. *J.w. transiens* Carls and Gandle, 4 – *Ozarcodina remscheidensis* (Ziegler). Брахиоподы: 1 – *Shovdolella shovdolensis* Rozm., 2 – *Altaella contorta* Kulk., 3 – *Rhynchospirina semiradzki* Kozl., 4 – *R. alekseevi* Grunt., 5 – *Mesodouillina* (P.) *costatula* (Barr.), 6 – *Protathyris praecursor* Kozl., 7 – *P. bortegensis* Grunt., 8 – *Pseudoprotathyris infantilis* Kozl., 9 – *Howellella angustiplicata* Kozl., 10 – *Iridistrophia praeumbracula* (Kozl.), 11 – *Microsphaeridiorhynchus* ex gr. *M. nucula* (Sow.). Породы: 1 – песчаники, 2 – алевролиты, 3 – известняки глинистые, органогенно-обломочные, 4 – известняки глинистые тонкослоистые, 5 – известняки песчанистые, 6 – известняки криноидные, 7 – известняки коралловые, 8 – алевролиты с пропластками и стяжениями известняков, 9 – песчаники с линзами с прослоями известняков, 10 – туфосланцы и туфопесчаники, 11 – линии и номера разрезов, 12 – разломы, 13 – границы надвигов, 14 – долины временных водных потоков (саи).

известняковой гряды (рис. 16) обнажаются породы мушугайской свиты:

Слой 1. Переслаивание а) известняков серых, мелкозернистых, плотных, б) известняков серых, розово-серых, желто-серых среднезернистых с отдельными тонкими (до 1 см) прослоями алевролитов желто-зеленых и в) известняков розово-желтых, обломочных, тонкослоистых (0.2–0.5 см). Брахиоподы: *Dolerorthis* sp., *Conchidium* sp., *Stegerrhynchus* cf. *St. borealis* (Buch.), *Tannuspirifer pedaschenkoi* (Tchernychev). В 0.5 м от подошвы слоя найдены конодонты: *Ozarkodina excavata excavata* (Branson and Mehl), *Kockellella ranuliformis* (Waller), *Pseudoneothodus beckmanni* (Bischoff and Sanpennann) (обр. 89-26/1). Мощность 2.5 м.

Слой 2. Известняки серые, криноидные, брекчированные. Обломки известняка (3–5 см) хаоти-

чески расположены в песчано-известковистом матриксе. Брахиоподы: *Dolerorthis* ex gr. *D. rustica* (Sowerby), *Isorthis* cf. *Js. markovskii* (Tchernychev), *Conchidium* sp. (обр. 89-26/2). Мощность 0.5 м.

Слой 3. Переслаивание известняков, аналогичных сл. 1. Мощность 3 м.

Общая мощность – 6 м.

Выше с тектоническим несогласием залегают породы мандалобинской свиты раннего девона.

Разрез III. Юго-Восточная Монголия, 40 км южнее города Барун-Урт, 3.3 км юго-восточнее горы Шовдол-Обо (рис. 2). Парастратотип шараобинских слоев. В канаве вскрывается чередование известняков светло-серых, серых, темно-серых, голубоватых на выветренной поверхности, слоистых (5–10 см), органогенно-обломочных.

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Европейские конодонтовые зоны (Walliser, 1964; Aldridge, 1972)	Стратиграфическое положение изученных разрезов
Силурийская	Девонская	Нижний	Лохков		III
				woschmidt	
	Верхний	Пржидоли		costeinhornensis	I II
		Лудлов	Лудфорд	crispa	
				latialata	
				siluricus	
		Горсти		ploeckensis	
				crassa	
		Венлок	Гомер	sagitta	
				patula	
	Нижний	Лландоверри	Шейнвуд	amorphognathoides	
			Телич	celloni	
			Аэрон	staurogathoides	
				disreta/deflecta	
			Руддан	nathani	

Рис. 3. Соотношение изученных разрезов с конодонтовой зональной шкалой силура–нижнего девона Европы.

siens Carls and Gandl, Ozarkodina remscheidensis (Ziegler), Parapelekysgnathus svetlanovae Vorozhbitov, Panderodus sp. (обр. 89-53/1-10). Мощность 300 м.

АНАЛИЗ ФАУНЫ

Брахиподы, обнаруженные в разрезе I, делятся на провинциальные, виды-регионалы Центрально-Азиатского силурийского палеобассейна – *Isorthis disjuncta* Vlad., *Leptaena kysiltchiraensis* Kulk. и *Leangella scissa brevymia* Rozm., *Eospirifer ex gr. tuvaensis* (Tchern.) и космополиты – *Dolerorthis rustica* (Sow.), *Glassia tenella* Will. Первые характерны для кызылчиринских слоев Тувы, возраст которых исследователями принимается по-разному – среднелландоверийским (Кульков, 1985) и позднелландоверийским (Владимирская, 1978, 1986; Ворожбитов, 19926). Из космополитов – *Glassia tenella* Williams – характерна для среднего лландовери Англии, *Dolerorthis rustica* (Sow.) – для венлока–лудлова Англии.

Комплексы конодонтов, полученные из образцов разреза I, позволяют говорить о позднелландоверийском возрасте вмещающих пород, более детально – о зоне *celloni*. Найдены виды, характерные для нее: *Pterospirifer pennatus pennatus* (Walliser), *P.p. procerus* (Walliser). Сама схема смены видов рода *Pterospirifer*: *P.p. pennatus*–*P.p. procerus*–*P. praeamorphognathoides* повторяет такую, обнаруженную автором в разрезе Чадан Тувы (Ворожбитов, 19926). Находка *P. praeamorphognathoides* указывает на наличие в разрезе самой верхней части *P. celloni* (рис. 3).

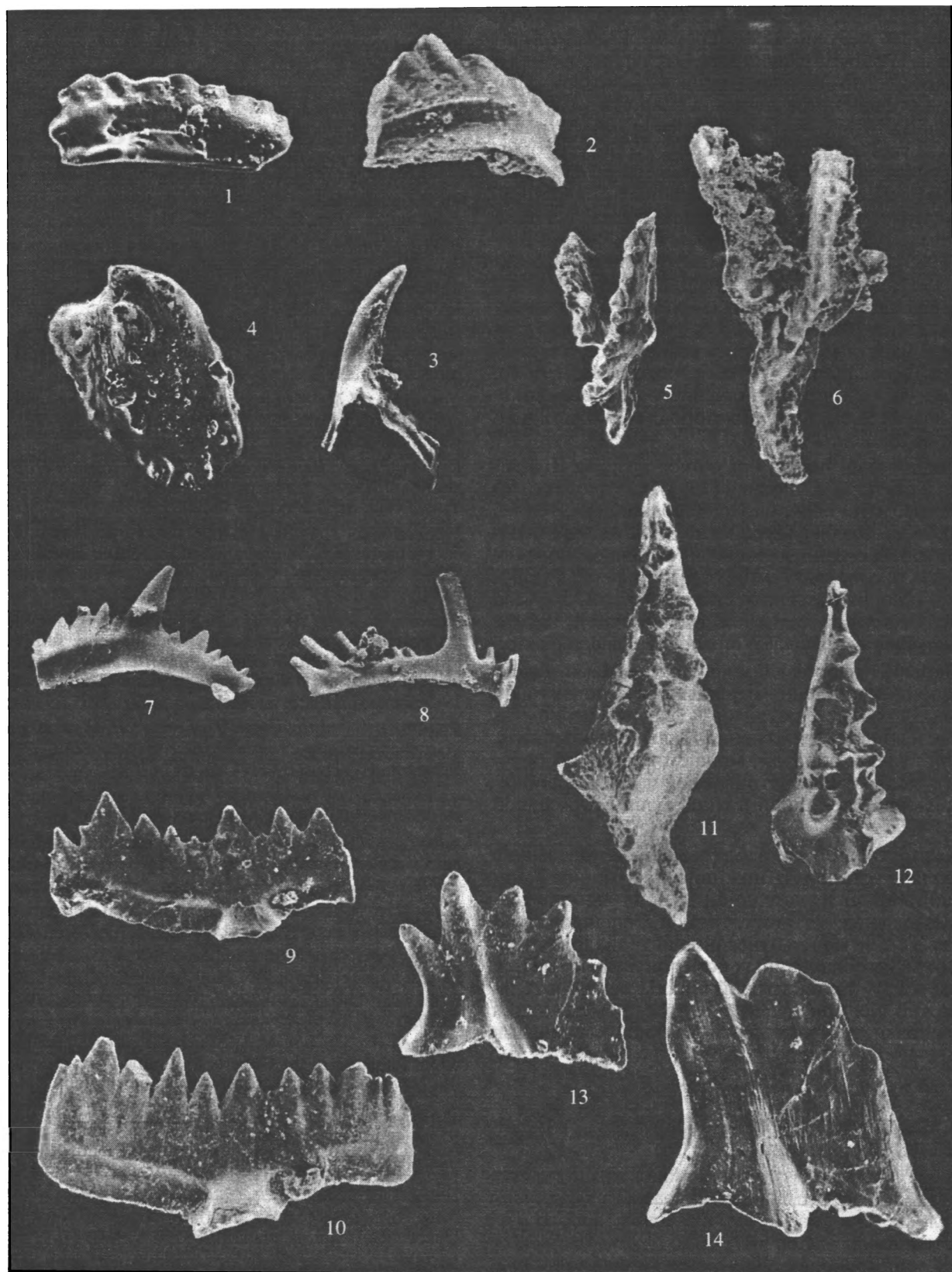
В разрезе II из брахипод найдены *Tannuspirifer pedaschensoi* (Tchern.), характерный для отложений чагырской свиты венлока Алтая и дашты-гойских–таугантелийских слоев верхнего силура Тувы. Остальные брахиподы из-за плохой сохранности определены в открытой номенклатуре со знаком cf и ex gr., что не дает прямых указаний о возрасте вмещающих пород.

Из конодонтов в разрезе II найдены два вида – *Ozarkodina excavata excavata* (Branson and Mehl) и *Pseudoneothodus beckmanni* (Bischoff and Sanne-mann), которые имеют диапазон распространения

Из брахипод определены: *Howellella angustiplicata* Kozl., *Shovdolella shovdolensis* Rozm., *Mesodouvilleina* (P.) *costatula* (Barr.), *Altaella contorta* Kulk., *Rhynchospirina semiradzskii* Kozl., *R. alekseevi* Grunt, *Iridistropheia praeumbracula* (Kozl.), *Microspiraeridiorhynchus* ex gr. *nucula* (Sow.), *Protathyris praecursor* Kozl., *Pseudoprotathyris infantilis* Kozl., *Protathyris bortegensis* Grunt. (Розман, 1991). На 10 уровнях были обнаружены конодонты: *Icriodus woschmidt* cf. *I.w. transiens* Carls and Gandl, *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegler), *Parapelekysgnathus svetlanovae* Vorozhbitov, *Panderodus* sp. (обр. 89-53/1-10). Мощность 300 м.

Фототаблица. Конодонты силура и девона Монголии.

1 – *Ozarkodina* cf. *polinclinata* (Nicoll and Rexroad). Ра элемент, кол. № 3980/12 сбоку ×50. Гобийский Алтай, хребет Джинсету-Ула, 30–40 км юго-восточнее сомона Шине-Джинст, 0,6 км юго-восточнее кол. Шара-Чулут-Худук, гобийские слои. Силур, лландоверри. Разрез I, слой 1, обр. 89-11/1. 2 – *Carniodus carnulus* Walliser. Pb элемент, кол. № 3980/13, сбоку ×50. Местонахождение то же. Разрез I, слой 3, обр. 89-11/2a. 3 – *Distomodus staurogathoides* (Walliser). Sb элемент, кол. № 3980/20, сбоку ×50. Местонахождение то же. Разрез I, слой 1, обр. 89-11/1. 4 – *Pseudoneothodus tricornis* Drygant. Кол. № 3980/20, сверху и сбоку ×100. Местонахождение то же. Разрез I, слой 1, обр. 89-11/1. 5 – *Pterospirifer pennatus pennatus* (Walliser). Ра элемент, кол. № 3980/22, сверху ×30. Местонахождение то же. Разрез I, слой 1, обр. 89-11/1. 6 – *Pterospirifer praeamorphognathoides* Vorozhbitov. Ра элемент, кол. № 3980/26, сверху ×50. Местонахождение то же. Разрез I, слой 3, обр. 89-11/2a. 7–8 – *Ozarkodina excavata excavata* (Branson and Mehl): 7 – Pb элемент, кол. № 3980/27 сбоку; 8 – Sc элемент, сбоку. Оба ×30. Южная Монголия, западное окончание Мандалобинского массива, окрестности кол. Мушугай-Худук. Мушугайская свита, нижний силур, венлок. Разрез II, слой 1, обр. 89-26/1. 9–10 – *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegler). Оба – Pb элементы, кол. № 3980/30,31, сбоку ×30. Юго-восточная Монголия, 40 км южнее города Барун-Урт, 3,3 км юго-восточнее горы Шавдол-Обо. Девон, нижний лохов, шарабинские слои. Разрез III, обр. 89-53/5. 11–12 – *Icriodus woschmidt* cf. *I.w. transiens* Carls and Gandl. Оба – I элементы, кол. № 3980/40, 42, сверху ×35. Местонахождение то же. Разрез III, обр. 89-53/5. 13–14 – *Parapelekysgnathus svetlanovae* Vorozhbitov. Колл. № 3980/34, 36, оба сбоку ×30. Местонахождение то же. Разрез III, обр. 89-53/5.



от раннего силура по ранний девон включительно (Walliser, 1964; Aldridge, 1972, 1975, 1985; Klapper, Murphu, 1975; Uyeno, 1990). Третий – *Kockelella ranuliformis* (Walliser) существовал от аэрона среднего лландовери по шейнвуд раннего венлока. При этом в большинстве регионов Европы (Австрии, Подолии, Литве), Северной Америке, Австралии, Азии (Туве) и др., *K. ranuliformis* (Walliser) обычно характерна для тех или иных частей интервала зон *P. celloni*–*P. amorphognathoides*–*K. ranuliformis* самых верхов лландовери–низов венлока (Walliser, 1964; Barrick, Klapper, 1976; Uyeno, Barnes, 1983; Savage, 1985; Дрыгант, 1984; Пашкевичус, 1987; Ворожбитов, 1992б). Лишь в Англии этот вид известен начиная со среднего лландовери (Aldridge, 1972, 1975, 1985). Учитывая наибольшую близость монгольских комплексов с тувинскими (Москаленко, 1970; Ворожбитов, 1992б), можно сделать предположение о ранневенлокском возрасте вмещающих пород, возможно зоне *amorphognathoides* (рис. 3).

Подробный анализ брахиопод разреза III приведен в статье Х.С. Розман (1991). Следует только отметить, что брахиоподы шараобинских слоев делятся на позднесилурийские, переходные позднесилурийско–раннедевонские и раннедевонские виды. В рассматриваемом разрезе найдены конодонты *Icriodus woschmidti* cf. *I.w. transiens* Carls and Jandl, *Ozarcodina remscheidensis* (Ziegler), *Parapelekysgnathus svetlanovae* Vorozhbitov, *Panderodus* sp.

Первый и второй виды являются видами-индексами зоны *woschmidti* – первой зоны конодонтовой шкалы лохкова. Третий был описан автором из раннедевонских отложений Тувы (Ворожбитов, 1992б). Таким образом, можно однозначно определить возраст рассматриваемой части шараобинских слоев, как ранний лохков, зона *I. woschmidti* (рис. 3).

Бедность проб конодонтовыми элементами не позволяет установить нижнюю и верхнюю границы зон *celloni* и *woschmidti*, а зона *amorphognathoides* выделяется с достаточной степенью условности. Тем не менее отнесение интервалов разрезов, охарактеризованных конодонтами, к тем или иным зонам конодонтовой шкалы исключительно важно для определения возраста вмещающих толщ, их внутри- и межрегиональной корреляции

ВЫВОДЫ

1. Впервые в Монголии обнаружены силурийские конодонты (таблица).

2. В результате изучения конодонтов из двух силурийских и одного девонского разреза в них были выделены конодонтовые зоны планетарного распространения: *celloni*–позднего лландовери–разрез I, *amorphognathoides*–раннего венлока–разрез II, *woschmidti*–раннего лохкова–разрез III.

Исследования проводились при финансовой поддержке Международного научного фонда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большакова Л.Н., Улитина Л.М. Строматопораты и биостратиграфия нижнего палеозоя Монголии // М.: Наука, 1985. С. 1–94.
- Владимирская Е.В. Биостратиграфия чергакского надгоризонта Тувы // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1978. Т. 63. Вып. 2. С. 10–22.
- Владимирская Е.В. и др. Вопросы палеобиогеографии и стратиграфии силура Бувы в связи с новыми данными о брахиоподах чергакской серии // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1986. Т. 107. С. 26–35.
- Ворожбитов А.М. Первая находка нижедевонских зональных конодонтов *Icriodus woschmidti* cf. *transiens* Carl and Gandle в Монголии // Изв. РАН. Сер. геол. 1992а. № 1. С. 155–156.
- Ворожбитов А.М. Конодонты и брахиоподы силура–нижнего девона разреза Чадан (Тува) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992б. № 2. С. 82–96.
- Дрыгант Д.М. Корреляция и конодонты силурийских–нижедевонских отложений Волюно–Подолии. Киев: Наукова думка, 1984. 191 с.
- Кульков И.П., Владимирская Е.В., Рыбкина Н.Л. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Тувы. М.: Наука, 1985. 208 с.
- Москаленко Т.А. Зональные конодонты из силурийского разреза р. Элегест (Тува). Общие вопросы изучения микрофауны Сибири, Дальнего Востока и других районов // М.: Наука, 1970. С. 8–21.
- Пашкевичус И.Ю., Бразаускас А.З. Обоснование стратиграфии мелководных морских и лагунных силурийских отложений Восточной Литвы // Научн. тр. высших учебных заведений Литовской ССР. Геология. 1987. № 8. С. 10–28.
- Розман Х.С., Минжин Ч., Попеко Л.И. Новые данные по стратиграфии силура сухэбаторской зоны (Южная Монголия) // Изв. РАН. Сер. геол. 1991. № 5. С. 22–35.
- Сытова В.А., Улитина Л.М. Раннепалеозойские ругозы Монголии и Тувы. М.: Наука, 1983. 168 с.
- Aldridge R.J. Llandovery conodonts from the Welsh Borderland // Bulletin of the British (Natural History) // Geology. 1972. V. 22. № 2. P. 125–231.
- Aldridge R.J. The stratigraphic distribution of conodonts in the British Silurian // J. Geol. Soc. 1975. V. 131. P. 607–618.
- Aldridge R.J. Conodonts of the Silurian System from the British Isles // Higgins A.C. and Austin R.L. (Eds). A stratigraphical index of conodont. Ellis Horwood, Chichester. Chapter 3. 1985. P. 68–92.
- Klapper G., Murphy M.A. Silurian–Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains Formation of Central Nevada // Univ. of California Publ. in Geol. Sci. 1974. V. 111. 62 p.
- Savage N.M. Silurian (Llandovery–Wenlock) conodonts from the base of the Heceta Limestone, Southeastern Alaska // Can. J. Earth Sci. 1985. V. 22. № 5. P. 711–727.
- Uyeno T.T., Barnes Cr.R. Conodonts of the Jupiter and Chiccote Formations (Lower Silurian), Anticosti Island // Bull. Quebec geol. Surv. Canada. 1983. № 355. P. 1–49.
- Walliser O.H. Conodonten des Silurs // Abh. hess. geopl. Landesam. Bodenforsch. 1964. V. 41. 106 p.

Рецензенты Т.Н. Корень, Л.И. Кононова

УДК 551.782(571.63)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ СУЙФУНСКОЙ СВИТЫ В СТРАТОТИПИЧЕСКОМ РАЙОНЕ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

© 1997 г. Б. И. Павлюткин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022 Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159, Россия
Поступила в редакцию 15.05.95 г., получена после доработки 19.02.96 г.

Ключевые слова. Стратиграфия, свита, флора листовая, карпология, палинологическая, палеомагнитология.

Суйфунская свита, являющаяся частью кайнозойской эратемы Приморья, служит эталоном одноименного регионального горизонта, используемого при стратиграфическом расчленении верхнетретичных отложений юга континентальной части Российского Дальнего Востока. Свита выделена по предложению В.З. Скорохода (1941) для характеристики комплекса слабо литифицированных пород, выполняющих суйфунскую эрозионно-тектоническую впадину, состоящую из нескольких частных депрессионных структур. В состав свиты первоначально включались отложения широкого литологического спектра: туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, пески, галечники.

В середине 50-х гг. из суйфунской свиты была вычленена нижняя туффитовая составляющая в качестве самостоятельного стратона усть-суйфунской свиты. Ее возраст был ограничен поздним миоценом. За верхней галечниковой толщей было оставлено прежнее название – суйфунская свита, но теперь уже в существенно меньшем объеме. Принято считать, что в возрастном отношении она отвечает плиоцену. Но если помещение усть-суйфунской свиты на уровень верхнего миоцена основывается на данных по весьма представительной листовой флоре (Криштофович, 1946; Байковская, 1974 и др.), то плиоценовый возраст суйфунской свиты – это скорее результат договоренности стратиграфов, чем следствие анализа ископаемых остатков.

О флоре из суйфунской свиты в ее типовом районе до сих пор не было опубликовано никаких сообщений, если не считать скудных сведений о единичных находках фрагментов листовых отпечатков. Лишь в 1983 г. на одном из хорошо изученных разрезов, вскрытом буроугольным карьером “Павловский-2” недалеко от с. Михайловка (т. 9035, рисунок), автором обнаружена флороносная линза алевритов среди галечников суйфунской свиты, залегающих здесь с размывом на миоценовых угленосных отложениях. Из нее была собрана довольно представительная коллекция

ископаемых растений, насчитывающая 311 экземпляров. Коллекция обработана Р.С. Климовой (ПГО “Приморгеология”), результаты в сжатом виде представлены в таблице.

Приведенный список, по мнению автора, свидетельствует о значительном отличии данной флоры от типовых усть-суйфунских флор. Несмотря на присутствие ряда растений, знакомых по спискам верхнемиоценовых местонахождений (рисунок), ядро новой флоры составляют представители родов,

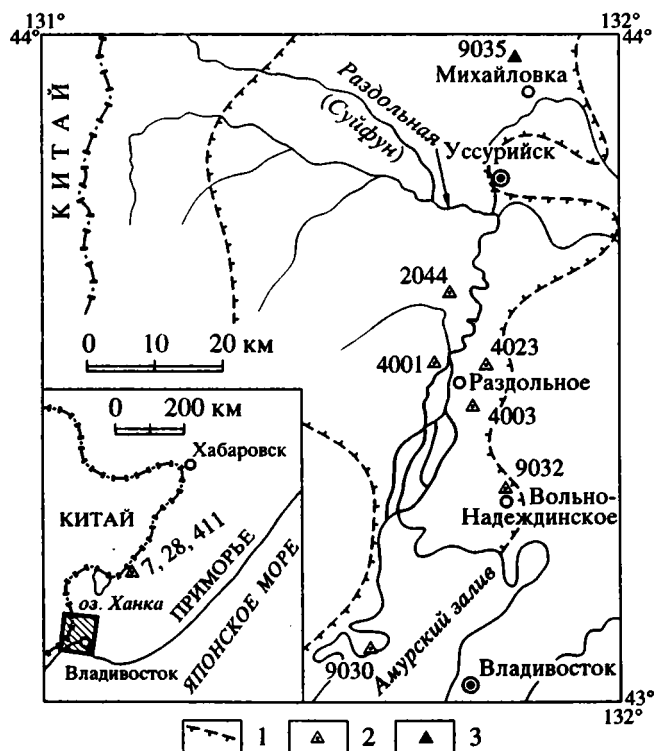


Схема расположения изученных разрезов. 1 – контур Суйфунской эрозионно-тектонической впадины; 2 – типовые разрезы усть-суйфунской свиты; 3 – типовый разрез суйфунской свиты.

Систематический состав флоры суйфунской свиты (т. 9035)

Семейства	Виды растений	Кол-во экз.
Pinaceae	Pinaceae sp.	7
Ulmaceae	Celtis cf. nordenskioldii Nath.	2
Betulaceae	Betula glandulosa Micx. fossil.	3
Juglandaceae	Pterocarya cf. protostenoptera Tanai	2
Salicaceae	Populus cf. miyataensis Huzioka et Uemura	1
	P. cf. kitamiana Tanai et Suzuki	1
	P. cf. sambongii Huzioka et Suzuki	6
	Salix spp.	147
	Salix brachypoda (Trautv. et Mey) Kom. fossil.	3
	S. glauca L. fossil.	18
	S. reticulata L. fossil.	1
	Chosenia cf. arbutifolia (Pall.) A. Skvort. fossil.	55
Styracaceae	Pterostyrax cf. rarinervis Baik.	1
Rosaceae	Rosa sp.	1
	Spiraea cf. protothunbergii Tanai et Suzuki	17
	S. cf. ussuriensis Pojark. fossil.	2
Oleaceae	Fraxinus cf. parvifolia Iljinsk.	2
Caprifoliaceae	Weigela cf. kamtschatica Cheleb.	32
	Sambucus cf. deutziaefolia Cheleb.	1
Gramineae	Gramineae sp.	3
Сyperaceae	Carex sp.	2
Typhaceae	Typha cf. latissima Al. Br.	2
Всего 12 семейств, 22 таксона – представителей 15 родов		311

участвующих в формировании современного растительного покрова и определяющих облик долинных группировок. На территории Приморья она не имеет аналогов, нет их у нее и в прилегающих областях. Наиболее молодые мио-плиоценовые флоры Северо-Восточного Хоккайдо, известные как Санабуси и Рубесибе (Tanai, Suzuki, 1965), существенно термофильнее и сохраняют еще тургайский облик. Еще более значительные различия обнаруживаются при сравнении с мио-плиоценовой флорой Синьо Северного Хонсю, детально охарактеризованной Т. Танаи (Tanai, 1961). Более молодая флора Сиобара, известная по монографии Т. Оное (Оное, 1989), непригодна для корреляции, поскольку сформировалась гораздо южнее, в иной ботанико-географической области. Среди флор Кореи, попавших в сводку К. Хузиоки (Huzioka, 1972), трудно подобрать что-либо, хотя бы отдаленно напоминающее новую флору.

Несомненное сходство по систематическому составу, как это и констатировала в своем предварительном заключении Р.С. Климова, данная флора обнаруживает с флорой стратотипа верхнемиоценовой эрмановской свиты Западной Камчатки, детально рассмотренной в работе “Мио-плиоцен

Западной Камчатки” (1976). Вполне отчетливое сходство у нее и с нижнеплиоценовой флорой Клямгульчий – самой молодой среди Кенайских флор, известных с побережья залива Кука на Аляске (Wolfe, 1966). Последняя расположена примерно на одной широте с флорой стратотипа эрмановской свиты и на 15° севернее местонахождения 9035.

И все же, несмотря на явное сходство в составе и композиции сравниваемых флор, они не могут быть помещены на один стратиграфический уровень в силу сложившейся уже к позднему миоцену четкой широтной дифференциации растительного покрова. На некорректность подобной операции с позднекайнозойскими флорами, хотя и имеющими близкий систематический состав, но расположенными на разной широте, обращали внимание американские исследователи на примере флор Аляски и Северо-Запада США (Wolfe et al., 1966), а также авторы вышеупомянутой монографии (Мио-плиоцен..., 1976).

Ясно, что трансформация растительного покрова на огромных пространствах тургайской ботанико-географической области в восточно-сибирский, берингийский, камчатско-охотский, маньчжурский и другие типы флор происходила

неодновременно. Эта мысль, сформулированная еще в классических работах А.Н. Криштофовича, стала уже тривиальной, поэтому предметом обсуждения могут быть лишь темпы такой эволюции и хронологические рубежи преобразования флор в конкретных районах Северной Азии.

Для Приморья этот вопрос оставался открытым из-за отсутствия сведений по флорам переходного, плиоцен-раннечетвертичного этапа. Но именно в данном временном интервале, судя по имеющимся отрывочным данным, произошел переход от обедненной флоры тургайского типа к современной маньчжурско-уссурийской. В таком контексте рассматриваемая флора представляет несомненный интерес, хотя невозможность подобрать для нее аналоги затрудняет решение вопроса о точной ее геохронологической позиции и вынуждает привлекать параллельные независимые методы. Последнее вполне возможно, поскольку разрез 9035 изучался комплексно.

В этой связи обратимся прежде всего к палинологическим материалам (спорово-пыльцевой анализ выполнен Н.И. Беляниной). Спектры (19 проб) получены из глинисто-алевритовых прослоев разреза 9035. Их можно сгруппировать в три спорово-пыльцевых комплекса (СПК).

СПК-1, пробы № 16–18, нижняя часть разреза. В спектрах преобладает пыльца широколиственных теплоумеренных представителей родов *Quercus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Carpinus* при умеренной роли пыльцы хвойных пород *Picea sect. Omorica*, *P. sect. Euripicea*, *Pinus s/g Haploxydon*, *P. s/g Diploxydon*. Единично отмечена пыльца экзотических для Приморья родов *Tsuga*, *Taxodium*, *Carya*, *Pterocarya*, *Castanea*, *Magnolia*, *Celtis*, *Moraceae*, *Liquidambar?*, *Nyssa*, *Cryptomeria*. Содержание бука несколько выше (до 5%). В образце № 17 встречаются единичные пыльцевые зерна комптонии и гинкго.

СПК-2, пробы № 9–15, средняя часть разреза, включающая флороносный слой. Содержание пыльцы широколиственных сокращается при одновременном увеличении роли берез, в том числе кустарниковых, а среди голосеменных – сосен и пихты. Пыльца некоторых из вышеперечисленных экзотов еще присутствует, но уже эпизодически.

СПК-3, пробы № 1–8, верхняя часть разреза. Спектры выглядят еще более обедненными широколиственными элементами при почти полном отсутствии представителей экзотических родов. Увеличивается доля берез древесных секций, появляется ольховник.

Структурные и таксономические особенности приведенных палинокомплексов позволяют отметить в данном разрезе главный рубеж, приуроченный к границе слоев с СПК-1 и -2. Именно на этом рубеже имели место основные события, выразившиеся в исчезновении таксодиевых и выпа-

дении из спектров некоторых относительно термофильных элементов (комптонии, ниссы и др.).

О возрасте данной палинофлоры можно судить, основываясь на корреляции ее с близкими по составу флорами сопредельных областей. В Приморье аналогичные палинофлоры характеризуют нижние слои осадочного комплекса, выполняющего предчетвертичные палеоврезы в Приханкайской впадине (Короткий, Павлюткин, 1984). Вмещающие миоспоры слои обратно намагниченны, что интерпретируется как принадлежность их к палеомагнитной эпохе Матуйама.

На юге Сахалина с СПК-2, 3 сравнимы палинофлоры IV и V пачек маруямской свиты. Соответствующие им слои характеризуются обратной намагниченностью и датируются А.Н. Александровой (1982) позднеплиоцен-эоплейстоценовым временем. В Приамурье спектры, близкие по составу полученным из верхней части разреза 9035, хотя и более бедные, известны из белогорской свиты. Там они датируются раннечетвертичным временем (Махова, 1978). В Эворон-Чукчагирской впадине из нижних слоев грубообломочной эоплейстоцен-раннечетвертичной приамурской свиты получены палиноспектры, похожие на СПК-3 (Вихлянцева, Морозова, 1965).

Обратимся теперь к районам, расположенным южнее. В Японии весьма детально изучена палинофлора группы Осака, имеющая переходный плиоцен-четвертичный возраст. При ее рассмотрении важно обратить внимание на роль таксодиевых, присутствие которых положено японскими исследователями в основу при выделении двух палинозон (снизу): зоны *Metasequoia* и зоны *Fagus*. В типовом районе граница между указанными палинозонами проходит ниже уровня палеомагнитной инверсии Матуйама–Брюнес, но выше эпизода Харамильо (Suzuki, Nasa, 1983). Однако, поскольку данный район расположен значительно южнее, типовые палинофлоры группы Осака мало пригодны для наших корреляций.

Для района Северо-Восточного Хонсю (бассейн Aizu) выпадение метасеквойи из палиноспектров фиксируется несколько раньше, а именно, на уровне палеомагнитного эпизода Олдувэй (1.8 млн. лет назад), хотя эпизодически пыльца ее отмечается до нижней границы эпизода Харамильо (Suzuki, Manabe, 1987). На острове Хоккайдо, в прибрежной зоне бассейна Исикари, лежащего почти на одной широте с разрезом 9035, этот момент приурочен к границе формаций Uraposawa и Shimonopporo, совпадающей с эпизодом Олдувэй (Kitagawa et al., 1988).

В Северо-Восточном Китае, на севере провинции Хэбэй (40° с.ш.) аналогичная смена палинофлор зафиксирована внутри формации Нихэвань (Zhou et al., 1983), слои которой обратно намагниченны и сопоставляются с палеомагнитной эпохой

Матюяма (Li, Wang, 1982). По сообщению Ань Чжишэня (Ан, 1987), на этом рубеже, совпадающем с эпизодом Олдувэй (Li, Wang, 1982), происходит обогащение фауны млекопитающих четвертичными формами, хотя появление их датируется более ранним временем.

Итак, сопоставление с соседними регионами позволяет сделать следующий вывод. Поскольку современный климат Южного Приморья несколько холоднее, чем климат острова Хоккайдо и севера провинции Хэбэй, логично предположить, что в Южном Приморье рассмотренная схема палинофлор произошла не позднее рубежа 1.8 млн. лет назад. Это дает основание датировать возраст флоры 9035 эоплейстоценом с отклонением пачки с СПК-1 в плиоцен.

Возвращаясь к листовой флоре 9035 (таблица), напомним, что в ее составе нет метасеквойи, таксодиума, глиптостробуса – обычных компонентов тургайских листовых флор, включая их молодые, обедненные варианты. Предположение о влиянии локальных факторов в данном случае маловероятно, ибо не согласуется с палеокарпологическими материалами, дополняющими результаты анализа листовой и палинологической флор. Карпологические остатки, помимо четырех слоев разреза 9035, получены еще из нескольких пунктов разрезной траншеи, вскрывающей галечники суйфунской свиты на протяжении нескольких километров. Несмотря на то, что хвойные представлены в карпологических флорах весьма обильно, ни в одной из проб таксодиевые не установлены. Это может означать крайне незначительную их роль в растительном покрове Южного Приморья во время формирования суйфунской свиты.

Семенные флоры отличаются богатством состава. Всего П.И. Дорофеевым установлено 126 таксонов – представителей древесной, кустарниковой и травянистой групп растений. Немногим более 10% из них либо вымерли, либо произрастают в более теплых климатических условиях. Полученные данные позволили П.И. Дорофееву датировать семенную флору суйфунской свиты, включая разрез 9035, эоплейстоценом.

Для уточнения возрастной позиции комплексной флоры 9035 воспользуемся данными палеомагнитных измерений. Образцы для анализа отбирались с двадцати уровней, по три с каждого. Обработка и измерения проведены в лаборатории палеомагнитологии Северо-Восточного КНИИ ДВО РАН (Магадан). По заключению Т.И. Линьковой, все образцы оказались обратно намагниченными. Это позволяет с большей вероятностью полагать, что комплексная флора 9035 отвечает в возрастном отношении эоплейстоцену с отклонением нижних слоев вмещающей ее суйфунской свиты в плиоцен.

Большому удивлению, помимо палеоботанических и палеомагнитных данных, препятствует также соотношение суйфунской свиты с подстилающими образованиями. В краевых частях Приханкайской впадины (скв. 7, 28, 411, см. рисунок) указанные галечники с семенными и палинологическими флорами, сходными с описанными в т. 9035, залегают на красноцветных глинах. В районе т. 9035 красноцветные щебнистые глины венчают разрез дочетвертичных образований, в которые вложены галечники суйфунской свиты, т.е. в обоих случаях суйфунские галечники моложе красноцветов. В Приморье в толще красноцветных глин, включающих щебни, гальки, линзы песка, палеонтологические остатки не обнаружены, но ее аналоги в Северо-Восточном Китае, Забайкалье, Монголии охарактеризованы комплексом фауны моллюсков и млекопитающих позднелипленового возраста.

В заключение необходимо отметить еще один аспект листовой флоры 9035. По мнению автора, она не может быть выведена из усть-суйфунской, т.е. обе флоры не являются непосредственными соседями в палеосукцессионном ряду. Существовавший между ними пробел может быть заполнен, скорее всего, флорами типа ботчинской, верхний возрастной рубеж которой, по заключению М.А. Ахметьева (1973), ограничивается первой половиной плиоцена. В Южном Приморье такие флоры пока не установлены, но они могут быть выявлены в толще туфоалевролитов, туфопесчаников и опок, разделенных потоками базальтовых лав. В общем геологическом разрезе третичных отложений Приморья эта толща занимает промежуточное положение между усть-суйфунской и суйфунской свитами.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 95-15309а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.
- Ахметьев М.А. Миоценовая флора Сихотэ-Алиня (р. Ботчи) // Тр. ГИН АН СССР. 1973. Вып. 247. 82 с.
- Байковская Т.Н. Верхнемиоценовая флора Южного Приморья. Л.: Наука, 1974. 135 с.
- Вихлянцева В.В., Морозова В.Ф. Новые данные к стратиграфии кайнозойских отложений Эворон-Чукчагирской депрессии // Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. № 5. С. 24–32.
- Короткий А.М., Павлюткин Б.И. Плиоцен-четвертичная граница в зоне перехода от материка к океану (юг Дальнего Востока) // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1984. С. 85–100.
- Криштофович А.Н. Миоценовые растения из суйфунской свиты Уссурийского края // Ботан. журнал. 1946. № 4. С. 1–34.

Махова Ю.В. Палеоботаническая характеристика отложений белогорской свиты в пределах Амуро-Зейской депрессии // Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода. 1978. № 48. С. 170–179.

Мио-плиоцен Западной Камчатки (эрмановская свита и палеонтологическое обоснование ее возраста) // Синельникова В.Н., Фотьянова Л.И., Челебаева А.И. и др. М.: Наука, 1976. 280 с.

Скороход В.З. Основные черты геологического строения южной части Советского Дальнего Востока. Владивосток: Приморск. географ. общ-во, 1941. 265 с.

An Zhisheng. Study on lower boundary of Quaternary in North China – an important climatic-geological event in early Matuyama chron // Marine Geology and Quaternary Geology. 1987. V. 5. № 4. P. 95–103.

Huzioka K. The Tertiary Floras of Korea // J. Mining College of Akita Univ. Ser. A. 1972. V. 5. № 1. P. 1–83.

Kitagawa Y., Igarashi Y., Yoshida M., Koshimizu S. Pleistocene stratigraphy in the Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan // Mem. Geol. Soc. Japan. 1988. № 30. P. 13–23.

Li Huamei, Wang Junda. Magnitostratigraphic study of several typical geological section in North China // Quaternary Geol. and Environment of China. 1982. China Oceans Press. P. 33–38.

Onoe T. Palaeoenvironmental analysis based on the Shiobara volcanic basin, Central Japan // Geol. Surv. of Japan. 1989. № 269. 211 p.

Suzuki K., Nasu T. Plant biostratigraphy of the Plio-Pleistocene series in Japan // Mem. Geol. Soc. of Japan. 1983. № 30. P. 169–180.

Suzuki K., Manabe K. Pliocene-Pleistocene stratigraphy and chronology in the Aizu Basin, Northeast Honshu, Japan // Proceedings of the First International Colloquium on Quaternary Stratigraphy of Asia and Pacific Area. Osaka, 1986. P. 24–31.

Tanai T. Neogene floral change in Japan // J. Faculty of Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1961. V. XI. № 2. P. 119–398.

Tanai T., Suzuki N. Late Tertiary floras from Northeast Hokkaido, Japan // Palaeontolog. Soc. of Japan. Spec. Paper. 1965. Part. 2. № 10. P. 51–117.

Wolfe J.A. Tertiary plants from the Cook Inlet Region, Alaska // U. S. Geological Survey Prof. Paper. 1966. V. 398-B. 28 p.

Wolfe J.A., Hopkins D.M., Leopold E.B. Tertiary stratigraphy and palaeobotany of the Cook Inlet Region, Alaska // U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1966. V. 398–A. 29 p.

Zhou Kunshu, Liang Xiulong, Yan Fuhua, Ye Yongying. Some remarks on the Nangou cold period based on the analysis of the pollen from the Nihewan stratum // Scient. Geol. Sinica. 1983. № 1. P. 82–92.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК (092)55

ВКЛАД Н.А. ГОЛОВКИНСКОГО В ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ СТРАТИГРАФИИ (К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ СМЕРТИ)

© 1997 г. С. И. Романовский

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

Поступила в редакцию 27.02.96 г.



21 июня 1997 г. исполнилось сто лет со дня смерти выдающегося русского ученого Николая Алексеевича Головкинского (1834–1897), одного из самых оригинальных и глубоких геологов XIX в., обладавшего уникальным талантом “видеть” самые потаенные стороны изучаемых им явлений. Недаром В.И. Вернадский признался в автобиографии, что именно Н.А. Головкинский оказал на него наибольшее влияние. “По сравнению с Докучаевым и Иностранцевым Головкинский казался мне более европейским исследователем с широким кругозором” (“Страницы автобиографии...”, 1981, с. 179). И это несмотря на то, что В.В. Докучаев и А.А. Иностранцев были непосредственными учителями В.И. Вернадского по Петербургскому университету, а с Н.А. Головкинским он был едва знаком. Эта же грань даро-

вания позволила Н.А. Головкинскому получить столь глубокие результаты, что они продолжают активно влиять и на жизнь современной нам науки. Ни одно из теоретических достижений ученого не утратило своего значения.

На самом деле, литологи, стратиграфы и тектонисты знают Н.А. Головкинского прежде всего как автора оригинальной теории образования осцилляционно-миграционной слоистости (термин Н.Б. Вассоевича), из которой вытекает знаменитый ныне основной фациальный закон (о нем особо). Н.А. Головкинскому мы обязаны введением в русскую науку понятия о фациях (1865 г.) и о сложнодифференцированных колебательных движениях земной коры (1865 г.). Геоморфологам Н.А. Головкинский известен как автор стратификационно-тектонической гипотезы асимметрии

речных долин и “правил” формирования речных террас. Гидрогеологи знают, что именно Н.А. Головкинский является автором конденсационной гипотезы образования грунтовых вод и он же – основоположник научно обоснованной стратегии поиска глубокозалегающих артезианских вод. Именно он первым в России выдвинул идею организации “артезианских обсерваторий”, т.е. стационарных режимных гидрогеологических станций в современной терминологии, и сам создал первую такую станцию в г. Саки в Крыму.

Наконец, стратиграфы помнят, что именно с теорией слоеобразования Н.А. Головкинского связан один из самых “неудобных” принципов теоретической стратиграфии – принцип возрастного скольжения стратиграфических горизонтов. Ему мы и уделим основное внимание в этой статье.

Однако прежде необходимо хотя бы вкратце остановиться на основных вехах биографии ученого, так как жизнь Н.А. Головкинского столь же яркая и необычная, как и оставленное им научное наследие (Романовский, 1979).

Семнадцати лет (1851 г.) он поступает вольнослушателем на медицинский факультет Казанского университета. Страстно увлекается анатомией. Затем охладевает к ней и начинает серьезно заниматься ботаникой. Этот порыв прерывается Крымской войной. Мятущаяся натура Николая Алексеевича, не обрета еще себя в науке, решает “охладить свой разум в пылу сражений”. И в составе Сводного уланского полка он проходит весь путь этой героической (хотя и позорной для России) военной эпопеи. Затем снова Казанский университет, но уже естественное отделение физико-математического факультета. Н.А. Головкинский продолжает с увлечением заниматься ботаникой, но под влиянием могучего таланта А.М. Бутлерова полностью переключается на химию. Появляются первые научные работы и приходит первый успех на научном поприще. Но Николай Алексеевич не может успокоиться. Он вновь начинает поиск “своего я”. На этот раз помимо химии его властно притягивают к себе минералогия и геология. Так проходят годы учения. Но даже став кандидатом естественных наук (1861 г.), Н.А. Головкинский еще не выбрал свой путь в науке. Учась за границей (главным образом в Германии), куда его направляют для подготовки к профессорскому званию, Николай Алексеевич оставляет химию, но еще не решается сделать выбор между геологией и минералогией. К моменту же возвращения в Россию (1864 г.) выбор сделан – Н.А. Головкинский решает посвятить себя геологии.

Начинаются годы преподавания, годы борьбы за сохранение некоторых демократических свобод, данных российским университетам уставом 1863 г. Н.А. Головкинский оказывается в эпицентре этой борьбы. Атмосфера в Казанском уни-

верситете накаляется до предела, когда в 1871 г. из него “удаляется” любимец студентов профессор анатомии П.Ф. Лесгафт. Друзья встают на его защиту, но это не спасает Лесгафта. Тогда во главе с Н.А. Головкинским семь лучших профессоров Казанского университета демонстративно выходят в отставку.

Николай Алексеевич переезжает в Одессу. Его принципиальный и в то же время доброжелательный характер в сочетании с личным обаянием и исключительным научным авторитетом располагают к нему его новых товарищей по Новороссийскому (сейчас Одесскому) университету, среди которых – И.И. Мечников, И.М. Сеченов, А.О. Ковалевский, Н.А. Умов и другие крупнейшие русские ученые. Уже через пять лет после переезда в Одессу Н.А. Головкинского избирают ректором Новороссийского университета. Однако годы ректорства (1877–1881), наиболее тяжелые и оставившие “мрачный след в его душе” (А.Е. Лагорио), не прошли даром. Здоровье Николая Алексеевича (и до того не очень крепкое) окончательно пошатнулось. С большим сердцем и мрачными предчувствиями покидает он Одессу и в 1886 г. навсегда переселяется на свою крымскую дачу “Кастель” на окраине Алушты, связав дальнейшую судьбу с Таврическим земством, – он стал земским гидрогеологом. Такова жизненная одиссея этого человека.

Интересно, что вопросами стратиграфии Н.А. Головкинский никогда специально не занимался, но именно в эту науку он внес наиболее весомый вклад. “Принцип возрастного скольжения стратиграфических горизонтов” или просто “принцип Головкинского” является одним из ключевых среди многих разноплановых принципов этой науки. Вытекает же он как важнейшее следствие из разработанной Н.А. Головкинским теории образования слоистости миграционного типа. Изложена она в его монографии “О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна” (1868), Николай Алексеевич ее представил в Ученый совет Казанского университета в качестве докторской диссертации в 1868 г., а в 1869 г. ее опубликовало С.-Петербургское минералогическое общество в I томе “Материалов для геологии России”.

Сразу заметим, что за прошедшие сто с лишним лет сама схема слоеобразования Н.А. Головкинского не претерпела существенных изменений. Она достаточно хорошо известна геологам, к тому же детально проанализирована в монографиях автора (Романовский, 1979, 1985, 1988) и в большом числе публикаций других геологов: Н.Б. Вассоевича, И.А. Вылцана, Б.П. Высоцкого, Г.А. Дмитриева, И.П. Дружинина, Г.Ф. Крашениникова, Г.П. Леонова, Н.С. Морозова, Г.И. Сократова, Ю.Я. Соловьева и др. Поэтому в этой статье

я на ней останавливаться не буду, а ограничусь лишь указанием основных результатов, которые с очевидностью из нее следуют.

1. Законченный цикл колебательных движений фиксирует в разрезе полный цикл отложений – целую “геологическую чечевицу” Н.А. Головкинского.

2. В качестве слоев следует рассматривать геологические тела, прослеживаемые субпараллельно береговой линии бассейна.

3. Поскольку каждый слой формируется “не вдруг”, а в результате постепенного перемещения береговой линии, то он оказывается разновременным про простирацию.

4. Слой трактуется как образование разновременное и литологически однородное.

Таким образом, Н.А. Головкинский не только установил, что тектонический фактор регулирует миграцию фациальных зон, но и показал, что в результате такого понимания процесса следует иначе трактовать и механизм слоеобразования. Нет ничего удивительного в том, что схему Н.А. Головкинского не поняли и, как следствие этого, не приняли многие его современники (А.А. Иностранцев, В.О. Ковалевский и др.). Она выглядела настолько необычной, что даже сам Н.А. Головкинский, сознавая, что его построения не укладываются в привычные, традиционные рамки, назвал свой основной вывод о возрастном скольжении слоев “парадоксальным”.

Действительно, Н.А. Головкинский (1868, с. 125) отмечал: “Положим, мы наблюдаем формацию, состоящую из налегающих друг на друга пластов песчаника, мергеля и известняка ... По общепринятому правилу пласты эти считаются осажденными один после другого в последовательные эпохи; между тем, если это напластование есть только нижняя, уцелевшая от размывания часть геологической чечевицы..., то такое воззрение справедливо *только для очень ограниченной местности*”¹. (Курсив мой. – С.Р.). И далее – его знаменитый результат: “...это дает право поставить тезис, по-видимому, парадоксальный: *общепринятое убеждение в последовательности образования последовательно друг на друга налегающих слоев – неверно*”. (Курсив Головкинского. – С.Р.) (Там же, с. 125).

Нами было показано (Романовский, 1979), что на самом деле тезис Н.А. Головкинского, конечно, не парадоксальный. Для того чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить масштабы возрастного скольжения в пределах единичного слоя с

разницей во времени образования смежных слоев, поскольку первое, что приходит в голову при знакомстве с теорией Н.А. Головкинского, – ее кажущееся противоречие принципу Стенона. В чем же это противоречие? В том, что Н.А. Головкинский утверждал: при образовании “самого нижнего слоя” *существовали* будущие “верхние слои”, но они еще не располагались в вертикальной последовательности, а были лишь упорядочены по латерали. В процессе же наложения фациальных зон уже фиксировалась слоистость, но так как слой, согласно такой схеме, оказывается разновременным в разных своих частях, то отсюда и напрашивался вывод, якобы противоречащий принципу Стенона: верхние слои могут оказаться древнее нижних.

Мы установили также (Романовский, 1979), что хотя каждый слой, как это следует из теории Н.А. Головкинского, является образованием разновременным, но эта разновременность оказывается всегда меньше той, которой оценивается стратиграфическая упорядоченность слоев. И поэтому любой вышележащий слой миграционного типа всегда будет моложе нижележащего, т.е. латеральный градиент разновозрастности всегда меньше вертикального (стратиграфического) градиента, и принцип Стенона схемой слоеобразования Н.А. Головкинского не отвергается.

А.И. Жамойда (1980, с. 42) справедливо отметил, что вопрос соотношения собственно стратиграфических и литологических подразделений “сложен и почти не разработан”, что литологическое пластообразное тело отделяется от смежных с ним литологических тел “однотипными границами” и что границы эти отражают изменение условий осадконакопления в “каждом данном участке”. Что это означает? То, что данный тип напластования относится к разряду асинхронно-миграционных, применительно к которому и разработал свою схему слоеобразования Н.А. Головкинский. Ясно также, что “скользить” будет возраст каждого слоя свиты или другого местного стратона, а изменение возраста будет меняться как бы от одной изохронной “ступеньки” к другой. Однако “поймать” изменение возраста на уровне одного слоя не удастся, так как латеральный градиент скольжения очень мал. Но когда мы оцениваем возраст свиты, да еще в удаленных друг от друга разрезах, то изменение возраста должно фиксироваться методами детальной биостратиграфии. Сложность осмысления схемы Н.А. Головкинского практической стратиграфией в том и состоит, что он, анализируя конкретные разрезы Камско-Волжского бассейна, рассуждал между тем как теоретик-литолог, а не стратиграф; он изучал изменение по простирацию возраста слоя как литологического тела. Когда же вытекающий из его схемы принцип возрастного скольжения границ слоев стали использовать

¹ Это очень важная мысль, в которой содержится самая суть теории Н.А. Головкинского: о возрастном скольжении имеет смысл говорить только в масштабах бассейна или его крупных частей, а в пределах единичного разреза или близко расположенных разрезов оно, естественно, не фиксируется.

стратиграфы, то они уже имели дело как бы с “суммативным” литологическим объектом – свитой, являющейся суммой однотипных по способу образования слоев, а потому могли практически подтвердить то, что Н.А. Головкинский теоретически предсказал. Ясно, что для стратиграфов реальный смысл имеет изменение возраста границ местных стратонов и с этой точки зрения замечание В.А. Красиловой (1977, с. 188) о том, что “примеры возрастного скольжения относятся не к слою, а к группе слоев”, совершенно справедливо.

Если с учетом сделанных пояснений вдуматься в “парадоксальный” тезис Н.А. Головкинского, то легко усмотреть в его утверждении смысл *основного фациального закона*. На самом деле, если слои образуются не последовательно (слой за слоем), а в результате наложения смежных фациальных зон, что утверждал Н.А. Головкинский, то отсюда очевидным путем и вытекает содержание закона миграции фаций: *вертикальная последовательность пород в разрезе (в пределах единичного седиментационного цикла) должна повторять латеральное расположение фациальных зон вкрест простирания береговой линии бассейна седиментации*.

Важно еще отметить следующее. Закон миграции фаций получил статус “закона” не только потому, что он не противоречит наблюдениям (им не противоречат и многие другие генетические схемы), но главным образом вследствие конструктивно разработанной Н.А. Головкинским теории формирования слоистости миграционного типа. Ведь такая теория в принципе также могла бы оказаться не проверяемой (как, к примеру, проверить, равномерные или скачкообразные колебания земной коры предопределяют накопление слоев). Но этого не случилось: из теории Н.А. Головкинского однозначно вытекало новое, не известное ранее геологам явление – *возрастное скольжение геологических горизонтов*: петрографических, стратиграфических и палеонтологических. (Кстати, и эти понятия ввел Н.А. Головкинский.) Именно это следствие теории оказалось непонятым многими геологами – современниками Н.А. Головкинского, а потому сама теория на долгие годы оказалась забытой. Когда же о ней вспомнили, то стали рассматривать ее только как одну из возможных теорий слоеобразования, а закон миграции фаций необоснованно стали связывать с именами А.А. Иностранцева (он дал формулировку закона, хотя из его схемы слоеобразования она не вытекала) и И. Вальтера, пришедшего к этому же открытию через 25 лет после Н.А. Головкинского (Романовский, 1988₂).

Стратиграфы между тем доказали, что возрастное скольжение границ подразделений местных стратиграфических схем – не фантазия Н.А. Головкинского, а реальный факт, с которым необходимо считаться при корреляции разрезов.

Итак, смысл возрастного скольжения границ местных стратонов в том, что изменение возраста предопределяется только одним главным фактором – механизмом, регулирующим накопление слоев; причем этот механизм зависит не от процессов, происходящих в самом бассейне, а от внешних по отношению к системе седиментации факторов, приводящих к изменению во времени ее пространственных очертаний. Это то, что касается кинематики возрастного скольжения.

Практически же приращение возраста могут “поймать” только стратиграфы, ибо оно слишком мало для каждого отдельного слоя, однако, накапливаясь в масштабе свиты, становится ощутимым для методов детальной биостратиграфии. Стратиграфы рассуждают просто и справедливо: если нет достоверных данных о разновременности, то объекты *считаются* одновременными (С.В. Мейен, В.А. Зубаков и др.). Правда, так рассуждают теоретики. Стратиграфам-практикам диахронные границы свит мешают, ибо существенно при этом усложняется корреляция разрезов и очень трудно становится увязать между собой местные стратиграфические схемы. Поэтому многие стратиграфы, вопреки очевидности, все еще пытаются доказать тезис о неперменной изохронности границ свит вне зависимости от их состава и механизма образования составляющих свиты отложений.

И все же даже практика стратиграфических исследований убедительно доказывает: границы свит с *миграционным типом слоистости* “скользят” во времени, и тем сильнее, чем на большем расстоянии они прослеживаются. В тех районах, где стратиграфия, если можно так выразиться, более ответственной, где от принятых границ местных подразделений зависит конкретизация поисково-разведочных работ (как в Западной Сибири, например), диахронность свит перестала быть исключением из правила; скорее наоборот – изохронные границы требуют специальных доказательств (Трушкова, 1980).

Особенно много примеров скольжения возраста границ свит дает детальная стратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Здесь возрастная миграция характерна для большинства свит неокома (С.П. Булыникова, А.В. Гольберт, Ф.Г. Гурари, И.Г. Климова, В.А. Мартынов, Л.Я. Трушкова и др.); она фиксируется чисто биостратиграфически – детальной возрастной привязкой неокомских аммонитов. Приращение возраста по латерали получается достаточно большим – до двух–трех ярусов. Отмечено также скольжение возраста так называемого циренового горизонта в результате медленно развивавшейся регрессии позднеюрского – неокомского морского бассейна Западно-Сибирской плиты. С юга (от Петропавловска) на север (до Тобольска) возраст этого горизонта омолаживается от конца

раннего валанжина до конца раннего готерива или даже до позднего готерива. Следовательно, общая регрессия неокомского бассейна началась в Западной Сибири в конце раннего валанжина.

Л.Я. Трушкова (1980) к вопросу о диахронности границ относится наиболее последовательно. Она считает, что положение всех стратиграфических таксонов в пределах Западно-Сибирской плиты подчиняется принципу Головкинского и в задачу стратиграфов входят не дебаты по поводу применимости этого принципа, а детальные работы по оценке конкретных значений градиента возрастного скольжения. Так, по ее данным, кровля татарской свиты омолаживается с юго-востока (Пыль-Караминский мегавал) на северо-запад (Ларь-Еганский вал), причем в единицах Международной стратиграфической шкалы изменение возраста соответствует объему всего валанжина, т.е. равняется 8–10 млн. лет.

Несмотря, однако, на многочисленные фактические примеры, убедительно доказывающие “работоспособность” принципа Головкинского, некоторые исследователи продолжают относиться к нему как к неприятному открытию для геологов и, невзирая на его строгую доказанность и физическую очевидность, предлагают даже убедительно обоснованные примеры считать “исключением из общего правила”.

Между тем, скорее верно обратное: не диахронность, а изохронность границ свит с миграционным типом слоистости является исключением, да и то чисто практически, пока нет методов, которые были бы в состоянии поймать градиент скольжения. Физически обоснованный механизм слоеобразования, из которого как следствие и вытекает неизбежное изменение возраста по простиранию слоя, позволил, как известно, ввести в теоретическую стратиграфию специальный принцип, названный в честь Н.А. Головкинского. Следуя этому принципу, необходимо особо тщательно обосновывать не диахронность, а изохронность поверхностей раздела подразделений местных стратиграфических схем. “Принцип должен быть исходной позицией, а не предметом доказательства”, – точно отметила Л.Я. Трушкова (1980, с. 66).

Интересней и полезней для дела понять сам механизм возникновения возрастного скольжения. Если на развитую Н.А. Головкинским теорию слоеобразования посмотреть с чисто седиментологических позиций, то станет ясно, что градиент изменения возраста является (кроме прочих факторов) функцией от угла расположения разреза по отношению к древней береговой линии бассейна. Если разрез параллелен береговой линии, то градиент изменения возраста равен нулю; градиент достигает максимального значения, когда разрез перпендикулярен к древней береговой линии.

Надо указать еще на одно важное следствие теории Н.А. Головкинского, которое также дает седиментологическое объяснение механизма, предопределяющего возрастное скольжение границ раздела слоев. Так как градиент изменения возраста может фиксироваться только применительно к слоистости миграционного типа, то он возникает лишь в том случае, если время продвижения береговой линии в глубь континента достаточно велико, т.е. когда трансгрессия развивается *медленно*, не вызывая существенных перестроек фациальных зон бассейна. Это и приводит к тому, что литологически однотипные комплексы пород (например, свиты или формации) имеют существенно разную палеонтологическую датировку в удаленных друг от друга разрезах. Важно и то, чтобы скорость аккумуляции осадков была бы соизмерима со скоростью развития трансгрессии; тогда на протяжении длительного времени сохраняются неизменными физико-геологические и биологические условия в бассейне.

Еще более наглядно чисто седиментологический механизм возрастного скольжения можно уяснить с позиций тектоники плит, поскольку для кинематики процесса не имеет значения, под влиянием каких *сил* смещаются в пространстве зоны накопления литологически однотипных осадков. Несущественно также, происходит ли при этом трансгрессивное развитие процесса (классический вариант Н.А. Головкинского) или идет латеральная миграция плиты от зоны раздвига в районе срединно-океанического хребта (плейт-тектоническая трактовка процесса). И в этой, и в другой интерпретации возраст литологически однородных комплексов будет меняться в направлении перемещения субстрата: при трансгрессии он будет омолаживаться, а при регрессии – удревняться.

Данные океанического бурения подтвердили следствие из теории литосферных плит: по мере удаления от срединно-океанического хребта возраст отложений, покрывающих базальтовое ложе океанов, удревняется. Если в районе хребта осадки современные, то при приближении к зоне субдукции – наиболее древние. Механизм этого явления достаточно нагляден, если опираться на схему спредингового конвеера: в зоне срединно-океанического хребта идет непрерывное наращивание коры и раздвижение плит по обе стороны от хребта. По мере движения к зоне субдукции, которое занимает 150–200 млн. лет, непрерывно наращивается мощность осадочного слоя: происходит седиментация по схеме “частица за частицей”, она гарантирует возрастную дифференциацию осадочных слоев океана с одновременным движением плит в сторону зоны Беньофа, что и предопределяет скольжение во времени (уже в стратиграфическом смысле) этих “слоев”.

Ясно, что коль скоро возраст базальтового ложа океана “скользит” по мере удаления от срединно-океанического хребта, то обязан “скользить” и возраст покрывающих его осадков. Важно то, что седиментация на горизонтально подвижном субстрате выдвигает новые требования к интерпретации последовательности осадочного покрова. В океане, если использовать привычную терминологию, разрез всегда имеет трансгрессивную направленность в том смысле, что наиболее мелководные (если можно так сказать об осадках, отложившихся у подножия срединно-океанического хребта, т.е. на глубинах более 2000 м) образования всегда залегают в основании разреза, а по мере удаления от зоны раздвига плит вышележащие осадки оказываются более глубоководными. Так, в скважинах, достигших базальтового основания, непосредственно на нем лежат, как правило, пелагические карбонатные осадки, накапливавшиеся выше уровня карбонатной компенсации; над карбонатами обычно залегают кремнистые отложения или красная глубоководная глина (Зоненшайн, Савостин, 1979).

Если подсчитать площади, которые занимает базальтовое ложе океана определенного возраста, то окажется, что эти площади линейно убывают при увеличении возраста (Berger, Winterer, 1974). Если молодая кора, возраст которой не превышает 20 млн. лет, занимает около 20% площади дна, то площадь дна, на которой располагается кора возраста 140 млн. лет, составляет менее 5%. В этой же пропорции изменяются, естественно, и площади, которые занимают в океане пелагические осадки определенного возраста.

Итак, теория спрединга и вытекающие из нее палеоседиментологические проблемы касаются главным образом принципиально нового подхода к расшифровке механизма стратификации осадочных толщ, так как кроме колебательных движений дна (вертикально ориентированный вектор движения) необходимо учитывать и латеральное перемещение субстрата (горизонтально ориентированный вектор движения). Поэтому фиксируемая в разрезах стратификация является результатом сложения двух векторов и всегда будет содержать определенный градиент изменения возраста.

О том же, правда с других позиций, пишет и А.И. Жамойда (1980, с. 42–43): за “скользящую границу” всего стратона принимают “некую равнодействующую между элементами границ двух типов” – стратиграфических и латеральных. Понятно, что когда свита расчленяется на более мелкие единицы, “уменьшается и величина “возрастного скольжения” этой равнодействующей.

При уменьшении территории работ степень диахронности границ свиты и другого местного стратона будет уменьшаться, и для небольших районов его можно будет пренебречь”. Все так. Именно об этом писал Н.А. Головкинский, в чем можно убедиться, внимательно прочитав цитированные нами положения его знаменитой ныне монографии 1868 г.

Если вновь вернуться к теории спрединга, то можно утверждать, что ее основные следствия должны сказаться на определенном переосмыслении седиментологических основ стратиграфии. И в первую очередь это касается конструктивного обоснования механизма возрастного скольжения с тем, чтобы “принцип Головкинского” стал, наконец, одним из действенных не только в теоретической, но и практической стратиграфии.

Хочу выразить искреннюю признательность А.И. Жамойде за доброжелательное прочтение рукописи этой статьи и сделанные полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Головкинский Н.А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. (Отдельный выпуск). СПб, 1868. 143 с.
- Жамойда А.И. Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений // Стратиграфическая классификация: Материалы к проблеме. Л.: Наука, 1980. С. 32–63.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Романовский С.И. Николай Алексеевич Головкинский (1834–1897). Л.: Наука, 1979. 192 с.
- Романовский С.И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 1985. 263 с.
- Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
- Романовский С.И. К вопросу об истории открытия и авторстве основного фациального закона // Вопросы истории естествознания и техники. 1988. № 4. С. 87–94.
- Страницы автобиографии В.И. Вернадского. М.: Наука, 1981. 349 с.
- Трушкова Л.Я. Принципы стратиграфии и региональные корреляционные стратиграфические схемы (на примере мезозоя Западно-Сибирской плиты) // Тр. СНИИГГИМС. 1980. Вып. 282. С. 65–78.
- Berger W.H., Winterer E.L. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line // Pelagic Sediments: Land and Sea. Oxford e.a., 1974. P. 11–48.

Рецензент Б.С. Соколов

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Российская академия наук * Издательство "Наука"

Заявка, подписанная руководителем и заверенная печатью организации, направляется письмом в Издательство "Наука" по адресу: 117864, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90. Для ускорения обработки Вашего заказа высылайте копию заявки по факсу (095) 420 2220 либо по электрон. почте nauka@apr.ru nauka@apr.msk.su WWW: HTTP://www.apr.ru

Заявка на специальную подписку

на журналы Издательства "НАУКА"

с доставкой по почте через Агентство подписки и розницы (АПР)

в 1-м полугодии 1998 года

Физика. Математика
Астрономия. Геология
Географические науки
Технические науки
Журналы РАН
общего содержания

Наименование организации (сокращенно и полностью) _____

Местонахождение: почтовый индекс _____ Область (край, респ.) _____

город _____ ул. _____ дом _____ корп. _____

код+тел. _____ факс _____ e-mail _____

Полный почтовый адрес организации для писем и бандеролей (если он отличается от адреса местонахождения) _____

Просим оформить **специальную адресную подписку** на отмеченные ниже журналы, необходимые для научно-исследовательской (учебной, производственной) деятельности на территории России:

Индекс	Наименование журнала	Кол-во выпусков в полугодие	Кол-во подписных комплектов за минимальный срок подписки (впишите в колонку соответствующего месяца число заказываемых подписных комплектов на выбранные Вами журналы)						Всего заказано подписных комплектов на 1-е полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена 1-го подписного комплекта за минимальный срок подписки (в руб.)	Итого сумма в рублях (10 × 11)
			январь	февраль	март	апрель	май	июнь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70001	Автоматика и телемеханика	6								17 000	
70010	Акустический журнал	3								17 400	
70237	Алгебра и анализ	3								22 000	
70030	Астрономический вестник	3								16 700	
70024	Астрономический журнал	3								17 500	
70053	Биофизика	3								17 500	
70134	Водные ресурсы	3								18 500	
70162	Вулканология и сейсмология	3								15 100	
70217	Геология рудных месторождений	3								17 100	
70218	Геомагнетизм и аэрономия	3								16 600	
70215	Геоморфология	2								15 600	
70228	Геотектоника	3								17 800	
70393	Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология	3								15 700	
70253	Дефектоскопия	6								15 400	
70239	Дискретная математика	2								17 300	
70244	Доклады РАН	18								52 000	

**Уважаемые подписчики научной периодики
Издательства "Наука"**

Подписка на академические журналы издательства "Наука" в I полугодии 1998 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России "Подписка-98" (т. 1) в отделениях связи и по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются Российской академией наук государственным академическим, библиотечным, вузовским, отраслевым научно-исследовательским организациям, их сотрудникам, докторантам и аспирантам. Цены Издательства в I полугодии 1998 г. не увеличены и остались на уровне цен II полугодия 1997 г. Цена доставки по почте на ваш адрес незначительно возросла.

Индивидуальные подписчики указанных организаций смогут оформить подписку по специальным ценам в редакциях соответствующих журналов либо непосредственно в Издательстве или его Санкт-Петербургском и Екатеринбургском отделениях по предъявлении служебного удостоверения. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу "Один специалист – одна подписка".

Коллективные подписчики для оформления своего заказа должны будут направить в Издательство "Наука" надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении Издательством полученных заявок оплата производится через отделения банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО "Агентство подписки и розницы" (АПР).

Специализирующиеся на комплектовании научных и вузовских библиотек академические организации (БАН, БЕН, ИНИОН, ГПНТБ СО РАН, а также ВИНТИ и др.) могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в Издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, получившим право подписки по специальным ценам в предыдущем полугодии, достаточно будет при оформлении подписки в I полугодии 1998 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при оформлении подписки на II полугодие 1997 года.

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов Издательства "Наука", имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7 Москва, В-485 Профсоюзная ул., 90 комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по вашему адресу.