

Том 6, Номер 4

Июль - Август 1998

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 6 № 4 1998 Июль–Август

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 6, номер 4, 1998

Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) <i>В. Н. Подковыров, М. А. Семихатов, А. Б. Кузнецов, Д. П. Виноградов, В. И. Козлов, И. В. Кислова</i>	3
U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) <i>Г. В. Овчинникова, И. М. Васильева, М. А. Семихатов, А. Б. Кузнецов, И. М. Горохов, Б. М. Гороховский, Л. К. Левский</i>	20
Стратиграфическая шкала силура Восточной Сибири <i>Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, В. Г. Хромых, А. Я. Бергер</i>	32
Крупные млекопитающие русциния на территории бывшего СССР <i>Э. А. Вангенгейм, И. А. Вислобокова, М. В. Сотникова</i>	52
Поздний олигоцен Беларуси <i>Л. И. Мурашко, Т. Б. Рылова, Т. В. Якубовская</i>	67
Стратиграфия верхнекайнозойской вулканогенно-осадочной толщи прибайкальской части Восточного Саяна <i>Н. А. Логачев, С. В. Рассказов, А. В. Иванов, В. А. Мишарина, Г. П. Черняева</i>	81
Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) <i>А. В. Соловьев, Т. Н. Палечек, Р. М. Палечек</i>	92

Критика и дискуссии

О "таймырском" ярусе континентальной перми Сибири <i>Н. К. Могучева</i>	106
--	-----

Contents

Vol. 6, No. 4, 1998

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

Carbonate Carbon Isotopic Composition in the Upper Riphean Stratotype, the Karatau Group, Southern Urals <i>V. N. Podkovyrov, M. A. Semikhatov, A. B. Kuznetsov, D. P. Vinogradov, V. I. Kozlov, and I. V. Kislova</i>	3
U–Pb Systematics for Proterozoic Carbonate Rocks: the Inzer Formation of the Upper Riphean Stratotype (Southern Urals) <i>G. V. Ovchinnikova, I. M. Vasil'eva, M. A. Semikhatov, A. B. Kuznetsov, I. M. Gorokhov, B. M. Gorokhovskii, and L. K. Levskii</i>	20
Silurian Stratigraphic Scale for East Siberia <i>Yu. I. Tesakov, N. N. Predtechenskii, V. G. Khromykh, and A. Ya. Berger</i>	32
Large Ruscinian Mammalia in the Territory of the Former Soviet Union <i>E. A. Vangengeim, I. A. Vislobokova, and M. V. Sotnikova</i>	52
The Late Oligocene of Belarus <i>L. I. Murashko, T. B. Rylova, and T. V. Yakubovskaya</i>	67
Stratigraphy of the Late Cenozoic Volcanosedimentary Sequence in the East Sayan Mountains in the Baikal Lake Region <i>N. A. Logachev, S. V. Rasskazov, A. V. Ivanov, V. A. Misharina, G. P. Chernyaeva</i>	81
Tectonostratigraphy of the Northern Olyutor Zone (the Koryak Highland, the Anasatsiya Bay area) <i>A. V. Solov'ev, T. N. Palechek, and R. M. Palechek</i>	92

CRITICS AND DISCUSSION

On the Taimyr Stage of the Continental Permian Sediments from Siberia <i>N. K. Mogucheva</i>	106
---	-----

УДК [539.183:2.546.26]:551.72(470.53.57)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТНОГО УГЛЕРОДА В СТРАТОТИПЕ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (КАРАТАВСКАЯ СЕРИЯ ЮЖНОГО УРАЛА)

© 1998 г. В. Н. Подковыров*, М. А. Семихатов**, А. Б. Кузнецов*,
Д. П. Виноградов*, В. И. Козлов***, И. В. Кислова**

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

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

***Институт геологии Уфимского научного центра РАН, 450000 Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, Россия

Поступила в редакцию 10.10.96 г.

Каратавская серия Южного Урала предоставляет удачную возможность получить С-изотопную характеристику значительной части верхнего рифея в единой типовой последовательности отложений, в которой, судя по радиометрическим и палеонтологическим данным, представлены как нижние, так и верхние горизонты верхнего рифея (1000 ± 50 – 650 ± 20 млн. лет). В изученных разрезах серия сложена преимущественно карбонатными породами, которые на основании катодолюминесцентных, геохимических и изотопно-геохимических данных могут рассматриваться как претерпевшие лишь незначительные вторичные изменения и сохранившие первичный С-изотопный сигнал. Известняки нижней подсвиты катавской свиты, начинающие карбонатную часть серии, показывают нисходящий тренд изменений $\delta^{13}\text{C}$ от 4.4 до -0.8‰ PDB, а известняки ее верхней подсвиты и нижней части вышележащих нижнеинзерских отложений демонстрируют восходящий тренд до 3.9‰ с тремя положительными флуктуациями. Верхняя часть нижнеинзерских известняков обладает низкими положительными, а верхнеинзерские известняки – небольшими отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$. Вышележащие известняки и доломиты миньярской свиты отличаются наиболее контрастными для всей серии изменениями $\delta^{13}\text{C}$ от -2.2 до 5.9‰ с четырьмя пиками, а укские известняки, завершающие каратавскую карбонатную последовательность, знаменуют возврат $\delta^{13}\text{C}$ в область низких положительных значений. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в каратавской серии в целом согласуются с общим трендом изменения этого параметра в верхнем рифее. Однако в каратавской серии нет протяженных отрезков с высокими ($>6\text{‰}$) значениями $\delta^{13}\text{C}$, характерными для ряда других разрезов верхнего рифея, а амплитуда вариаций $\delta^{13}\text{C}$ меньше, чем в этих разрезах. Видимо, такие различия связаны с присутствием в каратавской карбонатной последовательности значительных стратиграфических перерывов.

Ключевые слова. Протерозой, неопротерозой, верхний рифей, С-изотопная хемотратиграфия, изотопный состав карбонатного углерода, Южный Урал.

Возрастные изменения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах, отражающие вариации баланса карбонатного и органического углерода в Мировом океане, успешно входят в практику хемотратиграфических корреляций в верхнем рифее и венде (в неопротерозое) и привлекаются для обоснования широких биогеохимических построений в этой части геологической летописи (Brasier, 1992; Kaufman et al., 1993, 1996; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Семихатов, 1995 и библиография в этих работах). Возрастающее количество данных показывает, что поздний рифей и венд (особенно вторая часть этого интервала, 850–530 млн. лет назад) отличались весьма значительными возрастными вариациями $\delta^{13}\text{C}$ в водах Мирового океана и эти вариации отражали важные изменения параметров глобального цикла углерода, кислородного бюджета биосферы и климата.

Однако современная модель изменения $\delta^{13}\text{C}$ в конце протерозоя построена на основании не протяженных типовых последовательностей верхнего

рифея и венда, а нескольких дискретных отрезков разрезов, вскрытых в далеко разобщенных регионах. Корреляция этих отрезков между собой и в особенности со стратотипами верхнего рифея и венда, равно как и их привязка к хронометрической шкале требуют уточнения, а иногда и более строгого подхода по сравнению с практикуемым ныне.

Удачную возможность получить изотопную хемотратиграфическую характеристику значительной части верхнего рифея в единой типовой последовательности отложений предоставляет каратавская серия Южного Урала, которая является типом верхнего рифея и в западных своих разрезах сложена главным образом карбонатными породами, испытавшими лишь незначительные вторичные изменения (Стратотип рифея, 1983). Для реализации упомянутой возможности авторы данной статьи отобрали представительную коллекцию каратавских карбонатов, которая явилась базой для получения стронциевой (Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997) и угле-

родной (Semikhatov et al., 1995; Подковыров и др., 1997) изотопных характеристик серии, а также определения Pb-Pb изохронного возраста ее отложений (Овчинников и др., 1995а, 1998). Ниже изложена вся сумма полученных нами данных о вариациях $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в каратавских известняках и доломитах и о присущих этим породам вторичных изменениях, оцененных на основании комплекса петрографических, катодоллюминесцентных, геохимических и изотопно-геохимических данных.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ КАРАТАВСКОЙ СЕРИИ

Каратавская серия – это мощный (3.0–5.5 км) осадочный комплекс, который завершает стратотипический разрез рифея, вскрытый в пределах Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала. Отложения серии, доминирующие в строении западных частей мегантиклинория, залегают на типе среднего рифея (на юрматинской серии) и несогласно перекрыты вендскими толщами. Последовательность и состав большинства свит, выделенных в каратавской серии, были установлены на относительно ранних стадиях изучения уральского рифея (Гарань, 1963; Козлов, 1982; Стратотип рифея, 1983) и только пространственно-хронологические соотношения некоторых карбонатных и терригенных литостратиграфических единиц в средней ее части одно время трактовались неоднозначно (Раабен, 1975; Комар, 1978; Козлов, 1982; Раабен, Комар, 1983; Крылов, 1983), но сейчас и этот вопрос можно считать решенным (Козлов и др., 1991; Маслов, Крупенин, 1991; Унифицированные региональные..., 1993). В настоящее время вызывает разногласие лишь характер взаимоотношений каратавской серии с подстилающей юрматинской. Тогда как одни исследователи придерживаются традиционных взглядов о наличии между ними несогласия, другие приводят аргументы в пользу их согласного залегания (Козлов, 1982; Стратотип рифея, 1983; Маслов, 1990; Козлов и др., 1991; Шалагинов, Маслов, 1997).

В современных региональных шкалах каратавская серия расчленяется на шесть свит: силикокластическую зильмердакскую (1200–3300 м), известняковую пестроцветную катавскую (200–350 м), изменчивую по составу карбонатно-терригенную инзерскую (300–800 м), известняково-доломитовую миньярскую (350–650 м), терригенно-карбонатную укскую (160–350 м), венчающую разрез серии на западе Башкирского мегантиклинория, и терригенную криволукскую (250–300 м), сохранившуюся от предвендского размыва только на востоке названной структуры (Козлов и др., 1991; Семикатов и др., 1991; Унифицированные региональные..., 1993; Шалагинов, Маслов, 1997). Три нижние из этих свит повсеместно связаны постепенными переходами, тогда как в основании укской, а иногда и в основании миньяр-

ской свит отмечаются следы размывов (Беккер, 1961, 1988; Раабен, 1975; Козлов, 1982; Козлов и др., 1991; Маслов, Крупенин, 1991).

Преимущественно карбонатная часть каратавской серии (катавская–укская свиты) была изучена нами на крайнем западе Башкирского мегантиклинория (рис. 1) в следующих разрезах: 1) в среднем течении р. Манайсу, прорезающей западный склон хр. Зильмердак (большая нижняя часть катавской свиты); 2) в г. Миньяр и его окрестностях на склонах горы Красная и в долине руч. Кашеев (большая верхняя часть катавской свиты и нижняя часть инзерской), а также на правом берегу р. Сим в районе Бьянковского карьера и в самом этом карьере (верхняя часть инзерской и миньярская свита, кроме наиболее высоких ее горизонтов); 3) на правом берегу р. Юрюзань выше дер. Шубино (верхняя часть миньярской свиты и вся укская свита). Корреляция этих разрезов опиралась на литостратиграфические критерии, а в районе г. Миньяр и на данные детального картирования и не вызывала каких-либо затруднений. Стратиграфическое положение образцов, отобранных для С-изотопного анализа, показано на рис. 2, а состав заключающих их свит кратко описан ниже (подробнее см. Козлов, 1982; Стратотип рифея, 1983; Козлов и др., 1991; Маслов, Крупенин, 1991).

Катавская свита расчленяется на две подсвиты. Нижняя начинается кирпично-красными строматолитовыми, более редкими обломочными и глинистыми известняками (65–70 м) и завершается пестроцветными глинистыми тонкослоистыми известняками и мергелями (около 100 м), содержащими горизонты и линзы флейкстоунов. Верхняя подсвита (95–100 м) сложена серыми глинистыми, иногда доломитизированными известняками с характерной "струйчатой" (микробильной) слоистостью и редкими флейкстоунами.

Инзерская свита в районе г. Миньяр, как и во всей западной части Башкирского мегантиклинория, также расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (подинзерские слои, 190 м) сложена темно-серыми и черными плитчатыми афанитовыми известняками, практически лишенными терригенной примеси, их доломитизированными разностями, а в верхней части, кроме того, строматолитовыми известняками и довольно обильными флейкстоунами. В основании подсвиты наблюдаются прослои глинистых известняков, которые подчеркивают постепенный переход от катавской свиты к инзерской. Верхняя подсвита инзерской свиты (около 200 м) имеет трехчленное строение: две пачки серо- и пестроцветных полевошпат-кварцевых глауконитовых песчаников, алевролитов и редких аргиллитов (70 и 50 м) и разделяющая их пачка серых строматолитовых, микрофитолитовых и обломочных известняков (80 м).

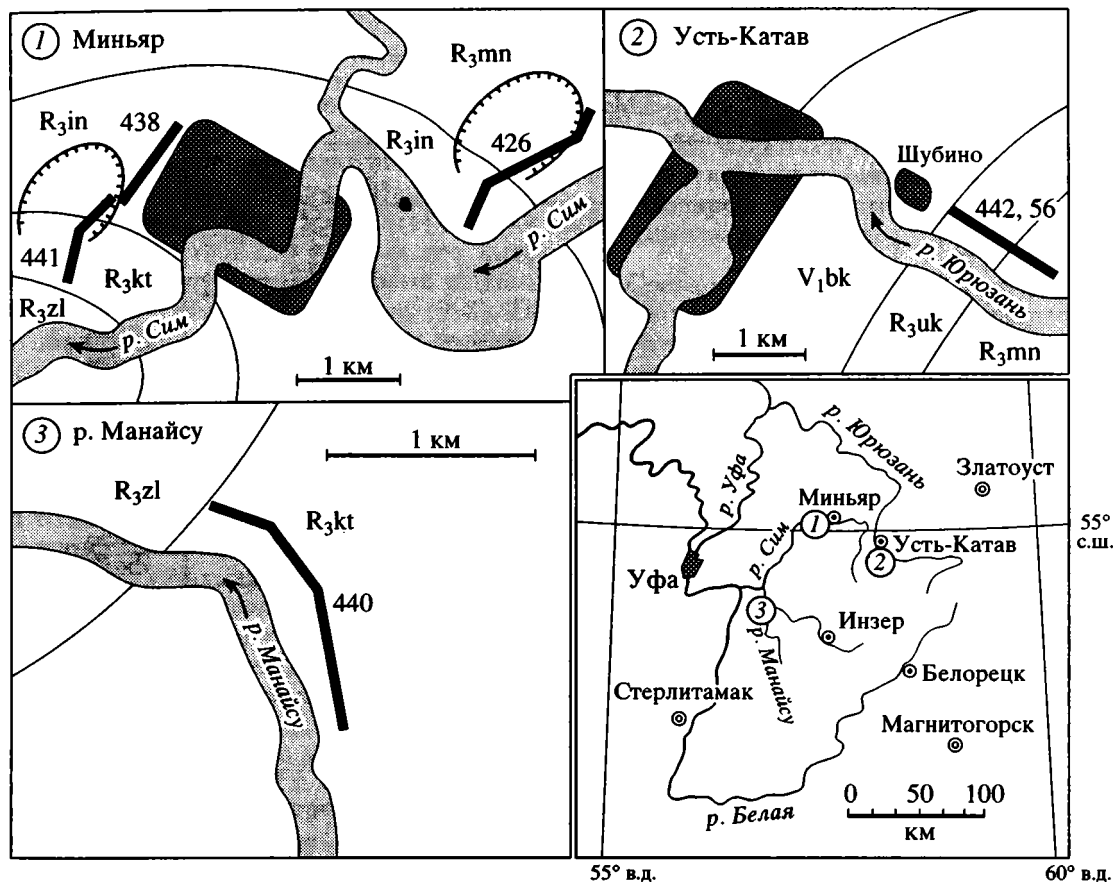


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов карбонатной части каратавской серии.

Разрезы: 1 – окрестности г. Миньяр, 2 – р. Юрюзань выше дер. Шубино, 3 – среднее течение р. Манайсу. Индексы на схемах – свиты: R_{3zl} – зильмердакская, R_{3kt} – катавская, R_{3in} – инзерская, R_{3mn} – миньярская, R_{3uk} – укская свиты верхнего рифея, V_{bk} – бакеевская свита венда.

В составе миньярской свиты в изученных разрезах (360–380 м) доминируют светло-серые и серые механогенные и строматолитовые доломиты, которым подчинены близкие по внешнему облику известняки, тяготеющие к основанию и к верхним горизонтам свиты, а также линзы и прослои флейкстоунов. В верхней половине свиты среди карбонатных пород обычны линзы и стяжения темно-серых раннедиагенетических кремней, по появлению которых проводится граница между нижней (210 м) и верхней (160–180 м) подсвитами. В основании свиты местами обособляется мало-мощный (1–3.5 м) силикокластический горизонт, который, по мнению М.Е. Раабен (1975), свидетельствует о наличии предминьярского размыва.

Укская свита в разрезе у дер. Шубино в нижней своей части (70 м) представлена зеленовато-серыми глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами и редкими аргиллитами с отдельными прослоями (0.2–0.4 м) и более мощными пластами (5–8 м) известняков, а в верхней (140 м) сложена серыми строматолитовыми и редкими обломочными известняками и венчающей свиту пачкой

доломитов (20–25 м). В основании свиты видны следы стратиграфического несогласия; иногда с этим несогласием связывают выпадение в некоторых разрезах верхней (шубинской) пачки миньярской свиты, сложенной строматолитовыми известняками (Беккер, 1988). Более резкое несогласие ограничивает укскую свиту сверху: песчаники и конгломераты бакеевской свиты венда залегают на различных ее горизонтах, а местами и на миньярских доломитах.

Рассматриваемые отложения, по мнению А.В. Маслова (1988, 1997), были сформированы в пределах сублиторали и отражают переход от господства мелководно-морских обстановок в катавско-инзерское время к умеренно глубоководным открыто-морским обстановкам в миньярское время и некоторое обмеление в укское. Однако анализ текстурных особенностей пород позволяет думать, что значительная часть нижнекатавских, подинзерских и нижнеминьярских карбонатов накопилась в относительно глубоководных обстановках вблизи базиса действия штормовых волн, а большая часть строматолито-

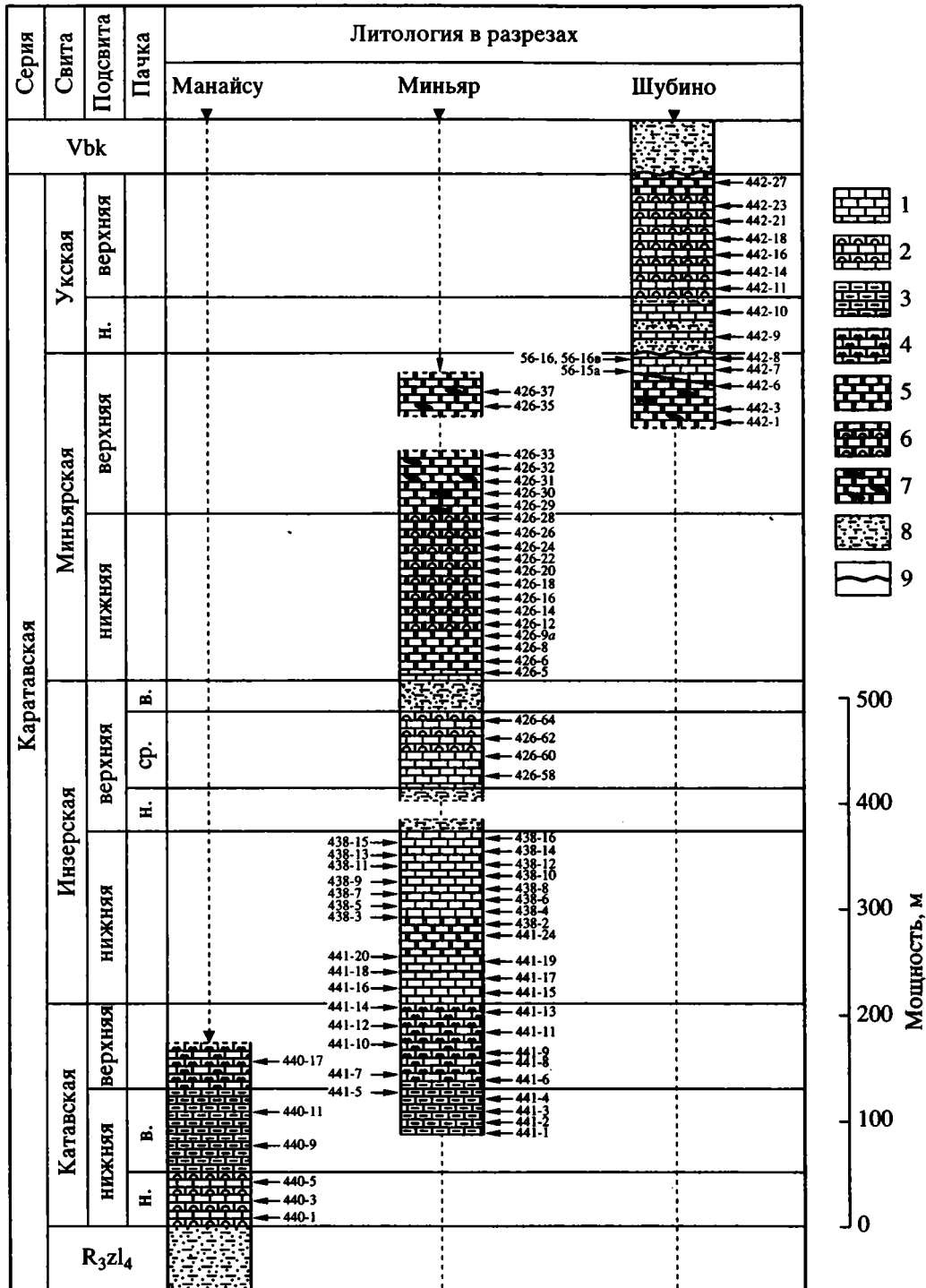


Рис. 2. Строение изученных разрезов и расположение в них образцов, отобранных для С- и О-изотопного анализа. 1–4 – известняки: 1 – микритовые и обломочные, 2 – строматолитовые, 3 – глинистые, 4 – со “струйчатой” (микробильной) слоистостью; 5 – доломиты; 6 – строматолитовые доломиты; 7 – доломиты и строматолитовые доломиты с линзами и стяжениями раннедиагенетических кремней; 8 – силикокластические породы; 9 – несогласия. Цифры около колонок – номера изученных образцов карбонатных пород. Объяснение индексов на колонках см. на рис. 1. Сокращение: н – нижняя, ср – средняя, в – верхняя пачки (то же на рис. 5).

вых и обломочных карбонатов названных и укской свит представляет осадки гидродинамически активных зон открытого шельфа.

Выводы об изотопном возрасте каратавской серии базируются на довольно пестрых в методическом отношении определениях. Наиболее надежной является изохронная Pb-Pb датировка нижнеинзерских карбонатов 836 ± 25 млн. лет, которая трактуется как отражающая время раннего диагенеза осадков (Овчинникова и др., 1998). Такая трактовка подтверждается тем, что изохронный Rb-Sr возраст тонкозернистых (0.6–2 мкм) фракций аутигенного иллита инзерской свиты, фиксирующий время проявления более позднего события – диагенеза погружения, равен $805–835$ млн. лет (Овчинникова и др., 1995а). С методической точки зрения обращают на себя внимание согласующиеся K-Ar и изохронные Rb-Sr определения возраста Al-глауконита из нижней терригенной пачки укской свиты, равные 688 ± 10 и 670 ± 10 млн. лет соответственно (Горожанин, Кутявин, 1986). Дополнительный вес этим определениям придает то, что изохронный Rb-Sr возраст валовых проб вулканитов, залегающих в более северных районах Урала у кровли аналогов каратавской серии, равен 672 ± 22 млн. лет (Семихатов и др., 1991). Помимо этого, для различных горизонтов каратавской серии имеются старые K-Ar определения возраста минералогически не изученных глауконитов, образующие в общем правильный убывающий вверх по разрезу ряд значений: верхняя часть катавской свиты – 938, нижняя и средние части инзерской свиты – 896–853, верхняя ее пачка – 791–683, нижняя часть миньярской свиты – 740, верхняя ее часть – 713–680 млн. лет (Гаррис, 1977; Стратотип рифея, 1983).

Минимальный возрастной предел серии обычно определяют на основании следующих взаимно согласующихся данных. 1) K-Ar возраст валовых проб габбродиабазов, прорывающих серию, равен 620–660 млн. лет. 2) U-Pb цирконовый возраст барангуловских гранитов, прорывающих аналоги каратавской серии к востоку от Башкирского мегантиклинория, оценен в 660 ± 15 млн. лет. 3) K-Ar датировки глауконитов из вендских отложений, несогласно залегающих на каратавской серии и на ее уральских аналогах, находят в пределах 625–560 млн. лет (Стратотип рифея, 1983; Keller, Semikhatov, 1990; Коротеев и др., 1997). К обоснованию максимального возрастного предела серии одно время привлекались K-Ar датировки валовых проб габбродиабазов, которые считались докаратавскими и наряду с заведомо омоложенными показали значения около 1150–1000 млн. лет (Гаррис, 1977; Стратотип рифея, 1983). Однако реальные соотношения этих габбродиабазов с каратавскими отложениями не установлены.

На основании изложенных данных обычно принимается, что отложения каратавской серии ограничены возрастными рамками $1000 \pm 50 – 650 \pm 20$ млн. лет (Козлов и др., 1991; Семихатов и др., 1991; Коротеев и др., 1997), хотя условность первой из этих величин очевидна. Тем не менее, она подкрепляется имеющимися палеонтологическими материалами.

Состав органостенных микрофоссилий, встречаемых в верхней части зильмердакской свиты и в ее аналогах в Волго-Уральской области (Стратотип рифея, 1982, 1983), свидетельствует о том, что вмещающие отложения формировались не ранее 1000 млн. лет назад (Семихатов, 1995; Knoll, Sergeev, 1995), а среди раннекаратавских строматолитов (Раабен, 1975; Комар, 1978; Стратотип рифея, 1982) присутствует ряд характерных межрегиональных таксонов, приуроченных в Сибири, Северной Африке, Северной Америке и на Шпицбергене к началу позднего рифея, к отложениям с возрастом около 1000–850 млн. лет (Семихатов, Раабен, 1996). Состав строматолитов из верхних горизонтов каратавской серии (из миньярской и укской свит) близок к их составу из верхних горизонтов верхнего рифея ряда других регионов, в частности, из серии Академикербреен Шпицбергена (Раабен, 1975). Наличие в составе рассматриваемой серии верхних горизонтов верхнего рифея подтверждается и указаниями на находки в миньярской свите остатков *Melanocerrillum* (Маслов и др., 1994), которые появились в геологической летописи около 850–800 млн. лет назад. Что же касается микрофоссилий из послезильмердакской части каратавской серии, то развитые здесь ассоциации окремненных форм лишены стратиграфически значимых таксонов (Сергеев, 1992), а органостенные формы только в основании подинзерских слоев образуют богатую и разнообразную ассоциацию (Стратотип рифея, 1982). Она сходна с описанной из средних горизонтов серии Академикербреен (Butterfield et al., 1994), но значение этого сходства для детальной корреляции нивелируется тем, что подинзерские слои принадлежат нижней части верхнего рифея, а серия Академикербреен несомненно относится к верхним его горизонтам (Butterfield et al., 1994; Kaufman, Knoll, 1995).

Таким образом, имеющиеся палеонтологические и изотопно-геохронологические данные показывают, что в составе каратавской серии присутствуют как нижние (1000–850 млн. лет), так и верхние (менее 850 млн. лет) горизонты верхнего рифея. Используя приведенные изотопные датировки и допущение о линейной зависимости между мощностью отложений и временем их накопления, мы попытались оценить изотопный возраст границ карбонатных свит каратавской серии (рис. 5). Ясно, что полученные оценки никак нельзя абсолютизировать: они дают только самое общее представле-

ние о тех возрастных интервалах, в которых размещаются изученные образцы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения изотопного состава С и О в поле отбирались макроскопически однородные образцы известняков и доломитов, не несущих явных признаков вторичной перекристаллизации, расщепления или выветривания. Интервал опробования в сплошных карбонатных толщах составлял в среднем от 8 до 15 м и только в укской свите несколько снижался. Собранные образцы распиливались на две части, одна из которых использовалась для химического и изотопного анализа, а другая – для петрографического и катодолюминесцентного изучения в прозрачных шлифах и пришлифовках соответственно.

При химическом анализе образцы растворялись в 1 N HCl и содержание главных компонентов определялось рутинным весовым методом, а содержание Mn и Fe – атомно-абсорбционным методом на анализаторе AAS-30 по аналитическим резонансным линиям Mn – 279.5 нм, Fe – 248.3 нм. Кроме того, в карбонатной фазе пород определялось содержание Sr методом изотопного разбавления в соответствии с методикой, описанной ранее (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997). Катодолюминесцентное изучение известняков и доломитов выполнено в лаборатории АО “Механобр-Аналит” (Санкт-Петербург) на микроанализаторе Сомебах с последующим микроанализом карбонатных фаз на электронном микроскопе CamScan со спектрометром Link.

Для определения изотопного состава С и О использовались валовые пробы нелюминисцирующих или умеренно люминисцирующих (доло)микритов или (доло)микроспаритов, а также валовые пробы тех фрагментов иных карбонатов, которые содержат минимальное количество следов перекристаллизации и/или обособлений карбоната поздней генерации.

При выделении углекислоты, необходимой для последующего определения изотопного состава О и С, растертые пробы помещались в концентрированный раствор фосфорной кислоты ($\rho = 1.89$ г/мл) на 2 часа (известняки) или на 72 часа (доломиты) при температуре 25° С. Изотопный состав С и О определялся одновременно из одного объема CO₂ на масс-спектрометре МИ-2101 с использованием лабораторного стандарта ИГГД, привязанного к шкале PDB с помощью международных стандартов КН-2 и ТКЛ. Аналитическая погрешность измерений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ не превышала $\pm 0.2\%$. Все приводимые в статье значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ рассчитаны в отношении к стандарту PDB.

При оценке достоверности полученных значений $\delta^{13}\text{C}$ главное внимание уделялось степени

эпигенетических изменений пород. Эта степень определялась на основании широко принимаемых геохимических и изотопных критериев – величин отношений Mn/Sr и Fe/Sr, значений $\delta^{18}\text{O}$ и наличия или отсутствия ковариаций $\delta^{18}\text{O}$ и Mn/Sr, а также $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (Veizer, 1983; Fairchild et al., 1990; Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995; Сочава и др., 1996; Подковыров, Виноградов, 1996). Значение названных критериев определяется тем, что наиболее обычный процесс, ведущий к искажению первичных значений $\delta^{13}\text{C}$ в термально неизмененных карбонатах – это регрессивный катагенез, связанный с воздействием метеорных вод, и этот процесс приводит к обогащению пород Fe и Mn, к обеднению их Sr и уменьшению $\delta^{18}\text{O}$ (Юдович и др., 1980; Brand, Veizer, 1980; Veizer, 1983; Kaufman, Knoll, 1995). В настоящее время обычно принимается, что величина отношения Mn/Sr, критичная для разделения образцов с нарушенными и ненарушенными С-изотопными системами, составляет <10 для известняков и доломитов (Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995) или <8 для известняков и <20 для доломитов (Сочава и др., 1996; Подковыров, Виноградов, 1996). В данной работе приняты следующие критические значения отношений Mn/Sr и Fe/Sr: для известняков ≤ 4 и ≤ 10 , для доломитов ≤ 6 и ≤ 15 соответственно. Более высокие их значения для доломитов объясняются тем, что Sr гораздо предпочтительнее входит в кристаллическую решетку кальцита, чем доломита (Юдович и др., 1980; Veizer, 1983), а процессы доломитизации, происходившие в протерозое обычно на очень ранних стадиях диагенеза, сопровождались захватом Mn (Brand, Veizer, 1980; Fairchild et al., 1990).

Что же касается изотопного состава кислорода, то опыт показывает, что практически неизменные образцы верхнепротерозойских карбонатов имеют $\delta^{18}\text{O} \geq -10\%$ PDB (Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Горохов и др., 1995). При этом в известняках кислород, как правило, обладает более легким изотопным составом, чем в доломитах вследствие изотопного фракционирования в ходе раннего диагенеза и/или более раннего диагенетического неоморфизма доломитов, который приводил к стабилизации их изотопных систем в то время, когда известняки еще оставались проницаемыми для диагенетических флюидов (Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Петрографические и катодолюминесцентные данные. Известняки катавской свиты представлены главным образом тонкослоистыми (20–150 мкм) микритами с тончайшими линзочками микроспарита, не нарушающими первичные текстуры пород. Реже присутствуют субмикро-

скопические обособления и миллиметровые жилки вторичного мелкозернистого спарита, а иногда и долоспарита. Тонкая слоистость пород подчеркивается мелкими стилолитовыми швами, пропитанными окислами железа. Катодолюминесценция изученных образцов (441-4, 5 и 13) слабая до умеренной, пятнистая в красноватых и желтовато-розовых тонах у микритов и микроспаритов и более яркая у вторичных (доло)спаритов.

Инзерские известняки в основании свиты перекристаллизованы несколько сильнее катавских (обр. 441-16, 17, 18). Здесь преобладают неясно-слоистые микриты с тонкими линзами микроспарита и более редкого спарита. Породы сохраняют реликты обломочных структур и содержат мельчайшие линзочки и/или гнезда мелкозернистого блокового или волокнистого кальцита, а также тонкие, обычно слепые жилки мелко- или среднезернистого кальцита. Реже развивается рассеянная или очаговая доломитизация, выраженная в появлении мелкокристаллического (0.07–0.2 мм) агрегата ромбоэдрических зерен доломита. Вверх по разрезу свиты (обр. 441-21, 22 и все образцы серии 438) степень перекристаллизации известняков уменьшается. Здесь в породах отмечается чередование тонких слоев микрита и микроспарита, на фоне которых видны тончайшие линзочки мелкокристаллического кальцита поздних генераций и прослойки в 1–3 мм микроспарита и спарита, сохраняющих реликты обломочных структур, а также редкие фрагменты замещенного волокнистого кальцита. Несмотря на эти структурные особенности, инзерские известняки представлены, главным образом, нелюминисцирующими разностями. Лишь зональные и агрегатные кальциты поздней генерации дают яркое свечение в розовато-желтых тонах, а зерна доломита – умеренное свечение желтоватых тонов.

Миньярские доломиты варьируют по структуре от доломикритов до долоспаритов в строматолитовых разностях и представлены главным образом мелкозернистыми долоспаритами в механогенных. Породы сохраняют первичные слоистые текстуры и обломочные структуры и заключают изменчивое количество тонких (0.5–2 мм) линз и прожилков светлого мелкокристаллического доломита, иногда обладающего неясной зональностью. Редкие в миньярской свите известняки представлены микритами и микроспаритами, содержащими очень небольшое количество прожилков кальцита поздней генерации. Катодолюминесценция доломитов в красноватых тонах, от слабой до умеренной, изредка пятнистая. В зональных кристаллах доломита ядра и краевые их части обычно различаются по яркости свечения.

Укские известняки и доломитистые известняки представлены преимущественно микроспаритами с переменным содержанием вторичного ин-

корпорационного и/или волокнистого спарита. Реже в составе свиты встречаются микриты, которые часто чередуются с микроспаритами или спаритами в строматолитовых разностях либо образуют самостоятельные прослои. В нестроматолитовых разностях известняков обычны обломочные структуры и/или микрофитолиты. Во всех породах развиты жилки мелкокристаллического кальцита, а иногда и доломита. Доломиты, венчающие разрез свиты, выделяются наличием тончайших пленок гидроокислов железа и широким развитием долоспарита поздней генерации. Катодолюминесцентное изучение показывает, что в укских известняках тесно ассоциируют нелюминисцирующий микроспарит–спарит матрикса и пятен перекристаллизации с изменчивыми по интенсивности свечения более поздними спаритом и/или долоспаритом. Количество последних может достигать до 12–15% породы. Иначе говоря, укские карбонатные образцы отличаются повышенной неоднородностью.

Геохимическая характеристика образцов. Содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr и величины отношений Mg/Ca, Mn/Sr и Fe/Sr в изученных образцах приведены в таблице. Рассмотрение таблицы показывает следующее.

Карбонатная фаза катавских образцов представлена практически чистыми известняками. Содержания Sr в ней в общем невелики (119–236 мкг/г при среднем значении около 160 мкг/г), содержания Mn несколько повышены (160–420 мкг/г, в среднем 270 мкг/г), а концентрации Fe высокие (в среднем 3300 мкг/г, в отдельных образцах до 5400 мкг/г). Преобладающий в составе фазы раннедиагенетический кальцит по сравнению с поздней разностью этого минерала обеднен Mn (обычно менее 200 мкг/г против 400–650 мкг/г) и особенно Fe (1100–2500 и до 6800 мкг/г, соответственно) и обогащен Sr (100–710 мкг/г и менее 100 мкг/г в поздней). Вся карбонатная фаза в целом характеризуется низкими отношениями Mn/Sr (до 3.53, обычно менее 2.0) и высокими значениями Fe/Sr отношений, которые только в трех образцах не достигают 10.0, а в ряде случаев поднимаются до 22.8–31.5. При этом ковариаций названных отношений не наблюдается. Важно отметить, что все катавские известняки содержат много (в среднем 15.8 вес. % при колебаниях от 6.3 до 29.1%) силикокластического, почти исключительно глинистого материала, который обогащен Fe (Гареев, 1982). Именно за счет этого материала в ходе позднего диагенеза произошла контаминация карбонатной фазы рассматриваемых пород Fe, Mn, а также Pb и радиогенным ⁸⁷Rb, что стало причиной нарушения Rb-Sr и U-Pb их изотопных систем (Kuznetsov et al., 1995; Овчинникова и др., 1998). В отличие от этого, гораздо более консервативные их C- и O-изотопные системы не были сколько-нибудь заметно перестроены (см. ниже),

Геохимическая характеристика и изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород каратавской серии

Номер образца	Ca	Mg	Mn	Fe	Sr	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
	вес. %		мкг/г						% PDB	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Катавская свита. Нижняя подсвита										
440-1*	37.3	0.80	360	3360	167	0.021	2.15	20.1	4.3	-10.5
440-3*	39.8	0.24	160	1820	148	0.006	1.08	12.3	4.4	-9.7
440-5*	39.3	0.09	240	980	132	0.002	1.82	7.4	3.8	-9.2
440-9*	38.2	<0.09	420	3590	236	<0.002	1.78	15.2	2.8	-7.2
440-11*	38.3	0.12	420	820	119	0.003	3.53	6.9	1.1	-7.8
441-1	39.5	<0.09	310	1200	149	<0.002	2.08	8.1	2.8	-6.3
441-2	39.6	<0.09	234	1560	154	<0.002	1.52	10.1	2.3	-6.4
441-3	38.5	<0.09	160	2900	141	<0.002	1.13	20.6	1.3	-6.9
441-4	38.5	<0.09	206	4240	-	<0.002	-	-	-0.2	-6.8
441-5	38.0	<0.09	240	3970	126	<0.002	1.90	31.5	-0.8	-7.9
Верхняя подсвита										
441-6	37.4	<0.09	200	5060	-	<0.002	-	-	-0.7	-8.6
441-7	38.6	<0.09	190	4790	162	<0.002	1.17	29.6	0.3	-6.7
441-8	38.4	<0.09	195	4430	-	<0.002	-	-	-0.1	-7.2
441-9	38.8	<0.09	220	4360	190	<0.002	1.16	22.9	0.2	-7.0
440-17*	37.5	<0.09	380	1980	138	<0.002	2.75	14.3	0.3	-7.8
441-10	37.8	0.43	325	4060	-	0.011	-	-	0.2	-7.8
441-11	35.2	2.67	385	5400	-	0.076	-	-	1.4	-7.2
441-12	36.6	1.98	280	4230	160	0.054	1.75	26.4	1.9	-7.0
441-13	38.3	0.38	270	3470	152	0.010	1.78	22.8	0.3	-7.6
441-14	38.5	0.53	220	3410	184	0.014	1.20	18.5	1.8	-6.5
Инзерская свита. Нижняя подсвита (подинзерские слои)										
441-15	38.8	0.18	100	2640	541	0.005	0.18	4.9	2.2	-7.5
441-16	39.2	0.11	75	1735	486	0.003	0.15	3.6	3.6	-7.5
441-17	39.3	0.11	96	2630	338	0.003	0.28	7.8	2.3	-8.3
441-18	39.5	0.11	44	420	411	0.003	0.11	1.1	2.5	-7.5
441-19	39.5	<0.09	14	380	-	<0.002	-	-	2.4	-7.2
441-20	39.7	<0.09	15	330	423	<0.002	0.04	0.8	2.4	-7.8
441-24	38.4	1.15	17	870	254	0.030	0.07	3.4	3.0	-8.2
438-2	38.6	1.12	14	520	-	0.029	-	-	3.9	-7.5
438-3	39.1	0.35	23	420	495	0.009	0.05	0.8	3.1	-7.3
438-4	39.6	0.13	29	720	-	0.003	-	-	1.1	-7.3
438-5	39.7	0.18	18	240	-	0.005	-	-	0.8	-9.0
438-6	40.0	0.26	19	220	512	0.006	0.04	0.4	0.8	-9.7
438-7	39.6	0.23	18	210	-	0.006	-	-	1.2	-8.2
438-8	39.7	0.24	16	355	-	0.006	-	-	0.7	-8.8
438-9	39.9	0.24	21	325	521	0.006	0.04	0.6	0.9	-8.4
438-10	39.7	<0.09	15	370	490	<0.002	0.03	0.8	1.0	-8.3
438-11	39.8	0.19	18	310	-	0.005	-	-	1.0	-8.5
438-12	40.0	0.19	21	310	605	0.005	0.03	0.5	1.2	-8.4
438-13	39.8	0.19	28	455	-	0.005	-	-	1.4	-8.3
438-14	39.7	0.19	30	360	-	0.005	-	-	0.9	-8.6
438-15	40.0	0.18	22	315	545	0.004	0.04	0.6	0.9	-8.5
438-16	29.1	7.16	73	4490	-	0.246	-	-	2.5	-8.3
Верхняя подсвита										
426-58	38.6	<0.09	51	1510	298	<0.002	0.17	5.1	-1.0	-8.0
426-60	37.3	1.17	75	2620	-	0.031	-	-	-1.0	-8.0
426-62	38.3	0.62	45	900	169	0.016	0.27	5.3	-0.6	-7.8
426-64	38.7	0.52	32	390	175	0.013	0.18	2.2	0.0	-8.0
Миньярская свита. Нижняя подсвита										
426-5	38.5	1.35	137	1370	195	0.035	0.70	7.1	-0.2	-7.4
426-6	21.9	13.32	184	450	11	0.608	16.73	40.9	1.3	-6.1
426-8	22.0	13.30	96	620	28	0.604	3.43	22.1	0.9	-6.0
426-9а	22.3	13.19	163	90	14	0.592	11.64	6.4	0.8	-3.9
426-12	18.6	10.69	91	410	65	0.575	1.40	6.3	-0.1	-1.6
426-14	22.1	13.26	115	220	54	0.601	2.13	4.1	-0.1	-1.5

Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
426-16	22.1	12.20	99	500	57	0.552	1.74	8.7	0.7	-1.8
426-18	21.7	13.20	44	140	55	0.608	0.80	2.6	1.8	-4.0
426-20	22.1	13.38	100	150	75	0.606	1.33	2.0	1.1	-4.3
426-22	22.0	13.36	73	144	-	0.607	-	-	2.4	-4.6
426-24	21.8	13.36	51	100	70	0.612	0.73	1.4	2.0	-4.8
426-26	21.5	13.25	45	550	-	0.616	-	-	0.3	-5.0
426-28	22.0	13.26	64	235	-	0.603	-	-	-0.3	-4.3
Верхняя подсвита										
426-29	21.7	13.20	230	320	28	0.608	8.21	11.4	0.2	-4.5
426-30*	22.0	13.26	55	80	-	0.602	-	-	3.4	-5.4
426-31	21.6	13.22	68	90	44	0.612	1.55	2.1	3.0	-4.6
426-32*	21.2	13.24	44	77	-	0.625	-	-	0.6	-5.4
426-33	20.9	13.28	63	150	103	0.634	0.61	1.5	0.3	-4.3
426-35	22.0	13.41	96	240	68	0.609	1.41	3.5	-0.9	-4.4
426-37	21.5	13.41	84	690	65	0.623	1.29	10.5	1.7	-4.5
442-1	22.1	13.40	100	440	113	0.607	0.88	3.9	-1.8	-3.4
442-3	21.7	13.45	340	1350	90	0.621	3.78	15.0	-2.2	-3.8
442-6	32.8	5.10	2960	1420	230	0.156	12.87	6.2	1.3	-6.1
442-7	39.2	0.27	1460	660	404	0.007	3.61	1.6	1.6	-6.7
56-15a*	40.0	<0.09	444	670	375	<0.002	1.18	1.8	1.9	-6.1
56-16*	40.3	<0.09	536	380	346	<0.002	1.55	1.1	1.4	-5.9
56-16b*	39.8	0.32	130	150	477	0.008	0.27	0.3	2.7	-5.1
442-8	38.9	0.75	385	1420	340	0.019	1.13	4.2	5.9	-5.0
Укская свита. Нижняя подсвита										
442-9	39.3	0.45	220	1700	281	0.011	0.78	6.1	2.6	-7.2
442-10	38.9	0.38	603	3450	289	0.010	2.09	11.9	1.4	-5.9
Верхняя подсвита										
442-11	40.3	<0.09	100	1120	715	<0.002	0.14	1.6	2.4	-7.2
442-14	38.4	0.26	82	1010	110	0.007	0.75	9.2	0.9	-6.6
442-16	38.8	1.09	150	810	117	0.028	1.28	6.9	1.0	-6.0
442-18	39.8	0.31	34	250	106	0.008	0.32	2.4	1.0	-5.8
442-21	39.8	0.31	33	340	109	0.008	0.30	3.1	0.7	-5.7
442-23	39.8	0.54	22	130	313	0.014	0.07	0.4	2.5	-4.2
442-27	27.4	9.48	110	1120	12	0.346	9.33	93.3	1.1	-7.9

* Результаты измерения изотопного состава кислорода и углерода выполнены Б.Г. Покровским (ГИН РАН).

что хорошо согласуется с присущими этим породам низкими значениями отношений Mn/Sr.

Известняки и доломитизированные известняки нижней подсвиты инзерской свиты (подинзерских слоев) отличаются высокими содержаниями Sr в карбонатной фазе (среднее для 12 образцов 418 мкг/г при колебаниях от 254 до 605 мкг/г) и входят в состав регионального обогащенного Sr геохимического горизонта (Анфимов и др., 1987; Гареев, 1988). Вместе с тем, упомянутая фаза характеризуется очень низкими концентрациями Mn и обычно обладает малыми концентрациями Fe. В большинстве случаев они лежат в пределах 14–45 и 210–870 мкг/г соответственно. Лишь в четырех образцах (441-15, 16, 17 и 438-16) содержания Mn поднимаются до 73–100 мкг/г, а Fe – до 1735–2640 и даже до 4490 мкг/г. На примере первых трех из названных образцов, лежащих вблизи основания свиты, показано, что обогащение пород Mn и Fe происходило за счет выноса этих элементов диагенетическими флюидами из подсти-

лающих катавских известняков (Кузнецов и др., 1997; Овчинникова и др., 1998). Однако данный процесс почти не сказался на отношениях Mn/Sr и Fe/Sr в рассматриваемых породах из-за первоначального высокого содержания в них Sr и незначительной роли в их составе позднего низкомагнетитового кальцита, обедненного Sr (80–100 мкг/г) и обогащенного Mn (до 980 мкг/г) и Fe. Отношения Mn/Sr и Fe/Sr в этих породах лежат в пределах 0.15–0.28 и 3.6–7.8 соответственно и далеко не достигают критических значений, выбранных нами для селекции “лучших” (наименее измененных) образцов для C-изотопного анализа. Что же касается тех нижнеинзерских карбонатов, которые не обогащены Mn и Fe и доминируют в сложении свиты, то они в миньярском разрезе обладают удивительно низкими отношениями Mn/Sr (0.03–0.11) и Fe/Sr (0.4–3.4). Близкие значения этих отношений характерны для подинзерских известняков и доломитизированных известняков, обнаруженных в смежном разрезе (Кузнецов и др., 1997).

Низкая степень вторичных изменений подинзерских известняков, следующая из изложенных данных, подтверждается тем, что присущие этим породам величины первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ниже любых других, известных в литературе для карбонатов данного возрастного интервала (Кузнецов и др., 1997). Вероятно, прекращением сохранности изотопных систем в рассматриваемых карбонатах способствовали очень ранняя цементация осадков, высокое содержание в них органического вещества и мизерное количество силикокластической примеси. Содержание последней в 22 изученных образцах в среднем составляет 1.5%, обычно лежит в пределах 0.4–2.0%, и только в двух образцах, залегающих вблизи основания подсвиты (обр. 441-15 и 17), достигает 9.6 и 5.1%. Если эти два образца не учитывать при подсчете среднего содержания нерастворимого остатка, то оно опустится до 0.88%. Отметим, что обе приведенные величины заметно ниже среднего содержания SiO_2 (2.86%), вычисленного Э.З. Гареевым (1988) для 28 образцов подинзерских известняков из не идентифицированных разрезов.

Верхнеинзерские карбонаты отличаются от нижнеинзерских прежде всего более низкими содержаниями Sr (169–298 мкг/г) и большим количеством силикокластической примеси (1.3–7.0% при среднем 3.9%). Вместе с тем, подобно нижнеинзерским отложениям, верхнеинзерские известняки в нижних своих горизонтах, по сравнению с верхними, обогащены Mn (51–75 мкг/г против 32–45 мкг/г), Fe (1510–2620 мкг/г против 390–900 мкг/г) и силикокластикой (5.7–7.0% против 1.3–1.8%). Однако это обогащение существенно не сказалось на повышении отношений Mn/Sr и Fe/Sr: во всех проанализированных образцах они лежат в пределах 0.17–0.27 и 2.2–5.3 соответственно. По аналогии с подинзерскими отложениями можно думать, что контаминация базальной части верхнеинзерских известняков железом и марганцем произошла за счет выноса этих элементов из подстилающей силикокластической пачки. Видимо, близкое соседство с последней сказалось и в резком повышении содержания Fe в известняках, венчающих нижнюю подсвиту (обр. 438-16). Вместе с тем, повышенное содержание силикокластического материала в некоторых верхнеинзерских известняках наводит на мысль, что свою роль в обогащении карбонатной фазы этих пород Mn и Fe могло сыграть межфазовое перераспределение элементов в ходе диагенеза или эпигенеза. Но так или иначе, воздействие флюидов, обогащенных Mn и Fe, здесь, как и в подинзерских слоях, оказалось явно недостаточным для того, чтобы отношения Mn/Sr и Fe/Sr сигнализировали о заметных вторичных изменениях пород.

Миньярские доломиты отличаются изменчивыми, но в целом довольно низкими содержаниями Mn, Fe и Sr: 44–340, 77–1350 и 11–113 мкг/г со-

ответственно. В результате отношение Mn/Sr в карбонатной их фазе обычно составляет 0.61–3.78 и только в трех случаях превышает избранное пороговое значение, достигая 8.2–16.7 (обр. 426-6, 9а и 29). Отношение Fe/Sr в миньярских доломитах при общих значительных колебаниях (1.4–40.9) лишь в пяти образцах превосходит критическое значение (см. таблицу), достигая 22.1 и 40.9 (обр. 426-6 и 426-8). Содержание нерастворимого остатка в миньярских доломитах изменчиво, но обычно не выходит за пределы 0.5–4.1%, и лишь в пяти образцах превышает 6.1%, а в одном из них поднимается до 40.1% (обр. 426-12). В отличие от карбонатов катавской свиты, в которых высокое содержание нерастворимого остатка определялось глинистой примесью, в миньярских доломитах некарбонатная примесь представлена силико-кластическим песчано-алевритовым материалом и аутигенным кремнеземом.

Известняки, залегающие в основании миньярской свиты (обр. 426-5), обогащены Mn и особенно Fe (см. таблицу), что может быть связано как с повышенным содержанием в породах силикокластической примеси (7.2%), так и с их близостью к подстилающей песчано-глинистой пачке. Однако за счет довольно высокого содержания Sr в рассматриваемых известняках (195 мкг/г) наблюдаемые в них отношения Mn/Sr (0.70) и Fe/Sr (7.1), далеки от критических значений. Известняки, слагающие 12–15-метровую шубинскую пачку в кровле миньярской свиты, демонстрируют широкий разброс содержания Mn (130–2960 мкг/г) и Fe (150–1420 мкг/г) при содержании Sr от 230 до 477 мкг/г. Максимальные концентрации Mn и Fe наблюдаются в доломитистых известняках из основания шубинской пачки (обр. 442-6) и в известняках из ее кровли (обр. 442-8), непосредственно ниже преддукского несогласия. За исключением этого последнего образца, имеющего повышенное отношение Mn/Sr, равное 12.87, все шубинские карбонаты по величинам Mn/Sr и Fe/Sr отношений могут рассматриваться как мало измененные. При этом повышение отношения Fe/Sr ни в известняках, ни в доломитах миньярской свиты в общем случае не сопровождается подъемом отношения Mn/Sr et vice versa. Совпадение высоких значений этих параметров наблюдается только в двух образцах доломитов (обр. 426-6, 29).

Укские известняки различаются по рассматриваемым параметрам в нижней и верхней подсвитах. Нижнеукские их образцы по сравнению с верхнеукскими обладают более высокими содержаниями силикокластической примеси, Mn и особенно Fe при относительно стабильных и несколько повышенных содержаниях Sr (таблица). Поэтому отношения Mn/Sr и Fe/Sr в нижней подсвите сдвинуты в сторону больших значений по сравнению с наблюдаемыми в верхней: Mn/Sr – 0.78–2.09 против 0.07–1.28; Fe/Sr – 6.1–11.9 против

0.4–9.2. Отмеченные особенности нижеуекских известняков легко объясняются их залеганием среди преобладающих в составе подсвиты силикокластических пород. Что же касается доломитов, завершающих изученный разрез свиты, то они при несколько повышенных содержаниях Mn и Fe резко обеднены Sr (таблица). В результате породы обладают высокими отношениями Mn/Sr (9.33) и особенно Fe/Sr (93.3), что хорошо гармонирует с их стратиграфическим положением непосредственно ниже предвендского несогласия.

Суммируя изложенные данные о геохимических параметрах карбонатных пород каратавской серии, отметим следующее. 1. Концентрации Mn, Fe и Sr в образцах, показавших отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$, не коррелируют с изотопным составом углерода и, следовательно, эти образцы испытали не более интенсивные катагенетические изменения, чем прочие изученные образцы. 2. Во всей изученной выборке лишь один образец известняка из миньярской свиты (обр. 442-6) и четыре образца доломитов из миньярской (обр. 426-6, 9а и 29) и укской (обр. 442-27) свит по величинам Mn/Sr отношений могут рассматриваться как испытывавшие заметные вторичные изменения. 3. Избранные нами критические значения Fe/Sr отношений (≤ 10 для известняков и ≤ 15 для доломитов), оказались превышенными в 13 образцах известняков, происходящих из катавской (обр. 440-1, 3, 9 и 17; 441-2, 3, 5, 7, 9, 12, 13 и 14) и укской (обр. 442-10) свит, и в трех образцах доломитов из миньярской (обр. 426-6, 8) и укской (обр. 442-27) свит. 4. Превышение критических значений обоих рассматриваемых параметров (Mn/Sr и Fe/Sr отношений) наблюдается только в двух образцах из миньярской (обр. 426-6) и укской (обр. 442-27) свит. Следовательно, геохимические критерии предполагают наличие значимых вторичных изменений только в перечисленных образцах и особенно в двух последних из них. Как мы увидим ниже, привлечение изотопно-геохимических данных позволяет говорить, что эти изменения явно коснулись С-изотопных систем лишь образца 442-27.

Изотопный состав кислорода. В катавских известняках $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -6.3 до -10.5% PDB, обнаруживая тенденцию к росту вверх по разрезу (рис. 5). При этом самое низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ имеет обр. 440-1, характеризующийся повышенным отношением Fe/Sr (20.1), но низким отношением Mn/Sr (2.15). Прочие катавские образцы с повышенным отношением Fe/Sr, имеют $\delta^{18}\text{O}$ в пределах от -6.4 до -9.7% , а величины их Mn/Sr отношений не поднимаются выше 2.75. При этом в породах нет корреляции между величинами $\delta^{18}\text{O}$ и Mn/Sr (рис. 3) и лишь часть образцов обнаруживает слабую корреляцию для пары $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Иначе говоря, вторичные изменения катавских известняков, вызвавшие нарушения их Rb-Sr и U-Pb систем (Kuznetsov et al., 1995; Овчинникова

и др., 1998), были недостаточно сильны, чтобы ощутимо сказаться на С-изотопных системах.

Ситуация с известняками инзерской свиты вполне благополучна. Присущие им значения $\delta^{18}\text{O}$ обычно меняются от -7.2 до -9.0% и только в одном образце опускаются до -9.7% , а наблюдаемые в них величины Mn/Sr и Fe/Sr отношений, как уже говорилось, далеки от критических. В миньярских образцах $\delta^{18}\text{O}$ не спускается ниже -7.9% . При этом изотопный состав кислорода в доломитах сдвинут в сторону более высоких значений по сравнению с наблюдаемым в известняках (соответственно от -6.1 до -1.5% и от -7.4 до -5.1%) и в целом укладывается в пределы от -2 до -6% , характерные для раннедиагенетических доломитов верхнего протерозоя (Veizer et al., 1992). Подчеркнем, что те миньярские образцы, которые показали повышенные значения Mn/Sr и Fe/Sr отношений (обр. 426-6, 8, 9а, 29; 442-6, 7), оказываются вполне благонадежными по изотопно-геохимическим данным: $\delta^{18}\text{O}$ в них не ниже -6.7% , а корреляций между величинами $\delta^{18}\text{O}$ и Mn/Sr, равно как и между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ нет (рис. 3, 4).

Укские известняки по изотопному составу кислорода сходны с миньярскими: $\delta^{18}\text{O}$ здесь меняется от -7.9 до -4.2% . При этом образец из нижеуекской подсвиты с повышенным отношением Fe/Sr по величине $\delta^{18}\text{O}$ не отличается от вышележащих образцов, имеющих низкое значение этого отношения. Явные признаки вторичных изменений показывают лишь доломиты, завершающие разрез укской свиты: величина $\delta^{18}\text{O}$ в них заметно меньше, чем в подстилающих известняках и составляет -7.9% , отношения Mn/Sr и особенно Fe/Sr повышены (соответственно 9.33 и 93.3), а уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ сопровождается заметным падением величины $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 4). Все сказанное, а также петрографические особенности доломитов, завершающих разрез укской свиты (см. выше), заставляют считать их С-изотопные системы нарушенными.

Таким образом, вторичные изменения каратавских карбонатов, фиксируемые по петрографическим, катодолюминисцентным и геохимическим (по отношениям Mn/Sr и Fe/Sr) данным, не привели к ощутимым нарушениям С- и О-изотопных систем этих пород, если не считать одного образца из кровли укской свиты (обр. 442-27). Такое кажущееся противоречие объясняется тем, что объемы и концентрации диагенетических флюидов, способные изменить баланс Mn, Fe, Sr и других малых элементов в карбонатных породах, совсем не обязательно были достаточны для того, чтобы оказать ощутимое влияние на состав порообразующих элементов. Иначе говоря, все изученные каратавские образцы, кроме одного, могут рассматриваться как сохранившие первичный С-изотопный сигнал.

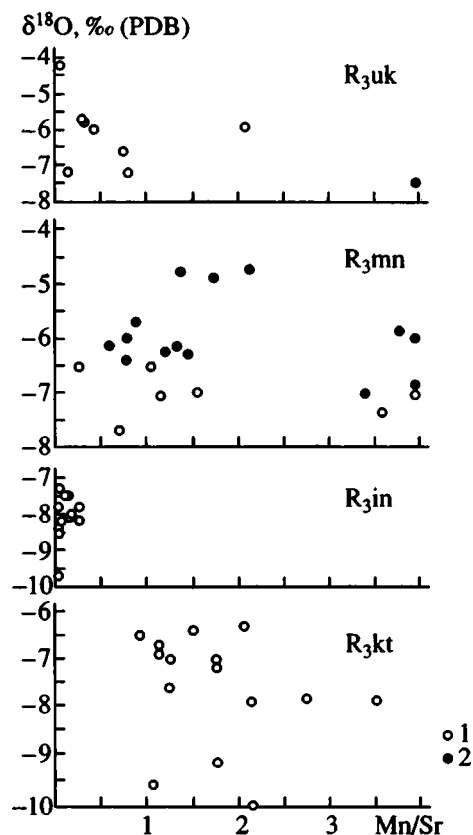


Рис. 3. Соотношения $\delta^{18}\text{O}$ и отношения Mn/Sr в карбонатных породах каратавской серии.

1 – известняки; 2 – доломиты. Объяснение индексов на графиках см. на рис. 1.

Вариации изотопного состава углерода. Катавская свита, залегающая в основании карбонатной последовательности каратавской серии, демонстрирует заметные вариации изотопного состава карбонатного углерода. В нижней ее подсвите $\delta^{13}\text{C}$ быстро убывает вверх по разрезу от 4.3–4.4‰ у основания до слабо отрицательных значений (от –0.2 до –0.8‰) у кровли. В верхней подсвите на фоне общего возвращения к незначительным положительным величинам $\delta^{13}\text{C}$ (около 1.8‰) у кровли свиты наблюдается небольшая флуктуация в сторону меньших значений до 0.3‰ (рис. 5).

Инзерская свита по С-изотопным данным делится на три части. В нижних 108 м ее нижней подсвиты $\delta^{13}\text{C}$ меняется от 2.3 до 3.9‰ и образует два небольших положительных экскурса (3.6‰ у основания названного интервала и 3.9‰ у его кровли). В верхней части нижней подсвиты наблюдается довольно резкое смещение $\delta^{13}\text{C}$ в область меньших и однообразных значений (0.7–1.4‰), а у кровли – небольшой положительный экскурс до 2.5‰. В результате в нижнеинзерских известняках наблюдаются три последовательных

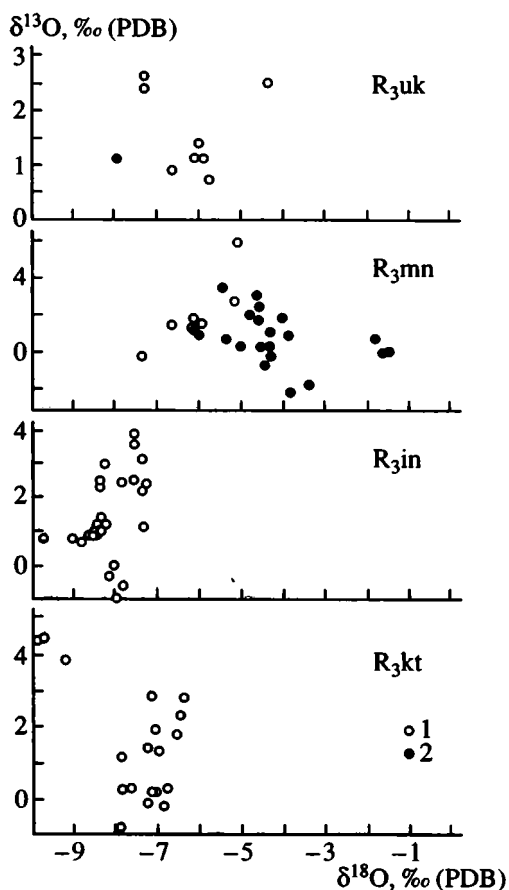


Рис. 4. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах каратавской серии.

1 – известняки; 2 – доломиты. Объяснение индексов на графиках см. на рис. 1.

пика $\delta^{13}\text{C}$ (3.6; 3.9 и 2.5‰), разделенные преобладающими значениями около 2‰ и 0.7–1.4‰. Верхнеинзерские известняки, отделенные от нижнеинзерских 70-метровой терригенной пачкой, демонстрируют дальнейшее уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ по сравнению с наблюдаемыми в нижележащих горизоннтах свиты. У основания и у кровли верхнеинзерских карбонатов $\delta^{13}\text{C}$ близки к нулю, а в средней их части снижаются до –1.0‰.

Миньярская свита отличается наиболее значительными вариациями изотопного состава углерода из всех, наблюдаемых в каратавской серии. В нижней ее подсвите $\delta^{13}\text{C}$ колеблется от –0.3 до +2.4‰, а в верхней меняются от –2.2 до +5.9‰. В результате в свите наблюдаются четыре пика $\delta^{13}\text{C}$, амплитуда которых возрастает вверх по разрезу от 1.3 к 2.4, а затем к 3.0 и 5.9‰. (К сожалению, последний пик зафиксирован только в одном образце). Одновременно углубляются трюги, разделяющие эти пики (рис. 5). Таким образом, миньярская свита характеризуется нарастающими вверх по разрезу вариациями изотопного состава углерода, общая амплитуда которых достигает 8.1‰.

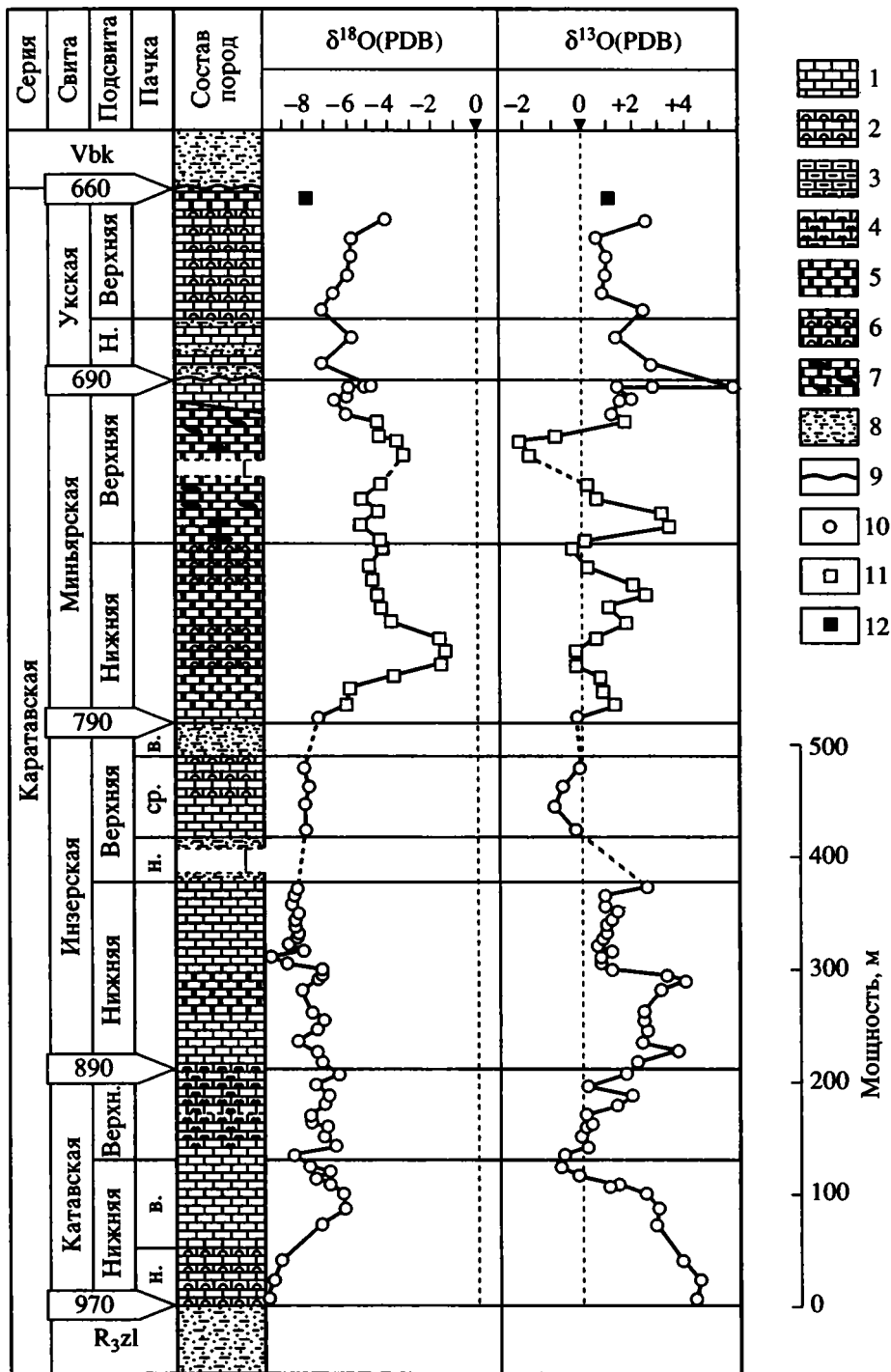


Рис. 5. Изменения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатных породах каратавской серии. 1–8 – литологический состав отложений: 1–4 – известняки (1 – микритовые и обломочные, 2 – строматолитовые, 3 – глинистые, 4 – со “струйчатой” (микробальной) слоистостью); 5 – доломиты; 6 – строматолитовые доломиты; 7 – доломиты и строматолитовые доломиты с линзами и стяжениями раннедиагенетических кремней; 8 – силикокластические породы; 9 – несогласия; 10–12 – проанализированные породы: 10 – неизменные известняки, 11 – неизменные доломиты, 12 – измененные доломиты. Цифры на колонке – рассчитанный изотопный возраст границ литостратиграфических подразделений. Объяснение индексов и сокращений на колонке см. на рис. 1.

Уские неизменные образцы демонстрируют возвращение $\delta^{13}\text{C}$ в область низких положительных значений (0.7–2.6‰). На их фоне в верхней подсвете намечаются два небольших положительных экскурса (2.4 и 2.5‰), разделенных зоной стабильных значений 0.9–1.4‰ (рис. 5).

Таким образом, отвлекаясь от деталей, можно констатировать следующее. 1) Непрерывная последовательность катавских и нижнеинзерских известняков по особенностям изотопного состава окисленного углерода может быть разделена на три части: а) нижнекатавские отложения, характеризующиеся ясным нисходящим трендом изменения $\delta^{13}\text{C}$ от 4.4 до –0.8‰; б) верхняя подсветка катавской свиты и нижняя часть нижнеинзерских отложений, демонстрирующая восходящий тренд от –0.8 до 3.9‰; в) верхняя часть нижнеинзерской подсветы, отличающаяся в целом низкими положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$. 2) Карбонатная пачка верхней подсветы инзерской свиты, ограниченная снизу и сверху терригенными пачками, характеризуется небольшими отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$. 3) Миньярская свита выступает как интервал разреза с наиболее контрастными для всей каратавской серии вариациями изотопного состава С от –2.2 до 5.9‰. 4) Уские известняки и доломиты знаменуют возврат $\delta^{13}\text{C}$ в область низких положительных значений и небольшую их флуктуацию, сравнимую по масштабам с наблюдаемой в нижней части миньярской свиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современная модель изменения $\delta^{13}\text{C}$ в позднем рифее основана в разных своих частях на различных по объему и достоверности данных. Модельная кривая $\delta^{13}\text{C}$ для второй половины названной эратемы (меньше 850–800 млн. лет) опирается на взаимно согласующиеся материалы по ряду разрезов, расположенных на Шпицбергене, в Гренландии, Канаде, Намибии и Омане (Narbonne et al., 1994; Kaufman, Knoll, 1995 и ссылки в этих работах). Конфигурация этой кривой по мере накопления новых данных вряд ли претерпит существенные изменения. Однако ее привязка к хронометрической шкале неопротерозоя, несомненно, требует уточнения, особенно в связи с двояким толкованием изотопного возраста варангерского (лапландского) гляциогоризонта, основание которого, по определению, маркирует нижнюю границу венда (Keller, Semikhatov, 1990; Семихатов и др., 1991; Соколов, 1995; Коротеев и др., 1997: 650 ± 20 млн. лет; Harland et al., 1990; Knoll, Walter, 1992; Kaufman, Knoll, 1995: 610 млн. лет).

Что же касается кривой изменения $\delta^{13}\text{C}$ для первой половины позднего рифея (от 1000 до 850–800 млн. лет), то она довольно долго опиралась на более или менее случайные образцы и на реконструкцию первичного изотопного состава углерода в эпигенетически измененных карбонатах (Schidlowski et al., 1975, 1983; Fairchild et al.,

1990; Strauss, Moore, 1992). Только недавно представительные С-изотопные данные для этой части позднего рифея были получены на примере Туруханского и Учуро-Майского районов Сибири (Knoll et al., 1995; Подковыров, Виноградов, 1996), но эти данные еще предстоит согласовать между собой и корректно увязать во времени с полученными для второй части позднего рифея в упомянутых разрезах Арктики, Северной Америки и Африки.

В настоящей статье впервые представлены отвечающие современным требованиям сведения об изотопном составе карбонатного углерода в единой типовой последовательности верхнего рифея – в каратавской серии Южного Урала, которая в западной части Башкирского мегантиклинория отличается преобладанием карбонатных пород, низкой степенью их вторичных изменений, обеспечивающей хорошую сохранность С-изотопных систем, и присутствием как нижних, так и верхних горизонтов верхнего рифея. Поэтому названная серия представляет собой весьма благоприятный объект для восстановления возрастных изменений изотопного состава карбонатного углерода в позднем рифее.

Вывявленные нами вариации $\delta^{13}\text{C}$ в каратавской серии в целом согласуются с общим трендом изменения этого параметра, рисуемым сейчас для позднего рифея (Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995): на фоне господства положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ в каратавских карбонатах наблюдаются короткие отрицательные экскурсы, а амплитуда вариаций изотопного состава растет вверх по разрезу. При этом конфигурация кривой изменения $\delta^{13}\text{C}$ в катавско-инзерских отложениях сходна с наблюдаемой в средней части рифейского разреза Туруханского района центральной Сибири (Knoll et al., 1995), в отложениях от деревнинской до шорихинской свиты включительно; эти отложения по сумме изотопно-геохронологических, палеонтологических и хемостратиграфических данных относятся к нижней части верхнего рифея (Семихатов, Серебряков, 1983; Горохов и др., 1995; Овчинникова и др., 1995б; Knoll et al., 1995). Одновозрастные отложения лахандинской серии Учуро-Майского региона Восточной Сибири показали в целом большие значения $\delta^{13}\text{C}$ (Подковыров, Виноградов, 1996) по сравнению с наблюдаемыми в сопоставимых толщах Туруханского района и Южного Урала.

Амплитуда вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части каратавской серии, в миньярско-уских отложениях, значительно меньше предусмотренной упомянутой моделью, а конфигурация соответствующей кривой отличается от модельной. В тех разрезах верхней части верхнего рифея, которые положены в основу модели (Kaufman, Knoll, 1995), наблюдаются протяженные интервалы высоких положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ (от 3–4 до 6–8‰ в нижней части рассматриваемой части рифея и от 5–6 до 8–9‰ в верхней), разделенные короткими отрезками с умеренными отрицательными значениями (до –2.0‰).

В отличие от этого, верхнекаратавские карбонаты, как мы видели, демонстрируют гораздо меньшие изменения $\delta^{13}\text{C}$. Обычно они варьируют от -0.3 до 3.4% и только в верхнеминьярских отложениях выходят за эти пределы, меняясь от -2.2 до 5.9% , но при этом положительные экстремумы приурочены к очень небольшим отрезкам разреза (рис. 5).

Среди возможных причин такого несоответствия С-изотопных характеристик верхней части каратавской серии и верхних горизонтов верхнего рифея Арктики, Канады и других регионов можно назвать следующие: 1) значительные вторичные изменения каратавских пород, 2) специфический характер позднекаратавского бассейна, 3) отсутствие в составе каратавской серии верхних горизонтов верхнего рифея, 4) недостаточная частота отбора изученных нами образцов, 5) стратиграфическая неполнота каратавской карбонатной последовательности.

Первая из этих возможных причин должна быть отброшена в свете приведенных выше геохимических и изотопно-геохимических характеристик изученных образцов. Вторая причина также является невероятной. Седиментологические данные исключают допущение о глубоководном аноксидном характере позднекаратавского бассейна (Маслов, 1988, 1997), а величины первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в инзерско-укских карбонатах (Gorokhov et al., 1996; Кузнецов и др., 1997; Подковыров и др., 1997) позволяют утверждать, что этот бассейн был связан с Мировым палеоокеаном.

Третья причина представляется маловероятной в свете имеющихся изотопно-геохронологических и палеонтологических материалов. Напомним в этой связи, что миньярско-укские отложения моложе 836 ± 25 млн. лет (Овчинникова и др., 1995а; 1998) и в верхних горизонтах содержат глаукониты, имеющие изохронный Rb-Sr и K-Ar возраст 688 ± 10 и 670 ± 10 млн. лет (Горожанин, Кутявин, 1986), что в миньярской свите содержатся Melanoserillium (Маслов и др., 1994), характерные для верхней части верхнего рифея, и что последовательность каратавских строматолитов сравнима с наблюдаемой в верхнем рифее Шпицбергена (Раабен, 1975). При этом верхнекаратавские их ассоциации близки к развитым в серии Академикербреен, входящей в ряд тех отложений, которые были использованы для построения модели изменений $\delta^{13}\text{C}$ в конце позднего рифея.

Четвертая причина – недостаточная частота отбора образцов – на первый взгляд кажется реальной потому, что наиболее значительные положительные флуктуации $\delta^{13}\text{C}$ в миньярской свите фиксируются в одном–двух образцах (рис. 5). Однако более пристальный анализ позволяет и эту вероятную причину считать не реализованной. Дело в том, что в арктических разрезах верхней части верхнего рифея высокие положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ наблюдаются не в отдельных небольших пачках, а в протяженных интервалах мощностью по несколько сотен метров (Kaufman,

Knoll, 1995), и если бы подобные интервалы существовали в каратавской серии, они, несомненно, были бы зафиксированы при нашей частоте отбора образцов (в миньярской свите в среднем через 13.5 м). Сказанное, однако, не исключает необходимости иметь более плотную сеть образцов для подтверждения выявленного хода кривой $\delta^{13}\text{C}$ в каратавской серии и особенно в областях экстремумов.

Таким образом, вероятно, все сводится к воздействию пятой причины – стратиграфической неполноте верхнекаратавской карбонатной последовательности. Эта неполнота может быть обусловлена присутствием силикокластических пачек и/или стратиграфических несогласий (хиатусов).

Сколько-нибудь заметные силикокластические пачки в рассматриваемой части каратавской серии наблюдаются только в основании и в кровле верхнеинзерской подсвиты (50 и 70 м) и в основании укской свиты (80 м). Длительность формирования этих пачек, отвечающих регрессивным стадиям развития бассейна, неопределенна, но вряд ли значительна. Все сказанное выше и возрастное положение названных пачек (рис. 5) делает заманчивым предположение, что они соответствуют во времени тем трем кратковременным отрицательным флуктуациям $\delta^{13}\text{C}$, которые фиксируются во второй половине позднего рифея и связываются с ледниковыми событиями и сопутствующими им палеоокеанографическими перестройками (Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995). Однако такому допущению в отношении нижнеукской силикокластической пачки противоречат замеренные значения $\delta^{13}\text{C}$ в присутствующих в ней карбонатных прослоях (1.4 – 2.6%).

Вопрос о значительных стратиграфических перерывах в каратавской серии не обсуждается в современной литературе. Серию обычно рассматривают как в целом непрерывную последовательность, а наблюдаемые в основании укской и реже в основании миньярской свит стратиграфические несогласия большинство авторов объясняет местными размывами на склонах конседиментационных поднятий. Лишь иногда в преддусском несогласии видят отражение процессов более широкого радиуса действия и связывают с ними выпадение верхней (шубинской) пачки миньярской свиты в отдельных разрезах (Беккер, 1961, 1998). Полученные нами С-изотопные данные наводят на мысль, что в верхней части каратавской серии существуют заметные перерывы и что с преддусским и предвендским, а вероятно и с предминьярским событиями связано выпадение ощутимых интервалов разреза. Для проверки этого предположения в ряде пунктов западной части Башкирского мегантиклинория мы отобрали представительную коллекцию верхнекаратавских карбонатных пород, которая вскоре будет объектом С- и Sr-изотопного анализа. Но уже полученные С-изотопные данные ставят вопрос о стратиграфических объемах миньярской и укской свит и о наличии предшествующих им за-

метных перерывов. В частности, кажется вероятным, что укская свита отвечает лишь очень небольшому интервалу времени, который следовал за стертовским оледенением и характеризовался умеренными положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$.

Наконец, из анализа всей суммы имеющихся для верхнего рифея С-изотопных хемотратиграфических данных следует несомненный вывод о насущной необходимости, во-первых, строгой изотопно-геохронологической (хронометрической) калибровки кривой изменения $\delta^{13}\text{C}$ в позднем рифее, а во-вторых, корректной возрастной увязки тех отрезков этой кривой, которые получены в различных регионах и характеризуют нижние горизонты верхнего рифея в одних регионах и верхние его горизонты в других. Выполнение этих требований приведет к построению единой для всего верхнего рифея согласованной и хронометрически откалиброванной кривой изменения $\delta^{13}\text{C}$, отвечающей целям глобальной С-изотопной хемотратиграфии.

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить Б.Г. Покровского за сделанные им С- и О-изотопные анализы некоторых образцов, использованных в данной статье, а также А.Дж. Кауфмана и М.Е. Раабен за конструктивное обсуждение рассмотренных выше вопросов, Т.Л. Турченко за определение минерального состава нерастворимого остатка каратавских карбонатов методами рентгеновской дифрактометрии, Г.В. Константинову и Э.П. Кутявина за определение содержания Sr методом изотопного разбавления. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 96-05-64329 и 97-05-65506.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В., Сульман А.М., Петрищева В.Г.* Стронций в карбонатных породах рифея Южного Урала // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 22–28.
- Беккер Ю.Р.* Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратавской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49–60.
- Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Гарань М.И.* Западный склон Урала и центральная зона Южного Урала // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 114–161.
- Гареев Э.З.* Геохимические особенности карбонатных пород опорных разрезов катавской и укской свит рифея Южного Урала // Верхний докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1982. С. 36–46.
- Гареев Э.З.* Геохимические особенности и условия осадконакопления отложений инзерской свиты в стратотипическом разрезе рифея на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 29–35.
- Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья // М.: Наука, 1977. 295 с.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др.* Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П.* Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ АН СССР, 1986. С. 60–63.
- Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В. и др.* Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 38 с.
- Комар В.А.* О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 50–60.
- Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечеухин В.М.* Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 28–36.
- Крылов И.Н.* Стратиграфия и микрофоссилии миньярской свиты рифея Южного Урала // Сов. геология. 1983. № 6. С. 60–72.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мельников Н.Н. и др.* Rb-Sr систематика постседиментационных изменений в карбонатных породах каратавской серии, Южный Урал // 14 симп. по геохимии изотопов. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 1995. С. 126–127.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др.* Изотопный состав строения в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
- Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В.* К вопросу о характере границы между средним и верхним рифеем на Южном Урале // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. докл. Всес. совещания. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 76–78.
- Маслов А.В.* Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 44 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 172 с.
- Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А., Пучков В.Н.* Первые находки меланоцириллумов в эталонных разрезах рифея на Южном Урале // Состояние, проблемы и задача геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тез. докл. Всерос. совещ. СПб: ВСЕГЕИ, 1994. С. 90.
- Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др.* Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 1995а. С. 73–75.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского подъятия Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 1995б. № 5. С. 525–536.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др.* U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.

- Подковыров В.Н., Виноградов Д.П.* Эпигенез и сохранность изотопной системы углерода и кислорода карбонатов лахандинской и юдомской серий верхнего рифея–венда разрезов р. Белой (ЮВ Якутия) // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 5. С. 541–551.
- Подковыров В.Н., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А. и др.* Изотопный состав С и Sr в карбонатных породах стратотипа верхнего рифея (каратавская серия Южно-Урала) // Доклады Академии Наук Российской Федерации. Санкт-Петербург, 1997. С. 84.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
- Раабен М.Е., Комар В.А.* Граница нижнего и верхнего каратавия в уральской стратотипе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 86–96.
- Семихатов М.А.* Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–16.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 139 с.
- Соколов Б.С.* Вендская система и “неопротерозой-III” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 51–67.
- Сочава А.В., Подковыров В.Н., Виноградов Д.П.* Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах венда–нижнего кембрия Уринского антиклинория (юг Сибирской платформы) // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 3. С. 279–289.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм / Ред. Келлер Б.М. М.: Наука, 1982. 175 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Унифицированные региональные стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 145 с.
- Шалагинов В.В., Маслов А.В.* Рифей Урала, проблемы стратиграфии и корреляции // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 78–85.
- Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Brand U., Veizer J.* Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system – I. Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. № 5. P. 1219–1236.
- Brasier M.D.* Global ocean-atmosphere change across the Precambrian–Cambrian boundary // Geol. Mag. 1992. V. 129. № 2. P. 161–168.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K.* Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen // Fossils and Strata. Scandinavian Univ. Press. 1994. № 34. P. 84.
- Fairchild I.J., Marshall J.D., Bertrand-Sarfati J.* Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolite carbonates (Mauritania): Influence of primary mineralogy and diagenesis // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 46–79.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al.* A geologic time scale, 1989. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1990. 263 p.
- Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Ovchinnikova G.V. et al.* Lead and strontium isotopes in ancient carbonates from the Urals and Siberia: Evolution of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ over the Late Proterozoic // 6-th Goldschmidt Conf., Heidelberg, Germany. J. Conf. Abstr. 1996. V. 1. № 1. P. 207.
- Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications // Precamb. Res. 1995. V. 73. № 1–4. P. 27–49.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H.* The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // Earth Planet. Sci. Letters. 1993. V. 120. № 3/4. P. 409–430.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al.* Integrated chronostratigraphy of Proterozoic–Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 5. P. 509–533.
- Keller B.M., Semikhatov M.A.* Isotope geochronology for the Vendian of the USSR // The Vendian System. V. 2. Regional geology. Sokolov B.S., Fedonkin M.A. (eds) Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 1990. P. 184–190.
- Knoll A.H., Sergeev V.N.* Taphonomic and evolutionary changes across the Mezoproterozoic–Neoproterozoic transition // N. Jb. Geol. Palaontol. Abh. 1995. Bd. 195. Hf. 1–3. P. 289–302.
- Knoll A.H., Walter M.R.* Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history // Nature. 1992. V. 356. P. 673–678.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A.* The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // Amer. J. Sci. 1995. V. 295. № 6. P. 823–850.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Ovchinnikova G.V. et al.* Postsedimentary alteration of Upper Riphean limestones of the Katav Formation, the South Urals: Chemical and isotopic evidence // Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralization. MAEGS-9. Abstr. St.-Petersburg: IPGG. 1995. P. 60.
- Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H.* Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlation and early evolution of animals // Bull. Geol. Soc. Amer. 1994. V. 106. № 10. P. 1281–1292.
- Semikhatov M.A., Podkovyrov V.N., Vinogradov D.V. et al.* A Carbon isotopic composition of the Riphean carbonate: the type Uper Riphean succession, the South Urals // Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralization. MAEGS-9. Abstr. St.-Petersburg: IPGG, 1995. P. 101.
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.* Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget // Precamb. Res. 1975. V. 2. № 1. P. 1–69.
- Schidlowski M., Hayes I.M., Kaplan I.R.* Isotopic inference of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen // Schopf J.W. (ed.) Earth's earliest biosphere. Princeton: Princeton Univ. Press. 1983. P. 149–187.
- Strauss H., Moore T.B.* Abundance and isotopic composition of carbon and sulfur species in whole rock and kerogen samples // The Proterozoic biosphere. Multidisciplinary study. Schopf J.W., Klein C. (eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992. P. 583–600.
- Veizer J.* Trace elements and isotopes in sedimentary carbonate // Carbonates: mineralogy and chemistry. Rev. in Mineral. 1983. V. 11. P. 260–299.
- Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N. et al.* Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 6. P. 2487–2501.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 550.93:571.5(470.551.57)

U-Pb СИСТЕМАТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПРОТЕРОЗОЯ: ИНЗЕРСКАЯ СВИТА СТРАТОТИПА ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 1998 г. Г. В. Овчинникова*, И. М. Васильева*, М. А. Семихатов**,
А. Б. Кузнецов*, И. М. Горохов*, Б. М. Гороховский*, Л. К. Левский*

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

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

Поступила в редакцию 30.12.96 г.

Исследованы U-Pb и Pb-Pb системы известняков инзерской свиты, слагающей среднюю часть типа верхнего рифея – каратавской серии Южного Урала. Для изучения U-Pb и Pb-Pb систематики были отобраны образцы карбонатных пород, которые не претерпели значительных вторичных изменений. Геохимическими критериями сохранности образцов считались низкие величины отношений $Mn/Sr \leq 0.2$, $Fe/Sr \leq 5$ и $Rb/Sr \leq 0.001$ и минимальная разница отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в первичной и вторичной карбонатных фазах, разделяемых с помощью обработки образцов 1 N раствором ацетата аммония (NH_4OAc). Растворение карбонатных фаз для выделения из них U и Pb проводилось в 1 N HCl при комнатной температуре, а часть образцов предварительно обрабатывалась NH_4OAc для удаления вторичного карбонатного компонента. По образцам нижеинзерских известняков, отвечающим указанным критериям, получен Pb-Pb возраст 836 ± 25 млн. лет. Это значение определяет время раннего диагенеза осадков и на сегодня является методически наиболее надежной изотопной датировкой стратотипа верхнего рифея. Диагенетические изменения нижеинзерских осадков проходили в условиях открытой для U и Pb системы с участием флюида, который поступал из подстилающих отложений катавской свиты и по измеренной величине μ и изотопному составу Pb был близок к силикокластической фракции этих отложений. Комплексное изучение U-Pb и Rb-Sr систем карбонатных пород позволяет выяснить условия диагенеза, а также состав и вероятный источник диагенетических флюидов.

Ключевые слова. Изотопный возраст, U-Pb систематика, карбонатные породы, диагенез, верхний протерозой, рифей, Южный Урал.

ВВЕДЕНИЕ

Данные об изотопном возрасте типа верхнего рифея – каратавской серии Южного Урала – долгое время ограничивались K-Ar датировками минералогически не изученных глауконитов и валовых проб габбродиабазов. Глаукониты показали убывающие вверх по разрезу значения от 970–938 млн. лет в нижних горизонтах серии до 658–600 млн. лет у ее кровли, а по считавшимся докаратавскими габбродиабазам, наряду с заведомо омоложенными, были получены значения около 1150–1000 млн. лет (Гаррис и др., 1964; Гаррис, 1977; Стратотип рифея, 1983). Позднее по верхнекаратавским глауконитам был определен изохронный Rb-Sr возраст 688 ± 10 млн. лет (Горожанин, Кутявин, 1986). На основании этих данных и изотопных датировок вышележащих отложений возрастные рамки каратавской серии обычно оценивали в $1050 \pm 50 - 650 \pm 50$ (680 ± 20) млн. лет (Гаррис, 1977; Келлер и др., 1977; Стратотип рифея, 1983, и ссылки в этих работах) или $1000 \pm 50 - 650 \pm 20$ млн. лет (Келлер и др., 1984; Бибикина и

др., 1989; Семихатов и др., 1991). Однако в свете современных сведений об устойчивости K-Ar и Rb-Sr систем названных геохронометров степень надежности этих оценок не слишком велика.

Достигнутый в последние годы прогресс в использовании U-Pb и Pb-Pb методов для датирования карбонатных пород (обзор и библиографию см. Moorbath et al., 1987; Jahn, Cuvellier, 1994; Овчинникова и др., 1995б) открыл принципиальную возможность определения изотопного возраста существенно известняково-доломитовой каратавской серии с помощью этих методов. В качестве первого объекта их применения была выбрана инзерская свита, которая слагает среднюю часть названной серии и содержит в своем составе толщу известняков, претерпевших очень слабые вторичные изменения.

Опыт использования U-Pb и Pb-Pb методов для датирования карбонатных пород показывает, что далеко не во всех случаях удается получить изохронные зависимости, а в тех случаях, когда они получаются, вычисленный возраст образцов не обязательно соответствует их стратиграфическо-

му возрасту. Основной причиной этого является перестройка U-Pb и Pb-Pb систем карбонатов в ходе постседиментационных преобразований. Поэтому одной из главных задач настоящей работы был отбор пригодных для U-Pb датирования наименее измененных образцов. Для ее решения использовался комплекс петрографических, геохимических и изотопно-геохимических критериев.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Каратавская серия, завершающая типовой разрез рифея, обнажена в западных и центральных районах Башкирского антиклинория Южного Урала и расчленяется на шесть свит общей мощностью от 3.0 до 5.5 км. Нижняя (зильмердакская) и верхняя (криволукская) свиты представлены силикокластическими, а четыре другие (катавская, инзерская, миньярская и укская) в изученных нами разрезах сложены преимущественно или исключительно карбонатными отложениями (Стратотип рифея, 1983; Келлер и др., 1984; Козлов и др., 1991). Терригенно-карбонатная инзерская свита, заключающая изученные образцы, слагает средние горизонты названной серии. Литостратиграфия этой части разреза и, в частности, взаимоотношение в ней карбонатных и терригенных толщ одно время трактовались неоднозначно (Комар, 1978; Раабен, Комар, 1983; Крылов, 1983; Стратотип рифея, 1983), но сейчас установлено (Козлов и др., 1991), что на западе антиклинория, где отобраны наши образцы, карбонатные породы слагают всю нижнюю подсвиту и среднюю пачку верхней подсвиты инзерской свиты.

Вторичные изменения карбонатных пород инзерской свиты весьма незначительны (Кузнецов и др., 1997; Подковыров и др., 1998). Тем не менее, для U-Pb датирования были выбраны образцы лишь из нижней ее подсвиты, представляющей собой однородную толщу известняков и редких доломитизированных известняков. Известняки же верхней подсвиты, слагающие небольшую пачку среди песчано-глинистых отложений, были оставлены вне рассмотрения из-за возможной их контаминации Pb за счет смежных силикокластических пород.

Изученные образцы происходят из двух разрезов (рис. 1). Первый разрез, в котором вскрывается вся последовательность инзерских отложений, расположен на правом берегу р. Сим на окраине г. Миньяр. Нижнеинзерская подсвита (подинзерские слои О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой, 1933) представлена здесь монотонной 190-метровой толщей преимущественно афанитовых темно-серых и черных известняков, которые обладают тонкой горизонтальной, а иногда и косой слоистостью и содержат прослой и линзы карбонатных брекчий и флейкстоунов, а в средней час-



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов инзерской свиты. 1 – разрез в окрестностях г. Миньяр, 2 – разрез вблизи пос. Кулмас.

ти – 35-метровый горизонт доломитизированных разностей названных пород (рис. 2). В основании подсвиты наблюдаются редкие прослой глинистых известняков, аналогичных слагающим нижележащую катавскую свиту. Второй разрез расположен в районе пос. Кулмас в выемке шоссе Уфа – Белорецк. Здесь обнажен примерно 60-метровый фрагмент средней части нижней подсвиты – упомянутый горизонт доломитизированных известняков и подстилающая его пачка известняков. По составу и текстурным особенностям эти отложения не отличаются от их возрастных аналогов в миньярском разрезе.

Степень перекристаллизации нижнеинзерских карбонатов невелика. Породы представлены главным образом микритом и микроспаритом. В основании подсвиты развиты преимущественно микриты с тонкими линзами микроспарита и мелкими включениями спарита. В верхней части подсвиты отмечается чередование тонких слоев микрита и микроспарита, содержащих реликты обломочных структур, и миниатюрные фрагменты замещенного волокнистого кальцита. Кроме того, в образцах спорадически развит мелкозернистый кальцит, слагающий отдельные гнезда и выполняющий тончайшие трещинки, которые заметно чаще встречаются в кулмасском разрезе, чем в миньярском. Карбонатная фаза нижнеинзерских пород обычно представлена практически чистым кальцитом (Mg до 0.35%; табл. 1) и только в упомянутом горизонте доломитизированных разностей содержание Mg поднимается до 2.5% (Кузнецов и др., 1997). Характерной особенностью всех этих пород является низкое содержание нерастворимого в HCl остатка. В отобранных образцах оно обычно составляет 0.2–0.8% и лишь в двух случаях поднимается до 1.9 и 4.4%

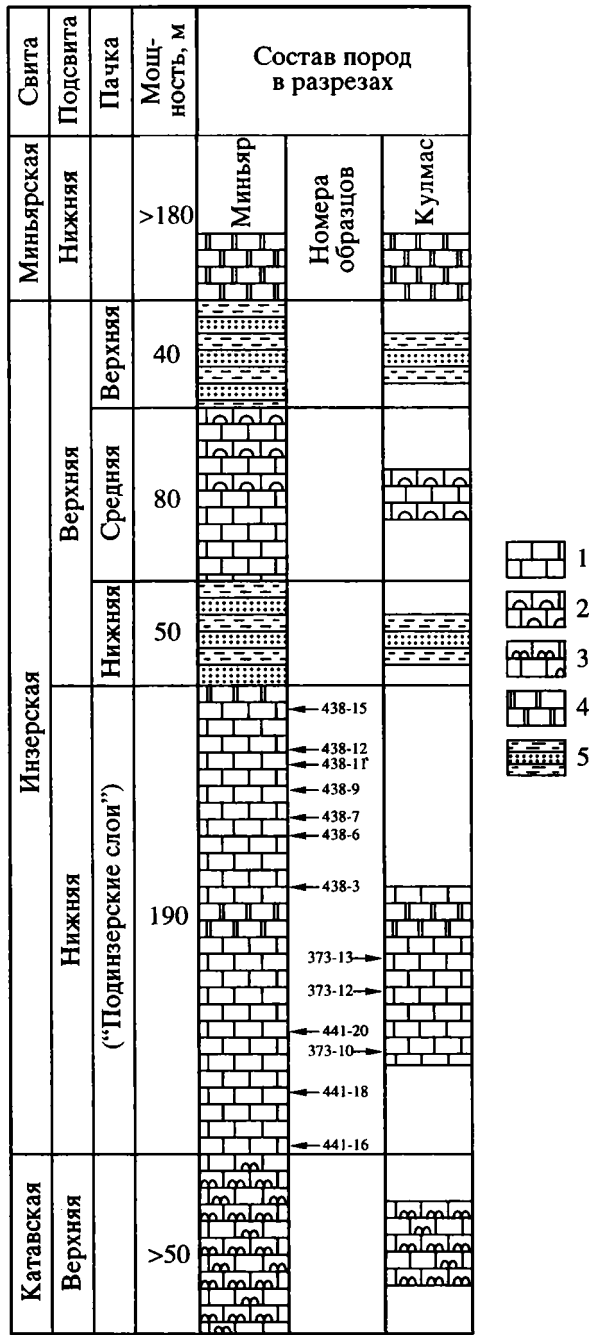


Рис. 2. Строение разрезов инзерской свиты и расположение в них изученных образцов.

1 – известняки; 2 – строматолитовые известняки; 3 – глинистые известняки; 4 – доломитизированные известняки и доломиты; 5 – песчано-глинистые отложения.

(табл. 1). По данным рентгеновской дифрактометрии, в составе нерастворимого остатка присутствуют кварц, реже полевые шпаты и следы иллита. Катодолюминесцентное изучение известняков показало, что в их сложении резко доминирует нелюминесцирующий кальцит с ред-

кими включениями зональных или агрегатных зерен кальцитов поздней генерации, дающих свечение в розовато-желтых тонах.

Накоплению нижеинзерских осадков предшествовала палеогеографическая перестройка позднерифейского бассейна Южного Урала: редукция западного источника сноса, поставившего обломочный материал в зильмердакское и катавское время, формирование мощных открыто-морских карбонатных и терригенных последовательностей и появление восточного источника сноса, влияние которого в рассматриваемом районе проявилось только в позднеинзерское время (Маслов, 1988). Изученные нами нижеинзерские отложения в окрестностях г. Миньяр и пос. Кулмас накопились в открыто-морских обстановках, лежащих вне зоны активного разноса силикокластического материала.

МЕТОДИКА

Для хемотратиграфических (Кузнецов и др., 1997; Подковыров и др., 1998) и изотопно-геохронологических (настоящая статья) исследований каратавских карбонатов отбирались макроскопически однородные разности с минимальными признаками вторичной перекристаллизации. Образцы распиливались на две части, одна из которых использовалась для химического и изотопного анализа, а другая для петрографического и катодолюминесцентного изучения.

Для химического анализа образцы растворялись в 1 N HCl. Содержания Ca и Mg в карбонатной составляющей породы определялись весовым, а Mn и Fe атомно-абсорбционным методом. Масс-спектрометрический метод изотопного разбавления был использован для определения содержания Rb и Sr.

Селекция образцов, предназначенных для изучения U-Pb систематики, проходила в два этапа. Вначале из 27 имевшихся образцов были выбраны те, которые отличаются низкими отношениями Mn/Sr, Fe/Sr и Rb/Sr, так как одной из главных причин нарушения изотопных систем карбонатных минералов является их взаимодействие с пресными водами, в ходе которого карбонаты обогащаются Mn и Fe и обедняются Sr (Brand, Veizer, 1980; Горохов, 1996). Использовались достаточно жесткие геохимические критерии отбора наименее измененных образцов: $Mn/Sr \leq 0.2$, $Fe/Sr \leq 5$ и $Rb/Sr \leq 0.001$ (Кузнецов и др., 1997). Отсутствие существенных вторичных преобразований отобранных таким путем известняков подтверждалось и присушими им значениями $\delta^{18}O$, которые обычно колеблются от -7.5 до -8.5‰ PDB (Подковыров и др., 1998).

На следующем этапе отбраковка проходила с учетом того, что в докембрийских известняках и доломитах обычно присутствуют разновозраст-

Таблица 1. Химический состав карбонатной составляющей известняков нижнеинзерской подсвиты

Номер образца	Весовая доля нерастворимого остатка, %	Ca, %	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	Ca/Sr	Mn/Sr	Fe/Sr
373-10	0.57	39.3	0.13	18	460	0.11	439	900	0.04	1.1
373-12	0.63	39.5	0.51	14	395	0.09	417	950	0.03	0.9
373-13	4.41	39.1	0.43	11	160	0.12	570	660	0.02	0.3
438-3	0.82	39.1	0.35	23	420	0.07	495	790	0.05	0.8
438-6	0.21	40.0	0.26	19	220	0.07	512	780	0.04	0.4
438-7	0.58	39.6	0.23	18	210	—	—	—	—	—
438-9	0.67	39.9	0.24	21	325	0.04	521	770	0.04	0.6
438-11	0.14	39.8	0.19	18	310	—	—	—	—	—
438-12	0.33	40.0	0.19	21	310	0.07	605	660	0.03	0.5
438-15	0.25	40.0	0.18	22	315	0.21	545	730	0.04	0.6
441-16	1.91	39.2	0.11	75	1735	0.33	486	940	0.15	0.8
441-18	0.77	39.5	0.11	44	420	0.15	411	960	0.11	1.1
441-20	0.54	39.7	0.01	15	330	0.19	423	810	0.04	3.6

ные и геохимически различные карбонатные фазы, лишь одна из которых отвечает первичному карбонатному материалу, а другая (или другие) отражает (отражают) его вторичные (катагенетические) изменения (Горохов и др., 1995; Овчинникова и др., 1995б). Исходя из этого, для U-Pb датирования выбирались только те известняки, у которых степень вторичных изменений в терминах Rb-Sr систематики была наименьшей (Кузнецов и др., 1997). Практически это выражалось в отборе образцов с минимальной разницей отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в первичной и вторичной фазах.

При изучении U-Pb и Pb-Pb систематики часть растертых образцов известняков предварительно обрабатывалась 1 N раствором ацетата аммония (NH_4OAc) для разделения разновозрастных карбонатных фаз (Горохов и др., 1995; Овчинникова и др., 1995б). Растворение известняков для выделения из них U и Pb проводилось в 1 N HCl при комнатной температуре. В последующем изложении карбонатная фаза, сохранившаяся после обработки NH_4OAc и предположительно представляющая собой обогащенный первичный компонент, обозначается как PCK-1 фаза, валовый карбонатный материал, не прошедший обработку NH_4OAc – как PCK-2 фаза, а нерастворимый в HCl остаток – как НРО фаза.

Определение изотопного состава Pb и содержание U и Pb проводилось из аликвот с использованием смешанного индикатора $^{235}\text{U} + ^{208}\text{Pb}$. Химическое выделение U и Pb проводилось на анионообменной смоле Bio-Rad 1×8 в форме HBr по методике Манэ (Manhes et al., 1978). Изотопный состав U и Pb измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех

изотопов. Измеренные изотопные отношения Pb были исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного измерения изотопного состава Pb в стандарте NBS SRM-982 и равный 0.11% на единицу массы. Уровень лабораторного загрязнения при выделении U и Pb, определявшийся холостыми опытами, составлял соответственно 0.05 и 0.5 нг. Обработка первичных U-Pb данных проводилась с использованием программы PBDAT, а вычисление параметров изохрон – программы ISOPLOT (Ludwig, 1989, 1990). Все величины погрешностей, приведенные в тексте, соответствуют двум стандартным отклонениям (2σ).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Положение проанализированных образцов в разрезах показано на рис. 2, их химический состав приведен в табл. 1, а U-Pb данные для различных фаз представлены в табл. 2.

В координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ фигуративные точки PCK-1 и PCK-2 фаз всех образцов располагаются линейно (рис. 3) и по величинам изотопных отношений распадаются на две группы. Первую группу с высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляют образцы 438-6, 438-9, 438-11 и 438-12, принадлежащие верхней части нижнеинзерской подсвиты в районе г. Миньяр. Вторую группу точек, расположенную значительно ближе к началу координат, образуют три образца из той же части миньярского разреза (438-3, 438-7 и 438-15), а также все образцы из нижней части этого (441-16, 441-18, 441-20) и кул-масского (373-10, 373-12, 373-13) разрезов.

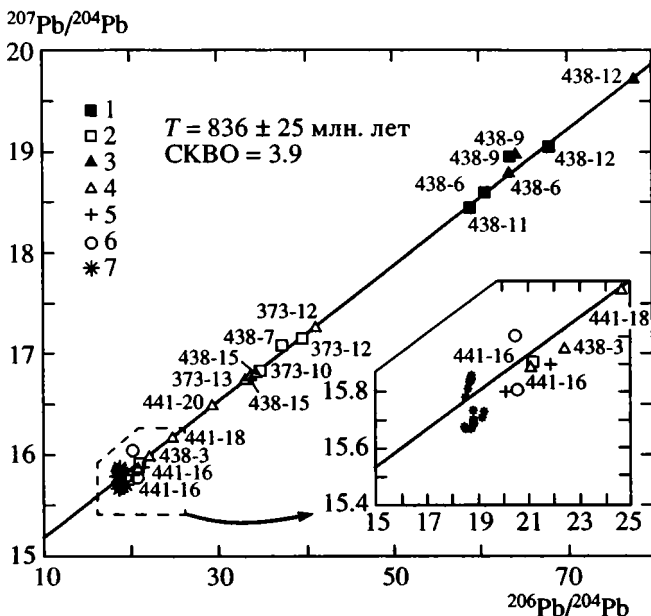


Рис. 3. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для карбонатных пород инзерской и катавской свит.

1-5 – инзерская свита: 1 – РСК-1 фазы карбонатов первой группы, 2 – РСК-1 фазы карбонатов второй группы, 3 – РСК-2 фазы карбонатов первой группы, 4 – РСК-2 фазы карбонатов второй группы, 5 – НРО-фазы; 6-7 – катавская свита: 6 – НРО-фазы, 7 – РСК-1 и РСК-2 фазы. Объяснения сокращений см. в тексте.

Вычисление Рb-Рb возраста по всем РСК-1 и РСК-2 фазам инзерских образцов ($n = 19$) дает значение 891 ± 46 млн. лет при среднем квадрате взвешенных отклонений (СКВО), равном 21.9. Наибольшее отклонение от прямолинейной зависимости показывают 5 точек: РСК-1 и РСК-2 фазы обр. 438-9 и 441-16, а также РСК-2 фаза обр. 438-3. Исключение этих точек из расчета приводит к Рb-Рb возрасту 836 ± 25 млн. лет при СКВО = 3.9 ($n = 14$). Небольшая величина СКВО позволяет считать вычисленный возраст статистически достоверным. Это значение в пределах погрешности согласуется с предварительным результатом Рb-Рb датирования нижеинзерских отложений, полученным на меньшем количестве образцов (848 ± 48 млн. лет; Овчинникова и др., 1995а). Оно также хорошо вписывается в последовательность К-Аг датировок минералогически не изученных глауконитов из средних горизонтов каратавской серии: катавская свита, предшествующая инзерской – 938, нижняя и средняя части инзерской свиты – 896–853, верхняя ее пачка – 791–683, а перекрывающая миньярская свита – 740–680 млн. лет (Гаррис, 1977; Стратотип рифея, 1983).

Значения U-Pb возраста, рассчитанные по тем же 14 точкам, сильно завышены относительно Рb-Рb значения и отличаются очень большими погрешностями и СКВО: $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) = 1160 \pm$

± 150 млн. лет при СКВО = 7110 и $T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) = 1060 \pm 50$ млн. лет при СКВО = 219. Сказанное в полной мере относится и к вычисленному U-Pb возрасту инзерских образцов второй группы (рис. 4, 5). Большие значения СКВО и погрешностей определения свидетельствуют о нарушении U-Pb систем исследованных известняков преимущественно в образцах второй группы.

Завышение U-Pb возраста может быть следствием выноса U и/или привноса Рb. Реальность привноса низкорadioгенного свинца в нижеинзерские известняки будет показана ниже, а подвижность U в современных гипергенных условиях достаточно хорошо известна (Asmerom, Jacobsen, 1993; Jahn, Cuvellier, 1994; Hoff et al., 1995; Jones et al., 1995; Овчинникова и др., 1995б). Учитывая все сказанное, вычисленные значения U-Pb возраста всей совокупности изученных образцов и образцов второй группы следует считать лишеными реального геологического смысла. Далее эти значения в геохронологическом аспекте не рассматриваются. Что же касается значений U-Pb возраста, вычисленных отдельно для образцов первой группы (рис. 4, 5), то они в пределах погрешностей согласуются со Рb-Рb возрастом всей совокупности проанализированных образцов. Однако из-за повышенных значений погрешностей определения и величины СКВО упомянутые U-Pb датировки далее не обсуждаются.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

U-Pb систематика карбонатных пород. Сравнение геохимических характеристик обозначенных выше двух групп инзерских известняков показывает, что для второй группы по сравнению с первой характерны более высокие содержания U и Рb, но менее радиогенный состав Рb и значительно более низкая величина измеренного значения $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (табл. 2). Такая специфика может быть следствием изначальных геохимических вариаций в среде осадконакопления или, что более вероятно, результатом постседиментационных нарушений U-Pb систем в изученных карбонатах.

Различие U-Pb систематики карбонатов первой и второй групп хорошо видно и на графиках в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 4, 5). Фигуративные точки образцов второй группы образуют единый тренд не только с НРО фазами инзерских известняков, но также с НРО, РСК-1 и РСК-2 фазами катавских глинистых известняков, тогда как точки образцов первой группы лежат несколько выше этого тренда. Кроме того, величина СКВО, характеризующая разброс точек относительно аппроксимирующей прямой, у образцов второй группы значительно больше, чем у первой. Все это свидетельствует о разной степени открытости U-Pb систем образцов первой и второй групп.

Таблица 2. U-Pb данные для различных фаз карбонатных пород инзерской свиты

Номер образца	Исследованная фаза	Pb, мкг/г	U, мкг/г	μ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
441-16	РСК-2	1.009	0.247	16.20	21.088	15.887	38.294
441-16	РСК-1	0.971	—	—	21.172	15.907	38.369
441-16	НРО	6.810	3.59	33.99	20.137	15.805	37.697
441-18	РСК-2	—	—	—	24.664	16.164	37.781
441-20	РСК-2	—	—	—	29.397	16.481	37.393
438-3	РСК-2	0.377	0.124	22.09	22.395	15.956	38.165
438-6	РСК-2	0.154	0.346	234.2	63.504	18.808	37.521
438-6	РСК-1	0.167	0.350	213.2	60.694	18.599	37.535
438-7	РСК-1	—	—	—	37.164	17.070	38.765
438-9	РСК-2	0.202	0.488	256.8	64.230	18.982	39.140
438-9	РСК-1	0.209	0.488	247.0	63.493	18.965	39.197
438-11	РСК-1	0.200	0.394	197.4	58.923	18.456	38.146
438-12	РСК-2	0.158	0.435	325.1	77.800	19.732	38.570
438-12	РСК-1	0.177	0.423	261.5	68.162	19.058	38.415
438-15	РСК-2	0.583	0.542	71.49	33.376	16.748	37.892
438-15	РСК-1	0.516	0.628	94.74	34.313	16.809	37.925
373-10	РСК-2	0.639	0.779	96.17	34.092	18.814	39.520
373-12	РСК-2	0.419	0.744	151.5	41.113	17.271	39.514
373-12	РСК-1	0.415	—	—	39.539	17.151	39.330
373-13	РСК-2	0.624	0.586	72.67	32.902	16.714	38.992
373-13	НРО	16.50	5.73	22.76	21.851	15.905	37.099

В терминах U-Pb систематики характеристикой среды, в которой был сформирован или перекристаллизован карбонатный осадок, является отношение $\mu_1 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в этой среде (геохимическом резервуаре). Расчеты данного параметра для карбонатных пород проводятся обычно в рамках одностадийной модели эволюции Pb. Модель предусматривает накопление радиогенных изотопов Pb в закрытой системе с определенной исходной величиной μ_1 с момента формирования Земли ($T = 4.55$ млрд. лет) (Tatsumoto et al., 1973). В координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ кривые накопления Pb, проходившего при разных значениях μ_1 , расходятся веером из точки, отвечающей изотопному составу первичного Pb Земли. Точки гипотетического Pb, образовавшегося во время t при разных значениях μ_1 , располагаются на одной прямой (на так называемой первичной изохроне), которая соединяет точку первичного Pb Земли с возрастом T и точки с возрастом t на всех кривых накопления Pb. Модельное значение параметра μ_1 определяется пересечением полученной по экспериментальным данным Pb-Pb изохроны возраста t , называемой вторичной изохроной, с первичной изохронной того же возраста. Точка пересечения этих прямых располагается на соответствующей кривой накопления Pb и определяет величину μ_1 , присущую как данной кривой, так и среде формирования породы (Faure, 1986).

Жан и Кувелье (Jahn, Cuvellier, 1994) показали, что рассчитанное по одностадийной модели сред-

нее значение $\mu_1 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатных породах широкого возрастного диапазона (от 2.6 до 0.18 млрд. лет) составляет 8.4 ± 0.4 и на несколько порядков ниже этой величины в современных морских карбонатных осадках (>50000). Не являются в этом отношении исключением и инзерские известняки – вычисленное для них модельное значение μ_1 равно 8.4. Удивительное единообразие значений μ_1 для пород столь различного возраста свидетельствует о том, что их U-Pb системы были полностью перестроены на одинаковых стадиях литогенеза в результате привноса Pb и, возможно, выноса U. Следовательно, U-Pb и Pb-Pb изотопные датировки карбонатов, не испытавших катагенетических и метаморфических изменений, фиксируют возраст этого процесса. Имеющийся опыт датирования показывает, что для неметаморфизованных морских карбонатных отложений таким процессом является ранний диагенез, а захваченный карбонатными минералами свинец, вероятно, представляет собой смесь Pb, потерянного карбонатным осадком и привнесенного диагенетическим флюидом (Haglund et al., 1969; Russell et al., 1994; Jahn, Cuvellier, 1994; Овчинникова и др., 1995б; Johnes et al., 1995; Jahn, Simonson, 1995).

Возраст, полученный из графика в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, корректен при условии, что U-Pb системы изученной совокупности образцов либо были закрыты с момента образования породы, либо эпизодически открывались

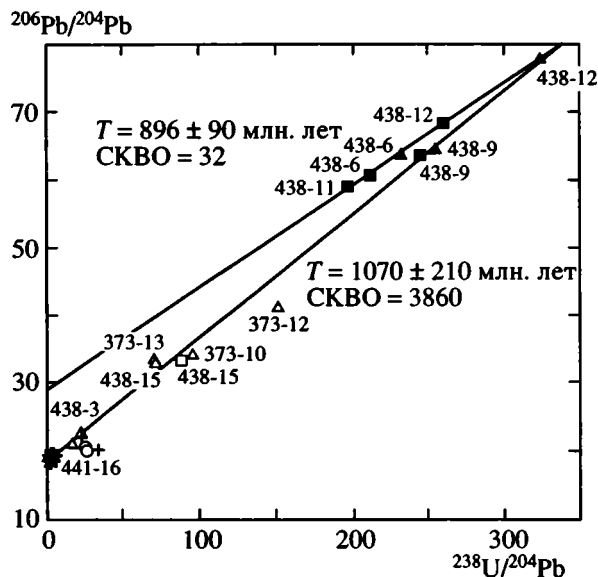


Рис. 4. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ для карбонатных пород инзерской свиты. Условные обозначения см. на рис. 3.

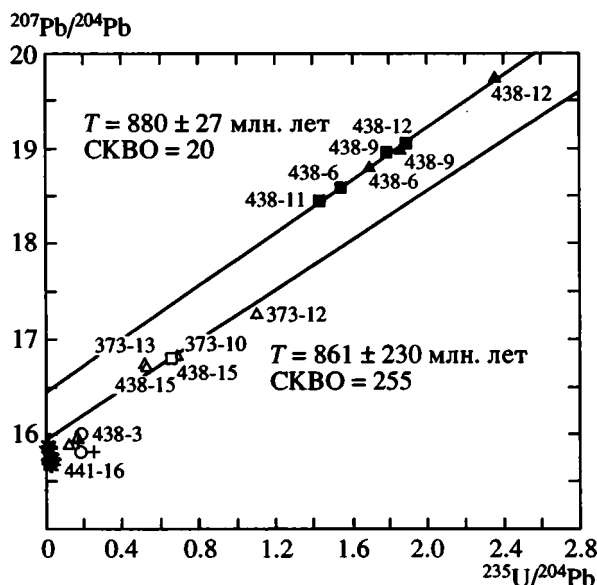


Рис. 5. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ для карбонатных пород инзерской свиты. Условные обозначения см. на рис. 3.

лишь в самом начале истории породы и/или в геологически недавнее время. U-Pb системы инзерских карбонатных пород, по-видимому, открывались дважды. Однако время их открытия – в ходе раннего диагенеза (в начале истории породы) и в результате выноса урана в современных гипергенных условиях – не нарушает условий корректного Pb-Pb датирования.

Смешивание материалов, содержащих Pb различного изотопного состава, может создавать

прямолинейные зависимости в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Однако в таком случае следует ожидать корреляций фигуративных точек также и в координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Отсутствие такой корреляции для инзерских карбонатов (рис. 8) свидетельствует о малой вероятности процесса смешения. Поэтому прямая на рис. 3 может рассматриваться как изохрона, и ее угол наклона имеет геохронологический смысл.

Сказанное позволяет считать, что вычисленное по 14 точкам значение Pb-Pb возраста, равное 836 ± 25 млн. лет, отвечает времени раннего диагенеза карбонатных осадков нижеинзерской подсвиты. Эта интерпретация геологического значения полученной датировки подкрепляется тем, что изохронный Rb-Sr возраст тонкозернистых фракций инзерских аргиллитов, фиксирующий возраст более позднего события – диагенеза погружения, равен 805–835 млн. лет (Овчинникова и др., 1995a; Gorokhov et al., 1995).

Источник диагенетического флюида. Сравнение U-Pb систематики нижеинзерских известняков и подстилающих их глинистых известняков катавской свиты (неопубликованные данные Г.В. Овчинниковой и И.М. Васильевой) позволяет прояснить геохимическую природу постседиментационных процессов в исследованной части разреза каратавской серии. На графиках в координатах $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ –U и $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ –Pb (рис. 6, 7) точки карбонатных фаз инзерских образцов, по сравнению с точками катавских, располагаются в области менее высоких измеренных значений μ и содержаний U, но гораздо (в 2–10 раз) более низких содержаний Pb. Такие соотношения наиболее ярко демонстрируют инзерские известняки первой из выделенных выше групп, тогда как фигуративные точки известняков второй группы смещены в сторону полей, занимаемых точками силикокластических фаз карбонатных пород обеих свит. В этих фазах концентрации U и Pb, как и следует ожидать, много выше, чем в карбонатных фазах, а величины измеренных значений μ – ниже.

Существование изотопного обмена Pb между карбонатными и ассоциированными некарбонатными (в том числе силикокластическими) фазами в ходе диагенеза или метаморфизма показано во многих работах (Moorbath et al., 1987; Farquhar et al., 1994; Jahn, Cuvellier, 1994; Babinski et al., 1995; Овчинникова и др., 1995b). Поэтому можно полагать, что высокое содержание силикокластической (преимущественно глинистой) примеси в катавских известняках (в среднем – 14.4%; Кузнецов и др., 1995) было причиной обогащения диагенетического флюида ураном и свинцом, а также понижения отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в том же флюиде по сравнению с наблюдаемым в карбонатных осадках. Результатом этого явилась не только радикальная перестройка Rb-Sr и U-Pb систем катавских известняков, выраженная в высоком содер-

жании Pb и радиогенного ^{87}Sr в их РСК-1 фазах (Kuznetsov et al., 1995), но и частичное обогащение низкорadioгенным Pb вышележащих инзерских известняков (особенно в образцах второй группы). Общая тенденция стратиграфического расположения образцов первой и второй групп (рис. 2) и существующие данные о преобладании вертикальной миграции флюидов в уплотняющихся карбонатных осадках (Choquette, James, 1987) подтверждают такое предположение. Однако именно в верхних горизонтах подсвиты располагаются два образца, точки которых показали наибольшее отклонение от изохроны на рис. 3 (обр. 438-3 и 438-9), и только один такой образец (441-16) приурочен к нижним горизонтам подсвиты. Видимо, свою роль в определении степени нарушения U-Pb систем сыграли и сугубо местные факторы.

Отмеченное выше нарушение U-Pb систем в проанализированных образцах, происходившее в ходе раннего диагенеза инзерских карбонатов и выразившееся, в частности, в большом разбросе фигуративных точек относительно аппроксимирующих прямых на рис. 4 и 5, не позволяет сколько-нибудь уверенно определить точки пересечения этих прямых с осью ординат и тем самым установить изотопный состав первичного Pb. Вариации вычисленных отношений $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ на 95%-ном доверительном уровне у известняков первой группы оцениваются в 25.5–32.2 и 16.3–16.5 соответственно, а у известняков второй группы в 16.6–23.6 и 15.6–16.1. Несмотря на большую неопределенность, эти значения допускают некоторое различие изотопного состава первичного Pb в известняках первой и второй групп, хотя прямо и не подтверждают его. Однако значения Pb-Pb возраста, рассчитанные отдельно для карбонатов первой и второй групп, совпадают в пределах ошибок с величиной, полученной по совокупности точек обеих групп. Отсюда следует, что различия в изотопном составе первичного ураногенного свинца двух групп карбонатов, если и существовали, то не выходили за пределы аналитических погрешностей.

Различия между исследованными группами карбонатов проявились лишь в соотношении ^{208}Pb и ^{206}Pb (рис. 8). Очевидное отсутствие корреляции между изотопными отношениями ураногенного ^{206}Pb и торогенного ^{208}Pb в известняках является следствием чрезвычайно низкого, приближающегося к нулю, значения отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ в морской воде и в молодых карбонатных осадках. Разброс же точек на графике отражает вариации отношений $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в диагенетическом флюиде, изотопный состав Pb в котором определялся составом Pb силикокластических НРО фаз катавских известняков. Удаленность друг от друга областей расположения фигуративных точек торогенного ^{208}Pb из НРО фаз катавской и инзерской свит (рис. 8) свидетельствуют о

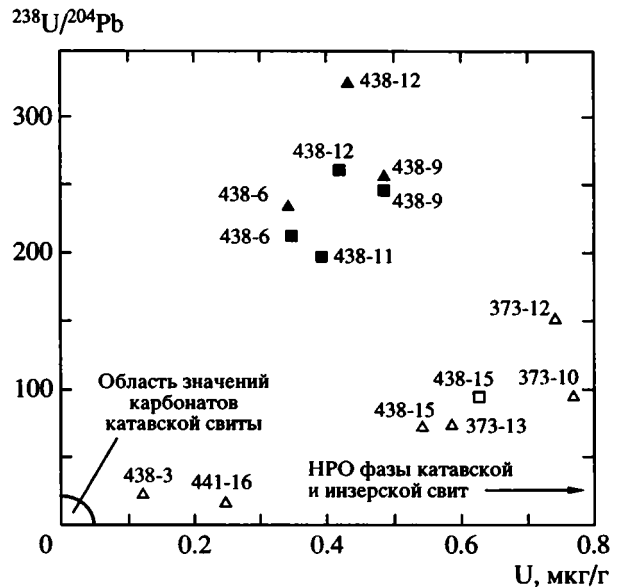


Рис. 6. Отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и содержания U (мкг/г) в карбонатах первой и второй групп инзерской свиты. Условные обозначения см. на рис. 3.

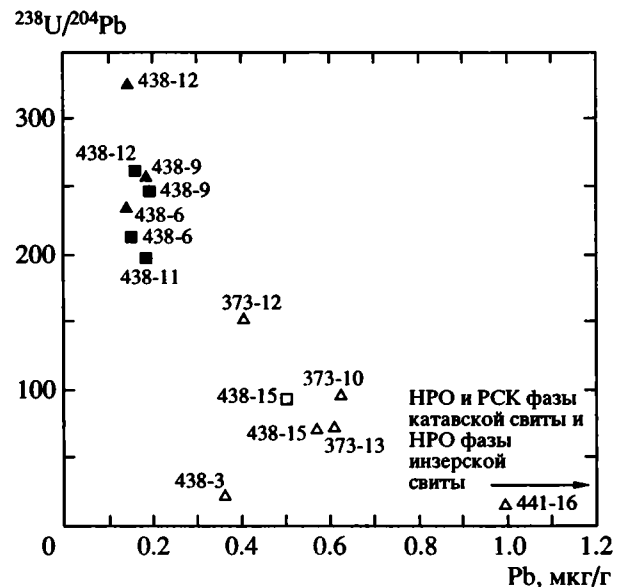


Рис. 7. Отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и содержания Pb (мкг/г) в карбонатах первой и второй групп инзерской свиты. Условные обозначения см. на рис. 3.

различия состава силикокластического материала в карбонатах этих свит. Сходство отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатных фазах инзерских известняков второй группы (серия 373 и частично серия 441) с наблюдаемыми в НРО-фазах катавских глинистых известняков (рис. 8), подтверждает предположение, что именно за счет силикатной составляющих катавских известняков формировался химический и изотопный состав диагенети-

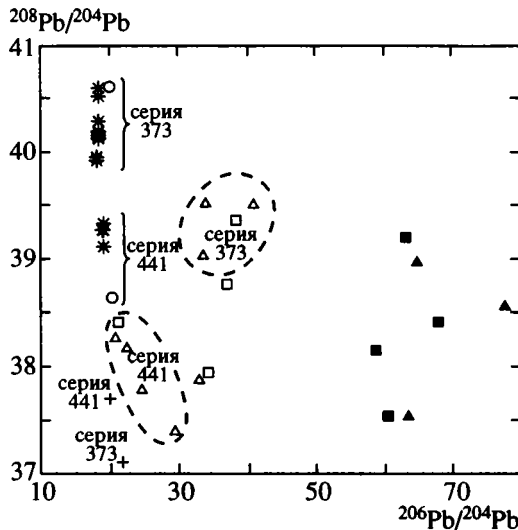


Рис. 8. Диаграмма $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для карбонатных пород инзерской свиты. Условные обозначения см. на рис. 3.

ческого флюида, вызвавшего перестройку Pb-Pb систем инзерских карбонатов.

Сказанное выше позволяет понять вероятные причины отклонения от линейной зависимости в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ фигуративных точек РСК-1 и РСК-2 фаз образцов 438-9 и 441-16 и РСК-2 фазы образца 438-3 (рис. 3).

Фигуративные точки названных фаз образцов 438-3 и 441-16 на графиках в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 4, 5) располагаются вблизи точек НРО фаз, что указывает на значительную контаминацию карбонатов свинцом, заимствованном из силикатного материала. Этот вывод хорошо гармонирует с повышенными содержаниями силикокластического материала, железа и марганца в образце 441-16 (табл. 1) и со стратиграфическим положением этого образца, непосредственно выше мощной толщи катавских карбонатов, содержащих значительную примесь обогащенного Fe тонкодисперсного глинистого вещества (Гареев, 1982).

Образец 438-3 отобран из верхней части нижнеинзерской подсвиты над горизонтом доломитизированных известняков, который разделяет образцы серий 441 и 438 (рис. 2). Этот образец отличается некоторым повышением содержания нерастворимого остатка и Fe, а также отношения Fe/Sr (табл. 1). Возможно, нарушение U-Pb системы в данном случае также было связано с перераспределением изотопов между его силикокластической и карбонатной фазами. Однако фигуративная точка образца 373-13, содержащего гораздо больше нерастворимого остатка, чем образец 438-3 (соответственно 4.41 и 0.82%), не обнаруживает отклонения от изохроны. Возможное объяснение такого противоречия кроется в спе-

цифике составов нерастворимых остатков упомянутых образцов.

Расположение точек РСК-1 и РСК-2 фаз образца 438-9 значительно выше Pb-Pb изохроны (рис. 3) может быть следствием нескольких причин: 1) более древнего возраста обр. 438-9 по сравнению с остальными; 2) специфического изотопного состава Pb, принесенного во время диагенеза; 3) выноса урана или нарушения равновесия в цепочке распада ^{238}U в результате потери радона; 4) особенностей изотопного состава первичного Pb в карбонатной фазе этого образца по сравнению с остальными.

Первая причина исключается реальным стратиграфическим положением образца в непрерывной последовательности отложений (рис. 2). Вторая причина также представляется неверной. Более высокие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатной фазе образца 438-9 по сравнению с наблюдаемыми в НРО фазах как инзерских, так и катавских известняков, исключают контаминацию карбонатов свинцом из силикатной составляющей. Присущие же этому образцу низкие содержания Mn и Fe и малые величины отношений Mn/Sr и Fe/Sr (табл. 1) практически исключают возможность привноса чужеродного Pb в результате воздействия метеорных вод.

Что же касается третьей и четвертой причин, то они кажутся вполне реальными. К завышению Pb-Pb возраста (то есть к смещению точек вверх от изохроны) ведет как вынос U из породы (Moogbath, Taylor, 1985), так и потеря ею газообразного ^{222}Rn – промежуточного продукта распада ^{238}U . Поскольку период полураспада этого изотопа на несколько порядков больше, чем период полураспада ^{219}Rn , являющегося звеном в цепи превращений радиоактивного семейства ^{235}U (соответственно 3.82 сут и 3.92 с), вероятность диффузионных потерь для ^{222}Rn гораздо выше, чем для ^{219}Rn . С течением времени это может и должно сильно увеличить отношение конечных продуктов распада ^{238}U и ^{235}U – стабильных изотопов свинца ^{207}Pb и ^{206}Pb . Примеры перестройки U-Pb систем в результате диффузионных потерь ^{222}Rn известны как для урановых руд (Ludwig et al., 1981; Holliger et al., 1989), так и для протерозойских карбонатов (Jahn, Cuvellier, 1994). Следствием таких потерь является завышение Pb-Pb возраста и занижение возрастных значений, рассчитанных по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Вместе с тем, ^{235}U – ^{207}Pb система образца должна вести себя как квазизакрытая, поскольку диффузионная потеря ^{219}Rn пренебрежимо мала. Расположение точек РСК-1 и РСК-2 фаз образца 438-9 на рис. 5 и 6 согласуется с развиваемыми положениями.

Нет оснований сбрасывать со счета и последнее из перечисленных выше возможных объяснений отклонения точки образца 438-9 от изохроны – присущий ему иной изотопный состав первичного Pb. В связи с коротким временем пребывания Pb в

морской воде (≈ 50 лет) его изотопные отношения в бассейне могут значительно варьировать во времени и пространстве в зависимости от изотопного состава Pb в континентальном стоке. В силу этого возможно локальное нахождение более радиогенного и/или более древнего первичного Pb на стратиграфическом уровне отбора образца 438-9.

Сравнение поведения U-Pb и Rb-Sr изотопных систем в карбонатных породах нижнеинзерской подсвиты. Набор образцов, использованных для изучения Rb-Sr систематики (Кузнецов и др., 1997), включает 11 образцов, рассмотренных в настоящей статье, а также один образец из горизонта доломитизированных известняков в средней части подсвиты и один образец из ее основания в миньярском разрезе (441-15). Величины первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в РСК-1 фазах упомянутых карбонатов миньярского разреза значительно ниже ранее опубликованных для отложений соответствующего возраста и лежат в пределах 0.70525–0.70538. Это обстоятельство в сочетании с жесткими значениями геохимических критериев, использованных для отбора наименее измененных образцов, позволяют считать, что приведенные величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ адекватно отражают изотопный состав Sr в морской воде в середине позднего рифея. Иначе говоря, первичная фаза этих карбонатов, уравновесив изотопный состав всего Sr с морской водой, оставалась замкнутой системой в отношении Rb и Sr как на стадии раннего диагенеза, так и на протяжении последующей геологической истории. Исключение составляют два образца известняков из основания миньярского разреза (обр. 441-15 и 441-16), которые показали повышенные значения отношений Fe/Sr, Rb/Sr и Mn/Sr и первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в результате воздействия флюида, поступавшего из подстилающих глинисто-карбонатных катавских отложений (Кузнецов и др., 1997).

Напротив, нижнеинзерские карбонатные породы кулмасского разреза, отвечающие принятым значениям геохимических критериев отбора наименее измененных образцов, имеют более высокие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с характерными для их возрастных аналогов в миньярском разрезе. Это нарушение Rb-Sr изотопных систем было истолковано как результат вторичных изменений, которые не получили отражения в геохимических параметрах, но выразились в несколько большей степени перекристаллизации пород (Кузнецов и др., 1997).

Таким образом, проанализированные карбонатные породы нижнеинзерской подсвиты в главной своей части сохранили первичные Rb-Sr метки в миньярском разрезе и изменили их в кулмасском. В отличие от этого, U-Pb системы нижнеинзерских известняков на стадии раннего диагенеза оказались открытыми. Это выразилось в величи-

не μ_1 , присущей всем образцам, и в обогащении образцов второй группы обычным Pb, заимствованным из силикатной составляющей подстилающих катавских осадков. При сопоставлении поведения U-Pb и Rb-Sr изотопных систем в инзерских известняках можно выделить три выборки, различающихся степенью открытости этих систем.

Первую выборку составляют те образцы из верхней части миньярского разреза, которые характеризуются наиболее радиогенным Pb и низкими значениями первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в РСК-1 фазах (образцы первой из выделенных выше групп). Rb-Sr системы этих образцов оставались закрытыми со времени осадконакопления, тогда как их U-Pb системы претерпели существенную раннедиагенетическую переработку ($\mu_1 = 8.4$), после чего развивались в квазизамкнутых условиях.

Вторую выборку образуют те известняки из нижней и частично из верхней (438-3, 438-7 и 438-15) частей миньярского разреза, которые сохранили первоначальные Rb-Sr метки, но обладают повышенными содержаниями U и Pb при менее радиогенном составе последнего и пониженными измеренными значениями $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ по сравнению с членами первой выборки.

Поведение U-Pb и Rb-Sr изотопных систем в образцах этих двух выборок находит логическое объяснение в свете развиваемых положений о влиянии подстилающих катавских глинистых известняков на состав инзерского диагенетического флюида. Содержания Pb в катавских известняках в 2–10 раз выше, а содержания Sr в 4–5 раз ниже, чем в инзерских карбонатах, отличающихся повышенным содержанием последнего элемента (Анфимов и др., 1987; Кузнецов и др., 1997). Весьма вероятно, что отношение Pb/Sr в диагенетическом флюиде, перемещенном в инзерские отложения, было близко к таковому в средних валовых пробах катавских известняков. В результате высокие содержания Pb и низкие концентрации Sr в поступавшем флюиде привели к перестройке U-Pb систем в большем объеме инзерских отложений по сравнению с затронутыми перестройкой Rb-Sr систем. Последние оказались нарушенными лишь в самых нижних горизонтах подсвиты, охарактеризованных образцами 441-15 и 441-16. В этой связи надо напомнить, что фигуративная точка РСК-1 фазы образца 441-16 наиболее заметно отклоняется от Pb-Pb изохроны на рис. 3.

Наконец, третью выборку составляют все образцы кулмасского разреза. Как и представители второй выборки, они имеют низкие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, повышенные содержания U и Pb, низкие измеренные значения параметра μ , но отличаются несколько большими величинами первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Вероятно, постдиагенетическая перекристаллизация известняков, с которой мы связывали нарушение их Rb-Sr систем (Кузнецов и др., 1997), не была существен-

но оторвана во времени от раннего диагенеза. В противном случае, образцы из кулмасского разреза не попали бы на одну изохрону с остальными инзерскими образцами. Какие-либо строгие геологические данные о времени частичной перекристаллизации карбонатных пород в кулмасском разрезе авторам неизвестны.

Таким образом, степень диагенетического преобразования U-Pb и Rb-Sr систем инзерских карбонатных отложений обусловлена концентрациями и изотопным составом Pb и Sr в этих отложениях и в диагенетическом флюиде. Вариации данных факторов в конкретных условиях диагенеза могут по-разному сказываться на миграции компонентов той или иной изотопно-геохимической системы. Сравнительное изучение U-Pb и Rb-Sr изотопной систематики помогает понять геохимические особенности процессов литогенеза морских карбонатов.

ВЫВОДЫ

1. Pb-Pb изохронный возраст нижнеинзерских отложений, определенный по 14 фигуративным точкам известняков из разрезов около г. Миньяр и пос. Кулмас, равен 836 ± 25 млн. лет. Это значение определяет время раннего диагенеза осадков и на сегодня является методически наиболее надежной изотопной датировкой типовой последовательности верхнего рифея – каратавской серии Южного Урала.

2. Диагенетические изменения нижнеинзерских осадков проходили в условиях открытой для U и Pb системы и протекали с участием флюида, который поступал из подстилающих отложений катавской свиты и по измеренной величине μ и изотопному составу Pb был близок к силикокластической фракции этих отложений. Вывод об источнике упомянутого флюида, основанный на сравнении U-Pb систематики инзерских и катавских известняков, подтверждается стратиграфической приуроченностью образцов, показавших различную степень нарушения U-Pb систем.

3. Комплексное изучение U-Pb и Rb-Sr систем карбонатных отложений показывает различную устойчивость этих систем по отношению к разным постседиментационным преобразованиям и позволяет выяснить условия диагенеза, а также состав и вероятный источник диагенетических флюидов.

Авторы выражают глубокую благодарность Ю.А. Шуколюкову за полезные замечания, способствовавшие улучшению рукописи, В.И. Козлову, отобравшему изученные нами образцы карбонатных пород каратавской серии, Т.Л. Турченко, определившей минеральный состав силикатной составляющей этих образцов методом рентгеновской дифрактометрии, и В.Н. Подковырову, выполнившему катодоллюминесцентное изучение известняков.

Работа проведена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 96-05-64928 и 96-05-64329).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В., Сульман А.М., Петрищева В.Г.* Стронций в карбонатных породах рифея Южного Урала // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 22–28.
- Бибикина Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Семихатов М.А. и др.* Геохронологическая шкала докембрия Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 8–22.
- Гареев Э.Э.* Геохимические особенности карбонатных пород опорных разрезов катавской и укской свит рифея Южного Урала // Верхний докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1982. С. 36–46.
- Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др.* Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геол. формаций. М.: Наука, 1964. С. 431–455.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П.* Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ АН СССР, 1986. С. 60–63.
- Горохов И.М.* Диагенез карбонатных осадков: поведение рассеянных элементов и изотопов стронция // Литология и палеогеография. Вып. 4 / ред. Верба Ю.Л. СПб: СПбГУ, 1996. С. 141–164.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др.* Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
- Горяинова О.П., Фалькова Э.А.* Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Большой Инзер и Зилим // Тр. Всес. геол.-разведочного объединения. 1933. Вып. 272. 36 с.
- Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др.* Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 16–21.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.* Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // Геология докембрия 27-й Междунар. геол. конгресс. Секция С-05. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 56–76.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В. и др.* Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 38 с.
- Комар В.А.* О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 50–60.
- Крылов И.Н.* Стратиграфия и микрофоссилии миньярской свиты рифея Южного Урала // Сов. геология. 1983. № 6. С. 60–72.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мельников Н.Н. и др.* Rb-Sr систематика постседиментационных изменений в карбонатных породах каратавской серии, Южный Урал // 14 симп. по геохимии изотопов. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 1995. С. 126–127.

- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
- Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Время формирования и преобразования отложенный инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 1995а. С. 73–75.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 1995б. № 5. С. 525–536.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Раабен М.Е., Комар В.А. Граница нижнего и верхнего каратавия в уральском стратотипе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 86–96.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Asmerom I., Jacobsen S.B. The Pb isotopic evolution of the earth: Inferences from river water suspended loads // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 115. P. 245–256.
- Babinski M., Chemale F. Jr., van Schmus W.R. The Pb/Pb age of the Mines Supergroup carbonate rocks, Quadrilatero Ferrifero, Brazil // Precamb. Res. 1995. V. 72. P. 235–245.
- Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system – I. Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. № 5. P. 1219–1236.
- Choquette P.W., James N.P. Diagenesis 12: Diagenesis in limestones – the deep burial environment // Geosci. Can. 1987. V. 14. № 1. P. 3–35.
- Farquhar R.M., Smith P.E., Hancock R.G. Variable U-Pb time domains in a Devonian limestone // 8th Internat. Conference on Geochronol., Cosmochronol. and Isotope Geology. Berkely, CA, USA, 1994. Abstracts. U. S. Geol. Surv. Circular 1107. 1994. P. 95.
- Faure G. Principles of Isotope Geology. N. Y.: Wiley & Sons, 1986. 560 p. Русск. перевод: Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
- Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al. Two illite generations in an Upper Riphean shale: the Rb-Sr isotope evidence // EUG 8, Strassburg, France, 9–13 April 1995. Terra Abstracts. Abstracts supplement № 1 to Terra Nova. 1995. V. 7. P. 330–331.
- Haglund D.S., Friedman G.M. and Miller D.S. The effect of fresh water on the redistribution of uranium in carbonate sediments // J. Sediment. Petrol. 1969. V. 39. P. 1283–1296.
- Hoff J.A., Jemeson J. and Hanson G.N. Application of Pb isotopes to the absolute timing of regional exposure events in carbonate rocks: an example from U-rich dolostones from the Wahoo Formation (Pennsylvanian), Prudhoe Bay, Alaska // J. Sedim. Res. 1995. V. A65. № 1. P. 225–233.
- Holliger P., Pagel M. and Pironon J. A model for ^{238}U radioactive daughter loss from sediment-hosted pitchblende deposits and the Late Permian-Early Triassic depositional U-Pb age of the Muellenbach Uranium ore (Baden-Wuerttenberb, F.R.G.) // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.). 1989. V. 80. P. 45–53.
- Jahn B.M., Cuvelier H. Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: an assesment // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.). 1994. V. 115. № 1/2. P. 125–151.
- Jahn B.M., Simonson B.M. Carbonate Pb-Pb ages of the Wittenoom Formation and Carawine Dolomite, Hamersley Basin, Western Australia (with implications for their correlation with the Transvaal Dolomite of South Africa) // Precambrian Res. 1995. V. 72. P. 247–261.
- Johnes C.E., Halliday A.N., Lohmann K.C. The impact of diagenesis of high-precision U-Pb dating of ancient carbonates: An example from the Late Permian of New Mexico // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 409–423.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Ovchinnikova G.V. et al. Postsedimentary alteration of Upper Riphean limestones of the Katav Formation, the South Urals: Chemical and isotopic evidence // Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralization. MAEGS-9. Abstr. St.-Petersburg: IPGG. 1995. P. 60.
- Ludwig K.R. PBDAT for MS-DOS. A computer program for IBM-PC compatibles for Processing row Pb-U-Th isotope data. Version 1.6. U. S. Geol. Surv. 1989. Open File Rep. 88–542. 40 p.
- Ludwig K.P. Isoplot for MS-DOS. A plotting and regression program for radiogenic isotope data for IBM-PC computers. Version 2.00. U. S. Geol. Surv. 1990. Open File Rep. 88–557. 40 p.
- Ludwig K.R., Nash J.T., Naeser C.W. U-Pb isotope systematics and age of uranium mineralization, Midnite Mine, Washington // Econ. Geol. 1981. V. 76. P. 89–110.
- Manhes G., Minster J.E., Allegre C.J. Comparative uranium-thorium lead and rubidium-strontium study of the Severin Amphoterite: Consequences for early Solar System chronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 39. № 1. P. 14–21.
- Moorbath S., Taylor P.N. Precambrian geochronology and geological record // Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. N. Y. 1985. 254 p.
- Moorbath S., Taylor P.N., Orpen J.L. et al. First direct radiometric dating of Archaean stromatolite limestone // Nature. 1987. V. 326. № 6116. P. 865–867.
- Russell J., Grey K., Whitehouse M., Moorbath S. Direct Pb/Pb Determination of the Ashburton and Nablern basins, Western Australia // 8th Internat. Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. Berkely, CA, USA, 1994. Abstracts. U. S. Geol. Surv. Circular 1107. 1994. P. 275.
- Tatsumoto M., Knight R.J., Allegre C.J. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206 // Science. 1973. V. 180. № 3991. P. 1279–1283.

Рецензенты Е.В. Бибикина, Ю.А. Шуколюков

УДК 551.733(571.5)

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА СИЛУРА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

© 1998 г. Ю. И. Тесаков*, Н. Н. Предтеченский**, В. Г. Хромых*, А. Я. Бергер**

* *Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090 Новосибирск, Университетский проспект, 3, Россия*** *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
199026 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия*

Поступила в редакцию 27.06.96 г.

Даются принципы стратиграфического районирования и характеристика хронозональных планетарной (глобальной) и региональной для Восточной Сибири стратиграфических шкал. Приводится стратиграфическое районирование силурийской системы для Восточной Сибири с выделением пяти субрегионов (Северо-Таймырский, Северо-Приенисейский, Притунгусский, Нюйско-Березовский, Иркутский). Выделено 15 стратиграфических районов (Миддендорфский, Норильский, Туруханский, Игарский, Кочумдекский, Вороговский, Южно-Таймырский, Ледянский, Маймечинский, Мойеронский, Моркокинский, Вилюйский, Нюйско-Березовский, Илимский, Балтуринский). В планетарной шкале приведена разбивка на ярусы и подъярусы, которые, в свою очередь, делятся на 54 планетарные хронозоны, и даны уровни появления и исчезновения руководящих видов граптолитов, брахиопод, конодонтов и табулят. В региональной шкале Восточной Сибири выделены шесть горизонтов (мойероканский, хаастырский, агидыйский, хакомский, тукальский, постничный) и 13 подгоризонтов, которые, в свою очередь, подразделены также на 54 региональные хронозоны, по стратиграфическому объему соответствующие планетарным хронозонам. Для Восточно-Сибирского региона установлены уровни появления и исчезновения руководящих видов граптолитов, хитинозой, акритарх, цефалопод, трилобитов, брахиопод, сколекодонтов, конодонтов, мшанок, тентакулитов, остракод, гастропод, криноидей, ругоз, табулят, строматопороидей, водорослей, пелеципод, вертебрата, хиолитов и конулярий. Для всех хронозон (планетарных и региональных) выбраны стратотипы.

Ключевые слова. Стратиграфия, силур, шкала, стратотип, Сибирь.

На территории Восточной Сибири (междуречье Енисея и Лены, п-в Таймыр и архипелаг Северная Земля) в силурийский период существовал единый эпиконтинентальный седиментационный бассейн платформенного типа, включающий всю гамму осадков от терригенных граптолитовых фаций глубокого шельфа на северо-западе Сибирской платформы и севере Таймыра до мелководных галогенных отложений лагунного типа на юго-востоке и юге Сибирской платформы. Наиболее значительные выходы силурийских отложений известны в средней широтной полосе Таймыра, по западной и северо-восточной периферии Тунгусской синеклизы, в западной и юго-восточной частях Вилюйской синеклизы и в Иркутском амфитеатре. В центральных частях Тунгусской и Вилюйской синеклиз они перекрыты мощными толщами более молодых отложений, где вскрыты достаточно многочисленными скважинами. В краевых частях Сибирской платформы они либо полностью размыты, либо сохранились в отдельных блоках среди полей нижнепалеозойских и докембрийских отложений.

История изучения силура Восточной Сибири четко подразделяется на три этапа (Никифорова, 1955; Никифорова, Андреева, 1961; Тесаков и др.,

1979; Тесаков, Обут, 1984). Первый этап связан с эпизодическими общегеологическими работами конца XIX и начала XX веков. В это время были сделаны первые открытия силурийских отложений на территории Восточной Сибири и выполнены единичные описания фауны. Второй этап, завершившийся в конце шестидесятых годов, связан, в основном, с маршрутным изучением силура по основным водным артериям Сибири и среднемасштабной геологической съемкой. В это время были достаточно детально описаны основные размеры и обработаны монографически многие группы фауны. Третий, современный этап, начиная с семидесятых годов, характеризуется детальными комплексными литолого-палеонтологическими и экосистемными площадными исследованиями по всем разрезам силура Восточной Сибири и многочисленным скважинам, пробуренным со 100% отбором керна, в связи с поисками твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых. К настоящему времени послонно описаны многие опорные разрезы и проведена их корреляция, установлены региональные (горизонты) и местные (свиты) стратиграфические подразделения для всех районов Восточной Сибири. Ведется разработка региональной и местных

шкал с детальностью до хронозон, подготовка к публикации хронозональной стратиграфии силура всех районов и литолого-палеогеографических карт на экосистемной основе (Тесаков и др., 1979, 1980, 1985, 1986, 1992; Тесаков, 1981; Соколов, ред., 1982; Тесаков, Обут, 1984). Разработка хронозональной стратиграфической шкалы силура Восточной Сибири, с использованием всех предшествующих данных, велась параллельно с разработкой планетарной (глобальной) хронозональной стратиграфической шкалы для силурийской системы согласно принципам стратиграфического районирования и выделения глобальных, региональных и местных стратиграфических единиц.

Стратиграфическое районирование впервые введено в 1975 г. (Тесаков и др., 1975, с. 17) для упорядочения стратиграфических схем, шкал и стратиграфических подразделений разного латерального распространения. Применяемые ранее фациальное, структурное, структурно-фациальное, структурно-формационное, формационное, тектонические по современному и древним срезам, географическое районирования не могут однозначно трактовать всю гамму стратиграфического разреза, в пределах которого составляют стратиграфические схемы (обычно не менее периода, реже эпохи). Постоянные смены структур и фаций во времени не позволяют на большой срез районировать территорию ни по одному из этих признаков. Кроме того, границы структур и фаций, как правило, не совпадают. Поэтому фациальное и структурное районирования или их комбинация успешно могут применяться только в палеогеографии для определенного временного среза. Современные геологические структуры и география тем более не отражают состояния осадконакопления в древние периоды. Стратиграфическое районирование, основанное на возрастных наборах стратиграфических подразделений, позволяет представить стратиграфическую разбивку любой части Планеты. Для стратиграфического районирования принимается следующая иерархия: планета, регион, субрегион, район, площадь, участок. В случаях необходимости могут выделяться пояса и области для мелкомасштабного и пункты для крупномасштабного районирования. Основными единицами являются планета, регион, район, для которых соответственно разрабатываются глобальные, региональные и местные стратиграфические подразделения. Соотношение единиц стратиграфического районирования и стратиграфических подразделений разного латерального распространения показано на табл. 1.

Пункт является наименьшей единицей стратиграфического районирования. Он характеризуется разрезом, в котором можно выделить только частные звенья (сегменты), т.е. монофациальные по вертикали стратиграфические подразделения с неизвестным латеральным распространением

(как, например, в скважине). Впоследствии, при латеральном изучении отложений, частные звенья могут явиться основой для выделения слоев, линз, биостромов, биогермов и других геотем.

Участок определяется территорией распространения по латерали конкретного набора слоев, которые могут группироваться в пакеты.

Площадь определяется территорией распространения по латерали определенного стратиграфического набора пачек.

Район включает территорию распространения по латерали конкретного стратиграфического набора свит. Район является основной единицей стратиграфического районирования, так как местная (районная) стратиграфическая схема представляет собой стратиграфическую последовательность основных картируемых единиц.

Субрегион объединяет несколько районов, связанных едиными циклами осадконакопления, и совпадает по латерали с конкретным набором субрегиональных серий. В субрегионе на некоторых уровнях свиты могут быть сквозными. Основной стратиграфической единицей являются именованные слои.

Регион определяется по конкретному набору горизонтов. Регион, как правило, совпадает с контурами седиментационного бассейна, включающего по латерали все типовые фациальные зоны от глубокого шельфа до мелководья. Контур региона, в основном, закрытые, так как на большей территории они совпадают с береговыми линиями бассейна седиментации.

Области или пояса объединяют несколько регионов, близких по типу осадконакопления и биоты. Специальная стратиграфическая единица для них отсутствует.

Планета характеризуется планетарными (глобальными) стратиграфическими подразделениями, имеющими протяженность по всей литосфере Земли. Основной стратиграфической единицей является ярус.

Международная стратиграфическая классификация в настоящее время не является однообразной. Для введения единообразия для таких понятий как серия и хронозона вводятся определения: планетарная, региональная, местная (см. табл. 1). По международной терминологии понятие надъярус соответствует понятие серия, горизонту – региональный ярус, а свите, если она изохронна – локальный ярус. Диахронные же свиты соответствуют понятию американской формации.

На рис. 1 приведено стратиграфическое районирование для силурийских отложений Восточной Сибири с показом типовых районов и местонахождений стратотипов и парастратотипов региональных и местных стратиграфических подразделений.

Таблица 1. Основные подразделения стратиграфического районирования и хроностратиграфических и биостратиграфических единиц разного географического распространения

Подразделения стратиграфического районирования													
Планета	Регион	Субрегион	Район	Площадь	Участок	Пункт							
Основные хроностратиграфические и биостратиграфические подразделения													
Планетарные хроностратиграфические подразделения	Планетарные биостратиграфические подразделения	Региональные хроностратиграфические подразделения	Региональные биостратиграфические подразделения	Субрегиональные хроностратиграфические подразделения	Субрегиональные биостратиграфические подразделения	Местные хроностратиграфические подразделения	Местные биостратиграфические подразделения	Площадные хроностратиграфические подразделения	Площадные биостратиграфические подразделения	Конкретные хроностратиграфические подразделения	Конкретные биостратиграфические подразделения	Частные хроностратиграфические подразделения	Частные биостратиграфические подразделения
Система	Планетарный биоинтервал (биохрон)	Надгоризонт	Региональный биоинтервал (биофаза)	Субрегиональная серия	Субрегиональный биоинтервал	Местная серия	Местный биоинтервал	Пачка	Площадный биоинтервал	Пакет	Конкретный биоинтервал	Частное звено (Сегмент)	Частный биоинтервал
Отдел		Горизонт		Слой		Свита							
Надъярус		Подгоризонт		Субрегиональная хронозона		Подсвита							
Ярус		Региональная хронозона				Местная хронозона							
Подъярус						Площадная хронозона							
Хронозона (планетарная хронозона)	Слой	Частное звено (Сегмент)											

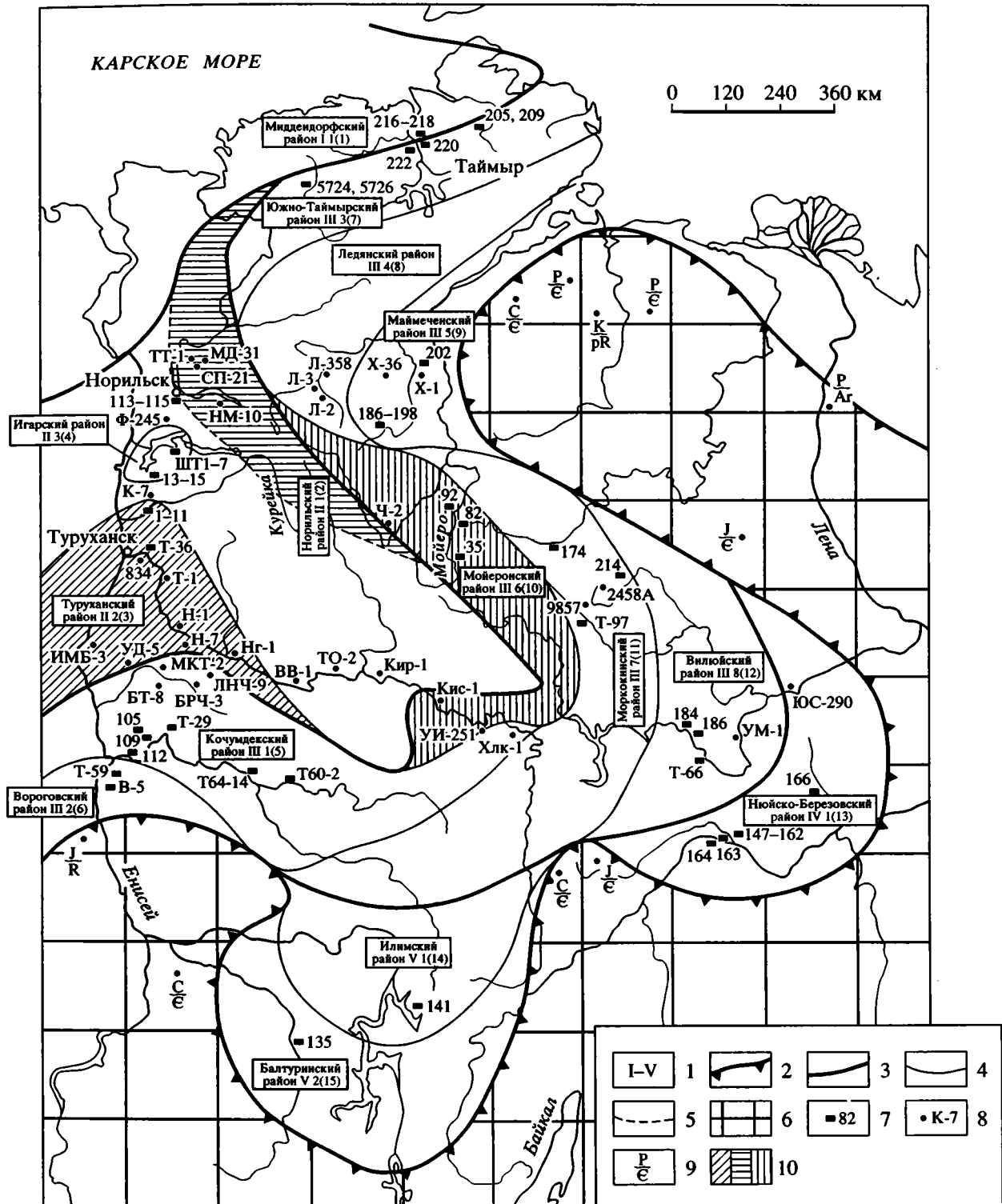


Рис. 1. Стратиграфическое районирование Восточно-Сибирского региона для силурийской системы.

1 – субрегионы: I – Северо-Таймырский, II – Северо-Приенисейский, III – Притунгусский, IV – Ньюско-Березовский, V – Иркутский; 2 – границы силурийского бассейна Восточной Сибири; 3 – границы субрегионов; 4 – границы районов; 5 – границы площадей; 6 – суша; 7 – местонахождения и номера обнажений; 8 – местонахождения и номера скважин; 9 – перерывы в осадконакоплении; 10 – типовые районы.

Планетарная (глобальная) хроностратиграфическая шкала силурийской системы (табл. 2). Силурийская система в настоящее время четко подразделяется на два отдела (подсистемы) и четыре надъяруса (глобальные серии): лландоверийский, венлокский, лудловский и пржидолийский. Лландоверийская серия подразделяется на рудданский, аэронский и теличский ярусы, венлокская – на шейнвудский и гомерский ярусы и лудловская – на горстийский и лудфордский ярусы. Пржидолийская серия на ярусы еще не подразделена (Holland, 1989). Официальный статус ярусное членение получило в 1985 г. после его принятия Международной комиссией по стратиграфии Международного союза геологических наук. Все ярусы обоснованы стратотипами границ, установленных в разрезах Англии и Чехии (Holland, 1980a, 1980b, 1985, 1989; Bassett, 1985). Более дробные подразделения хроностратиграфической категории, соответствующие подъярусам и глобальным хронозонам (Hedberg, ed., 1976, p. 10, tab. 1), находятся сейчас в первой стадии разработок. Первый опыт выделения в силуре глобальных хронозон был предпринят в 1975 г. В гомерском ярусе были выделены витвеллская и глидонская хронозоны (Bassett et al., 1975). Нами (Тесаков и др., 1985, 1992), в связи с корреляцией регионального стандарта силура Восточной Сибири с глобальным стандартом силурийской системы, также была сделана попытка выделения подъярусных подразделений и пятидесяти четырех глобальных хронозон по всему разрезу силура. В разработке этой модели, где планетарная (глобальная) хронозона является основной элементарной единицей глобального масштаба, использовались следующие работы: Jones (1925, 1949); Whittard, Simpson, eds, 1961; Holland et al. (1963, 1980); Toghil (1968); Cocks et al. (1970, 1971, 1983, 1984); Bassett et al. (1975); White, Lawson (1978); Бассетт (1979), Bassett (1985, 1989); Holland (1980a); Kříž et al. (1983, 1986); Williams, Ingham (1989); Cocks (1989); Lawson, White (1989); Kříž, 1989), которые обеспечили необходимую основу для выбранных разрезов в качестве стратотипов глобальных хронозон и подъярусов.

Макет планетарной хроностратиграфической шкалы силура (см. табл. 2) дан в масштабе времени. Временная шкала использовалась как шкала-ориентир для первоначального установления числа глобальных хронозон с примерно 500 тыс. лет на зону (Тесаков и др. 1985). Временная шкала производна от шкалы МакКерроу и др. (McKerrow et al., 1980), которые интерпретировали возраст границ глобальных серий (надъярусов) (лландовери, венлок, лудлов, пржидоли). Впоследствии, датировки границ глобальных серий переопределялись (McKerrow et al., 1985, Tucker, McKerrow, 1995). Так, датировки лландоверий-

ской серии меняются от 438 (1980 г.) – 435 (1985 г.) до 443 (1995 г.), венлокской – от 425.5 (1980 г.) – 425 (1985 г.) до 428 (1995 г.), лудловской – от 420 (1980, 1985 гг.) до 423 (1995 г.), пржидолийской – от 413.5 (1980 г.) – 414 (1985 г.) до 419 (1995 г.) и лохковской – от 411 (1980 г.) – 412 (1985 г.) до 417 (1995 г.) млн. лет. Ошибки в определении возраста при каждом определении достигают $\pm 3-7$ млн. лет, поэтому, как представляется, пока нет особых оснований менять взятые ранее (Тесаков и др., 1985) и в этой статье, временной масштаб шкалы (табл. 2).

Надъярусы (глобальные серии) и **ярусы** полностью соответствуют принятым Международной комиссией по стратиграфии (Holland, 1989, фиг. 16). В то же время вопрос о нижней границе силура требует доизучения (Lesperance et al., 1987). Прежняя точка зрения (Cocks et al., 1970, 1971) о проведении границы рудданского яруса в основании лландоверийской серии, соответствующей основанию биозоны *persculptus*, представляется более предпочтительной, так как эта граница связана со многими глобальными событиями и отмечает в перестройке литосферы и биосферы рубеж крупного ранга. Официально принятая граница (Williams, Ingham, 1989) основана только на одном биологическом признаке – появлении вида *Akidograptus acuminatus* несколько позднее этой глобальной перестройки.

Подъярусы. Некоторые из подъярусов ранее уже обосновывались в качестве “ярусов” (элтон, бринджвуд, лентвардин, витклифф – Holland et al., 1963; фрон – Cocks et al., 1970) или в качестве хронозон (витвелл, глидон – Bassett et al., 1975). Нижний и средний подъярусы рудданского яруса именуется, соответственно, бронид и кричан по названию одноименных формаций, имеющих с подъярусами одни стратотипы.

Глобальные хронозоны (синонимы: зоны – Renevier, 1901; стандартные хронозоны – Report ..., 1967; хронозоны – Hedberg, ed., 1976, tab. 1) зафиксированы в последовательно сменяющихся друг друга стратотипах подразделений (по возможности с фиксацией их границ), расположенных в типовых районах для силурийской системы (Англия, Чехия).

Стратотипы i2 для глобальных хронозон нижнего (бронид) и среднего (кричан) руддана: Cocks et al., 1984, transect i2, figs. 3, 4, 6.

Стратотипы h1 для глобальных хронозон верхнего руддана и нижнего аэрона: Cocks et al., 1984, transect h1, figs. 3, 4, 6, 60, 63.

Стратотипы f3 для глобальных хронозон среднего аэрона: Cocks et al., 1984, transect f3, figs. 3, 4, 6.

Стратотипы d3–d4 для глобальных хронозон верхнего аэрона и телича: Cocks et al., 1984, transect d, figs. 2, 4, 6, 64, 67.

Стратотипы “Венлокского района” для глобальных хронозон венлокской серии – Bassett et

al., 1975; locality Hughley Brook (x-x', bed G-i), fig. 5; locality Whitwell Coppice (58–68), figs. 2, 6, 8; locality Rushbury (31–45); figs. 2, 8; locality Eaton Track (19–25), figs. 2, 7, 8; locality Longville-Stanway RD (46–50), figs. 2, 8.

Стратотипы А для глобальных хронозон подъяруса элтон и глобальной хронозоны 1 подъяруса бринджвуд: White, Lawson, 1978, transect A, figs. 1, 2, 3. В трансекте А нижняя часть верхнего элтона срезана разломом (White, Lawson, 1978, fig. 3). Учитывая, что мощность верхнего элтона в лудловском районе составляет 45 м (Cocks et al., 1971, tab. XIV, section J), толщина нижней части верхнего элтона определяется 25 м. Основание формации элтон в трансекте А(A1) коррелируется со стратотипом границы лудловской серии, горстийского яруса и элтонского подъяруса в стратотипическом разрезе Pitch Coppice (P.C./bed F1 – Lawson, White, 1989, figs. 54, 55).

Стратотипы В для глобальных хронозон 2 и 3 подъяруса бринджвуд: White, Lawson, 1978, fig. 4, 5.

Стратотип С для глобальной хронозоны подъяруса лейтвардин: White, Lawson, 1978, figs. 6, 7.

Стратотипы В для глобальных хронозон витклифского подъяруса: White, Lawson, 1978, figs. 4, 5. Глобальная хронозона 2 витклиффа в трансекте В не вскрыта. Ее толщина определяется в 30 м (Cocks et al., 1971, tab. XIV, section J).

Стратотипы “Pozáry” для подъярусов и глобальных хронозон пржидолийского яруса (глобальной серии): Kříž, 1989, fig. 65, 66, 67.

Литолого-палеонтологическая характеристика слоев стратотипов глобальных хронозон дана в выше перечисленных работах (Cocks et al., 1984; Bassett et al., 1975; White, Lawson, 1978; Kříž, 1989), при описании указанных в них трансект, выбранных здесь за стратотипы глобальных хронозон.

При выборе стратотипов глобальных хронозон предпочтение отдавалось разрезам, в которых были зафиксированы стратотипы границ для установленных ранее глобальных единиц. Некоторые стратотипы (особенно рудданские) из-за плохой обнаженности не отвечают полностью предъявляемым к стратотипам требованиям (Hedberg, ed., 1976, p. 27, section C) и в будущем нуждаются в уточнении или даже замене. Сводный послонный разрез – стандарт для силура, составленный из наборов последовательно сменяющих друг друга стратотипов глобальных хронозон, будет являться физической основой для сопоставления с ним других разрезов всех регионов и определения через него их принадлежности к той или иной глобальной хронозоне.

Глобальные биоинтервалы (биохроны – от хрона, как геохронологического эквивалента глобальной хронозоны), приведенные в глобальной хроностратиграфической шкале (табл. 2) для палеонтологической характеристики глобаль-

ных хронозон, не являются самостоятельными. 54 глобальные хронозоны и их границы характеризуются биостратиграфически по типу зон Опеля, т.е. появлением и исчезновением видов в пределах той или иной глобальной хронозоны. Разница заключается только в том, что этот биоинтервал заранее оговорен рамками стратотипов границ хронозон, которые не могут изменяться в связи с изменениями стратиграфического распространения видов. Таким образом, количество глобальных хронозон и глобальных биоинтервалов всегда совпадает. В идеале шкала биохронов должна показывать, на фоне глобальной хронозональной шкалы, моменты зарождения и вымирания всех значимых видов силура. Таким образом, каждая глобальная хронозона будет характеризоваться комплексами видов, зародившихся и вымерших в ее пределах. Поскольку наши знания о стратиграфическом распространении неполны, эта зона совместного существования будет претерпевать постоянные изменения по мере накопления дополнительных данных и их уточнения. Локальные биоинтервалы содержат виды, распространенные только в отдельных районах. Таким образом, несмотря на одинаковую нумерацию глобальных и локальных биоинтервалов (табл. 2), их фаунистическое содержание является резко различным, т.к. локальные биоинтервалы фиксируют фауну одного района, а глобальные – всех регионов. В шкале глобальных биоинтервалов стратиграфическое распространение видов будет, практически всегда, шире, чем в шкале локальных биоинтервалов, т.к. в глобальной шкале, в конечном итоге, должны быть зафиксированы точки филогенетического возникновения вида и его вымирания, а в конкретном районе – только его локального распространения. Таким образом, корреляция частных разрезов будет проводиться с помощью локальных биоинтервалов с корректировкой их по глобальному стратиграфическому распространению видов, зафиксированному в шкале биохронов.

Разработка глобальной хроностратиграфической шкалы в представленном виде имеет своей целью использование ее для хронозональной корреляции всех разрезов через стандарт глобальных хронозон, выраженный в послонном разрезе, составленном из стратотипов глобальных хронозон и для привязки к глобальным хронозонам всех видов силура. В настоящее время для этих целей используются, в основном, биозоны неясного стратиграфического объема, как это делается даже в “Глобальном стандарте силурийской системы” (Williams, Ingham, 1989, Fig. 21; Cocks, 1989, Figs. 26, 31, 35; Bassett, 1989, Fig. 45).

На рис. 2 приведена привязка к хронозональной шкале некоторых видов табулят и показаны принципы выделения глобальных биоинтервалов по появлению и исчезновению видов. У каждого вида фиксируется его ранняя и поздняя находки

Таблица 2. Планетарная хроностратиграфическая шкала силура и планетарные уровни появления и исчезновения видов граптолитов, брахиопод, конодонтов и табулят

Планетарная хроностратиграфическая шкала силура																	
Планетарные хроностратиграфические подразделения					Стандарт планетарных хроностратиграфических подразделений (разрезы Англии и Чехии)												
Система	Отдел	Надъярус	Ярус	Подъярус	Планетарная хронозона	Планетарный биоинтервал	Шкала-ориентир, млн. лет (Интерполяция по McKegow, 1980)	Региональная серия	Формация (в объеме стратотипа)	Субформация	Местная хронозона	Местный биоинтервал	Стратотип	Частные звенья (слои), точки наблюдений	Толщина, м	Корреляционный уровень	
Принятые UVGS (Basset, 1985)					Рабочие												
Девон		Лохков					411							159 = K/20			
Силурийская	Верхний	Лудлов (ld)	Пржидоли (р)	Верх.	Битов	2	54	Пржидоли	Пожари	II	2	54	Пожари	150-158	8.0	54	
						1	53				412	1		53	141-149	11.5	53
				Нижн.	Яров	3	52			413	I	3		52	127-140	8.5	52
						2	51			413		2		51	106-126	7.5	51
						1	50			413		1		50	96-105	4.0	50
			Лудфорд (ldf)	Витклифф	2	49	414		II	1	49	V'	II.1	30.0	49		
					1	48	414			I	1		48	39-46	23.0	48	
				Лейтгардин	Элтон	1	47		415	I, II	1	47	C	9-31	33.0	47	
						3	46		415		II	1		46	7-20	17.0	46
						2	45		416		I	2		45	1-6	20.0	45
		1	44	416	1	44	29-31	17.0	44								
		Горсти (gor)	Элтон	7	43	417	III	2	43	A	III.1	25.0	42				
				6	42	417		1	42		16-23	30.0	41				
				5	41	418		3	41		12-15	28.0	40				
				4	40	419		2	40		7-11	27.0	39				
				3	39	419		1	39		6	23.0	38				
				2	38	420		2	38		1-5 = P.C./F	22.0	37				
				1	37	420		I	1		37	47-50	25.0	36			
		Венлок (V)	Глидон	2	36	421	I	1	36	"Wenlock area"	24-25; 46	22.0	35				
				1	35	421		4	34		19-23	22.0	34				
	Витвелл		3	33	422	II		3	33		43-45	22.0	33				
			2	32	422			2	32		34-42	22.0	32				
			1	31	423			1	31		66-68; 31-33	22.0	31				
	Шейнвуд (she)		Верхний	3	30	423		I	4		30	63-65	21.0	30			
				2	29	424			3		29	61-62	21.0	29			
			1	28	425	2			28		10	21.0	28				
			Нижний	2	27	425			1		27	58-60	21.0	27			
				1	26	426			1		26	X-X'/G-1	26.0	26			
	Нижний	Лландовери (l)	Верхний	1	25	426	II	1	25	d ₄	C ₆	45.0	25				
				3	24	427		3	24		107	45.0	24				
				2	23	427		2	23		C ₅ 2	45.0	23				
			1	22	428	1		22	163	45.0	22						
			Средний	2	21	428		II	3	21	d ₃	187	32.0	21			
				1	20	429			2	20		160-162	42.0	20			
		1		19	429	1	19		158-159	42.0		19					
		Лландовери (l)	Аэрон (aer)	Средний (Фрон)	5	18	430	III	1	18	f ₃	5a	42.0	18			
					4	17	430		2	17		103	42.0	17			
					3	16	431		1	16		102	42.0	16			
	2				15	431	2		15	4		42.0	15				
	1				14	432	1		14	101-139		42.0	14				
Нижний	Идр		Верхний	2	13	432	II	2	13	h ₁	77-40-76	40.0	13				
				1	12	433		1	12		72-39	40.0	12				
				2	11	433		2	11		70-71	40.0	11				
				1	10	434		1	10		38-38a	50.0	10				
				6	9	434		3	9		34-35	42.0	9				
Руддан (rhu)	Средний (Кричан)	5	8	435	II	2	8	i ₂	65	42.0	8						
		4	7	435		1	7		186-64	42.0	7						
		3	6	436		3	6		32; 63	42.0	6						
		2	5	436		2	5		62	42.0	5						
		1	4	437		1	4		28	42.0	4						
		3	3	437		III	1		3	27	40.0	3					
		2	2	439			2		2	61-26-26a	40.0	2					
Ордовик	Ашгил				0	439		Скрач (Aa)	A ₁	1	1	88 = B/46	40.0	1			

Таблица 2. Окончание

Корреляционный уровень (биоэрон)	Планетарные уровни появления (+) и исчезновения (-) видов			
	Граптолиты	Брахиподы	Конодонты	Табуляты
D	(+) <i>Monograptus uniformis</i>	(+) -	(+) -	(+) <i>Favosites kozlowskii</i>
54	(-) <i>Monograptus transgrediens</i>	-	(+) <i>Icriodus woschmidti</i>	(+) <i>Riphaeolites skolovi</i> P85/6
53	(+) <i>Monograptus perneri</i>	(+) <i>Dayia bohemia</i> Brit.	-	(+) <i>Roemeria infundibulifera</i> P219/4
52	-	-	-	(+) <i>Scalites tschernovi</i> P43/25
51	(+) <i>Monograptus bouceki</i>	-	-	(+) <i>Mesosolenia reliqua</i> P35/116
50	(+) <i>Monograptus parultimus</i>	(+) <i>Gracianella graciosa</i> Brit.	-	-
49	(+) <i>Monograptus formosus</i>	-	(+) <i>Ozarkodina crista</i>	-
48	(+) <i>Neocucullograptus kozlowskii</i>	-	(+) <i>Ozarkodina snajdri</i>	-
47	(+) <i>Saetograptus leintwardinensis</i>	-	(+) <i>Polygnathoides siluricus</i>	(+) <i>Squameofav. incredibilis</i> P27/37
46	-	(+) <i>Conchidium hnighti</i> Brit.	-	(+) <i>Scalites prostratus</i> P44/15
45	-	-	-	-
44	-	-	-	(+) <i>Laceripora cribrata</i> P186/13
43	(+) <i>Lobograptus invertus</i>	-	(+) <i>Lonchodina greilingi</i> 10/16	-
42	-	(+) <i>Chonetes lepisma</i> Brit.	-	(+) <i>Mesofavosites bonus</i> P186/1a
41	(+) <i>Monograptus scanicus</i>	-	(+) <i>Ancoradella ploekensis</i>	(+) <i>Barrandeolites bowerbanki</i> P186/1
40	-	(+) <i>Conchidium biloculare</i> 218/86	(+) <i>Spathognathodus primus</i> 3/14	-
39	-	(+) <i>Dayia navicula</i> Brit.	-	-
38	(+) <i>Monograptus tumescens</i>	-	-	-
37	(+) <i>Monograptus nilssonii</i>	(+) <i>Atrypa reticularis</i> Brit.	(+) <i>Kockelella staurodus</i>	-
36	-	-	-	(+) <i>Desmidopora alveolaris</i> P19/15
35	(+) <i>Monograptus ludensis</i>	-	-	-
34	(+) <i>Monograptus deubeli</i>	-	-	-
33	(+) <i>Gothograptus nassa</i>	-	-	(+) <i>Thecia minor spinosa</i> P16/1
32	-	-	(+) <i>Ozarkodina bohemia</i>	-
31	(+) <i>Cyrtograptus lundgreni</i>	-	(+) <i>Ozarkodina sagitta sagitta</i>	-
30	(+) <i>Cyrtograptus ellesae</i>	-	(+) <i>Neoproniodus ezcavatus</i> 64/15	-
29	(+) <i>Cyrtograptus linnarssoni</i>	-	(-) <i>Trichonodella symmetrica</i> 58/16	(+) <i>Subalveolites panderi</i> P96/11a
28	(+) <i>Cyrtograptus rigidus</i>	-	(+) <i>Kockelella variabilis</i> 58/10	(+) <i>Thecia minor minor</i> P96/11
27	(+) <i>Monograptus riccantoniensis</i>	-	(+) <i>Ozarkodina sagitta rhenana</i>	-
26	(+) <i>Cyrtograptus sentrifugus</i>	(+) <i>Eocoelia angelini</i> Brit.	(+) <i>Huddella johri</i> 60/3	-
25	-	(+) <i>Omnutakhella bazenovae</i> 114/64	-	(+) <i>Sapporipora favositoides</i> 114/64
24	(+) <i>Monograptus crenulatus</i>	(+) <i>Eocoelia sulcata</i> Brit.	-	-
23	(+) <i>Monograptus griestoniensis</i>	(+) <i>Costistricklandia lirata</i> Brit.	(+) <i>Ozarkodina gaertneri</i> СП21/97	(+) <i>Mesosapporipora porosa</i> 87/38
22	(+) <i>Monograptus crispus</i>	(+) <i>Eocoelia curtisi</i> Brit.	(+) <i>Spathognathodus sp.</i> 86/30	(+) <i>Mesosolenia festiva</i> 87/35
21	(+) <i>Monograptus turriculatus</i>	(+) <i>Stricklandia laevis</i> Brit.	(+) <i>Pter. amorphognathoides</i> 84/11	-
20	-	(+) <i>Anabaria rara</i> 77/39	(+) <i>Trichonodella symmetrica</i> 14/101	-
19	-	(-) <i>Septatrypa antiquata</i> 77/31	(+) <i>Carniodus carnulus</i> 178/17	(+) <i>Subalveolites subulosus</i> 113/30
18	-	(+) <i>Plectatrypa wenlockiana</i> 13/16	(+) <i>Icriodella sandersoni</i> 114/17	(+) <i>Tuvaelites hemisphaericus</i> 77/22
17	(+) <i>Monograptus elegans</i>	(+) <i>Pentlandina subcostatus</i> 77/13	(+) <i>Pterospathodus celloni</i> 14/75	-
16	-	(+) <i>Cryptothyrella norilica</i> 77/4	(+) <i>Oulodus kentuckyensis</i> 113/7	-
15	(-) <i>Demirastrites triangulatus</i>	-	(+) <i>Icriodella inconstans</i> 78/26	(+) <i>Parastriatopora rhizoides</i> TT1/28a
14	(+) <i>Monograptus sedgwicki</i>	(+) <i>Kulumbella biconvexa</i> ФТ3/14	(+) <i>Icriodella deflecta</i> 78/16	(+) <i>Cystihalysites mirabilis</i> ЛНЧ9/11
13	(+) <i>Cephalograptus cometa</i>	(+) <i>Pentamerus oblongus</i> 13/11	(+) <i>Apsidognathus tuberculatus</i> 13/6	-
12	(+) <i>Monograptus convolutus</i>	(+) <i>Strickl lens intermedia</i> Brit.	(+) <i>Kockelella ranuliformis</i> 216/36	-
11	(+) <i>Monograptus leptotheca</i>	(+) <i>Alispira tenuicostata</i> 82/21	(+) <i>Hadr. staurognathoides</i> 184/42	(+) <i>Paleofavosites asper</i> 82/23
10	(+) <i>Demirastrites delicatulus</i>	(+) <i>Eocoelia hemisphaerica</i> 82/19	-	(+) <i>Multisolenia tortuosa</i> 82/20
9	(+) <i>Dipligraptus magnus</i>	(+) <i>Septatrypa magna</i> 82/17	-	(+) <i>halysites catenularius</i> ЛНЧ9/8
8	(-) <i>Rastrites norilskensis</i>	(+) <i>Stricklandia salteri</i> 82/16	-	(+) <i>F. gothland. gothlandicus</i> 82/16
7	(-) <i>Lagarograpt. inexpeditus</i>	(+) <i>Meifodia recta</i> 82/13	-	-
6	(+) <i>Demirastrites triangulatus</i>	(+) <i>Coolinia gracilis</i> БТ8/5	(+) <i>Pterospathodus tenuis</i>	-
5	(+) <i>Coronograptus gregarius</i>	-	(+) <i>Decoriconus fragilis</i> 184/11	-
4	(+) <i>Coronograptus cyphus</i>	(+) <i>Stricklandia lens lens</i> Brit.	-	-
3	(+) <i>Metabologr. moyeroensis</i>	(+) <i>Clorinda undata</i> Brit.	-	-
2	(+) <i>Cystograptus vesiculosus</i>	(+) <i>Stricklandia lens prima</i> Brit.	(+) <i>Distomodus kentuckyensis</i> 79/6	-
1	(+) <i>Parakidograptus acuminatus</i>	(+) <i>Alispira gracilis</i> СП21/14	(+) <i>Oulodus nathani</i> 147/2	-
O	(-) <i>Glyptograptus persculptus</i>	(-) -	(-) -	(-) <i>Tollina keiserlingi</i>

(Тесаков и др., 1980, 1985; Соколов, ред., 1982; Соколов, Тесаков, 1963, 1984).

Глобальная хронозональная шкала может служить также и для привязки к ней всех биозон и определения их стратиграфического и возрастного объема. Для иллюстрации этого положения можно привести пример по пржидолийской серии. В разные годы в пржидоли выделялось от семи (*parultimus*, *ultimus*, *pridolensis*, *lochkovensis*, *bouceki*, *perneri*, *transgrediens*) до трех (*parultimus-ultimus*, *branicensis-lochkovensis*, *bouceki-transgrediens*) граптолитовых зон (Rickards, 1995, Fig. 2). В стратотипическом разрезе "Пожары" основные биозоны *bouceki* соответствует основанию слоя 106. Таким образом, биозоны *parultimus*, *ultimus*, *pridolensis*, *lochkovensis* соответствуют по сделанной разбивке (табл. 2) только первой глобальной хронозоне нижнего пржидоли, чем и определяется их геохронологический объем. На табл. 2 показаны уровни появления и исчезновения видов граптолитов, брахиопод, конодонтов, табулят, обосновывающие границы глобальных хронозон.

Региональная хроностратиграфическая шкала силура Восточной Сибири (табл. 3) по принципам построения полностью отвечает Планетарной (глобальной, общей, международной) хроностратиграфической шкале для силурийской системы (табл. 2). Кроме того, две эти шкалы разрабатывались параллельно в одном геохронологическом масштабе, т.е. примерно по 500 тыс. лет на одну хронозону по шкале МакКерроу и др. (McKerrow et al., 1980). Одновременно проводилась корреляция разрезов типовых районов для силурийской системы (Англия, Чехия) и Восточной Сибири, и только после этого фиксировались границы региональных хронозон. Поэтому на сегодняшний день временные объемы и количество (54) глобальных и региональных хронозон полностью совпадают. Первый макет региональной хроностратиграфической шкалы силура Восточной Сибири был опубликован в 1992 г. (Тесаков и др., 1992, с. 81). После чего шкала усовершенствовалась и была уточнена во многих ее частях. Здесь представляется второй ее вариант, вынесенный на официальное утверждение Сибирской региональной стратиграфической комиссией и Межведомственным стратиграфическим комитетом России (МСК).

Региональные хроностратиграфические подразделения включают два надгоризонта: прианбарский (ландовери) и приенисейский (венлок, лудлов, пржидоли); и шесть горизонтов: мойероканский (руддан, нижний аэрон), хаастырский (средний и верхний аэрон), агидыйский (телич), хакомский (венлок), тукальский (горсти), постничный – ранее холюханский (лудфорд, пржидоли). Каждый из горизонтов подразделяется на два или три подгоризонта, которые, в свою очередь, делятся на региональные хронозоны. Горизонты

как основные региональные подразделения силура Сибирской платформы официально утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом России (Решения Всесоюзного ..., 1983). Подгоризонты и региональные хронозоны еще не имеют официального статуса.

Прианбарский надгоризонт характеризуется в общем морским циклом осадконакопления, а приенисейский, за исключением Северо-Таймырского субрегиона, – лагунно-морским. Названия надгоризонтов происходят, соответственно, от одноименных субрегиональных серий. Названия горизонтов также происходят от одноименных свит типовых районов силура Восточной Сибири, так как горизонты и свиты имеют одни и те же стратотипы. Все горизонты выделены в 1979 г. (Тесаков и др., 1979). Впоследствии (Тесаков и др., 1992) холюханский горизонт был переименован в постничный с заменой стратотипа, т.к. стратотип холюханского горизонта, расположенный на р. Мойеро, не соответствовал требованиям, предъявляемым к стратотипам.

Мойероканский горизонт (руддан, нижний аэрон). Стратотип расположен в приустьевой части р. Мойерокан. Горизонт в направлении с северо-запада на юго-восток включает всю гамму отложений от нормально-морских граптолитовых аргиллитов через нормально-морские известняковые с обильными бентосными органическими остатками к сероцветным доломитовым и пестроцветным галогенным отложениям прибрежной зоны.

Хаастырский горизонт (средний и верхний аэрон). Стратотип расположен на р. Мойеро, между Первым и Вторым Мойероканскими порогами. Горизонт также включает всю гамму отложений от граптолитовых аргиллитов через известняковые с большим количеством бентосных органических остатков к доломитовым и песчаными отложениями на юге Сибирской платформы.

Агидыйский горизонт (телич). Стратотип расположен на р. Мойеро непосредственно ниже второго Мойероканского порога. Горизонт на северо-западе платформы представлен мергелями и известняками с нормально-морской фауной, в центральных частях платформы – в основном, доломитами и на юго-востоке – пестроцветными загипсованными доломитовыми мергелями и песчаниками.

Хакомский горизонт (венлок). Стратотип расположен на р. Мойеро вблизи устья р. Хакома. Горизонт практически по всей Сибирской платформе и юге Таймыра представлен массивными разностями известняковых и доломитовых пород, кораллово-строматопоровыми биостромами и биогермами, а также рифогенными образованиями. Только в северной зоне Таймыра и на северо-западе платформы отмечаются нормаль-

Планетарная хронозона		Планетарный биоинтервал	
D	54	1	<i>Favosites kozlowskii</i>
	53	2	<i>Squameofavosites bohemicus</i>
	52	3	<i>Tiverina vermiculata</i>
	51	4	<i>Mesofavosites pinnatoides</i>
	50	5	<i>Riphaolites sokolovi</i>
	49	6	<i>Favosites intricatus</i>
	48	7	<i>Roemeria infundibulifera</i>
	47	8	<i>Scalites ichernovi</i>
	46	9	<i>Favosites eichwaldi</i>
	45	10	<i>Mesosolenia reliqua</i>
	44	11	<i>Squameofavosites incredibilis</i>
	43	12	<i>Parastriatopora kureikiana</i>
	42	13	<i>Scalites prostratus</i>
	41	14	<i>Laceripora cribrosa</i>
	40	15	<i>Parastriatopora mutabilis</i>
	39	16	<i>Squameopora hidensis</i>
	38	17	<i>Mesofavosites bonus</i>
	37	18	<i>Barrandeolites bowerbanki</i>
	36	19	<i>Desmidopora alveolaris</i>
	35	20	<i>Thecia confluens</i>
	34	21	<i>Striatopora flexuosa</i>
	33	22	<i>Thecia saaremica</i>
	32	23	<i>Favosipora clausa</i>
	31	24	<i>Thecia minor spinosa</i>
	30	25	<i>Subalveolites panderi</i>
	29	26	<i>Syringolites kunthianus</i>
	28	27	<i>Thecia minor minor</i>
	27	28	<i>Sapporipora favositoides</i>
	26	29	<i>Thegostegites bouchardi</i>
	25	30	<i>Mesosapporipora porosa</i>
	24	31	<i>Mesosolenia festiva</i>
	23	32	<i>Parastriatopora tebenjkovi</i>
	22	33	<i>Favosites gothlandicus moyeroensis</i>
	21	34	<i>Subalveolites subulosus</i>
	20	35	<i>Thecia ornata</i>
	19	36	<i>Angopora hisingeri</i>
	18	37	<i>Placocoenites orientalis</i>
	17	38	<i>Parastriatopora tchernyshevi</i>
	16	39	<i>Tuvaelites hemisphaericum</i>
	15	40	<i>Parastriatopora rhizoides</i>
	14	41	<i>Taxopora xenia</i>
	13	42	<i>Quadrilites quadriatus</i>
	12	43	<i>Subalveolites volutus</i>
	11	44	<i>Striatopora tungusica</i>
	10	45	<i>Subalveolitiella repentina</i>
	9	46	<i>Cystinalysites mirabilis</i>
	8	47	<i>Paleofavosites asper</i>
	7	48	<i>Multisolonia tortuosa</i>
	6	49	<i>Favosites gothlandicus gothlandicus</i>
	5	50	<i>Curtophyllum densum</i>
	4	51	<i>Tetradium fibratum</i>
	3	52	<i>Tollina keyserlingi</i>
	2	53	<i>Mesofavosites dualis</i>
	1	54	<i>Calamopora alveolaris</i>
0			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8-9			
10			
11-13			
14			
14-16			
17			
18-19			
20			
21			
22			
23			
24-25			
26-27			
28			
29-30			
31			
32			
33			
34			
35			
36			
37			
38			
39-40			
41			
42			
43			
44			
45			
46			
47			
48			
49			
50			
51			
52			
53			
54			

Рис. 2. Планетарное распространение видов табулянт и планетарные биоинтервалы по табулянтам.

но-морские граптолитовые и мергельно-известняковые отложения с брахиоподами и остракодами.

Туркский горизонт (горсти). Стратигические разрезы находятся на р. Курейке в

районе Нижних и Верхних Шек. Горизонт сложен мергелями и известняками на севере Таймыра и северо-западе платформы, в центральных ее районах — известняками и доломитами, а на юго-вос-

Таблица 3. Региональная хроностратиграфическая шкала силура Восточной Сибири и региональные уровни появления и исчезновения видов

Планетарные хроностратиграфические подразделения					Региональная хроностратиграфическая шкала силура Восточной Сибири														Корреляционный уровень						
					Региональные хроностратиграфические подразделения					Стандарт региональных хроностратиграфических подразделений															
Надъярус	Ярус	Подъярус	Планетарная хронозона	Планетарный биоинтервал	Надгоризонт	Горизонт	Подгоризонт	Региональная хронозона	Региональный биоинтервал	Серия	Свита	Подсвита	Местная хронозона	Местный биоинтервал	Стратотип	Частное звено (слой)	Мощность, м								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19							
D ₁	Лохков					Ямпактинский				-	Ямпактинский				ТТ-1	141-144	8.2	-							
Приждоли (рг)	Приждоли	Верхний	2	54	Приенсейский (рп)	Постнический (рс)	Верхний	2	52-54	Приенсейская	Постническая 81.0	Верхняя 20.5	2	47-54		10	141-144	8.2	-						
			1	53				1					136-140				11.2	54							
	Верхний	3	52	3			129-135	9.1				53													
		2	51	2			125-128	11.2				52													
		1	50	1			120-124	11.8				51													
Лудфорд	Верхний	2	49	Верхний			3	47-49	Средняя 31.5			3	Нижняя 29.0				3	Тукальская 67.5	Верхняя 40.5	6	46	4	116-119	8.5	50
		1	48				2					1					1146-115			7.9			49		
	Нижний	1	47	1			112-114a		11.2			48													
		3	46	5			45		106-111			9.8	47												
		2	45	4			44		28-40			7.7	46												
Лудлов (ld)	Горсти	Верхний	3	46	Тукальский (тк)	Тукальская (тк)	Верхний	6	46	Приенсейская	Тукальская 67.5	Верхняя 40.5	5	45	10	13-14	5.1		45						
			1	44				4	44				4	4-12		7.9	44								
		Нижний	7	43			3	43	1			10-16; 2-3	6.7	43											
			6	42			2	42	2			16-18; 1-9	6.0	42											
			5	41			1	41				29-30; 4-15	6.8	41											
	Гомер	Верхний	3	36			Верхний	4	40			Нижняя 27.0	4	40	Приенсейская	Хакомская 82.0	Верхняя 40.0	4	40	66	14-28	6.4	40		
			2	35				3	39				3	2-13				6.2	39						
		1	34	2			38	2	38			11	14-17	6.4			38								
		Нижний	3	33			1	37	1				37	3-13			7.9	37							
			2	32			1	36	6				36	66			26-31	8.0	36						
1	31		5	35	5	35	19-25	8.2	35																
3	33	4	34	4	34	15-18	4.8	34																	
2	32	3	33	3	33	9-14	5.1	33																	
1	31	2	32	2	32	7-8	6.1	32																	
Венлок (w)	Гомер	Верхний	3	36	Хакомский (hk)	Хакомский (hk)	Верхний	6	36	Приенсейская	Хакомская 82.0	Верхняя 40.0	6	36			66	16-6	8.0		31				
			2	35				5	35				5	35											

Таблица 3. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Венток (w)	Шелквуд	Верхний	3	30	Прияненская (pm)	Хакомский (hk)	Нижний	5	30	Прияненская	Хакомская 82.0	Нижняя 42.0	5	30	64	12-18	9.8	30
			2	29				4	29				58	16-22	8.5	29		
	Телч	Верхний	1	28	Прияненская (pr)	Аглицкий (ag)	Верхний	3	28	Прияненская	Аглицкая 84.5	Верхняя 42.0	3	28	58A	7-15	6.2	28
			2	27				2	27				60	4-8; 2-6		8.3	27	
	Арон	Средний	1	26	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Нижний	1	26	Прияненская	Хаастырская 129.5	Нижняя 42.5	1	26	84; 85	3-4; 2-3	9.2	26
			2	25				3	25				87	53-56		9.4	25	
	Арон	Верхний	3	24	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Верхний	2	24	Прияненская	Хаастырская 129.5	Верхняя 50.0	2	24	77	41-52	14.8	24
			2	23				1	23				86	35-40		17.6	23	
	Арон	Средний	1	22	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Нижний	2	22	Прияненская	Хаастырская 129.5	Нижняя 79.5	2	22	90	23-34	20.9	22
			1	21				1	21				84; 85	8-22		21.6	21	
	Арон	Верхний	2	20	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Верхний	3	20	Прияненская	Хаастырская 129.5	Верхняя 50.0	3	20	83	36-43	20.0	20
			1	19				2	19				13.6	27-35		13.6	19	
	Арон	Средний	5	18	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Нижний	1	18	Прияненская	Хаастырская 129.5	Нижняя 79.5	1	18	78	20-26	16.5	18
			4	17				4	17				21.0	11-19		21.0	17	
	Арон	Верхний	3	16	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Нижний	3	16	Прияненская	Хаастырская 129.5	Верхняя 50.0	3	16	83	22-23; 1-10	18.0	16
			2	15				2	15				20.3	25-31; 18-21		20.3	15	
	Арон	Средний	1	14	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Нижний	1	14	Прияненская	Хаастырская 129.5	Нижняя 79.5	1	14	83	18-24	20.3	14
			2	13				5	13				13.0	27-28		13.0	13	
	Арон	Верхний	1	12	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Верхний	4	12	Прияненская	Хаастырская 129.5	Верхняя 50.0	4	12	83	24-26	11.4	12
			3	11				3	11				10.2	21-23		10.2	11	
	Арон	Средний	2	10	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Нижний	2	10	Прияненская	Хаастырская 129.5	Нижняя 79.5	2	10	83	19-20	10.5	10
			1	9				1	9				11.8	17-18		11.8	9	
	Арон	Верхний	6	9	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Верхний	8	9	Прияненская	Хаастырская 129.5	Верхняя 50.0	8	9	83	14-16	13.7	9
			5	8				7	8				11.0	13		11.0	8	
	Арон	Средний	4	7	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Нижний	7	7	Прияненская	Хаастырская 129.5	Нижняя 54.0	7	7	82	11-12	8.3	7
			3	6				6	6				8.5	9-10		8.5	6	
	Арон	Верхний	2	5	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Нижний	5	5	Прияненская	Хаастырская 129.5	Нижняя 54.0	5	5	82	8	5.0	5
			1	4				4	4				5.0	8		5.0	4	
	Арон	Средний	3	3	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Верхний	3	3	Прияненская	Хаастырская 129.5	Верхняя 50.0	3	3	82	4-7	5.0	3
			2	2				2	2				1.8	2-3		1.8	2	
	Арон	Верхний	1	1	Прияненская (pr)	Хаастырский (hs)	Нижний	1	1	Прияненская	Хаастырская 129.5	Нижняя 54.0	1	1	82	1	0.5	1
			1	1				1	1				0.5	1		0.5	1	
О ₃		Ашгвал			Кет.		Бурский					Бурская						

Таблица 3. Продолжение

Корреляционный уровень (биофаза)	Фауна и флора силура Восточной Сибири				
	Региональные уровни появления (+) и исчезновения (-) видов Восточной Сибири				
	Граптолиты	Хитинозои	Акритархи	Цефалоподы	
D	-	-	-	-	
54	-	-	(-) Leiosphaeridia plicata	СП21/228	
53	-	-	-	-	
52	-	-	-	-	
51	(-) Monograptus rarus	218/22	-	-	
50	(+) Monograptus rarus	218/20	-	(-) Hemicosm. semiannulatum	218/18
49	-	-	-	-	
48	-	-	-	-	
47	(-) Monograptus priodon	220/36	-	-	
46	(-) Bohemograp. bohemicus	218/11	(-) Desmochitina densa	10/38	
45	-	-	(-) Favososph. kozlowskii	10/28	
44	-	-	(-) Leiosphaeridia cerina	115/44	
43	-	-	(-) Leiosphaeridia laevigata	4/4	
42	-	-	(-) Sphaeroch. sphaerocephala	115/39	
41	-	-	(+) Trachysph. raryplicatum	СП21/160	
40	-	-	(-) Cymatiosphaera pavimenta	2/18	
39	(+) Monograptus uncinatus	218/8	(-) Cymatiosphaera nebulosa	43/2	
38	-	-	(-) Eisenackitina bohemia	115/25	
37	(+) Bohemograp. bohemicus	218/6	(-) Conochitina conulus	СП21/132	
36	-	-	(+) Sphaeroch. sphaerocephala	114/98	
35	(+) Monograptus ludensis	218/5a	(-) Lophosphaerid. citrinum	10/28	
34	-	-	(-) Favos. heterobrochatum	СП21/131	
33	(-) Monograptus testis	217/15г	(-) Armenoceras bachtense	66/31	
32	(+) Monograptus testis	217/15в	-	-	
31	-	-	(-) Eisenack. lagenomorpha	66/12	
30	(+) Cyrtograptus lundgreni	217/15a	-	(-) Comaspharid. williereae	114/89
29	-	-	-	(-) Huroniella inflecta	114/89
28	-	-	(+) Desmochitina densa	58/7	
27	(+) Pristiograptus dubius	217/11	(+) Ancyroch. pachyderma	114/82	
26	(+) Monograpt. riccartonensis	217/9	(-) Lophosphaer. turulosum	114/85	
25	-	-	(-) Comasph. sequestratus	114/72	
24	(-) Streptograptus nodifer	СП21/100	(+) Favososph. polybrochatum	87/55	
23	(-) Monograptus spiralis	216/6	(-) Leiosphaeridia voighti	114/53	
22	-	-	(-) Trachysph. universalum	ПЕ43/84	
21	(+) Streptograptus nodiger	СП21/71	(+) Nucellosphaer. deunffii	86/25	
20	-	-	(+) Multiplic. oligofurcatum	МД31/62	
19	-	-	(+) Dactylofusa estilis	СП21/65	
18	-	-	(+) Baltisph. granuliferum	ПЕ43/36	
17	(+) Monograptus elegans	216/5a	(+) Trachysph. formosum	ПЕ43/26	
16	-	-	(+) Favososph. kozlowskii	14/78	
15	(-) Demirastrit. triangulatus	216/3д	(+) Comasphaerid. williereae	77/9	
14	(+) Monograptus sedgwicki	13/12	(+) Leiosphaeridia plicata	МД31/20	
13	-	-	(+) Micrhystrid. coronatum	ПЕ43/1	
12	(+) Monograptus distans	HM10/4	(+) Trachysph. universalum	СП21/34	
11	-	-	(+) Leiofusa granulacutis	83/26	
10	(+) Demirastrit. delicatulus	ТТ1/19	(+) Huroniella inflecta	83/26	
9	-	-	(-) Kentronites conulus	ТТ1/21	
8	(-) Rastrites norilskensis	СП21/26	(+) Rizoceras acutum	175/5	
7	(-) Lagarograp. inexpectus	ТТ1/19а	(+) Arm. sauthamptonense	82/16	
6	(+) Demitastrit. triangulatus	ТТ1/13	(+) Hiregiroceras costalatum	174/3	
5	(+) Coronograptus gregarius	ТТ1/9	-	-	
4	(+) Coronograptus cyphus	82/8	-	-	
3	(+) Metabology. moyeroensis	82/4	-	-	
2	(+) Cystograptus vesiculosus	216/1в	(+) Geisonoceras kureikense	82/2	
1	(+) Parakidogr. acuminatus	216/1a	(+) Conochitina edjelensis	СП21/14	
0	-	-	-	-	

Таблица 3. Продолжение

Корреляционный уровень (биофаза)	Фауна и флора силура Восточной Сибири			
	Региональные уровни появления (+) и исчезновения (-) видов Восточной Сибири			
	Трилобиты	Бризопопы	Сколекодонты	Конодонты
D	-	-	-	-
54	-	-	-	-
53	-	-	-	-
52	-	-	-	-
51	-	-	-	-
50	-	-	-	-
49	-	-	-	-
48	-	-	-	-
47	-	-	-	-
46	-	(-) <i>Morinorhynchus proprius</i> 115/55	-	(-) <i>Ozarkodina typica</i> 10/38
45	-	(-) <i>Eohowellella vadrenkinae</i> 4/14	-	(-) <i>Spathognathodus primus</i> 10/28
44	-	(-) <i>Howell. elevataeformis</i> МД31/148	-	(-) <i>Oulodus siluricus</i> МД31/143
43	-	(-) <i>Dalejina ribnayaensis</i> ЛНЧ9/39	-	(+) <i>Lonchodina greilingi</i> 10/16
42	-	-	-	-
41	-	(-) <i>Protatrypf lepidota</i> 115/39	(-) <i>Xaniprion sibiricus</i> СП21/133	-
40	-	(+) <i>Conchidium biloculare</i> 218/86	(-) <i>Polychaetaspis latus</i> 115/26	(+) <i>Spathognathodus primus</i> 3/14
39	-	(-) <i>Anabaria rara</i> 3/13	-	-
38	-	-	(-) <i>Mochtyella angelini</i> 115/20	-
37	-	-	(-) <i>Kettnerites aspersus</i> 114/102	(+) <i>Oulodus siluricus</i> ТТ1/79
36	-	-	-	(-) <i>Kockelella variabilis</i> 52/10
35	-	(-) <i>Stegerhynch. mojerensis</i> 66/22	-	(-) <i>Huddella johni</i> 66/20
34	(-) <i>Encrinurus creber</i> 114/94	(-) <i>Alispira rotundata</i> 62/8	-	-
33	-	-	-	-
32	-	-	-	-
31	-	(-) <i>Plectatrypa wenlockiana</i> MKT2/52	-	(+) <i>Ozarkodina excavata</i> 64/20
30	-	-	-	(+) <i>Neoprioniodus excavatus</i> 64/15
29	-	-	-	(-) <i>Trichonodella symmetrica</i> 58/16
28	-	-	(-) <i>Vistulella kozlowskii</i> 114/87	(+) <i>Kockelella variabilis</i> 58/10
27	-	-	-	-
26	-	(-) <i>Eoplectodonta pumila</i> 217/6	-	(+) <i>Huddella johni</i> 60/3
25	(+) <i>Encrinurus creber</i> 114/66	(+) <i>Omnutakhel. bazhenovae</i> 114/64	-	(-) <i>Distomodus kentuckyensis</i> 114/65
24	-	(-) <i>Alispira tenuicostata</i> 87/50	-	(-) <i>Icriodella sandersi</i> 114/51
23	-	(+) <i>Morinorhynchus proprius</i> 114/38	-	(+) <i>Ozarkodina gaertneri</i> СП21/97
22	(-) <i>Eophacops quadrilineatus</i> ФТ3/24	(-) <i>Pentamerus oblongus</i> ФТ3/24	-	(+) <i>Spathognathodus sp.</i> 86/30
21	(-) <i>Acernaspis incerta</i> 14/117	(+) <i>Pratetrypa lepidota</i> ТТ7/54	-	(+) <i>Pter. amorphognathoides</i> 84/11
20	(-) <i>Acernaspis nanus</i> 178/24	(+) <i>Anabaria rara</i> 77/39	-	(+) <i>Trichonodella symmetrica</i> 14/101
19	-	(-) <i>Septatrypa antiquata</i> 77/31	(-) <i>Mochtyella fragilis</i> 178/15	(+) <i>Carniodus carnulus</i> 178/17
18	(+) <i>Bumastus barriensis</i> 77/24	(+) <i>Plectatrypa wenlockiana</i> 113/16	(+) <i>Mochtyella angelini</i> 115/20	(+) <i>Icriodella sandersi</i> 114/17
17	(+) <i>Encrinurus punctatus</i> ТТ7/35	(+) <i>Pentlandina subcostata</i> 77/13	(+) <i>Kozlowskipr. brevislatus</i> 113/11	(+) <i>Pterospathodus celloni</i> 14/75
16	(+) <i>Stenopareia bowmanni</i> 177/19	(+) <i>Cryothyrella norillica</i> 77/4	(+) <i>Multiprion trapezoideus</i> МД31/26	(+) <i>Oulodus kentuckyensis</i> 113/7
15	(+) <i>Eophacops quadrilineatus</i> ТТ7/24	(-) <i>Brevilamnul. undatiformis</i> ФТ3/16	(+) <i>Polychaetaspis latus</i> МД31/20	(+) <i>Icriodella inconstans</i> 78/26
14	(+) <i>Eobronteus norilskensis</i> 78/23	(+) <i>Kulumbella biconvexa</i> ФТ3/14	(+) <i>Kettnerites aspersus</i> СП21/37	(+) <i>Icriodella deflecta</i> 78/16
13	(+) <i>Acernaspis pulcher</i> 175/8	(+) <i>Pentamerus oblongus</i> 13/11	-	(+) <i>Apsidognath. tubersulatus</i> 13/6
12	(-) <i>Acernaspis superciliexcelsis</i> 83/24	(+) <i>Howell. elevataeformis</i> 216/3п	-	(+) <i>Kockelella ranuliformis</i> 216/36
11	(+) <i>Unguliproetus enodis</i> 78/8	(+) <i>Alispira tenuicostata</i> 82/21	-	(+) <i>Hadrogn. starognathoides</i> 184/42
10	(+) <i>Pseudoproetus tertius</i> 82/19	(+) <i>Borealis nanus</i> 82/20	-	-
9	(+) <i>Stenopareia angulata</i> 82/18	(+) <i>Septatrypa magna</i> 82/17	-	-
8	-	(+) <i>Stricklandia salteri</i> 82/16	-	-
7	-	(+) <i>Clorinda undata</i> 83/13	-	-
6	(+) <i>Acernaspis superciliexcelsis</i> 82/11	(+) <i>Coolinia gracilis</i> БТ8/5	-	(+) <i>Icriodella discreta</i> 174/2
5	-	-	-	(+) <i>Decoriconus fragilis</i> 184/11
4	-	(+) <i>Strophomena sibirica</i> ФТ3/3	-	-
3	(+) <i>Pseudoproetus bellus</i> ФТ3/2	(+) <i>St. Decemplicatus duplex</i> 82/4	-	-
2	(-) <i>Cyphoproetus externus</i> 82/3	(+) <i>Eridorthis siluriensis</i> ЛНЧ9/1	-	(+) <i>Distomodus kentuckyensis</i> 79/6
1	(+) <i>Cyphoproetus externus</i> 82/1	(+) <i>Alispira gracilis</i> СП21/14	(+) <i>Vistulella kozlowskii</i> СП21/14	(+) <i>Oulodus nathani</i> 147/2
0	-	-	-	-

Таблица 3. Продолжение

Корреляционный уровень (биофаза)	Фауна и флора силура Восточной Сибири			
	Региональные уровни появления (+) и исчезновения (-) видов Восточной Сибири			
	Мшанки	Тентакулиты	Остракоды	Гастроподы
D	-	-	-	-
54	-	-	-	-
53	-	-	-	-
52	-	-	-	-
51	-	-	-	-
50	-	-	-	-
49	-	-	-	-
48	-	-	-	-
47	-	-	-	-
46	(-) <i>Monotrypa benjamini</i> 10/34	-	(±) <i>Schrenkia nulta</i> 4/5 (-) <i>Beyrichia parva</i> 115/44 (-) <i>Beyrichia kureikiana</i> Ф245/140 (+) <i>Beyrichia parva</i> 115/39 (+) <i>Healdianella inornata</i> 1/16	(-) <i>Prosolarium cirrhosa</i> 10/28
45	-	-	-	-
44	(-) <i>Lioclema crustulum</i> 4/9	-	-	-
43	(+) <i>Lioclema crustulum</i> 1/11	-	-	-
42	(+) <i>Mesotrypa alashensis</i> 1/8	-	-	-
41	-	-	-	-
40	-	-	(+) <i>Eukloed. kureikensis</i> 115/25	-
39	(+) <i>Monotrypa benjamini</i> 3/7	-	(+) <i>Sighetopsis cardinata</i> 115/23	-
38	-	-	-	-
37	-	-	-	-
36	-	-	-	-
35	(-) <i>Homotrypa hondelensis</i> 6/24	-	(+) <i>Leperditia lumaea</i> 66/21	(-) <i>Lophospira sinuosa</i> 66/20
34	-	-	-	-
33	-	-	(+) <i>Beyrichia kureikiana</i> 66/9	(-) <i>Trochonema transformis</i> 114/94 (-) <i>Lophospira alta</i> 114/90
32	(-) <i>Eridotrypa callosa</i> 114/90	-	-	-
31	-	-	-	-
30	-	-	(-) <i>Cytherellina oviformis</i> K1010/26	-
29	-	-	-	-
28	(-) <i>Batostoma microcellata</i> 114/86	-	-	(+) <i>Lophospira alta</i> 114/86 (+) <i>Oriostoma varvara</i> 114/83
27	-	-	(-) <i>Sibiritia wiluensis</i> ЛНЧ9/41	-
26	(+) <i>Monotrypa padiculata</i> 60/3	-	-	-
25	-	-	-	-
24	(+) <i>Eridotrypa callosa</i> 114/50	-	-	-
23	-	-	(-) <i>Bollia cardinis</i> K1010/21 (-) <i>Imandites ambiguus</i> ТТ7/68	(-) <i>Holopea transversa</i> 114/48 (-) <i>Paraph. qualteriatum</i> 114/43
22	(+) <i>Batostoma microcellata</i> 114/36	(-) <i>Costatulites corniformis</i> 114/37	(-) <i>Norilskinia cuspidata</i> 86/31 (+) <i>Herrmannina nana</i> 85/20 (+) <i>Beyrichia mirabilis</i> ПЕ43/40 (+) <i>Sibiritia eurina</i> Ф245/18 (+) <i>Norilskinia norilica</i> СП21/59 (+) <i>Hatangeus armatus</i> ТТ7/33 (+) <i>Cytherellina oviformis</i> K1010/21 (+) <i>Daleiella decorata</i> СП21/47 (+) <i>Costaegara hastata</i> 78/24	(-) <i>Murchisonia insignis</i> ТТ7/55 (+) <i>Murchisonia cingulata</i> 114/18 (-) <i>Bucanopsis sibiricus</i> 178/27 (-) <i>Poleumita mashkovae</i> 178/9 (-) <i>Poleumita anabarica</i> 83/28 (+) <i>Trochonema transformis</i> 113/9
21	(-) <i>Moyerella stallata</i> MKT2/26	-	-	(+) <i>Loxoplocus vostokovae</i> 177/20 (+) <i>Gyronema quadricarina</i> 175/15 (+) <i>Poleumita anabarica</i> 83/28 (+) <i>Ruedemannia lirata</i> 177/10
20	(-) <i>Strictopora markhensis</i> 178/26	-	-	-
19	(-) <i>Hennigopora florida</i> 14/96	(-) <i>Costatulites homogenus</i> 89/1	-	(+) <i>Umbonellina infrasilurica</i> 82/19 (+) <i>Cyclonema bilix</i> 82/17 (+) <i>Straparollus alacer</i> УД5/7 (+) <i>Poleumita anabarica</i> 83/28 (+) <i>Ruedemannia lirata</i> 177/10
18	(-) <i>Prilodictya lanceolata</i> 77/25	-	-	-
17	(+) <i>Strictopora markhensis</i> 14/74	-	-	-
16	(+) <i>Stictoporella lamellata</i> 180/4	(+) <i>Evenkyites rarus</i> 77/1	-	-
15	(+) <i>hennigopora florida</i> 113/1	-	-	-
14	(+) <i>Rhinodictya bifurcata</i> 13/12	(-) <i>Costatulites undatus</i> 78/23	-	-
13	(+) <i>Helopora spiralis</i> 83/27	-	-	-
12	(+) <i>Ensipora erecta</i> 83/24	-	-	-
11	-	(+) <i>Costatulites homogenus</i> 78/11	-	-
10	(+) <i>Monotr. amplexiformis</i> 82/20	-	-	-
9	-	-	(+) <i>Eurychilina fragilis</i> 82/17 (+) <i>Thrallella alveolata</i> ЛНЧ9/7 (+) <i>Sibiritia wiluensis</i> 82/13 (+) <i>Silenis sibiricus</i> 174/1	(+) <i>Gyronema multangulata</i> ТТ1/16 (+) <i>Murchisonia insignis</i> УД5/4
8	(+) <i>Moyerella stellata</i> 82/15	-	-	-
7	-	-	-	-
6	-	-	-	-
5	-	(+) <i>Costatulites undatus</i> 82/8	-	-
4	-	-	-	-
3	-	-	-	-
2	-	-	-	(+) <i>Prosoptychus globulus</i> ЛНЧ9/4
1	-	-	-	-
0	-	-	-	-

Таблица 3. Продолжение

Корреляционный уровень (биофаза)	Фауна и флора силура Восточной Сибири			
	Региональные уровни появления (+) и исчезновения (-) видов Восточной Сибири			
	Криноиды	Ругозы	Табуляты	Строматопориды
D	-	-	(+) <i>Tiverina cerniculata</i> ШТ27/11	-
54	-	-	-	-
53	-	-	-	-
52	-	-	-	-
51	-	-	-	-
50	-	-	-	-
49	-	-	-	-
48	-	-	-	-
47	-	-	-	-
46	(-) <i>Bazaricrinus parvulus</i> 10/34	-	(-) <i>Parastriat. kureikiana</i> 10/39	(-) <i>Clathrodictyon mohicanum</i> 10/36
45	-	-	(+) <i>Parastriat. kureikiana</i> 4/13	-
44	(-) <i>Bystrow. quinquelobatus</i> 2/11	-	(-) <i>Syringop. fascicularis</i> 115/40	(-) <i>Densastroma astroites</i> 4/12
43	(-) <i>Bystrowicrinus biobatus</i> 115/44	-	-	-
42	-	(-) <i>Tryplasma flexuosum</i> 1/6	-	(+/-) <i>Strom. dzvenigorodensis</i> 1/6
41	-	-	-	-
40	-	(-) <i>Miculiella annae</i> 3/13	-	-
39	-	(-) <i>Entelophyllum articulatum</i> 3/5	(-) <i>Subalveol. subulosus</i> 3/13	(-) <i>Ecclimad. sibiricum</i> 115/106
38	-	-	-	(+) <i>Ecclimad. sibiricum</i> 115/7
37	-	(+) <i>Tryplasma flexuosum</i> 11/6	(-) <i>Multisolenia tortuosa</i> СП21/127	(-) <i>Ecclimad. fastigiatum</i> 114/104
36	(-) <i>Egiasar. egiasarowi</i> 114/96	(-) <i>Yassia enormis</i> 66/31	(-) <i>Mesosolenia festiva</i> 87/35	(+) <i>Plexodictyon savaliense</i> 66/31
35	-	-	-	-
34	-	-	-	(+) <i>Yavorskiina njuilensis</i> 163/3
33	-	(-) <i>Cyathastis typus</i> TT1/69	-	(-) <i>Rosenella hakomiense</i> 53/7
32	-	(+) <i>Cystiphyllum culindricum</i> TT1/69	-	(-) <i>Clathrodictyon muriei</i> БТ8/61
31	-	(+) <i>Miculiella compacta</i> 54/1	-	(-) <i>Labechia conferta</i> БТ8/60
30	-	(+) <i>Kymocystis papillaris</i> 58/16	(-) <i>Halysites catenularius</i> К1010/26	(+) <i>Yabeodictyon crispatum</i> УД5/35
29	(-) <i>Crotalocrinites borealis</i> ФТ3/23	(+) <i>Neocystiphyll. holtedahli</i> 58/7	-	-
28	-	(+) <i>Miculiella crassiseptata</i> 58A/4в	(+) <i>Parastriatopora mutabilis</i> 114/86	-
27	-	(+) <i>Neocystiphyll. mac'coyi</i> 60/3	(+/-) <i>Desmidopora alveolaris</i> 114/85	-
26	(-) <i>Turuch. turuchanensis</i> 114/80	(+) <i>Protopiloph. cylindricum</i> -	-	(+) <i>Ecclimad. fastigiatum</i> 114/104
25	(+) <i>Dastaricr. petaloideus</i> 114/67	-	(+) <i>Sapporipora favositoides</i> 114/64	(+) <i>Clavdictyon cylindricum</i> 114/62
24	(-) <i>Tajmirocr. tajmirensis</i> 78/21	-	(-) <i>Mesofavosites dualis</i> СП21/26	(+) <i>Neobeatricea nikiforovae</i> БТ8/44
23	(+) <i>Sibiricrinus helenae</i> 114/44	(+) <i>Cyathactic typus</i> TT1/58	-	(+) <i>Stromatopora lenensis</i> 85/35
22	(+) <i>Megalocrinus latibatus</i> 112/7	(+) <i>Yassia enormis</i> 86/2	(+) <i>Mesosolenia festiva</i> 87/35	-
21	(+) <i>Turuch. turuchanensis</i> 114/24	(-) <i>Entelophyllum medius</i> TT1/46	(+) <i>Mesofavosites planus</i> 84/12	(+) <i>Pachystylost. sibiricum</i> 84/22
20	(+) <i>Scalaricr. scalariformis</i> 77/43	(-) <i>Crass. crassiseptatum</i> 178/26	(+) <i>Placocoenites orientalis</i> 77/39	(+) <i>Plumatalinia densa</i> 77/39
19	(+) <i>Bystrowicrinus bilobatus</i> TT1/34	(-) <i>Streptelasma whittardi</i> 178/16	(+) <i>Vaenopora kaljoi</i> 77/29	(-) <i>Labechia obrouchevi</i> 112/3
18	(+) <i>Megalocrinus pentalobatus</i> TT1/31	(+) <i>Streptelasma whittardi</i> 178/9	(+) <i>Tuvael. hemisphaericus</i> 77/22	-
17	-	(+) <i>Cystilasma sibiricum</i> TT1/92	(+) <i>Subalveolites subulosus</i> 114/30	(+) <i>Plectost. tenuipalium</i> УД5/16
16	(+) <i>Crotalocrinites borealis</i> СП21/48	(+) <i>Cyathactic euryone</i> 77/9	(+) <i>Coenites juniperinus</i> УД5/13	-
15	-	(+) <i>Helicealasma whittardi</i> TT1/28a	(+) <i>Subalveolitella repentina</i> Л3/22	(+) <i>Labechia obrouchevi</i> 101/1
14	(+) <i>Myelodactylus flexibilis</i> 90/3	(+) <i>Entelophyll. articulatum</i> 78/21	(+) <i>Cystihalysites mirabilis</i> ЛНЧ9/11	(+) <i>Clathrodict. variolare</i> 9857/17
13	-	-	-	-
12	-	-	-	-
11	(+) <i>Glyptocrinus elegans</i> TT1/21	(+) <i>Crassilasma completum</i> 82/19	(+) <i>Angopora hisingeri</i> Л3/13	-
10	-	(+) <i>Brachyelasma sibiricum</i> 175/4	(+) <i>Paleofavosites asper</i> 82/23	-
9	-	-	(+) <i>Multisolenia tortuosa</i> 82/20	-
8	-	(+) <i>Kodonoph. complanatum</i> 82/16	-	(+) <i>Clath. microundilatum</i> БТ8/116
7	-	-	(+) <i>F. goth. gothlandicus</i> 82/16	-
6	-	-	-	-
5	-	-	-	(+) <i>Labechia venusta</i> ЛНЧ9/8
4	-	-	-	-
3	-	-	-	-
2	(+) <i>Dentiferocr. dentiferus</i> ЛНЧ9/1	-	-	-
1	-	-	-	-
0	-	-	(-) <i>Tollina keyserlingi</i> 205/24	(-) <i>Aulacera nodulosa</i>

Таблица 3. Окончание

Корреляционный уровень (биофаза)	Фауна и флора силура Восточной Сибири			
	Региональные уровни появления (+) и исчезновения (-) видов Восточной Сибири			
	Водоросли	Пелециподы	Рыбы	Хиолиты и конулярии
D	-	-	-	-
54	-	-	-	-
53	-	-	-	-
52	-	-	-	-
51	-	-	-	-
50	-	-	-	-
49	-	-	-	-
48	-	-	-	-
47	-	-	-	-
46	-	-	-	-
45	(-) <i>Hedstroem. halimedoidea</i> 115/46	-	-	-
44	-	-	-	-
43	-	-	-	-
42	-	-	-	-
41	-	-	-	-
40	-	(+/-) <i>Cardinia signata</i> 118/86	-	-
39	-	-	-	-
38	-	-	-	-
37	-	-	-	-
36	-	(-) <i>Megalomus sp.</i>	-	-
35	-	-	-	-
34	-	-	-	-
33	-	-	-	-
32	-	-	-	-
31	-	(+) <i>Megalomus sp.</i>	-	-
30	-	-	-	-
29	-	-	-	-
28	-	-	-	-
27	-	-	-	-
26	(+/-) <i>Solenopora concentrica</i> 114/75	-	(-) <i>Loganellia scotica</i> 135/64	-
25	(+) <i>Rothpletzella gotlandoca</i> 114/70	-	-	-
24	(+) <i>Hedstroem. halimedoidea</i> 114/56	-	(+) <i>Helenolepis trifurcata</i> 135/57	-
23	-	-	-	-
22	-	-	-	-
21	-	-	-	-
20	-	-	(-) <i>Tubia bergeri</i> 135/48	-
19	-	-	(+) <i>Udalepis forata</i> 135/44	-
18	-	-	(+/-) <i>Tesakovia sp. concentrica</i> 135/42	(-) <i>Conulata</i> 9857/41
17	-	-	-	-
16	-	-	(+) <i>Loganellia scotica</i> 140/24	-
15	-	-	-	(-) <i>Hyolitoidea</i> СП21/44
14	-	-	(+) <i>Elegestolepis conica</i> 156/30	-
13	-	-	-	-
12	-	-	-	-
11	-	-	-	-
10	-	(-) <i>Actinopteria pumila</i> ФТ3/12	(+) <i>Ilimia predtechenskii</i> 135/12	-
9	-	-	-	-
8	-	-	(+) <i>Loganellia moskalenkoae</i> 140/8	-
7	-	-	-	-
6	-	-	(+) <i>Loganellia sibirica</i> 156/2	(+) <i>Conulata</i> 82/11
5	-	-	-	-
4	-	-	-	-
3	-	-	-	-
2	-	(+) <i>Actinopteria pumila</i> ФТ3/1	-	(+) <i>Hyolitoidea</i> СП21/20
1	-	-	-	-
0	-	-	-	-

токе – пестроцветными доломитами, мергелями, гипсами. Характеризуется резким обеднением фауны и массовым развитием водорослевых строматолитов, часто образующих биостромные постройки.

Постничный горизонт (лудфорд, пржидоли). Стратотипом является скважина ТТ-1, пробуренная со 100% выходом керна на восточном берегу оз. Пясино. Хранится в г. Норильске в музее НКГРЭ. Горизонт представлен известняками и аргиллитами на севере Таймыра, сероцветными доломитами и пестроцветными доломитовыми мергелями, часто загипсованными на северо-западе платформы, и пестроцветными доломитами, доломитовыми мергелями и гипсами на юго-востоке платформы. Учитывая отсутствие в стратотипе фауны, для постничного горизонта выбран парастратотип на р. Нижняя Таймыра в районе пещер Миддендорфа (обн. 218), содержащий морскую фауну (Тесаков и др., 1995).

Все стратотипы подгоризонтов и региональных хронозон зафиксированы в ранее выделенных стратотипах горизонтов: для мойероканского, хаастырского, агидийского (лландовери) и хакомского (венлок) – в Мойеронском районе (рис. 3А), для тукальского (горсти) – в Туруханском (Курейском) районе (рис. 3В), для постничного (лудфорд, пржидоли) – в Норильском районе (рис. 3С).

Стратотип 82 для региональных хронозон нижнего мойерокана и региональных хронозон 1–3 верхнего мойерокана; р. Мойерокан, левый берег в 2.0 км выше устья.

Стратотип 83 для региональных хронозон 4–5 верхнего мойерокана; р. Мойерокан, правый берег в 6.0 км (по берегу) выше устья; верхи нижней по течению части обнажения.

Стратотип 78 для региональной хронозоны 1 и нижней части региональной хронозоны 2 нижнего хаастыра; р. Мойеро, левый берег в 4.0 км ниже устья р. Хаастыр.

Стратотип 90 для верхней части региональной хронозоны 2 и нижней части региональной хронозоны 3 нижнего хаастыра; р. Мойеро, правый берег в 6.5 км ниже устья р. Мойерокан, средняя и верхняя части обнажения. Стратотип 90 вскрывает задернованную часть разреза между стратотипом 78 и 77.

Стратотип 77 для верхней части региональной хронозоны 3, региональной хронозоны 4 нижнего хаастыра и региональных хронозон верхнего хаастыра. Р. Мойеро, левый берег в 1.5 км ниже верхнего Мойероканского порога.

Стратотипы 84, 85 для нижней региональной хронозоны нижнего агидья, р. Мойеро, левый берег на участке 1.0–1.5 км выше устья р. Мойерокан. Это одно обнажение, искусственно разделенное по прослою красноцветов.

Стратотип 86 для региональной хронозоны 2 нижнего агидья, р. Мойеро, правый берег в

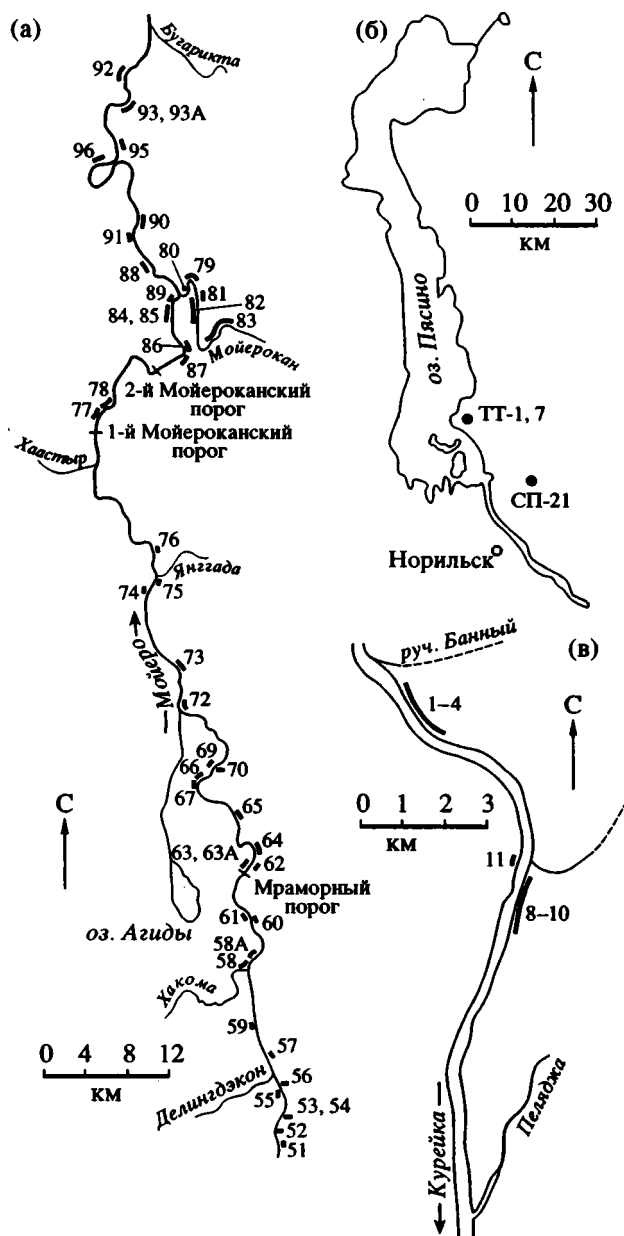


Рис. 3. Схема местонахождений стратотипов региональных хронозон Восточной Сибири.

а – Мойеронский район, бассейн р. Мойеро; б – Туруханский район, бассейн р. Курейки; в – Норильский район, скв. ТТ-1.

3.2 км выше устья р. Мойерокан, средняя часть обнажения.

Стратотип 87 для региональных хронозон верхнего агидья; р. Мойеро, правый берег в 4.0 км выше устья р. Мойерокан, левый борт лога с двумя водопадами.

Стратотип 60 для нижней части региональной хронозоны 1 нижней хакомы; р. Мойеро, правый берег в 3.0 км ниже устья р. Хакома.

Стратотип 58А для верхней части региональной хронозоны 1 и нижней части региональной хронозоны 2 нижней хакомы; р. Мойеро, левый берег р. Мойеро в 0.7–1.0 км ниже устья р. Хакома.

Стратотип 58 для верхней части региональной хронозоны 2 и региональных хронозон 3–4 нижней хакомы; р. Мойеро, левый берег непосредственно ниже устья р. Хакомы. Обн. 58 и 58А в общем представляют один разрез, тянущийся от приустьевой части р. Хакома и далее по левобережью р. Мойеро на 1.8 км.

Стратотип 64 для региональной хронозоны 5 нижней хакомы; р. Мойеро, правый берег в 3 км ниже Мраморного порога, средняя часть обнажения.

Стратотип 66 для региональных хронозон верхней хакомы; р. Мойеро, левый берег в 6.2 км (по прямой) ниже Мраморного порога, обрыв в излучине большой петли р. Мойеро.

Стратотип 11 для региональных хронозон 1–2 нижнего тукала; р. Курейка, правый берег, Нижние Щеки.

Стратотип 3 для региональных хронозон 3–4 нижнего тукала и низов региональной хронозоны 1 верхнего тукала; р. Курейка, левый берег, Верхние Щеки, в 10 м ниже по течению реки от обн. 2, в лежащем крыле сброса.

Стратотип 2 для верхней части региональной хронозоны 1 и нижней части региональной хронозоны 2 верхнего тукала; р. Курейка, левый берег, Верхние Щеки, в 300 м ниже по течению реки от обн. 1.

Стратотип 1 для верхней части региональной хронозоны 2 и нижней части региональной хронозоны 3 верхнего тукала; р. Курейка, левый берег, первые выходы пород в верхней по течению реки части Верхних Щек, в 340 м ниже руч. Банного.

Стратотип 4 для верхней части региональной хронозоны 3 и региональных хронозон 4–5 верхнего тукала; р. Курейка, левый берег в 100 м ниже по течению реки от обн. 1.

Стратотип 10 для региональной хронозоны 6 верхнего тукала; р. Курейка, левый берег в верхней по течению реки части Нижних Щек.

Более точная привязка стратотипов на р. Курейке приведена на профилях в работе (Тесаков и др., 1980, рис. 14, 15).

Стратотип ТТ-1 для подгоризонтов и региональных хронозон постничного горизонта. Озеро Пясино, восточный берег, скв. ТТ-1, координаты: 69°39'3" северной широты, 88°13'8" восточной долготы. Керн хранится в г. Норильске, пос. Купец в Музее Норильской экспедиции.

Во всех перечисленных стратотипах региональных хронозон наблюдается полное вскрытие всех слоев, подробное описание которых приведено ранее (Тесаков и др., 1980, 1985; Соколов, ред., 1982). Кроме того, наращивание разреза от стратотипа к стратотипу проведено послойной

корреляцией перекрывающих друг друга в стратиграфической последовательности смежных обнажений. Исключение составляют только две границы, где стыковка удаленных друг от друга стратотипов проведена по фауне и по региональным циклам осадконакопления. Это нижние границы тукальского и постничного горизонтов. Обе границы связаны с регрессивными региональными циклами. Основание тукальского горизонта связано со сменой строматопоро-коралловых известняков водорослевыми доломитами, а основание постничного горизонта – со сменой водорослевых доломитов галогенными доломитовыми мергелями.

Разработанный хронозоноальный стандарт силура Восточной Сибири (табл. 3), созданный на основе послыдного стандартного разреза, позволил сделать хронозоноальную разбивку практически всех имеющихся в настоящее время разрезов и скважин, вскрывающих силурийские отложения на территории Восточной Сибири. В результате чего 54 изохронных (хронозоноальных) уровней были протянуты по всей Восточной Сибири, что, в свою очередь, позволило установить полное распространение всех видов и зафиксировать у основных руководящих видов их региональные уровни появления и исчезновения (табл. 3).

Разработка по единой методике Планетарной шкалы силурийской системы и Региональной шкалы силура Восточной Сибири позволила дать корреляцию стандартов этих шкал на хронозоноальном уровне и соотнести стратиграфические объемы региональных хронозон силура Восточной Сибири с планетарными хронозонами (табл. 3).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 95-05-15564.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бассетт М.Г.* Литостратиграфия, биостратиграфия и хроностратиграфия: на примере силура Англии // Изв. Акад. Наук Казах. ССР. Сер. геол. 1979. № 4–5. С. 115–122.
- Никифорова О.И.* Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы. Л.: Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1955. Вып. 7. С. 50–106.
- Никифорова О.И., Андреева О.Н.* Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 412 с.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 214 с.
- Соколов Б.С.* (ред.). Силур Сибирской платформы. Разрезы, фауна и флора северо-западной части Тунгусской синеклизы. М.: Наука, 1982. 188 с.
- Соколов Б.С., Тесаков Ю.И.* Табуляты палеозоя Сибири. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 188 с.
- Соколов Б.С., Тесаков Ю.И.* Популяционный, биоценотический и биостратиграфический анализ табулят. Подольская модель. Новосибирск: Наука, 1984. 195 с.
- Тесаков Ю.И.* Развитие экосистем древних платформенных седиментационных бассейнов // Проблемы

- эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 186–199.
- Тесаков Ю.И., Малич Н.С., Занин Ю.Н. и др. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. 256 с.
- Тесаков Ю.И., Обут А.М. Силур // Фанерозой Сибири. Т. 1. Венд, палеозой. Новосибирск: Наука, 1984. С. 88–108.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базарова Л.С. и др. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. Новосибирск: Наука, 1979. 93 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базарова Л.С. и др. Силур Сибирской платформы. Опорные разрезы северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980. 184 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Бергер А.Я. и др. Опорный разрез реки Мойеро силура Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1985. 175 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г. и др. Фауна и флора силура Заполярья Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г. и др. Разрезы и фауна силура севера Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1992. 193 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Бергер А.Я. и др. Стратиграфия силура Горного Таймыра // Недра Таймыра. С.-Петербург: ВСЕГЕИ. 1995. Вып. 1. С. 123–140.
- Bassett M.G. Towards a "Common Language" in stratigraphy // Episodes. 1985. № 8. P. 87–92.
- Bassett M.G. The Wenlock Series on the Wenlock area // A global standard of the Silurian System. Nat. Mus. of Wales. Geol. Ser. 1989. № 9. Cardiff. P. 51–73.
- Bassett M.G., Cocks L.R.M., Holland C.H. et al. The type Wenlock Series. Rep. Inst. Geol. Sci. 1975. № 75/13. P. 1–19.
- Cocks L.R.M. The Llandovery Series in the Llandovery area // A global standard of the Silurian System. Nat. Mus. of Wales. Geol. Ser. 1989. № 9. Cardiff. P. 36–50.
- Cocks L.R.M., Holland C.H., Rikards R.B., Strachan I. A correlation of Silurian rocks in the British Isles // J. Geol. Soc., London. 1971. V. 127. P. 103–136.
- Cocks L.R.M., Lane P.D., Rikards R.B. et al. The Llandovery area as the type for the first Series of the Silurian System // Report to the Subcommittee on Silurian Stratigraphy. April 1983. P. 1–30.
- Cocks L.R.M., Toghill P., Ziegler A.M. Stage names within the Llandovery Series // Geol. Mag. 1970. V. 107. P. 79–87.
- Cocks L.R.M., Woodcock N.M., Rikards R.B. et al. The Llandovery Series of the type area // Bull. Brit. Mus. Natur. History. Geol. 1984. V. 38. P. 131–182.
- Hedberg H.D. (ed.) International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure // International Subcommittee on Stratigraphic Classification. John Wiley and Sons. New York, 1976. 200 p.
- Holland C.H. Silurian Series and Stage: decisions concerning chronostratigraphy // Lethaia. 1980a. V. 13. P. 238.
- Holland C.H. Silurian subdivisions // Lethaia. 1980b. V. 13. P. 366.
- Holland C.H. Series and stages of the Silurian System // Episodes. 1985. № 8. P. 101–103.
- Holland C.H. Classification // A global standard of the Silurian System. Nat. Mus. of Wales. Geol. Ser. 1989. № 9. Cardiff. P. 23–26.
- Holland C.H., Lawson J.D., Walmsley V.G. The Silurian rocks of the Ludlow District, Shropshire // Bull. Brit. Mus. Natur. History. Geol. 1963. V. 8. P. 93–171.
- Holland C.H., Lawson J.D., Walmsley V.G., White D.T. Ludlow stage // Lethaia. 1980. № 13. P. 268.
- Jones O.T. The geology of the Llandovery district. Part I. The southern area // Quart. J. Geol. Soc. London. 1925. V. 81. P. 344–388.
- Jones O.T. The geology of the Llandovery district. Part II. The Northern area // Quart. J. Geol. Soc. London. 1949. V. 105. P. 43–64.
- Kříž J. The Přídolí Series in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia) // A global standard of the Silurian System. Nat. Mus. of Wales. Geol. Ser. 1989. № 9. Cardiff. P. 90–100.
- Kříž J., Jaeger H., Paris F. et al. The Přídolí Series as the fourth Series of the Silurian System // A supplementary submission to the Subcommittee on Sukurian Stratigraphy. March 1983. P. 1–59.
- Kříž J., Jaeger H., Paris F., Schönlaub H.P. Přídolí – the fourth subdivision of the Silurian. Jb. Geol. B. – A. 1986. V. 129. № 2. P. 291–360.
- Lawson J.D., White D.E. The Ludlow Series in the Ludlow area // A global standard of the Silurian System. Nat. Mus. of Wales. Geol. Ser. 1989. № 9. Cardiff. P. 73–90.
- Lesperance P.J., Barnes C.R., Berry W.B.N. et al. The Ordovician-Silurian boundary stratotype: consequences of its approval by the IUGS // Lethaia. 1987. V. 20. P. 217–222.
- McKerrow W.S., Lambert R.St.J., Chamberlain V.E. The Ordovician, Silurian and Devonian time scales // Earth and Plant Sci. Lett. 1980. V. 51. № 1. P. 1–8.
- McKerrow W.S., Lambert R.St.J., Cocks L.R.M. The Ordovician, Silurian and Devonian periods // The chronology of the geological record. Geol. Soc. of London Mem. 1985. № 10. P. 73–80.
- Renevier E. Commission internationale de classification stratigraphique // Comp. rend. 8-e Congress Geologique Internationale. Paris. 1900. 1901. № 1. P. 201–203.
- Report of the Stratigraphical code Subcommittee // Proc. Geol. Soc. London. 1967. № 1638. P. 75–87.
- Rikards R.B. Utility and Precision of Silurian graptolite biozones // Lethaia. 1995. V. 28. P. 129–137.
- Toghill P. The graptolite assemblages and zones of the Birkhill Shales (Lower Silurian) at Dob's Linn // Paleontology. 1968. № 11. P. 654–668.
- Tucker R.D., McKerrow W.S. Early Paleozoic chronology: a review in light of new U–Pb zircon ages from Newfoundland and Britain // Canad. J. Earth Sci. 1995. V. 32. P. 368–379.
- White D.E., Lawson J.D. The stratigraphy of new sections in the Ludlow Series of the type area, Ludlow, Salop, England // Rep. Inst. Geol. Sci. 1978. V. 78/30. P. 1–10.
- Whittard W.E., Simpson S. (eds). Silurian // Lexique Stratigraphique International. Europe. Fascicule 3a. England, Wales et Scotland. Part 3a V, Centre National De La Recherche Scientifique 13, quai Anatole-France. Paris. 1961. P. 1–274.
- Williams S.H., Ingham J.K. The Ordovician–Silurian boundary stratotype at Dob's Linn, southern Scotland // A global standard of the Silurian System. Nat. Mus. of Wales. Geol. Ser. 1989. № 9. Cardiff. P. 27–35.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 551.78:569(47)

КРУПНЫЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ РУСЦИНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО СССР

© 1998 г. Э. А. Вангенгейм*, И. А. Вислобокова**, М. В. Сотникова*

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

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

Поступила в редакцию 29.05.96, получена после доработки 21.08.96 г.

Приведен обзор находок крупных млекопитающих русциния на территории бывшего СССР. Основная масса местонахождений коррелируется со второй половиной зоны MN 14 и зоной MN 15. К началу русциния относятся единичные находки на юге Западной Сибири. Граница между зонами фиксируется в основном по изменению количественных соотношений отдельных форм. В середине зоны MN 15 намечается биостратиграфический рубеж, вероятно, отвечающий нижней границе чарнотия схемы М. Кретцоя. С запада на восток увеличивается влияние азиатских элементов на формирование фауны, обусловленное возрастанием континентальности климата в восточном направлении.

Ключевые слова. Крупные млекопитающие, русциний, биостратиграфия.

ВВЕДЕНИЕ

На территории бывшего СССР известно около 80 местонахождений русцинийской фауны, распределяющихся в географическом плане очень неравномерно: около 60 местонахождений на юге европейской части и около 20 – в Западной Сибири и Казахстане, всего лишь одно (о. Олхон) на юге Восточной Сибири и одна находка (р. Адыча) на крайнем северо-востоке Сибири. В большинстве местонахождений представлены главным образом мелкие млекопитающие. Из азиатской части рассматриваемой территории известны только единичные находки крупных млекопитающих (рис. 1).

По стратиграфической шкале местонахождения распределяются также неравномерно. Ранняя часть русциния охарактеризована фауной (в основном мелких млекопитающих) на юге Западной Сибири и Северном Казахстане. На европейской территории для первой половины раннего русциния данные отсутствуют, за исключением нескольких единичных находок в Молдавии (в отложениях стольниченского аллювия, залегающих на осадках нижнего понта), относящихся, по-видимому, к пограничному интервалу туроллий/русциний.

Основная часть местонахождений юга европейской части рассматриваемой территории относится ко второй половине русциния (Pevzner et al., 1996). Большинство местонахождений на юге Украины и в Молдавии связаны с двумя достаточно мощными толщами отложений аллювиальных равнин – кучурганским аллювием (“гравием”) и карболийским аллювием. Остатки мелких млекопитающих из этих толщ собирались послойно и

показали, что каждая из них формировалась довольно продолжительное время (Вангенгейм и др., 1995). Однако остатки крупных млекопитающих, как правило, не привязаны к отдельным горизонтам и могут характеризовать эти отложения только в целом. Кучурганский аллювий датируется концом нижнего – средним киммерием и второй половиной зоны MN 14 – началом MN 15. Карболийский аллювий коррелируется с верхним киммерием и зоной MN 15. К самому концу русциния или переходу от русциния к виллафранку относится широко известное местонахождение Одесские катакомбы, приуроченное к красноцветным заполнениям карстовых пустот в нижнепонтическом известняке.

Кроме того, имеется ряд единичных находок, стратиграфическое положение которых в пределах раннего плиоцена не выявлено. Широко известное в литературе крупное местонахождение Косякино (Ставропольский край), по-видимому, с разновозрастными от туролия до виллафранка костеносными горизонтами, включающее русцинийские элементы, также не имеет стратиграфической привязки (Pevzner et al., 1996). В работе использованы данные о формах из этого местонахождения, которые, по мнению авторов, с некоторой долей условности можно отнести к русцинию.

В связи с неравномерным стратиграфическим и географическим распространением местонахождений достаточно трудно восстановить историю крупных млекопитающих ранних стадий русциния весьма значительной части Северной Евразии. Какие-то представления можно составить по косвенным данным, опираясь на материалы по

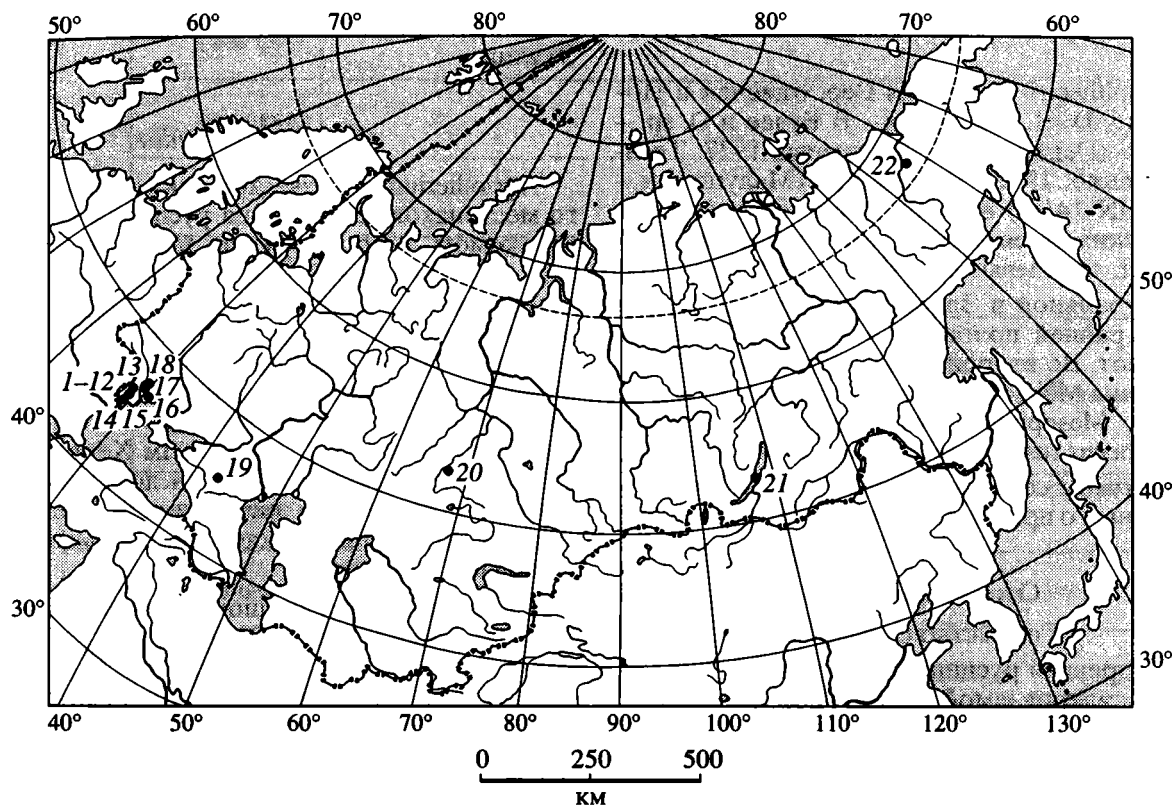


Рис. 1. Основные местонахождения млекопитающих русциния на территории бывшего СССР.

1 - Кагул; 2 - Московской; 3 - Будей; 4 - Мусаит; 5 - Лучешты; 6 - Татарешты; 7 - Пилений-Молдован; 8 - Гаваносы; 9 - Трифонешты; 10 - Валены; 11 - Фагадыл; 12 - Хаджи-Абдул; 13 - Сагайдак; 14 - Этулия; 15 - Котловина; 16 - Одесса (катакомбы); 17 - Гребеники; 18 - Кучурган; 19 - Косякино; 20 - Бетеке; 21 - Ольхон; 22 - Крестовка.

сопредельным территориям и на анализ фауны предшествующих этапов.

Следует отметить, что в Западной и Центральной Европе о начальных стадиях развития фауны крупных млекопитающих русциния также известно очень мало. Наиболее ранние из четко датированных русцинийских местонахождений коррелируются с начальными этапами занклийской трансгрессии, но отделены, очевидно, значительным перерывом от позднеуролийских мессинийских местонахождений. Возможно, именно из-за этого временного хиатуса создается впечатление о резкой фаунистической границе между уролием и русцинием по крупным млекопитающим.

Цель настоящей работы – обобщить имеющиеся материалы по крупным млекопитающим, известным из русцинийских местонахождений на территории бывшего СССР и по возможности выявить особенности формирования русцинийских комплексов млекопитающих европейской части территории, поскольку в азиатской части комплексы, как таковые, в настоящее время, не известны. Материалом для настоящей работы послужили с одной стороны, литературные данные, с другой – частично ревизованные авторами кол-

лекции, хранящиеся в Геологическом и Палеонтологическом институтах РАН, Одесском государственном университете, а также неопубликованные материалы Л.И. Хозацкого из бассейнов рек. Б. Сальча и Кагул, любезно переданные нам Л.А. Несовым.

СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ РУСЦИНИЯ

Список видов по основным местонахождениям приведен в таблице.

Отряд Primates

Очень немногочисленные остатки приматов известны в русцинии только из местонахождений Северного Причерноморья – на юго-западе Украины и в Молдавии, относимых ко второй половине зоны MN 14 и зоне MN 15. Все они относятся к семейству Cercopithecidae.

Остатки *Масаса* sp. встречаются в местонахождениях Новопетровка, Войничево, Гребеники 2 и приводятся И.П. Хоменко (1915) в списках фауны

“молдавского руссильона” без указания местонахождения.

Dolichopithecus rusciniensis Dep. отмечен в Новопетровке, *D. cf. rusciniensis* – В Будее и *D. sp.* – Котловине (Delson, 1974; Алексеева, 1977; Тесак-ков, Мащенко, 1992). В Румынии (Малуштени – граница MN 14/15) в отложениях нижней части карболийских слоев к ним прибавляется “*Dolichopithecus*” *cf. arvemensis* Dep. (Delson, 1974).

В Центральной и Западной Европе данные о приматах ранней половины зоны MN 14 также отсутствуют. Во второй половине русциния (с середины зоны MN 14) известны находки *Mascaca cf. sylvana* L., *Mesopithecus monspessulanus* Gerv. и *Dolichopithecus rusciniensis* (Delson, 1974).

В азиатском секторе рассматриваемой территории данных о приматах туролия и русциния нет.

Отряд Carnivora

Семейство Canidae

Самая древняя русцинийская находка “*Canis*”¹ *sp.* на рассматриваемой территории происходит из отложений рыгтовской свиты (ранняя часть зоны MN 14) в разрезе у г. Павлодара в Казахстане (местонахождение Павлодар 2). Фрагментарный материал по этой форме обнаружен в местонахождениях второй половины русциния – Новая Андриашевка в Молдавии и на острове Ольхон на оз. Байкал, а также в позднерусцинийских отложениях Молдавии – Будей, Новая Карболия, Лучешты, Этулия. К этому же роду следует отнести мелкую собаку из Одесских катакомб, описанную И.А. Одинцовым (1967) как *Vulpes odessana*, определенную также из местонахождений Этулия и Лучешты.

За пределами рассматриваемой территории находки остатков “*Canis*” отмечаются в ряде русцинийских местонахождений Европы, Китая (Flynn et al., 1991; Rook, 1993) и Монголии (Хиргис Нур, Чоно–Хариах).

Первые “*Canis*” появляются в Евразии в конце туролия (“*Canis*” *monticiniensis* – Rook, 1992). В русцинии, по-видимому, имела место адаптивная радиация этой группы хищников. Ареал ее охватил всю Евразию, в виллафранке он сократился до районов Центральной Азии (Китай, Забайкалье, Северная Монголия, Таджикистан, Казахстан). Наибольшее количество находок и разнообразие видов отмечается в виллафранке Китая (Tedford, Qiu, в печати).

Два других представителя семейства – роды *Nyctereutes* и *Vulpes* встречены только в конце

русциния – в Одесских катакомбах и *Vulpes sp.* – в Этулии.

Семейство Ursidae

Agriotherium sp. известен пока только из одного местонахождения конца русциния – Одесские катакомбы, в то время как в Западной Европе этот род присутствует как в раннем, так и в позднем русцинии (Wolsan, 1989; Alberdi, 1974a). История рода *Agriotherium* в Евразии прослеживается с туролия до конца раннего виллафранка. В конце туролия представители рода проникли из Евразии в Северную Америку (Tedford et al., 1987), а также в Африку, где, по данным Хенди (Hendey, 1977), в Лангебаанвеге найден довольно примитивный агриотерий, эволюционно занимавший среднее положение между миоценовыми и плиоценовыми формами.

Остатки *Ursus ex gr. minimus* известны из позднего русциния (Одесские катакомбы) и местонахождения Косякино, возраст которого в пределах русциния не известен. *Ursus sp.* найден в Этулии. В Западной и Центральной Европе медведи рода *Ursus* известны, начиная с середины русциния (Erdbrink, 1953).

В русцинии Европы развитие рода *Ursus* шло по пути широкой адаптивной радиации, интенсивного освоения новых экологических ниш. Отсюда – большое разнообразие раннеплиоценовых форм с очень изменчивым строением зубной системы, в целом сохраняющей признаки плотоядных медведей. В литературе они описаны как *U. boeckh*, *U. rusciniensis*, *U. pyrenaicus*, *U. arvemensis*, *U. minimus*, *U. wenzensis*. Г.Ф. Барышников (1991) рассматривает этих медведей как представителей наиболее ранней, “тибетонидной” стадии развития рода *Ursus*. В целом русцинийский этап в истории семейства *Ursidae* характеризуется существенной перестройкой состава: в конце миоцена – начале плиоцена вымирают типичные туролийские роды *Ursavus* и *Indarctos*, на смену им приходят *Ursus* и *Agriotherium*.

Семейство Mustelidae

Остатки *Promephitis sp.*, по данным Л.И. Хоцацкого, найдены в местонахождениях Этулия в Молдавии (MN 15), а также в Малуштени в Румынии (MN 14/15, *P. malustenensis* – Simiounescu, 1930). Этими находками и ограничиваются сведения о русцинийских скунсах Европы. Однако в позднем миоцене – туролии в Евразии они были распространены значительно шире. В Азии *P. alexjewi* Schlosser описан из фауны раннего русциния Эртемте, известны также находки скунсов туролийского и виллафранкского возраста из ряда других местонахождений Китая (Teilhard, Leroy,

¹ Мы использовали условное название “*Canis*” для исходной группы собачьих, объединившей ряд примитивных форм из мио-плиоцена Северной Америки и Евразии, в настоящее время выделенной в новый род *P.* Тедфордом и З. Чу (в печати).

Фауна крупных млекопитающих русциния территории бывшего СССР

Виды	Украина и Молдавия															
	MN 13/14			MN 14				MN 14/15	MN 15							
	Стольниченский аллювий			Кучурганский аллювий					Карболийский аллювий							
	Сурик	Сагайдак	Михайловка	Новолетровка	Новая Андриашевка	Войничево	Юровка	“Кучурганский гравий”	Гребеники 2	Будей	Мусаит	Новая Карболия	Новые Кирганы	Валены	Гаваносы	Московей
<i>Primates</i>																
<i>Macaca</i> sp.				+					+							
<i>Dolichopithecus</i> cf. <i>ruscinensis</i>				+						+						
<i>Dolichopithecus</i> sp.																
<i>Carnivora</i>																
“ <i>Canis</i> ” <i>odessanus</i>																
“ <i>Canis</i> ” sp.					+					+		+				
<i>Nyctereutes</i> sp.																
<i>Vulpes praecorsac</i>																
<i>Agriotherium</i> sp.																
<i>Ursus</i> ex gr. <i>minimus</i>																
<i>Promephitis</i> sp.																
<i>Martes</i> sp.																
<i>Mustela</i> sp.																
<i>Pannonictis pliocaenicus</i>																
<i>Gulo minor</i>																
<i>Arctomeles ferus</i>																
<i>Pliohyaena perrieri pyrenaica</i>																
<i>Chasmaporthetes lunensis odessanus</i>																
<i>Machairodus</i> sp.		+														
<i>Megantereion</i> sp.																
<i>Homotherium</i> sp.																
<i>Lynx</i> ex gr. <i>brevirostris-issiodorensis</i>																
<i>Proboscidea</i>																
<i>Anancus arvernensis</i>																
<i>Zygodon borsoni</i>																
<i>Perissodactyla</i>																
<i>Tapirus</i> cf. <i>arvernensis</i>																
<i>Dicerorhinus (=Stephanorhinus) megarhinus</i>																

Продолжение

Виды	Украина и Молдавия														
	MN 13/14			MN 14					MN 14/15	MN 15					
	Стольниченский аллювий			Кучурганский аллювий						Карболийский аллювий					
	Сурик	Сагайдак	Михайловка	Новопетровка	Новая Андрюшевка	Войничево	Юровка	“Кучурган- ский гравий”	Гребеники 2	Будей	Мусаит	Новая Карболия	Новые Кирганы	Валены	Гаваносы
<i>Dicerorhinus</i> sp.	+	+	+							+					
<i>Hipparion</i> sp.	+	+	+												
<i>Hipparion</i> cf. <i>longipes</i>							+								
<i>H. tchikoicum</i>															
<i>Artiodactyla</i>															
<i>Proptamochoerus provincialis</i>							+								
<i>Hippopotamus</i> sp.															
<i>Paracamelus alexejevi</i>										+				+	+
<i>Paracamelus</i> sp.															
<i>Muntiacus pliocaenicus</i>				+											
<i>Eostyloceros pidoplitchkoi</i>				+		+									
<i>E. maci</i>				+											
<i>Paracervulus australis</i>				+									+		
<i>Pliocervus kutchurganicus</i>				+											
<i>P. sp.</i>		+													
<i>Croizetoceros ramosus</i>							+								
<i>Cervus warthae</i>													+		
<i>C. pardinensis</i>													+		
<i>C. perrieri</i>													+		
<i>Procapreols wenzensis</i>															
<i>P. cf. cusanus</i>				+											
<i>P. sp.</i>															
<i>Pseudalces mirandus</i>															
<i>Sivatheriinae</i>															
<i>Plioportax ukrainicus</i>				+											
<i>Paleoreas</i> sp.		+													
<i>Gazella borbonica</i>		+													
<i>G. sp.</i>			+	+											
<i>Parabos boodon</i>															
? <i>Ioribos</i> sp.										+					

Продолжение

Виды	Украина и Молдавия										Северный Кавказ	Сибирь								
	MN 15											MN 15	MN 14			MN 15	?			
	Карболийский аллювий												Косякино	Павлодар 2	Ольхон			Битеке (кускульская свита)	Битеке (Алгабасский комплекс)	
	Дерменжи	Лучешты	Татарешты	Трифешты	Хаджи-Абдул	Трифонешты	Этулия	Котловина	“Молдовский русильон”	Одесские катакомбы										
<i>Primates</i>																				
<i>Macaca</i> sp.										+										
<i>Dolichopithecus</i> cf. <i>ruscinensis</i>											+									
<i>Dolichopithecus</i> sp.												+								
<i>Carnivora</i>																				
“ <i>Canis</i> ” <i>odessanus</i>		+							+			+								
“ <i>Canis</i> ” sp.														+						
<i>Nyctereutes</i> sp.														+						
<i>Vulpes praecorsac</i>									+					+						
<i>Agriotherium</i> sp.														+						
<i>Ursus</i> ex gr. <i>minimus</i>		+							sp.					+						
<i>Promephitis</i> sp.									+					+						
<i>Martes</i> sp.									+					+						
<i>Mustela</i> sp.									+					+						
<i>Pannonictis pliocaenicus</i>									+					+						
<i>Gulo minor</i>														+						
<i>Arctomeles ferus</i>														+						
<i>Pliohyaena perrieri pyrenaica</i>		+												+						
<i>Chasmaporthetes lunensis odessanus</i>														+						
<i>Machairodus</i> sp.														+						
<i>Megantereion</i> sp.														+						
<i>Homotherium</i> sp.														+						
<i>Lynx</i> ex gr. <i>brevirostris-issiodorensis</i>		sp.		+		+								+						
<i>Proboscidea</i>																				
<i>Anancus arvernensis</i>		+	+	+					+					+						
<i>Zygodon borsoni</i>										+				+						
<i>Perissodactyla</i>																				
<i>Tapirus</i> cf. <i>arvernensis</i>	+													+						
<i>Dicerorhinus</i> (= <i>Stephanorhinus</i>) <i>megarhinus</i>														+						
<i>Dicerorhinus</i> sp.									+					+						

Окончание

Виды	Украина и Молдавия										Северный Кавказ	Сибирь				
	MN 15											MN 15	MN 14	MN 15	?	
	Карболийский аллювий															
	Дерменжи	Лучешты	Татарешты	Трифешты	Хаджи-Абдул	Трифонешты	Этулия	Котловина	“Молдавский руссильон”	Одесские катакомбы		Косякино	Павлодар 2	Ольхон	Битеке (кускольская свита)	Битеке (Алгабаский комплекс)
<i>Hipparion</i> sp.									+	+						
<i>Hipparion</i> cf. <i>longipes</i>																
<i>H. tchikoicum</i>																
<i>Artiodactyla</i>																
<i>Propotamochoerus provincialis</i>		+														
<i>Hippopotamus</i> sp.																
<i>Paracamelus alexejevi</i>						+		+	+							
<i>Paracamelus</i> sp.																
<i>Muntiacus pliocaenicus</i>																
<i>Eostyloceros pidoplitchkoi</i>						+										
<i>E. maci</i>												+				
<i>Paracervulus australis</i>																
<i>Pliocervus kutchurganicus</i>																
<i>P. sp.</i>																
<i>Croizetoceros ramosus</i>		+														
<i>Cervus warthae</i>																
<i>C. pardinensis</i>																
<i>C. perrieri</i>																
<i>Procapreols wenzensis</i>					+											
<i>P. cf. cusanus</i>																
<i>P. sp.</i>		+														
<i>Pseudalces mirandus</i>																
<i>Sivatheriinae</i>																
<i>Plioportax ukrainicus</i>																
<i>Paleoreas</i> sp.																
<i>Gazella borbonica</i>																
<i>G. sp.</i>			+													
<i>Parabos boodon</i>																
? <i>Ioribos</i> sp.									+							

Примечание. В графах “Кучурганский гравий” и “Молдавский руссильон” приведены данные по литературным источникам, в которых не указаны конкретные местонахождения.

1945; Flynn et al., 1991), из русциния Монголии (Хиргиз-Нур 2).

Остатки *Martes* sp. и *Mustela* sp. найдены в позднерусцинийских местонахождениях Этулия и Одесские катакомбы. Представители этих родов довольно обычны в русцинийских фаунах как Европы, так и Азии.

Остатки *Ranunculictis pliocaenica* Korn. найдены только в позднем русцинии (Этулия). Близкая форма описана из ранневиллафранкских местонахождений Китая (бассейн Юше – Teilhard, Le-gou, 1945) и Монголии (Шамар – Сотникова, 1980), остатки примитивного представителя этой группы хищников найдены на Украине в среднетуролийской фауне Черевичное (устное сообщение Ю.А. Семенова). В Западной Европе единственная находка позднерусцинийского *Ranunculictis* известна из местонахождения Вольферсгейм, а с виллафранка он становится довольно широко распространенным.

К наиболее раннему из известных представителей рода *Gulo*, вероятно, можно отнести очень мелкую форму *Gulo minor* Sotnikova предположительно русцинийского возраста на севере Сибири, в бассейне р. Адыча (Сотникова, 1982). Других находок остатков этого рода в русцинии Евразии пока нет. Следующая эволюционная стадия росомых зафиксирована в фауне начала виллафранка в Забайкалье (Удунга). В русцинии Европы и в Китае еще продолжали существовать последние представители неогеновых росомых – *Plesiogulo monspessulanus* Viret и *P. major* Teilh. (Kurten, 1970; Flynn et al., 1991). Появление архаичной формы росомых рода *Gulo* на севере Евразии может свидетельствовать, по-видимому, о возникновении и начале формирования рода в условиях бореальной или даже субарктической ландшафтно-климатической зоны, а именно на территории Берингии.

Arctomeles (= *Parameles*) *ferus* (Rostchin) описан из фауны Одесских катакомб (Рошин, 1949). Наиболее ранняя находка арктомелеса – *A. gennevauxi* (Viret) в Западной Европе отмечена в местонахождении Монпелье (MN 14). *A. pliocaenicus* Stach присутствует в Венже (MN 15) (Wolsan, 1989). Позже русциния в Европе этот род пока не известен. В Китае *A. suillus* (Teilhard) упоминается в составе раннерусцинийской фауны Эртемте (Li et al., 1984). В раннем виллафранке его ареал охватывал Китай, Забайкалье и Монголию. Появление в Европе рода *Arctomeles*, вероятно, можно связывать с волной иммиграции из районов Южной и Юго-Восточной Азии где-то в первой половине русциния.

Семейство *Heaenidae*

Гиены представлены двумя формами – *Chasmaporthetes lunensis* (Camp.) и *Pliohyaena* (= *Pachystocuta*) *pyrenaica* (Dep.), остатки которых найдены только в двух местонахождениях конца русциния – Одесские катакомбы и Лучешты. Род *Chasmaporthetes*, появившийся в конце туролия, представляет группу гиен-охотников, а *Pliohyaena*, известная с русциния – собственно гиен. До конца туролия в гиппарионовых фаунах Евразии преобладала первая группа, в русцинии наблюдается количественный баланс обеих групп, а с раннего плейстоцена стали преобладать гиеноподобные формы. Наибольшего расцвета *Hyena* достигали в туролии. На рубеже туролий–русциний (или в начале русциния) происходит полная смена родового состава семейства. Вымирают представители всех родов, за исключением *Chasmaporthetes*, просуществовавшего до конца виллафранка (Werdelin, Solounias, 1991) и *Thalassictis*, который в Азии (Китай) доживал до конца русциния (Flynn et al., 1991). В русцинии и виллафранке разнообразие гиен значительно сокращается, что, по-видимому, тесно связано с широкой адаптивной радиацией собачьих. Описанная И.П. Хоменко в составе “молдавского руссильона” *Chasmaporthetes* (= *Hyena*) *borisiaki*, вероятно, происходит из более древних (понтических) отложений (Сотникова, 1994).

Семейство *Felidae*

Подсемейство Machairodontinae. В местонахождении Сагайдак, Молдавия, пограничном между туролием и русцинием, найдены остатки *Machairodus* sp. *Homotherium* sp. и *Megantereon* sp. известны только в самом конце русциния (Одесские катакомбы, Хаджи-Абдул). От более поздних виллафранкских форм они отличаются рядом архаичных признаков. Саблезубые кошки подсемейства *Machairodontinae* присутствуют во многих русцинийских местонахождениях Европы и Азии, но фрагментарность материала не позволяет определить их родовую принадлежность. Подсемейство в Евразии развивалось, по-видимому, автохтонно. Г. Бомон (Beaumont, 1975) предположил, что позднемиоценовые роды – кинжалозубый *Paramachairodus* и саблезубый *Machairodus* могут являться примитивными сестринскими таксонами плиоценовых родов *Megantereon* и *Homotherium*. Мнение о североамериканском происхождении рода *Megantereon*, по данным А. Тернера (Turner, 1987), сейчас едва ли можно считать обоснованным. К сожалению, пока недостаточно данных, чтобы проследить, когда миоценовый тандем *Paramachairodus* – *Machairodus* сменяется плиоценовой ассоциацией *Megantereon* – *Homotherium*, и понять, что же собственно происходит с подсемейством *Machairodontinae* в русцинии. В отложениях терминального миоцена

(туролия) как в Европе, так и в Азии все известные находки принадлежат типичным представителям рода *Machairodus*. Достоверно определенные *Megantereon* и *Homotherium* в Центральной и Западной Европе, а также в Азии и Африке известны, начиная с раннего виллафранка.

Подсемейство Felinae представлено наиболее часто встречаемой русцинийской формой кошачьих *Lynx ex gr. brevirostris-issiodorensis*. Она известна в "кучурганском гравии", в Косякино (Короткевич, 1988; Верещагин, 1959), а также в ряде позднерусцинийских местонахождений Молдавии и в Одесских катакомбах. Род *Lynx* впервые появляется в русцинии.

Отряд Proboscidea

Хоботные, как и в Центральной и Западной Европе, представлены двумя формами – *Zygorhodon borsoni* (Hays) и *Anancus arvernensis* (Cr. et Job.). Большинство русцинийских находок не имеет точной стратиграфической привязки. В лучшем случае они датируются киммерием. Часть находок *Z. borsoni* приурочена к отложениям второй половины зоны MN 14 (Новопетровка, Гребеники 2) и только одна отмечена в зоне MN 15 (Кагульский район). С поздним русцинием связаны довольно многочисленные находки остатков *Anancus arvernensis*. Создается впечатление, что к позднему русцинию численность *Zygorhodon* уменьшается (Година, Давид, 1973; Алексева, 1977; Дуброво, Капелист, 1979). *Z. borsoni* присутствовал на данной территории до середины раннего виллафранка, тогда как *A. arvernensis*, по-видимому, вымер в конце виллафранка.

Приводимые в некоторых работах указания на находки в раннеплиоценовых отложениях остатков *Deinotherium*, по-видимому, ошибочны, что объясняется или неточными стратиграфическими привязками, или переотложением из более древних отложений.

В русцинии в азиатской части рассматриваемой территории находки мастодонтов отсутствуют. Однако в Китае известны остатки *Zygorhodon borsoni*, а также форм, близких к *Anancus arvernensis* (Tobien, 1978). Судя по тому, что зигодонтные мастодонты, вероятно, через Берингию проникли в Северную Америку (Тобин, 1976), их остатки могут быть со временем обнаружены и в Северной Азии.

Отряд Perissodactyla

Семейство Tapiridae

В литературе имеется упоминание о двух находках остатков тапира (*Tapirus cf. arvernensis* Cr. et Job.) из русцинийских местонахождений европейской части бывшего СССР: в Косякино на Се-

верном Кавказе и на Украине из отложений "кучурганского гравия" без указания местонахождения (Верещагин, 1959; Короткевич, 1988). Известна также находка тапира в Малуштени (Румыния) в отложениях, синхронных нижней части карболийского аллювия (Samson, Radulesco, 1973). Из этих данных следует, что тапиры встречались, хотя и редко, в Восточной Европе, по крайней мере, во второй половине зоны MN 14 и начале зоны MN 15. Ни в дорусцинийских фаунах, ни в более поздних на рассматриваемой территории они не известны. В Западной и Центральной Европе тапиры в русцинии были более обычны и продолжали существовать в раннем и среднем виллафранке (Guerin, Eisenmann, 1982). Самая древняя находка остатков русцинийского тапира, по-видимому, представлена в местонахождении Отерив на юге Франции, датированном ранней половиной занклия (Guerin, Mein, 1971). Очевидно, Северное Причерноморье было окраиной ареала европейских тапиров. К востоку их распространению препятствовали более аридные ландшафтно-климатические условия.

Семейство Rhinocerotidae

Остатки носорогов в русцинийских местонахождениях на территории бывшего СССР встречаются довольно редко. Они относятся к роду *Dicerorhinus*. Фрагментарность материала, как правило, не позволяет определить их видовую принадлежность. И лишь в немногих местонахождениях определен *D. megarhinus* (De Christol), форма, характерная для русцинийских фаун Европы.

Семейство Equidae

Семейство представлено родом *Hipparion* s.l. Остатки гиппарионов чрезвычайно редки и фрагментарны, что в большинстве случаев не позволяет определить их видовую принадлежность. Е.Л. Короткевич (1967) указывает на находку в отложениях кучурганского аллювия (местонахождение не указано) остатков относительно крупного и стройного гиппариона, со слабо развитыми боковыми пальцами. По особенностям строения метаподий и их размерам эта форма несколько напоминает позднетурулийского *Hipparion longipes* W. Grom. из Павлодара, Казахстан. Очень редкие фрагментарные остатки, неопределенные до вида, известны из нескольких местонахождений позднего русциния. Большинство из них, по мнению М.Т. Альберди, просмотревшей этот материал, соответствует ее морфотипу 5 (Alberdi, 1989), характерному для таких местонахождений второй половины русциния, как Ла Галера, Виллальба Альта, Лаина.

Имеются остатки крупного гиппариона в местонахождении Косякино. По данным Л.К. Габуня (1959), у этой формы, "...сочетаются признаки высокой специализации с архаичными особенностями" (с. 120). В литературе она фигурирует под разными названиями: *H. sp.*, *H. stavropolense* Masagovici, *H. malustenense* Rad. et Sampson. По представлениям В.И. Жегалло (1978), гиппарион из Косякино занимает промежуточное место в ряду *H. sefvei* – *H. crassum*. В Одесских катакомбах найдены метаподии, 1 фаланга и обломки тазовой кости очень стройного средней величины гиппариона, пока не описанного.

Остатки гиппарионов в раннем русцинии Западной и Центральной Европы также крайне редки и фрагментарны. Несколько чаще они встречаются в местонахождениях второй половины русциния. В Восточном Средиземноморье (Греция, Турция) указывается на присутствие по крайней мере двух гиппарионов – массивного крупного *Hipparion crassum* Gervais или близкой к нему формы и стройной формы, сходной с *H. longipes* (Van der Meulen, van Kolschoten, 1986; Eisenmann, Sondaar, 1989). Возможно, существовала в это время и еще одна форма, описанная первоначально как *H. crassum* (Птолемайс), но, по мнению В. Айзенманн и П. Зондаара, существенно отличающаяся от него. В Западном Средиземноморье (Испания, бассейн Теруэл) отмечено присутствие трех форм гиппарионов: средней величины очень стройного *H. fissurae* Crus. et Sond. и двух других не описанных пока видов (Alberdi, Alcalá, 1989–1990).

H. crassum или близкие формы отмечены на юге Франции, в Венгрии и Румынии (Малуштени = *H. malustenensis* Rad. et Sams.) (Guerin, Mein, 1971; Eisenmann, Sondaar, 1989). Присутствие *H. crassum* в раннерусцинийском местонахождении Алькой, Испания (Alberdi, 1974b), оспаривается В. Айзенманн и П. Зондааром, которые считают эту форму характерной для второй половины русциния (Eisenmann, Sondaar, 1989).

В азиатском секторе рассматриваемой территории в фауне конца русциния (алгабасский комплекс В.С. Зажигина – Зажигин, Зыкин, 1984) присутствует своеобразная крупная форма гиппариона – *H. tchikoicum* Ivan. Эта форма, обладавшая рядом архаичных признаков (относительная брахиодонтность, сильное развитие боковых пальцев), была широко представлена в ранневиллафранкских фаунах Центральной Азии (Забайкалье, Северная Монголия) вместе с *H. houfenense* Teilh. et Young (Жегалло, 1978). *H. tchikoicum* определен А.М. Форстен (Forsten, 1992) также из ряда местонахождений Китая. По ее данным, в Китае этот вид появляется предположительно во второй половине русциния и присутствует в фаунах первой половины раннего виллафранка. По мнению В.И. Жегалло (1978), *H. tchikoicum* при-

надлежит линии азиатских гиппарионов *H. thleobaldi* – *H. sefvei*, *H. crassum* рассматривается как близко родственная форма *H. sefvei* и *H. tchikoicum*, и можно предположить, что этот вид в европейских фаунах появился в середине русциния в результате первой в плиоцене волны миграции из Азии. Следующая волна – расселение *Hipparion houfenense* и близко родственных *H. crusafonti-rocinantis* – имела место уже в раннем виллафранке.

Отряд Artiodactyla

Подотряд Suiformes

Семейство Suidae

Остатки представителей Suidae в изученных местонахождениях известны только на Северном Кавказе и в Северном Причерноморье. *Propotamochoerus provincialis* Gerv. отмечен в фауне Косякино (Верещагин, 1959), в кучурганском аллювии (Короткевич, 1988), в местонахождениях "молдавского руссильона" (Лучешты, Новые Кирганы – Алексеева, 1977), а также в аналогах карболовских слоев в Румынии и Малуштени (*Simpionescu*, 1930).

На юге Западной Европы и в Юго-Восточной Европе остатки *P. provincialis* в русцинийских местонахождениях встречаются относительно чаще и отмечены в интервале зон MN 13–MN 15 (Made, 1989–1990). Таким образом, в русцинии ареал этого вида простирался от Испании до Северного Кавказа. Наиболее поздние находки *P. provincialis* указываются из раннего виллафранка Закавказья (Векуа, 1972) и Словакии (Fejfar, 1964). В Западной Европе в русцинии наряду с *Propotamochoerus* довольно широко был распространен *Sus*.

Семейство Hippopotamidae

Семейство представлено единственной находкой *Hippopotamus* sp. в Молдавии, которая указана И.П. Хоменко (1915) в общем списке фауны "молдавского руссильона" (MN 15). В Европе первое появление рода связывают с зоной MN 13. В фауне Средиземноморья был распространен вид *Hippopotamus crusafonti* (Faur, Meon, 1984 и др.). В виллафранке гиппопотамы становятся более разнообразными и представлены разными видами в Европе, Индии и Африке.

Подотряд Tylopoda

Семейство Camelidae

Из Camelidae в позднем русцинии Северного Причерноморья был распространен *Paracamelus alexejevi* Navesson. Он представлен серийным материалом (несколько сотен особей) в Одесских катакомбах. Довольно многочисленны остатки

этой же или близкой к ней формы в местонахождениях позднего русциния Молдавии (Мусаит, Московей, Лучешты, Этулия, Гаваносы, в районе г. Кагул—Година, Давид, 1973; Алексеева, 1977).

В Западной Сибири наиболее древняя находка *Paracamelus* sp. приурочена к отложениям кукольской свиты Приишимья (р. Бетеке), датированной ранней половиной русциния (Зыкин и др., 1991). В Китае — наиболее ранний *Paracamelus* зафиксирован в фауне середины русциния Гоажуанг (Flynn et al., 1991).

Первые верблюды вселились в Евразию с одной из волн иммигрантов из Северной Америки в конце миоцена — туролий. В Северном Причерноморье их остатки обнаружены в нижнепонтических известняках (Алексеева, 1977). В это же время они проникли на запад вплоть до Испании (Mogales et al., 1980). В послерусцинийское время они становятся весьма обычными членами фаунистических комплексов как в Казахстане и на юге Западной Сибири, так и в южных районах Восточноевропейской равнины, на Северном Кавказе. Род просуществовал до конца раннего плейстоцена (Алексеева, 1977).

Подотряд Ruminantia

Семейство Cervidae

Семейство Cervidae в русцинии бывшего СССР отличалось большим разнообразием. Здесь обитало не менее 12 видов, принадлежащих к 8 родам и четырем подсемействам.

Подсемейство Muntiacinae. Представители подсемейства на территории бывшего СССР не выходят за пределы русциния. С началом русциния связана радиация родов *Muntiacus* и *Paracervulus*. Род *Muntiacus* представлен эндемичным видом *M. pliosaenicus* Korotkevich, остатки которого описаны из местонахождения Новопетровка на Украине — MN 14 (Короткевич, 1988). Из ряда местонаждений зоны MN 14 (Новопетровка, Юровка, Войничево) происходят остатки мунтжаков, отнесенных также к эндемичному виду рода *Eostyloceros* — *E. pidoplitchkoi* Korotkevich. Этот же вид отмечен в позднерусцинийском местонахождении Трифонешты в Молдавии (Короткевич, 1988). *E. maci* Vislobokova описан из русцинийского горизонта разреза о. Ольхон (на оз. Байкал). В основе этих видов стоял *E. blainvilliei* Zdansky из туролийской фауны Баоде в Китае.

Paracervulus australis (Serres) (= *Cervus rescinensis* Dep., = *Carpeolus ruscinensis* Dep.) обитал во второй половине русциния на юге Украины (местонахождения в кучурганском аллювии) и в Молдавии (Валены), а также в Румынии (Малуштени) (Simionescu, 1930; Короткевич, 1988). Эта форма была относительно широко распространена в русцинии Центральной и Западной Европы.

Подсемейство Cervinae. Род *Pliocervus* представлен *P. kutchurganicus* Korotkevich, описанным из Новопетровки и ближайших местонаждений зоны MN 14 (Короткевич, 1988). *Pliocervus* sp. присутствует в фауне местонахождения Сагайдак, связанным со стольниченским аллювием (начало русциния или граница между туролием и русцинием). В Европе стратиграфическое распространение *Pliocervus* охватывает значительный интервал времени — зоны MN 11 — MN 16.

Croizetoceros ramosus (Croizet et Jobert) присутствует в местонахождении второй половины русциния (Короткевич, 1988). Стратиграфическое распространение этой формы в Европе — русциний — ранний виллафранк (MN 14—MN 16). Остатки оленя, сходного с *Cervus* (*Rusa*) *warthae* Czyzewska, встречены только в позднерусцинийских местонахождениях Молдавии (Валены и Новые Кирганы). В Центральной Европе стратиграфическое распространение *C. warthae* не выходит за пределы зоны MN 15. Появление родов *Croizetoceros* и *Cervus*, очевидно, связано с адаптивной радиацией cervin в Европе на рубеже туролия и русциния, или в самом начале русциния.

Особо следует остановиться на находках остатков оленей *Cervus pardinensis* (Cr. et Job.) и сходных с *C. perrieri* (Cr. et Job.) в местонахождении Этулия. *C. pardinensis* известен в Европе с начала русциния (Гёдоло) и до раннего виллафранка включительно. *C. perrieri* до сих пор был известен только из раннего виллафранка. Остатки указанных форм происходят из самого верхнего горизонта отложений, относимых к “молдавскому руссильону”. Можно предположить два варианта интерпретации этих данных. 1. Местонахождение Этулия расположено южнее долины р. Б. Сальча, откуда происходит основная масса русцинийских остатков позвоночных. Как показывают геологические наблюдения, на карболийские (позднерусцинийские) слои в южном направлении контрастно налегают все более молодые пачки отложений аллювиальной равнины, существовавшей вплоть до середины позднего плиоцена, когда начали формироваться долины современных рек. Самая древняя терраса в долинах рек южной Молдавии охарактеризована средневиллафранкской фауной млекопитающих. Следовательно, в Этулии могут присутствовать отложения аллювиальной равнины, датированные ранним виллафранком. В таком случае остатки оленей имеют ранневиллафранкский возраст. 2. Если же отложения с *C. pardinensis* и *C. cf. perrieri* представляют собственно карболийские слои, то следует признать, что *C. perrieri* появился в Европе раньше, чем считалось до сих пор.

Подсемейство Odocoileinae. *Procervulus wenzensis* (Czyzewska) присутствует в позднерусцинийском местонахождении Хаджи-Абдул в Мол-

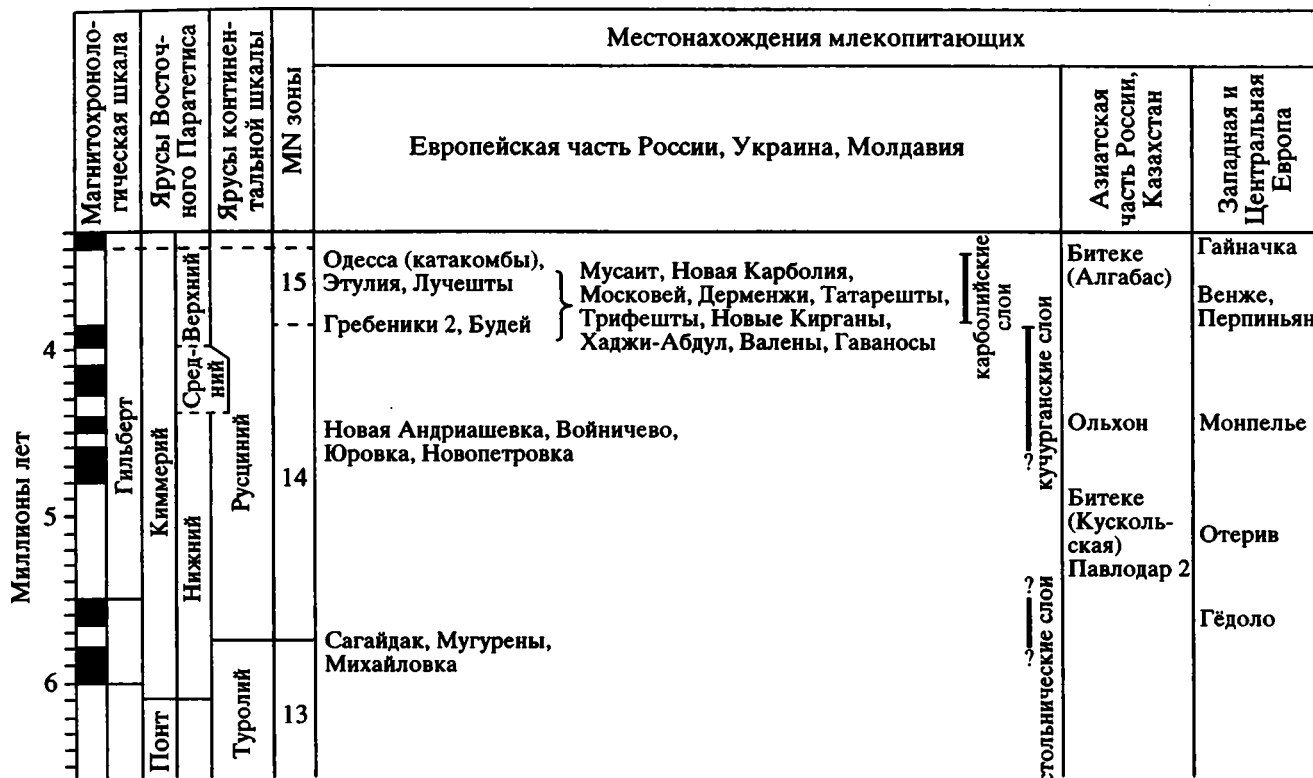


Рис. 2. Стратиграфическое положение опорных местонахождений крупных млекопитающих руссиния.

давии. *P. wenzensis* был описан из польского местонахождения Венже I (MN 15). Эта форма, вероятно, является потомком позднемиоценового *P. florovi Korothevich* и филогенетически связана с *Carpeolus constantini Visl. et Kalm.* из раннего виллафранка Забайкалья, и, возможно, является непосредственным предком рода *Carpeolus*. *Procarpeolus cf. susanus* описан из местонахождения Новопетровка, а также указывается И.П. Хоменко (1915) в фауне "молдавского руссильона" в долинах рек Б. Сальча и Кагул. *P. susanus* был широко распространен в Европе в виллафранкских фаунах. *Procarpeolus sp.* (= *Cervus moldavicus Japovskaaya*) найден в местонахождениях Фагадыл, Лучешты и Татарешты в Молдавии (MN 15).

Подсемейство Alcinae представлено единственным видом *Pseudalces mirandus Flerov* из Косякино на Северном Кавказе, принадлежавшим к боковой ветви в развитии этой группы. Очевидно, что иммиграция представителей подсемейства в Евразию из Северной Америки имела место в самом конце миоцена (около 6 млн. лет назад) (Вислобокова, 1990).

Семейство Giraffidae

Представитель *Sivatheriinae* указан из местонахождения Косякино. *Sivatheriinae* на рассматрива-

емой территории известны с валлезия. Наиболее поздняя находка остатков *Sivatherium sp.* происходит из среднего виллафранка Таджикистана.

Семейство Bovidae

Единственный представитель трибы *Boselaphini* – *Plioroptax ukrainicus Korothevich* описан из Новопетровки (Короткевич, 1988).

Palaeoreas sp. определен Е.Л. Дмитриевой из стольнических отложений местонахождения Сагайдак (MN 13/14). Род был широко распространен в туролийских фаунах Восточного Средиземноморья. Находка в Молдавии, очевидно, одна из геологически наиболее поздних. В ряде местонахождений второй половины руссиния отмечены немногочисленные остатки *Gazella sp.* *Gazella borbonica Dep.* найдена в стольнических слоях в Сагайдаке вместе с *Palaeoreas* (определение Е.Л. Дмитриевой). В Европе этот вид известен, начиная с MN 15 и до среднего виллафранка включительно. Возможно, молдавская находка – наиболее ранняя из известных в Европе. *Parabos boodon (Christol)*, по данным И.П. Хоменко (1915), присутствовал в фауне "молдавского руссильона". Этот вид в руссинии обитал от Атлантики до Северного Причерноморья, сменив позднетуролийского *P. cordieri (Gerv.)*.

В позднерусцинийском местонахождении Му-сайт в Молдавии указана находка ?*Loribos* sp. (Година, Давид, 1973). Род описан из раннего виллафранка Грузии (Векуа, 1972).

ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ МЛЕКОПИТАЮЩИХ РУСЦИНИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО СССР

Сравнивая русцинийские комплексы млекопитающих европейской части территории бывшего СССР с центрально- и западноевропейскими, можно видеть много общего в их составе. Однако при этом заметны различия в количественных соотношениях отдельных групп животных, которые определяются частотой встречаемости их остатков. Так, обезьяны рода *Dolichorhynchus*, тапиры, свинообразные, быки рода *Parabos* на западе были довольно обычными членами русцинийских сообществ, тогда как на востоке их остатки встречаются крайне редко. Гиппопотам, в Средиземноморье существовавший с конца туролия, на нашей территории представлен единственной находкой. С другой стороны, примечательно обилие в Северном Причерноморье мунтжаков, как по количеству остатков, так и по разнообразию форм (три рода, в то время как в Центральной и Западной Европе был распространен только один вид *Paracervulus australis*).

Очевидно, что Восточная Европа представляла окраину европейского ареала таких родов, как *Dolichorhynchus*, *Taripus*, *Propotamochoerus*, *Parabos*; в конце туролия расселились на восток из Северного Средиземноморья олени рода *Pliocervus*. Своеобразие восточноевропейских фаун русцинии отражается в присутствии эндемичных форм. К ним можно отнести два вида мунтжаков (*Muntiacus pliocenicus* и *Eostyloceros pldoplitchkoi*) и *Plioportax usgainicus*. Обращает на себя внимание обилие (в конце русцинии) верблюдов, не распространившихся в русцинии и виллафранке на запад. Роды *Muntiacus*, *Eostyloceros* и *Paracamelus* пришельцы из Восточной и Центральной Азии. К мигрантам из южной или юго-восточной Азии можно отнести роды *Arctomeles*, *Plioportax*, и вероятно, *Pannonictis*.

Отсутствие в восточноевропейских фаунах некоторых форм, известных на западе (как, например, *Viverridae*, *Metailurus*, *Plesioigulo*), пока трудно интерпретировать как характерную черту этого региона, так как при малом числе богатых местонахождений всегда возникает проблема неполноты палеонтологической летописи.

Таким образом, на основании имеющегося материала можно заключить, что восточноевропейская фауна русцинии сформировалась в значительной степени на основе западноевропейской (в

широком смысле), но включала в себя и значительное число азиатских элементов. Отличия восточно- и западноевропейских фаун, очевидно, были обусловлены возрастанием континентальности климата с запада на восток и соответственно усилением азиатского влияния в том же направлении. Если сравнивать русцинийские фауны Восточной Европы с предшествующими туролийскими, то можно отметить в первую очередь резкое сокращение численности и разнообразия гиппарионов, жираф и антилоп, увеличение разнообразия крупных прогрессивных мунтжаков, небольших настоящих оленей. Эти же отличия свойственны и западноевропейским фаунам, что, несомненно, связано с усилением гумидности климата в русцинии, по сравнению с концом туролия.

При сравнении восточноевропейских русцинийских и виллафранкских фаун можно отметить, что на смену мунтжакам и мелким оленям пришли крупные настоящие олени родов *Axis*, *Agvernoceros* и *Eucladoceros*; косули *Procapreolus* сменились родом *Capreolus*. В отличие от виллафранка Западной Европы отсутствуют тапиры и гиппопотамы.

Что же касается русцинии азиатской территории бывшего СССР, то имеющиеся очень немногочисленные данные свидетельствуют о том, что в составе фауны присутствовали широко распространенные в Евразии формы ("Canis") и типичные азиатские – *Eostyloceros*, *Hipparion tchikoicum* и *Paracamelus*.

Сравнение европейских (в целом) и азиатских фаун русцинии показывает, что, по крайней мере, в Китае и Монголии, в отличие от Европы, фиксируется более длительное существование многих типично русцинийских форм. Это касается в первую очередь хищных млекопитающих: представители семейства *Viverridae*, роды *Metailurus*, *Promephitis*, *Agriotherium*, мелкие собаки "Canis" были достаточно распространены еще в виллафранке. То же относится и к гиппарионам. В Европе в виллафранке известны лишь единичные находки их остатков, тогда как в Центральной Азии в раннем виллафранке они местами являлись чуть ли не фоновыми видами в фаунах. Исходя из этих данных, можно сделать вывод, что в Центральной Азии климатические изменения на протяжении плиоцена были не столь резкими, как в Европе.

Как было показано ранее (Pevzner et al., 1996), русцинийские фауны европейской части бывшего СССР (главным образом известные в районах Северного Причерноморья) могут быть сопоставлены с двумя зонами континентальной европейской шкалы П. Мэна – второй половиной MN 14 и MN 15. Основанием для такой корреляции послужили как данные по систематическому составу и эволюционному уровню мелких млеко-

питающих, так геологические и магнитостратиграфические материалы. Граница между зонами проведена на уровне эпизода Кочити эпохи Гильберт (рис. 2).

Из анализа систематического состава фауны крупных млекопитающих видно, что принципиальных различий между этими зонами нет. Не выявлено и отличий в степени эволюционного развития общих форм. Как и в фауне грызунов, можно отметить на нижней границе зоны MN 15 изменения в количественных соотношениях отдельных форм: резко уменьшается численность мунтжаков, уменьшается численность *Zygodontomys* и возрастает частота встречаемости остатков *Apantopus arvensis*. Вновь после понтического времени появляются верблюды. В фауне мелких млекопитающих доминирование пищух в раннем руссинии сменяется преобладанием полевок.

Все эти события, очевидно, связаны с изменениями ландшафтно-климатической обстановки на границе раннего и позднего руссинии – началась аридизация климата, сменявшая в высшей степени гумидные условия первой половины руссинии.

Внутри позднего руссинии намечается весьма существенный рубеж, вероятно, совпадающий с нижней границей чарнотия схемы М. Кретцоя. В связи с новым всплеском адаптивной радиации увеличивается разнообразие оленей, и новые формы из Западной Европы, расселяются на восток (появляются *Cervus (Rusa) cf. warthae*, ? *C. pardinensis* и *Procapreolus wenzensis*). В фауне полевок на этом рубеже появляются роды *Pliomys* и *Dolomys*. И, наконец, в самом конце руссинии (Одесские катакомбы – конец эпохи Гильберт) впервые появляются два рода саблезубых кошек – *Megantereon* и *Homotherium*, в виллафранке получивших дальнейшее развитие. В других районах Евразии эти роды не известны раньше виллафранка. Не ясно, являются ли они иммигрантами или появились в результате автохтонной эволюции. Насколько можно судить по имеющемуся материалу, переход от руссинии к виллафранку был весьма постепенным.

Работа поддержана Международным научным фондом, гранты MQD 000 и MQD 300.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеева Л.И. Терофауна раннего антропогена Восточной Европы // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1977. Вып. 300. С. 214.
 Барышников Г.Ф. *Ursus mediterraneus* в плейстоцене Кавказа и замечания по истории мелких медведей Евразии // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1991. Т. 238. С. 3–60.
 Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Возрастные соотношения плиоценовых аллювиальных равнин междуречья Прут–Южный Буг // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 3. С. 61–72.

Векуа А.К. Квабебская фауна акчагыльских позвоночных. М.: Наука, 1972. С. 351.

Верещагин Н.К. Млекопитающие Кавказа. М.–Л.: Изд-во АН СССР. 1959. С. 703.

Вислобокова И.А. Ископаемые олени Евразии. М.: Наука, 1990. С. 208.

Габуня Л.К. К истории гиппарионов. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 570.

Година А.Я., Давид А.И. Неогеновые местонахождения позвоночных на территории Молдавской ССР. Кишинев: Штиинца, 1973. С. 106.

Дуброво И.А., Капелист К.В. Каталог местонахождений третичных позвоночных УССР. М.: Наука, 1979. С. 158.

Жегалло В.И. Гиппарионы Центральной Азии. Совместная Советско-Монгольская палеонтологическая экспедиция. М.: Наука, 1978. С. 152.

Зажигин В.С., Зыкин В.С. Новые данные по стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: Сиб. отд. АН СССР. Институт геологии и геофизики, 1984. С. 29–53.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю. Поздний неоген юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, палеомагнетизм, основные климатические события // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 78–86.

Короткевич Е.Л. Фауна крупных млекопитающих из плиоценовых отложений долины р. Кучургана // Место и значение ископаемых млекопитающих Молдавии в кайнозое СССР. Кишинев: Отд. палеонт. и стратигр. АН МолдССР. 1967. С. 77–84.

Короткевич Е.Л. История формирования гиппарионовой фауны Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1988. С. 162.

Одинцов И.А. Новый вид плиоценового хищника *Vulpes odessana* sp. nov. в карстовых пещерах Одессы // Палеонтол. сб. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1967. № 4. Вып. 1. С. 130–137.

Роцин А.Д. Новый род ископаемого животного семейства Mustelidae из плиоцена Одессы // Тр. Одесск. ун-та. Сб. геол. фак. 1949. Т. 1. С. 97–110.

Сотникова М.В. Позднеплиоценовые Mustelidae из местонахождения Шамар (МНР) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1980. № 50. С. 138–145.

Сотникова М.В. К истории рода *Gulo* в Евразии // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1982. Т. 3. С. 138–145.

Сотникова М.В. Род *Chasmaporthetes* Hay, 1921 из плиоцена России, Украины, Монголии и Таджикистана // Палеонтология. ред. Л.П. Татаринцев: М.: Наука, 1994. С. 113–139.

Тесаков А.С., Мащенко Е.Н. Первая достоверная находка макаки (*Cercopithecidae*, *Primates*) из плиоцена Украины // Палеонт. журн. 1992. № 4. С. 47–52.

Тобин Х. Миграция хоботных и зайцеобразных через Берингийский мост суши в позднем кайнозое // Берингия в кайнозое. ред. В.Л. Контримавичус: Владивосток: ДВНЦ РАН, 1976. С. 249–262.

Хоменко И.Н. Руссильонский ярус в среднем плиоцене Бессарабии и его значение для познания возраста балтских песков и куяльницких отложений // Тр. Бес-

- сарабск. об-ва естествоиспыт. и любителей естествознания. 1915. Т. 6. С. 1–28.
- Alberdi M.T.* Las "faunas de Hipparion" de los yacimientos espanoles // *Estud. Geologicos*. 1974 a. V. 30. P. 189–212.
- Alberdi M.T.* El genero Hipparion en Espana // *Trabajos. sobre. Neogeno-Cuaternario*. 1974 b. T. 1. P. 146.
- Alberdi M.T.* A review of Old World hipparionine horses // D.R. Prother, R.M. Schoch (eds). *The Evolution of Perissodactyls*. Oxford Univ. Press. New York. 1989. P. 234–261.
- Alberdi M.T., Alcalá L.* El género Hipparion en la fosa de Alfambra–Teruel // *Paleont. Evol.* 1989–1990. T. 23. P. 105–109.
- Baumont G.* Recherches sur les Féllidés (Mammifères, Carnivores) du Pliocene inférieur des sables à Dinotherium des environs d'Eppelsheim (Rheinessen) // *Arch. Sci.* 1975. V. 28. P. 369–404.
- Delson E.* Preliminary review of cercopithecoid distribution in the Circum Mediterranean region // V^e Congress du Néogène Méditerranéen. Mem. BRGM. 1974. № 78. T. 1. P. 131–135.
- Eisenmann V., Sondaar P.* Hipparion and the Mio-Pliocene Boundary // *Boll. Soc. Paleontol. Ital.* 1989. N. 28. (2–3). P. 217–226.
- Erdbrink D.P.* A review of fossil and recent bears of the Old World. Deventer: Drukkerij Jan de Lange. 1953. V. 1. P. 320.
- Faur M., Meon H.* L'Hippopotamus crusafonti de la Mosson (press Montpellier). Première reconnaissance d'un Hippopotame neogene en France // *C.R. Acad. Sci. France*. 1984. V. 298. № 3. P. 93–98.
- Feifar O.* The Lower Villafranchian Vertebrates from Hajnacka near Filakovo in Southern Slovakia // *Rozpr. Praha Svazek*. 1964. V. 30. P. 1–115.
- Flynn L.J., Tedford R.H., Qui Zhanziang.* Enrichment and stability in the Pliocene mammalian fauna of North China // *Paleobiology*. 1991. V. 17. № 3. P. 246–265.
- Forsten A.* Hipparion tchicoicum Ivanjev une forme particuliere d'Equidae tridactyle Pleocene d'Asie // *Geobios*. 1992. № 25. P. 161–173.
- Guerin C., Eisenmann V.* Repartition stratigraphique des tapirs (Mammalia, Perissodactyla) dans le Neogene et le Quaternaire d'Europe occidentale // *9 Reunion Annuelle des sciences de la terre*. Paris. 1982. P. 298.
- Guerin C., Mein P.* Les principaux gisements de mammifères miocènes et pliocènes du domaine Rhodanien // *Doucm. Lab. Geol. Univ. Lyon*. H.S. 1971. P. 131–170.
- Hendey Q.B.* Fossil Bear from South Africa // *South African J. Sci.* 1977. V. 73. P. 112–116.
- Kurten B.* The Neogene wolwerine Plesiogulo and the origin of Gulo (Carnivora, Mammalia) // *Acta Zool. Fennica*. 1970. V. 131. P. 1–22.
- Li C., Wu W., Qui Z.* Chinese Neogene: Subdivision and Correlation // *Vertabr. Palasiat*. 1984. V. 22. № 3. P. 178.
- Made J.V.D.* A range-chart for European Suidae and Tayasuidae // *Paleontol. i evoluc.* 1989–1990. T. 23. P. 99–104.
- Meulen van der A.J., van Kolfshoten T.* Review of the Late Turolian to early Biharian mammal faunas from Greece and Turkey // *Mem. Soc. Geol. Ital.* 1986. № 31. P. 201–211.
- Morales J., Soria D., Aguirre E.* Camelido finimioceno en Venta del Moro. Primera cita para Europa occidental // *Estudios geol.* 1980. V. 36. P. 139–142.
- Pevzner M.A., Vangengeim E.A., Vislobokova I.A., Sotnikova M.V., Tesakov A.S.* Ruscinian of the territory of the former Soviet Union // *Newslett. on Strat.* 1996. V. 33. № 2. P. 77–97.
- Rook L.* "Canis" monticensis sp. nov., a new Canidae (Carnivora, Mammalia) from the late Messinian of Italy // *Boll. Soc. Paleontol. Italiana*. 1992. V. 31. P. 151–156.
- Rook L.* I cani dell'Eurasia dal Miocene Superiore al Pleistocene Medio // *Doctoral Thesis, Modena–Bologna–Firenze and Roma "La Sapienza" Universities*. 1993. P. 154.
- Samson P., Radulescu C.* Les faunes des mammifères et la limite Pliocene–Pleistocene en Roumanie // *Trav. Instr. Speol.* 1973. V. XII. P. 191–228.
- Simonescu I.* Vertebratele Pliocene de la Malusteni (Covurlui) // *A.R.–Publicatiuniile Adamachi*. 1930. T. 9. № 49. P. 84–148.
- Tedford R.H., Qiu Z.* A new canid genus from the Pliocene of Yushe, Shanxi Province. (In print).
- Tedford R.H., Skinner M.E., Fields R.W. et al.* Faunal succession and biochronology of the Arikarean through Hemphillian interval (Late Oligocene through earliest Pliocene Epochs in North America // *Woodburne M.D. (ed.) Cenozoic Mammals of North America: Geochronology and biostratigraphy*. University of California Press. Berkeley, 1987. P. 153–210.
- Teilhard de Chardin P., Leroy P.* Les Mustelides de Chine // *Publ. Inst. Géobiol. Peking*. 1945. № 12. P. 56.
- Tobien H.* On the Evolution of Mastodonts (Proboscidea, Mammalia). Part 2 // *Geol. Jb.* 1978. V.106. S. 159–208.
- Turner A.* Megantereon cultridens (Cuvier) (Mammalia, Felidae, Machairodontinae) from Plio-Pleistocene deposits in Africa and Eurasia, with comments on dispersal and the possibility of a New World origin // *J. Paleontology*. 1987. V. 61. № 6. P. 1256–1268.
- Werdelin L., Solounias N.* The Heaenidae: taxonomy, systematics and evolution // *Fossils and Strata*. Oslo. 1991. № 30. P. 104.
- Wolsan M.* Drapiezne – Carnivora // *Folia Quaternaria*. 1989. V. 59–60. P. 177–196.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 552.56:551.781.3(476)

ПОЗДНИЙ ОЛИГОЦЕН БЕЛАРУСИ

© 1998 г. Л. И. Мурашко, Т. Б. Рылова, Т. В. Якубовская

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

Поступила в редакцию 07.12.95 г.

Континентальные отложения позднего олигоцена широко развиты на юге территории Беларуси. Они формировались после регрессии харьковского моря и представлены лиманно-дельтовыми песками и глинами страдубской свиты, тяготеющими к ней мономинеральными кварцевыми песками озерного генезиса, аллювием крупной свиты синхронными ей буроугольными отложениями карстовых западин. В результате комплексных минералого-геохимических исследований стратотипических разрезов установлен генезис отложений и выявлены литолого-стратиграфические критерии расчленения позднеолигоценных пород. Отложения верхнего олигоцена охарактеризованы 8-ю спорово-пыльцевыми комплексами, описанными по данным 7-ми разрезов, и палеокарпологическими материалами из 20 разрезов, сгруппированных в 8 местонахождений. Публикуемая спорово-пыльцевая диаграмма скв. 3 у д. Смолярка – наиболее полная, так как на ней впервые отражены пограничные олигоцен-миоценовые комплексы, коррелируемые с аналогичными на территории Польши и Германии.

Ключевые слова. Олигоцен, геологическое строение, минеральный состав, палинокомплексы, макрофлора, стратиграфия, корреляция, Беларусь.

Начало позднего олигоцена на территории Беларуси связано с установлением геократической обстановки. Этот геосторический рубеж обозначен литологически выраженной границей, которой соответствует смена морской терригенно-регрессивной формации глауконитсодержащих пород континентальной угленосной.

Континентальные позднеолигоценные отложения Беларуси впервые были выделены С.С. Маныкиным (1959, 1966, 1973) по палинологическим данным и помещены в основание полтавской серии олигоцен-миоценовых пород. В шестидесятые–начало девяностых годов геологическое изучение олигоценных пород выполняли Л.Ф. Ажгиревич, Л.Н. Богомолова, Б.Н. Гурский, Р.А. Зинова и др.; палеонтологические – А.Ф. Бурлак, П.И. Дорофеев, Ю.В. Зосимович, Т.Б. Рылова, Т.В. Якубовская; литологическое – Я.И. Аношко, А.Г. Бер, В.А. Вечер, Н.В. Зайцева, Л.И. Мурашко и др. После обобщающих сводок (Геология СССР, т. 3, 1971; Решения Межведомственного..., 1983) появились новые результаты исследований отложений, флоры и растительности, которые позволяют подробнее осветить палеогеографию заключительного (континентально-го) этапа палеогена на территории Беларуси.

В начале позднего олигоцена на юге территории Беларуси на месте обширного и довольно однородного по особенностям седиментации раннеолигоценного моря возникли значительно меньшие по площади, но более дифференцированные по условиям осадконакопления, бассейны. Осадконакопление происходило в прибрежно-морских

и собственно континентальных условиях: отшнуровавшихся от моря лиманов, остаточных озерах, речных долинах, замкнутых озерно-карстовых западинах (рис. 1). Существовавшие в тектонических депрессиях озера имели, судя по мощности компенсационных накоплений, глубины от 20–30 м на юго-западе территории Беларуси, в районе Столина и вдоль Микашевичско-Житковичского выступа до 50 м в юго-западной части Припятского прогиба. Площадь озер неоднократно менялась, то увеличиваясь, когда они объединялись в крупные водные системы, то сокращаясь, когда многие из них прекращали свое существование.

В позднем олигоцене на территории Беларуси, как и всей Европы (Окиншевич, 1973; Ажгиревич, Левков, 1979), возникла обстановка, благоприятная для развития карста. Яркие проявления палеокарста связаны с подземным выщелачиванием карбонатной толщи мела (в Подляско-Брестской впадине) и соленосной – девона (на западе Припятского прогиба). В зависимости от скорости выщелачивания карстовые западины либо заполнялись кластическим песчано-алевритовым материалом, либо на их месте возникали заболоченные водоемы. Медленное погружение заболоченных районов в условиях теплого и влажного климата способствовало накоплению бурого угля. Эта эпоха интенсивного углеобразования в кайнозойе связана с северным субтропическим поясом, который охватывал территорию Беларуси от позднего олигоцена до середины миоцена.

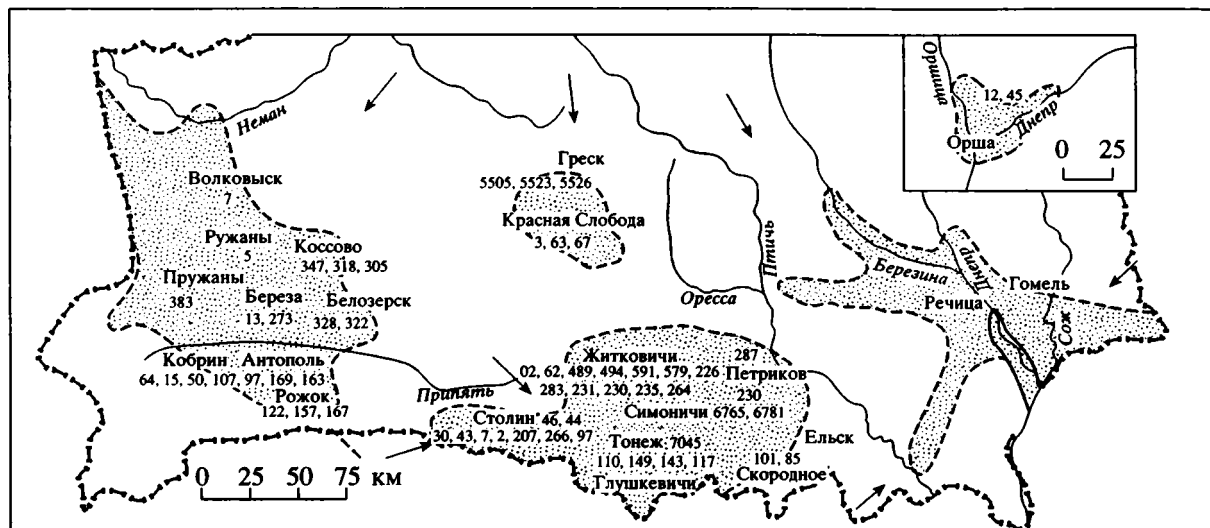


Рис. 1. Схема распространения позднеолигоценовых пород Беларуси. Масштаб 1 : 2 500 000. Цифрами обозначены номера палеонтологически изученных скважин.

ЛИМАННО-ДЕЛЬТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СТРАДУБСКОЙ СВИТЫ

Лиманно-дельтовые отложения залегают на морских породах харьковской свиты раннего олигоцена. Они хорошо обнажены и изучены на территории Брагинско-Лоевской седловины в разрезах Страдубка, Переделка, Лоев, Крупейки (Зинова, Бурлак, 1980) и состоят из трех основных пачек. Нижняя пачка (2 м) представлена песком зеленовато-белым, мелкозернистым глауконитово-кварцевым, с прослоями (до 5 см) темно-серой глины. Средняя пачка (4.0 м) состоит из темно-серой сланцеватой глины. Верхняя представлена мелкозернистым, ожелезненным кварцевым песком (3.0 м). Эти отложения охарактеризованы тремя спорово-пыльцевыми комплексами.

Комплекс I (страдубский I) получен из нижней пачки страдубской свиты (деревни Переделка, Крупейки (Красная Гора) и самых низов средней пачки (д. Страдубка). Он отличается господством пыльцы хвойных пород (рис. 2), представленных многочисленными видами *Pinus*, особенно подрода *Harloxylon*, а также *Podocarpus*. Встречены также зерна *Sciadopitys*, *Picea*, *Tsuga*, *Cedrus* и изредка *Alnus*, *Betula*, *Ulmus*, *Tilia*, *Myrica*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* (Зинова, Рылова, 1985).

Комплекс II (страдубский II) выявлен из средней пачки страдубской свиты в разрезах Страдубка и Переделка (Дорофеев, Маныкин, 1969; Зинова, Бурлак, 1980; Зинова, Рылова, 1985; Rylova, 1993). Отличается преобладанием пыльцы голосеменных, но, по сравнению с комплексом I, значительно возрастает роль покрытосеменных (см. рис. 2). Хвойные представлены пыльцой *Pinus* (главным образом, подрода *Harloxylon*) и *Podocarpus*. Появляется больше пыльцы *Taxodiaceae* и

Cupressaceae (до 25%), увеличивается участие *Sciadopitys* (до 7%), встречаются *Tsuga* и *Cedrus*. Среди покрытосеменных преобладает пыльца *Rhub* (до 23%), *Engelhardia* (до 5.5%), а также формальных родов *Tricolporopollenites* Pfl. et Thoms. и *Tricolporopollenites* Pfl. et Thoms. (в сумме до 13%, в том числе *Tricolporopollenites pseudocingulum* (R. Pot.) Pfl. et Thoms., *T. cingulum* ssp. *fuscus* (R. Pot.) Pfl. et Thoms., *Araliaceipollenites edmundi* (R. Pot.) R. Pot., *Quercoidites microhenrici* (R. Pot.) R. Pot., Thoms. et Thierg.) и др. Меньше пыльцы *Quercus*, *Ulmus*, *Betula*, *Carya*, *Tilia*, *Carpinus*, *Alnus*, *Castanea*, *Myrica*, *Pterocarya*, *Acer*, *Nyssa*, *Vitis*, *Araliaceae*, *Sterculiaceae*, *Clethraceae*, *Arecaceae* и др. Палиноморф травянистых растений встречено не более 3.5%. Споры редки (*Sphagnum*, *Syatheaceae*, *Gleicheniaceae*, *Polypodiaceae*). Данный комплекс близок комплексу берекской свиты позднего олигоцена Украины (Зосимович, Ротман, 1976; Зинова, Рылова, 1985; Зосимович, 1992).

Из этой же пачки страдубской свиты происходят и палеокарпологические находки, определенные П.И. Дорофеевым (Дорофеев, Маныкин, 1969; Материалы по стратиграфии..., 1981; Зинова, Рылова, 1985). Перечень таксонов, с некоторыми уточнениями в номенклатуре дан в таблице. Все виды, определенные во флоре Страдубки вымершие. К ним относятся также 7 (18%) из 39 родов (*Caricoidea*, *Eoeyryale*, *Microdiptera*, *Protosequoia*, *Spirimatospermum*, *Urospathites*, *Tubella*). 19 (49%) – исчезли на территории Беларуси в неогене и сохранились в Северной Америке и Юго-Восточной Азии (*Decodon*, *Liriodendron*, *Aralia*, *Glyptostrobus*, *Taxodium*, *Saururus*, *Sciadopitys*, *Magnolia* и др.) и лишь 23 (33%) рода есть в современной флоре Беларуси. Большая группа родов составляет субтропический элемент – *Ampelopsis*,

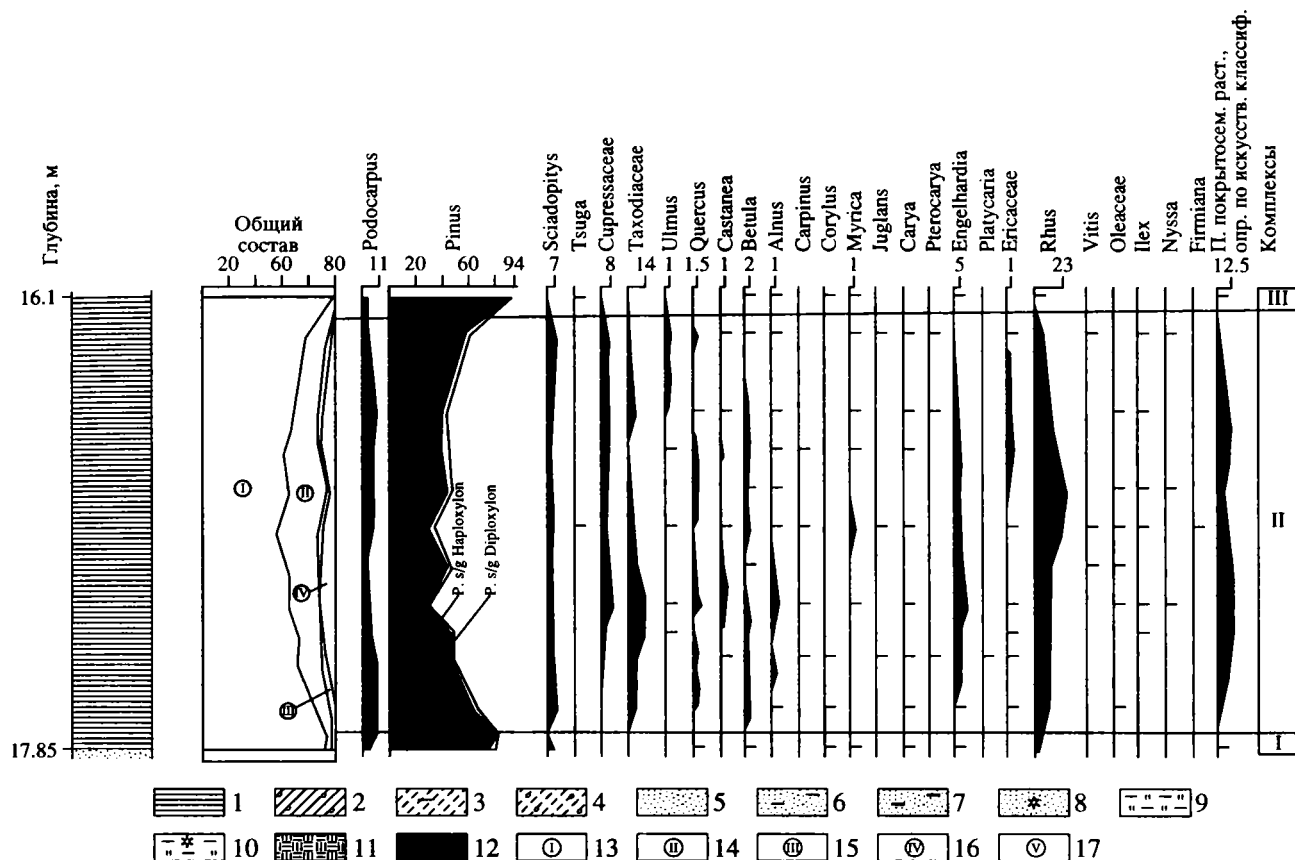


Рис. 2. Палинологическая диаграмма олигоценых отложений, вскрытых у д. Страдубка:

1 – глина; 2 – суглинок моренный; 3 – супесь углистая; 4 – супесь моренная; 5 – песок; 6 – песок углистый; 7 – песок с прослоями бурого угля; 8 – песок глауконитово-кварцевый; 9 – алевроит; 10 – алевроит глауконитово-кварцевый; 11 – торф; 12 – бурый уголь; 13 – пыльца голосеменных; 14 – пыльца покрытосеменных древесных пород; 15 – пыльца трав и кустарничков; 16 – пыльца покрытосеменных растений, определяемая по искусственной системе классификации; 17 – споры.

Aralia, *Brasenia*, *Cunninghamia*, *Glyptostrobus*, *Liriodendron*, *Magnolia*, *Nyssa*, *Saururus* и др., есть элементы тропической флоры – *Haloragis*, из имбирных – *Spirimatospermum*. В общей сложности не менее 50%, но среди них преобладают листопадные деревья и кустарники. Флора Страдубки – это первая, известная по плодам и семенам листопадная флора тургайского экотипа с территории Беларуси. Она близка к современной субтропической в рефугиумах Аппалачей и Японских островов.

В результате реконструкции палеоклиматических условий страдубского времени по методу В.П. Гричука (Гричук и др., 1987) получены следующие результаты: температура самого теплого месяца колебалась около 24°–25°, а самого холодного – изменялась в пределах 8°–12°. Можно предположить, что климат этого времени был теплым, близким субтропическому. Важную роль в составе геофлоры наряду с арктотретичным, теплоумеренным (А₁) играл палеотропический элемент (тропический Р₁ и субтропический Р₂).

Комплекс III (страдубский III) выделен из верхней части глиняной свиты (разрезы у дд. Страдубка и Переделка). Он сходен с комплексом I и отличается господством пыльцы хвойных (94–98%), в основном *Pinus s/g Haploxyton* и *Podocarpus*, реже *Sciadopitys*, *Taxodium*, *Tsuga*. Покрытосеменные представлены единичными пыльцевыми зернами *Quercus*, *Juglans*, *Engelhardia*, *Rhus*, *Myrica*, *Ulmus*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*. Пыльцы трав и спор не встречено.

С породами страдубской свиты генетически связаны белые мономинеральные кварцевые пески, линзы которых мощностью до 15.7 м распространены на территории Брагинско-Лоевской седловины (месторождение песков Лоевское), Гремячского погребенного выступа (Ленино, Добрушское, Черетянка, Высокополье и др.), Полесской седловины и северо-западных склонов Украинского кристаллического щита (Городное, Бережное, Столинский район, Бассейн р. Горынь). Характер слоистости, невыдержанность по простиранию, минеральный состав, представляющий собой продукт природного шликования подстила-

Семенная флора верхнего олигоцена Беларуси по данным П.И. Дорофеева и Т.В. Якубовской

Ископаемые растения	Местонахождение							
	Стра- дубка	Симо- ничи-1	Симо- ничи-2	Греск	Бере- за-13	Бере- за-328	Бело- озерск	Пружа- ны
0	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Aldrovanda clavata</i> Dorof.								
<i>A. ex sect. Aldrovanda</i> Dorof.								
<i>Aldrovanda</i> sp. nov.								
Alismataceae gen.								
<i>Alnus</i> sp.								
<i>Ampelopsis</i> sp.								
<i>Andromeda</i> sp. sp.								
<i>Aralia</i> sp.								
<i>Azolla aspera</i> Dorof.								
<i>A. cf. interglacialis</i> P. Nikit.								
? <i>Boehmeria majuskula</i> T.V. Jakub.								
<i>Boehmeria</i> sp. sp.								
<i>Brasenia goretzkyi</i> Dorof.								
<i>B. cf. baltica</i> Dorof.								
<i>B. cf. spinosa</i> Chandl.								
<i>B. ucrainica</i> Dorof.								
<i>Brasenia</i> sp. sp.								
<i>Butomus cf. umbellatus</i> L.								
<i>Caldesia antiqua</i> Dorof.								
<i>Caricoidea jugata</i> (P. Nikit.) Chandl.								
? <i>C. cf. ovalis</i> (Dorof.) Chandl.								
<i>Carpinus</i> sp.								
<i>Carpolithus zytkovieczensis</i> Dorof.								
<i>Carpolithus</i> sp. sp.								
<i>Chamaecyparis</i> sp.								
<i>Cladium macrocarpum</i> Dorof.								
<i>C. ex gr. reidiorum</i> P. Nikit.								
<i>Cladium</i> sp.								
<i>Cladiocarya</i> sp.								
<i>Comptonia</i> sp.								
<i>Crataegus</i> sp.								
<i>Cunninghamia heerii</i> Bud. et Swechn.								
Cyperaceae gen.								
Cypressaceae gen.								
<i>Decodon gibbosus</i> (E. Reid) E. Reid								
<i>D. globosus</i> (E. Reid) P. Nikit.								
<i>Eoeuryale</i> sp.								
<i>Evodia nitida</i> (P. Nikit.) Mai								
<i>Epipremnites ornatu</i> s (E. Reid et Chandl.)								
Gregor et Bogner								
<i>Gaultheria europaea</i> Dorof.								
<i>Glyptostrobus borysthenicus</i> Dorof.								
<i>G. langsdorfii</i> (P. Nikit.) Dorof.								
<i>G. cf. europaea</i> (Brong.) Unger								
<i>Glyptostrobus</i> sp.								
Cf. <i>Hippuris</i> sp.								
<i>Holoragis</i> sp.								
<i>Hypericum</i> sp. sp.								
<i>Isoetes</i> sp.								
<i>Leucothoe</i> sp.								
<i>Liriodendron europaeum</i> Dorof.								
<i>Lysimachia</i> sp.								
<i>Magnolia borysthenica</i> Dorof.								
<i>Menyanthes</i> sp.								
<i>Microdiptera cf. boveyana</i> Chandl.								
<i>Myrica europaea</i> Dorof.								

Окончание

0	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>M. sphaeroidea</i> T.V. Jakub.								
<i>Myrica</i> sp. sp.								
Cf. <i>Myriophyllum</i> sp.								
<i>Nuphar</i> sp.								
Cf. <i>Nuphar</i> sp.								
<i>Nymphaea</i> sp.								
Cf. <i>Nymphaea</i> sp.								
<i>Nyssa</i> cf. <i>europaea</i> Dorof.								
<i>N.</i> cf. <i>macrocarpa</i> Dorof.								
<i>Nyssa</i> sp.								
<i>Picea</i> sp.								
Pinaceae gen.								
<i>Pinus</i> cf. <i>thomasiana</i> (Goepp.) Rehb.								
<i>Pinus</i> sp.								
<i>Potamogeton gomelianus</i> Dorof.								
<i>P. echinatus</i> Dorof.								
<i>P. ex gr. corticosus</i> P. Nikit.								
<i>P.</i> subgen. <i>Coleogeton</i> Reichenb.								
<i>Protosequoia europaea</i> Dorof.								
<i>Punica natans</i> (P. Nikit.) Mai								
<i>Rubus</i> sp.								
<i>Salvinia turgaica</i> Dorof.								
<i>Salvinia</i> sp.								
Cf. <i>Sambucus</i> sp.								
<i>Saururus bilobatus</i> (P. Nikit.) Mai								
<i>Sciadopitys</i> sp.								
<i>Scirpus ragozinii</i> Dorof.								
<i>S. ex gr. longispermus</i> Dorof.								
<i>Scirpus</i> sp. sp.								
<i>Selaginella</i> sp.								
Cf. <i>Selaginella</i> sp.								
<i>Sequoia</i> sp.								
<i>Sparganium camenzianum</i> Kirchh.								
<i>S. cf. costatum</i> Dorof.								
<i>S. cf. pusillum</i> Dorof.								
<i>Sparganium</i> sp.								
<i>Spirmatospermum wetzlerii</i> (Heer) Chandl.								
<i>Stratiotes websterii</i> (Br.) Zinndorf.								
<i>Taxodium distichum</i> — <i>miocenum</i> Heer								
<i>T. cf. tavidense</i> Dorof.								
<i>Taxodium</i> sp.								
Taxodiaceae gen.								
<i>Toumfortia</i> sp.								
<i>Tubela</i> cf. <i>baltica</i> Dorof.								
<i>T. lidiae</i> T.V. Jakub.								
<i>Typha latissima</i> (A. Br.) E Reid et Chandl.								
<i>Typha</i> sp. sp.								
<i>Urospathites borysthenticus</i> (Dorof.) Gregor et Bogner								
Urticaceae gen.								
<i>Viola</i> cf. <i>rimosa</i> P. Nikit.								
<i>Viola</i> sp.								
<i>Vitis</i> sp.								

ющих морских пород, положение в разрезе позволяют предположить, что это – наиболее древние континентальные образования проточных водоемов конца раннего–начала позднего олигоцена.

УГЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Угленосные отложения Подляско-Брестской впадины и Припятского прогиба представлены разнофациальными аллювиальными (от русловых до пойменных) озерными и болотными (разной степени проточности и застойными) образованиями. Они образуют несколько типов разрезов:

1. Переслаивание глауконитово-кварцевых и светло-серых кварцевых песков и алевроитов с прослоями углистого песка (скважины 107, 157 Антополь);

2. Тонкое горизонтальное переслаивание углистого плитчатого алевроита и белого кварцевого алевроита (скважины 3, 63, 67, Красная Слобода; 292, 299, 476, 492, 502, 571, Житковичи; 97, Борки; 189, Грушево; 6765, 6781, Симоници; скважины Малишевского, Глушковичского и Скороднянского углепроявлений);

3. Углистые кварцевые пески с прослоями бурого угля (скважины 110, 119, Глушковичи; 3, 13, Смоллярка; 169, 50, 15, Антополь; 62, 489, 494, 231–235, 264, 283, Житковичи; 5526 и др. Греского углепроявления; скважины в районах пос. Косово, Береза, Ружаны, Пружаны, Волковыск, Тонеж);

4. Бурый уголь с прослоями углистых песков, алевроитов и глин (скважины 220, 226, 266, 565–568, 579, 591, Житковичи; скважины углепроявлений Симоници, Скородное, Валавск);

5. Сильно гумусированные пески и черные глины (скважины 12, 45 и др. водозабора “Оршица”).

В наиболее полных разрезах в различных сочетаниях встречаются не один, а несколько охарактеризованных типов. Их строение и состав свидетельствуют о динамичном гидрологическом режиме водоемов. Мощность отложений изменяется от 3–4 до 77.6 м (скв. 7045, Тонеж).

Одновременно с формированием угленосных отложений происходило формирование крупнейшей свиты позднего олигоцена. В генетическом отношении это единый самостоятельный седиментационный цикл, связанный с деятельностью палеорек Днепра, Орессы, правых притоков Припяти и др., в котором наблюдается последовательная смена фаций аллювия, соответствующих различным динамическим фазам эрозионно-аккумулятивного цикла от инстративной до перстративной. Этот комплекс литологически выдержан и прослеживается на обширной территории. Породы крупнейшей свиты значительно изменены вторичными процессами, по ним развита сиалитная кора выветривания, возраст которой, предположительно, поздний олигоцен–ранний миоцен.

Палеонтологические остатки в таких разрезах, естественно, сохраниться не могли.

Синхронность образования этих палеонтологически немых и угленосных отложений, их генетическая однородность и общность палеогеографических условий образования позволяют включить последние также в крупнейшую свиту.

Из буроугольных отложений выделен ряд спорово-пыльцевых комплексов.

Комплекс IV (симоничский) выявлен в скв. 6765 на глубине 19.8–32.9 м в Туровской депрессии (Ажгиревич и др., 1990; рис. 3). В его составе преобладают голосеменные (60–80%), главным образом, *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Podocarpus*, *Sciadopitys*. Из пыльцы покрытосеменных высокий процент приходится на долю пыльцы, определяемой по искусственной системе классификации (до 16%), а также термофильных растений – *Nyssa*, *Rhus*, *Mycica*, *Cyrtillaceae*, *Engelhardia*, *Liquidambar* и др. По сравнению со страдубскими комплексами заметно увеличивается участие арктотретичных элементов *Betula* и *Alnus*. Постоянно отмечаются *Corylus*, *Ulmus*, *Celtis*, *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Salix*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Platycarya*, *Vitis*, *Ilex*, *Cornus*, *Symplocos*, *Sapotaceae*, *Sterculiaceae* и др. Пыльцы трав не более 8%, спор – до 4%.

Данный комплекс имеет несомненное сходство с позднеолигоценовым комплексом, описанным С.С. Маныкиным (1966) для Южной Беларуси.

Семенная флора (названная Симоници-1) из угленосных глин, содержащих IV спорово-пыльцевой комплекс, отобрана из скважины 6765 (глубина 27.6–33.1 м), а также из скважины 6781 (глубина 32.3–37.7 м) у д. Шугалей. Она содержит 28 таксонов (таблица). Немногие из них относятся к вымершим, среди 17 родов – 4 (23%) также принадлежат к этой группе, и не менее 3 (18%) – к группе чуждых или региональных экзотов. С флорой Страдубки этот флористический комплекс объединяют *Taxodium distichum* – miocenium, *Caricoidea jugata*, *Urospathites borysthenicus*, *Saururus bilobatus*, *Stratiotes websteri*, вероятно, близкие виды *Tubela*. Своеобразие симоничской-1 флоры также придают архаичная *Aldrovanda* и некоторые роды с нечеткими признаками современных (cf. *Selaginella*, cf. *Hipripis*, cf. *Muriophyllum* и др.), преобладание среди макроостатков *Pinaceae* и ослабление субтропического (P₂) элемента. Господствующая палеокарпологическая ассоциация флоры Симоници-1 может быть выражена как *Pinaceae*–*Turpha*–*Caricoidea*.

Комплекс V (греский) получен из бурого угля, вскрытого скв. 5526 (глубина 80.8–85.8 м) (Рылова, 1991; рис. 4) и скв. 6765 (глубина 17.7–17.85 м; см. рис. 3). Имея несомненное сходство с симоничским комплексом (комплекс IV), он отличается увеличением содержания пыльцы *Taxodiaceae*, *Rhus*, *Corylus*, появлением *Itea* и уменьшением роли *Podocarpus*, *Alnus*, *Betula*. Этому комплексу соответствует сменная флора из бурого угля в скв. 6765

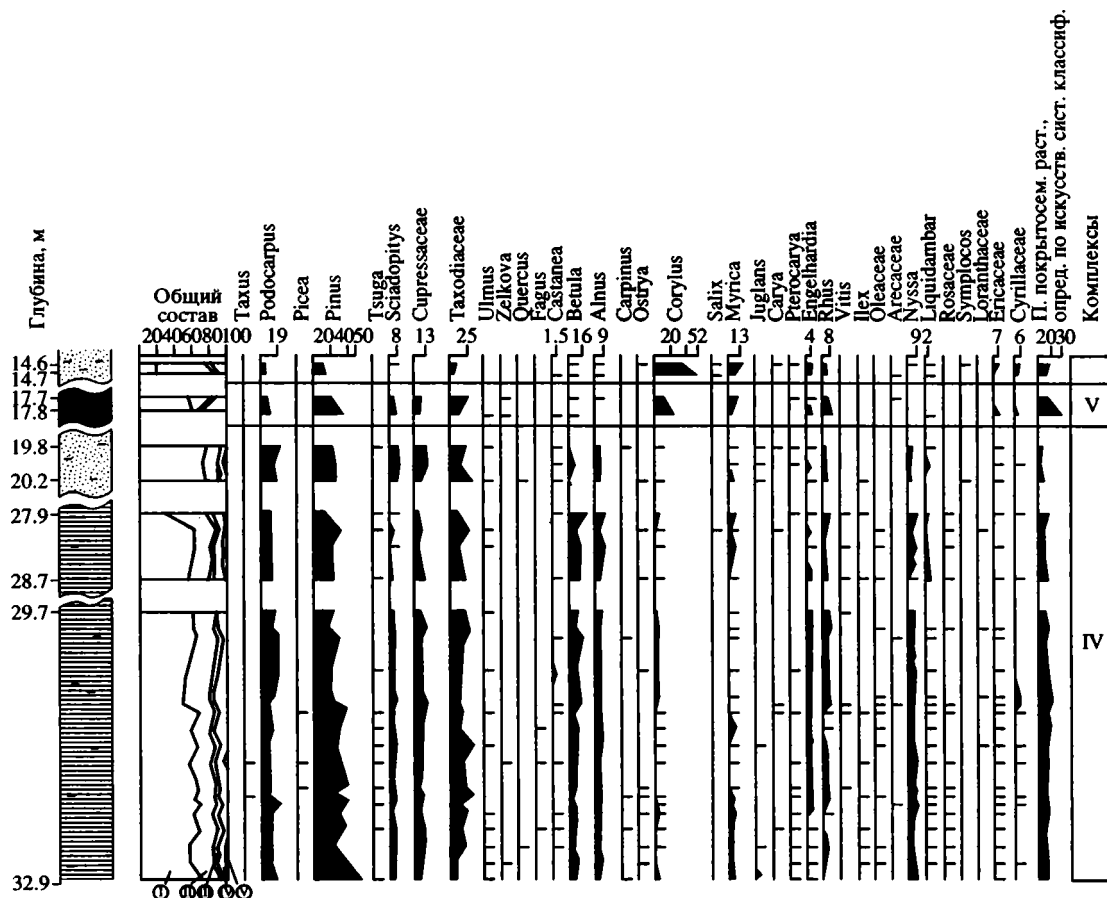


Рис. 3. Палинологическая диаграмма верхнеолигоценых отложений, вскрытых скв. 6765 на Симоничском углепромысле. Усл. обозн. см. на рис. 2.

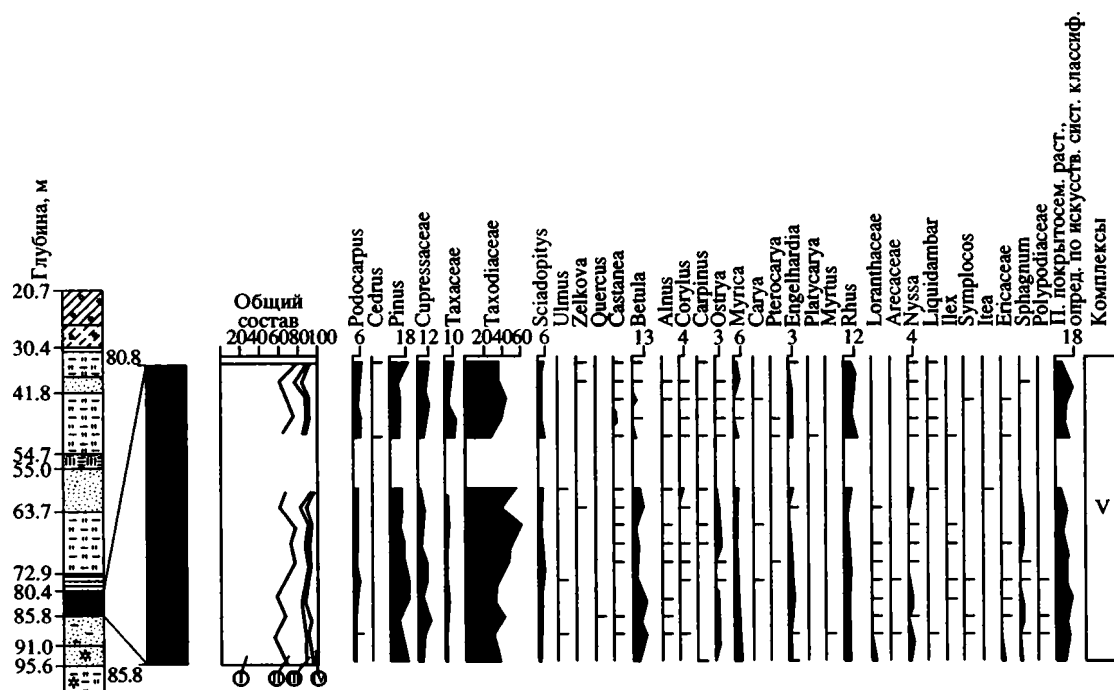


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеолигоценых отложений, вскрытых скв. 5526 на Греском углепромысле. Усл. обозн. см. на рис. 2.

(глубина 17.7–19.1 м) и 6781 (глубина 20.3–22.6 м), названная Симоничи-2, а также флора Греска из скв. 23 (глубина 106.0–106.8 м) у д. Степково (1977 г.), скважины 5526 (глубина 77.5–82.4 м) и 5522 (глубина 73.6–75.6 м) у д. Шугалей.

Во флоре Симоничи-2 определено 20 родов, представленных вымершими видами. *Cladiocarya*, *Tubela*, *Urostathites* относятся к органограм и условно причисляются к вымершим (14%), 11 родов (53%) встречаются в современной флоре Северной Америки, Юго-Восточной Азии и Средиземноморья, а 7 (33%) сохранились в лесной флоре Беларуси. Флора Симоничи-2 содержит много форм, общих с комплексом Страдубки (*Aldrovanda* cf. *clavata*, *Urospathites borysthenticus*, *Glyptostrobos borysthentica*, *Taxodium distichum-miocenum*), но в ней появляются новые роды – *Chamaecyparis*, *Punica*, *Cladiocarya*, свойственные неогену Беларуси. По отношению к флоре Симоничи-1 возросла доля субтропического элемента (до 50% родов), что позволяет флору Симоничи-2 причислять к переходной от субтропической к теплоумеренной и связывать с нею потепление климата. Господствующие палеокарпологические ассоциации этой флоры из бурого угля – *Taxodium–Glyptostrobos–Tubela* среди древесных и *Brasenia–Boehmeria* среди водно-болотных растений.

Во флоре Греска есть позднеолигоценовые виды, общей с флорой Страдубки – *Caldesia autigua*, *Urospathites borysthenticus*, *Tubela* cf. *baltica*, *Scirpus ragozinii*, *Caricoidea jugata* и др. Вид *Tubela* cf. *baltica* в греской флоре так же как и *Glyptostrobos borysthentica* из страдубской флоры, являются наиболее архаичными видами этих родов (Дорофеев, 1974). Приступившие *Tubela* в самой северной из известных в Беларуси семенных флор олигоцена свидетельствует о ее связи с олигоценовой флорой Южной Прибалтики. Виды *Andromeda*, *Decodon*, *Hypericum* также особые, не известные в более поздних флорах кайнозоя Беларуси, что указывает на олигоценовый возраст греской флоры. По составу преобладающих карпологических остатков в ориктоценозе бурого угля из скв. 23 выделяется ассоциация древесных растений *Glyptostrobos–Tubela* и водно-болотных (прибрежных) *Azolla–Caricoidea–Urostathites*, а в скв. 5526 преобладают остатки *Taxodiaceae* и *Salvinia*. Подобные палино- и семенные флоры получены также в ряде месторождений бурого угля в карстовых воронках в зоне сочленения Брестской впадины с полеской седловиной и Белорусской антеклизой, в разрезах скважин в окрестностях городов Береза и Пружаны Брестской области.

Из нижней части буроугольной толщи скв. 13 (глубина 102.4–108.3 м; Рылова, 1987; Якубовская, Рылова, 1992; Rylova, 1993) и углистых песков и алевроитов, подстилающих 20-метровый пласт бурого угля в скв. 3 (глубина 108.7–114.0 м), пробуренных у д. Смолярка Березовского района Брестской области, получен спорово-пыльцевой комплекс, сопоставимый с V, греским (рис. 5). Для него – нижнего из выявленных в разрезе скв. 3 се-

ми комплексов (Sm 1–Sm 7), характерно равное количество пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений, при тенденции к уменьшению первой и увеличению второй. Хвойные породы представлены *Taxodiaceae* (*Glyptostrobos*, *Taxodium*, *Cunninghamia*, *Sequoia*, *Cryptomeria*, *Metasequoia*) – в сумме до 30%, *Cupressaceae* – до 7%, *Pinus* (в основном *Pinus* s/g *Haploxylon*, особенно *Pinus tertiaria* (Moreva) Anan., *Pinus mirabilis* (Rudolph) Anan.) – до 30%, *Podocarpus* – до 6%, *Sciadopitys* – до 7%. Единично представлены *Picea*, *Cedrus*, *Tsuga*. Среди покрытосеменных преобладают *Myrica* (до 12%), *Rhus* (до 10%), *Tricolporopollenites pseudocingulum* (до 7%). Реже отмечаются *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Platycarya*, *Nyssa*, *Clethraceae* (*Tricolporopollenites bruhlensis* (Thomson) Grabowska, *Tricolporopollenites liblensis*, *Tricolporopollenites cingulum* ssp. *oviformis*, *Tricolporopollenites cingulum* ssp. *pusillus*) и др. Единична пыльца *Magnolia*, *Celtis*, *Myrtaceae*, *Staphylea*, *Sapotaceae*, *Araliaceoipollenites edmundi* и др. Таксонов искусственной системы классификации – 17%. Пыльцевых зерен травянистых мало. Среди споровых – *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Osmunda*, *Polypodiaceae* и, что особенно важно, *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae* (*Lygodium*, в т.ч. *Leiotriletes maxoides maxoides*, *Mohria*, *Aneimia*), *Cyatheaceae*.

Данный комплекс может быть сопоставлен с обобщенным позднеолигоценовым, описанным ранее в Беларуси (Манькин, 1966). Корреляция с западно-европейскими затруднена, поскольку в палеогене сравниваемые территории входили в разные флористические провинции. Однако имеется сходство со спорово-пыльцевыми комплексами добровских слоев Польской низменности и глоговского пласта в Западной Польше, коррелируемых с IV лужицким пластом. Эти слои Польши одним относятся к верхнему олигоцену (Ciuk, 1970, 1974; Dujor, 1978, 1986; Odrzywolska-Bienkowska i in., 1979), другими – к нижнему миоцену (Piwocki, 1986).

Семенная флора из нижней части буроугольной толщи в скв. 13 у д. Смолярка Березовского района, глубина 94.3–108.4 м (флора Береза-13 в таблице) содержит 16 форм и имеет архаичный состав. Все виды принадлежат к известным для Припятского прогиба семенным комплексам олигоцена Беларуси (*Caricoidea jugata*, *Glyptostrobos borysthentica*, *Scirpus ragozinii*), либо выделены как новые в группе олигоцен-миоценовых родов (*Tubela lidiae*, ? *Boehmeria majuskula*, *Myrica sphaeroidea*) или отнесены к мало изученным в Беларуси неогеновым родам (*Cladiocarya*). Древность флоры подчеркивается и наличием остатков из группы *Carpolithus*. Во флоре 2 (20%) вымерших рода (*Caricoidea*, *Tubela*). Преобладающая ассоциация древесных остатков *Glyptostrobos–Tubela–Myrica* и *Caricoidea–Boehmeria* среди остатков водно-болотных растений. К позднеолигоценовым относятся и изученные П.И. Дорофеевым (1966–1967 гг.) буроугольные флоры из скв. 328 у г. Береза (глубина 74 м), скв. 318 у д. Юрчки (84.5 м), 397 у д. Хорехо (72.5 м), 383 у д. Шешешеве (83.0–87.5 м) в окрестностях Пружан.

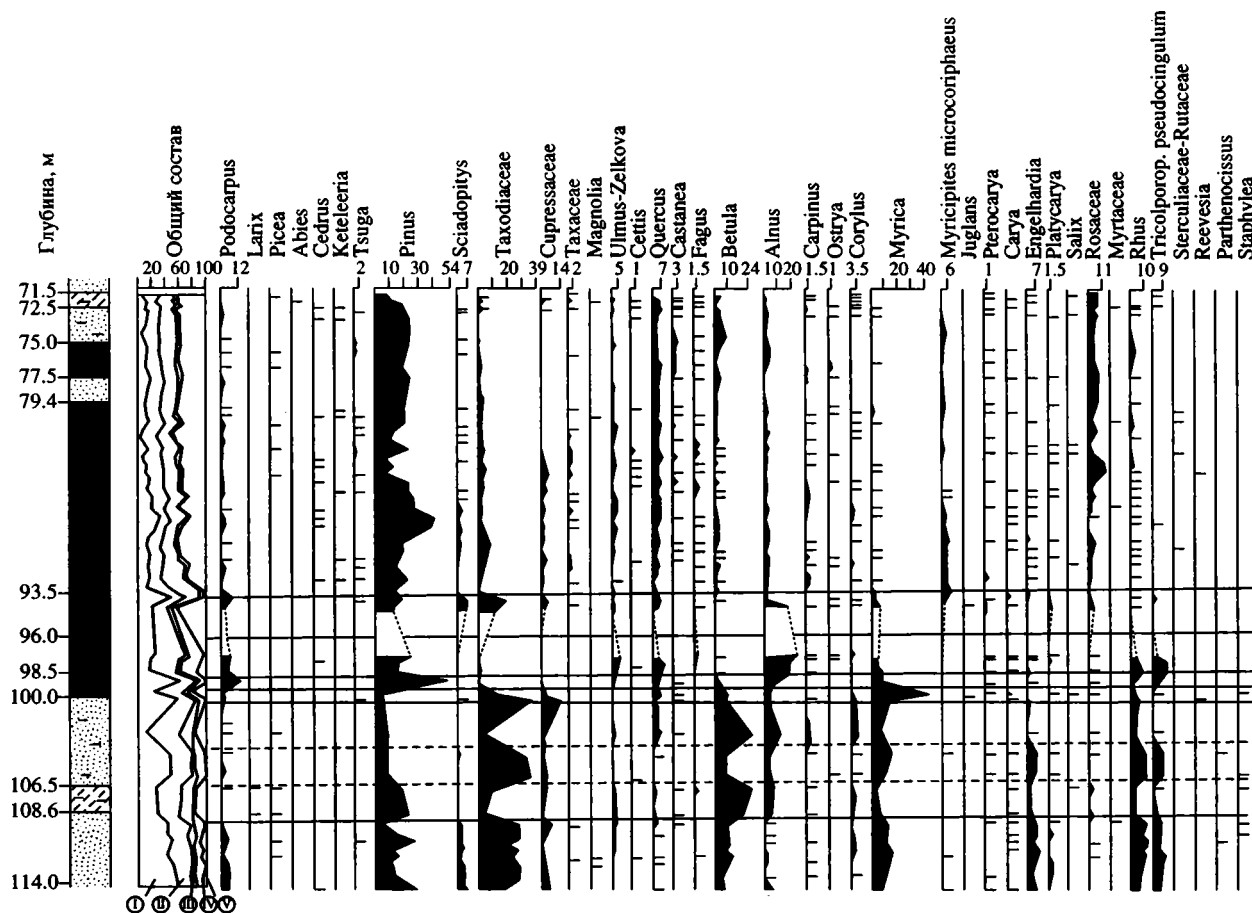


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма олигоцен-миоценовых отложений, вскрытых скв. 3 у д. Смолярка Березовского района Брестской области. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Весьма выразителен комплекс олигоцена из нижнего пласта бурого угля, вскрытого скважиной 12а у г. Белоозерска (68.6–69.0 м) (Якубовская, 1981). Уголь образовался в береговой зоне озерного водоема карстового понижения, на меловых породах. В центре водоема накапливались алевриты и глины, возможно, аналогичные страдубской свите. В таблице приводится состав этой флоры из бурых углей. Ассоциация преобладающих карпоидов – *Glyptostrobus*–*Aldrovanda*.

Флоры из окрестностей городов Береза, Белоозерск и Пружаны Брестской области образуют единый семенной комплекс глиптоостробусовой флоры олигоцена. Он происходит из бурых углей верхней части континентальных отложений олигоцена Подляско-Брестской впадины и сопоставляется с комплексом Симоници-2 в Припятском прогибе и флорой Греска на южной периферии Белорусской антеклизы.

Реконструкция палеоклимата по составу симоницкого и греского комплексов дала результаты, близкие полученным для страдубской свиты (комплекс II). Однако по увеличению участия *Taxodiaceae* (особенно родов *Glyptostrobus* и *Taxo-*

dium), *Nyssa*, *Betula*, *Alnus* и др., можно предположить, что климат этого времени был таким же теплым, но более влажным, чем во время накопления отложений страдубской свиты.

Комплекс VI (березовский, Sm 2 – на рис. 5) получен для территории Беларуси впервые. Он выявлен из толщи углистых песков и алевритов в скв. 3 у д. Смолярка в интервале глубин 100.0–108.7 м. От предыдущего он отличается резким обеднением флоры, выразившимся в выпадении из ее состава наиболее термофильных тропических и субтропических элементов геофлоры и господстве арктотретичных элементов умеренного климата. Для него характерно высокое содержание пыльцы *Betula* (до 24%), которая преобладает здесь среди пыльцы покрытосеменных. Часто встречаются *Alnus*, *Myrica*, *Corylus*, *Carpinus*, *Carya*, *Quercus*, *Nyssa*, *Plex*, *Cyrtaceae*. Хвойные представлены пыльцой *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, изредка отмечена *Picea*. Значительную роль играет пыльца *Ericaceae*, среди трав чаще отмечаются пыльцевые зерна *Rosaceae*, *Cyperaceae*, *Artemisia*. Комплекс неоднороден, внутри его отмечается увеличение разнообразия флоры за счет

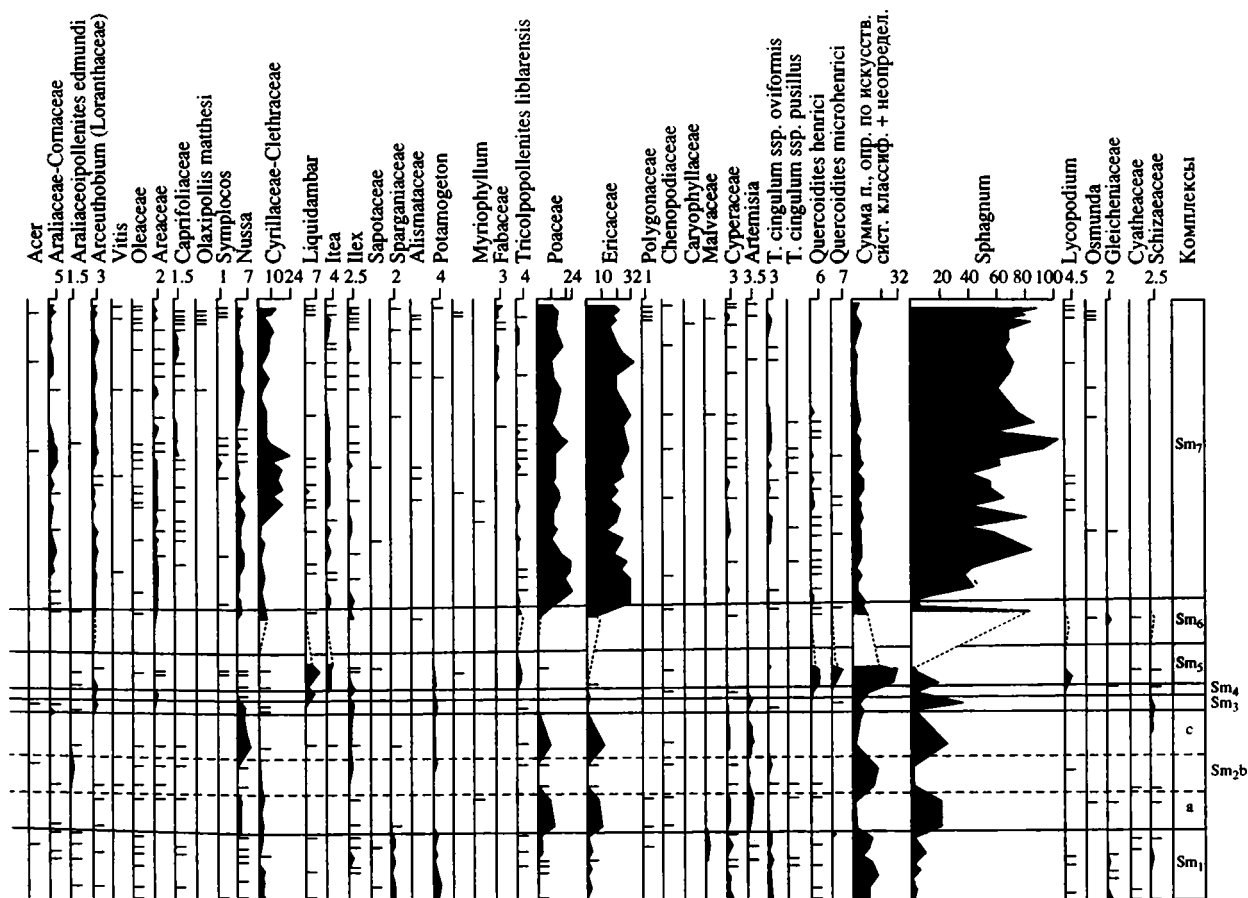


Рис. 5. Окончание.

распространения термофильных элементов, отражающее новое потепление климата. В связи с этим он подразделяется на три подкомплекса, характеристика нижнего и верхнего, “холодных”, приведена выше. Особенностью разделяющего их “теплого” подкомплекса является увеличение содержания пыльцы Taxodiaceae, Myrica, Engelhardia, Rhus, Tricolporopollenites pseudocingulum, T. cingulum ssp. oviformis, Araliaceopollenites edmundi, Pterocarya, Carya, Platycarya, Quercoidites microhenrici и др., пыльца которых отсутствовала, либо встречалась в небольшом количестве в нижнем и верхнем подкомплексах. Одновременно здесь наблюдается резкое уменьшение роли пыльцы Betula, Alnus, Quercus, Ulmus, Zelkova, Corylus и др.

Комплекс VI отражает похолодание климата в конце олигоцена, прерываемое коротким, но значительным потеплением. Возможно, он соответствует похолоданию на границе олигоцена и миоцена, установленному по изотопным данным в Атлантическом океане и Северном море.

Из основания буроугольного пласта, вскрытого скв. 3 у д. Смолярка, выделены два комплекса (Sm 3–Sm 4), но они представлены лишь спектрами единичных проб.

Комплекс VII (Sm 3) получен из интервала глубин 99.0–100.0 м и характеризуется максимумом пыльцы Myrica (до 40%). Постоянное участие в составе спектров принимают Quercus, Castanea, Alnus, Betula, Corylus, Carya, Engelhardia, Platycarya, Rhus, Araliaceae–Cornaceae, Nyssa, Quercoidites henrici (R. Pot.) R. Pot., Thoms. et Thiery. и др. Среди пыльцы хвойных преобладают Taxidiaceae.

Комплекс VIII (Sm 4) получен с глубины 98.5–99.0 м. Он отличается доминированием пыльцы хвойных, главным образом Pinus (54%) и Podocarpus (12%), среди покрытосеменных – Ulmus, Quercus, Myrica, Alnus, Liquidambar, Tricolporopollenites pseudocingulum и др., единично – Castanea, Betula, Pterocarya, Engelhardia, Staphylea, Arecaceae, Nyssa, Quercoidites henrici и др.

ПОГРАНИЧНЫЕ ОЛИГОЦЕН-МИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В толще угленосных отложений карстовых западин палеофлористическими методами установлены переходные олигоцен-миоценовые и собственно миоценовые отложения. Так, из скв. 3 у д. Смолярка из бурого угля выделены несколько

спорово-пыльцевых комплексов переходного характера.

Комплекс Sm 5 получен с глубины 96.0–98.5 м. Характерная его особенность – резкое сокращение участия пыльцы хвойных. Здесь же возрастает содержание *Ulmus–Zelkova* (до 5%), *Quercus* (до 6%), *Fagus* (до 1.5%), *Liquidambar* (до 7%), *Itea* (до 4%), *Rhus* (до 8%), *Tricolporopollenites pseudocingulum* (до 9%), *Tricolporopollenites liblarensis* (до 2%), *Quercoidites henrici* (до 6%), *Q. microhenrici* (до 7%) и др. Много *Alnus* (до 20%). Хвойные представлены пыльцой *Pinus* и *Podocarpus*. Значительное участие *Podocarpus*, *Myrica*, *Rhus* и пыльцы, определяемой по искусственной системе (32%), сближает этот комплекс с позднеолигоценовыми комплексами. В то же время преобладание в спектрах пыльцы покрытосеменных, со значительным возрастом арктотретичного элемента, позволяет предположить, что этот комплекс может быть отнесен уже к раннему миоцену.

Комплекс Sm 6 выявлен с глубины 93.5–96.0 м. Для него характерно возрастание участия хвойных пород, особенно *Sciadopitys*, *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*, которых почти не было в составе предыдущего комплекса. Среди покрытосеменных еще более возросла роль арктотретичного элемента. Преобладает пыльца *Alnus* (до 15%), упало количество *Rhus* (0.5%) и формальных таксонов (до 10%). Возросло количество пыльцы трав и кустарничков. Горизонт с пыльцой *Alnus*, отражающий обеднение состава флоры, вызванное очередным похолоданием климата, известен по многим местонахождениям средней Европы: III уровню в стинавских и равицких отложениях в Польше, III уровню в лужицкой серии в Германии, соответствующих фазе *Alnipollenites verus*, III зоне Мая (*Ziemińska-Tworzydło, Ważyńska*, 1981; *Dyjur, Sadowska*, 1986) и относится к низам миоцена.

Залегающая выше основная часть буроугольного пласта (интервал глубин 71.5–93.5 м) характеризуется одним спорово-пыльцевым комплексом Sm 7. Состав спектров отражает господство пыльцы покрытосеменных растений (до 85%) и значительную роль спор (в основном *Sphagnum*) – до 51%. Состав покрытосеменных чрезвычайно разнообразен, преобладают *Ericaceae*, *Poaceae*, *Rosaceae*, *Cyrtaceae* (*Cyrtaceae-pollenites exactus* (R. Pot.) R. Pot.). Встречается пыльца *Quercus*, *Araliaceae* – *Cornaceae*, *Ulmus*, *Castanea*, *Fagus*, *Carpinus*, *Arceuthobium*, *Itea*, *Ilex*, *Nyssa*, несколько реже – *Celtis*, *Myrica*, *Engelhardia*, *Platycarya*, *Oleaceae*, *Symplocos*, *Liquidambar* и др., единично – *Magnolia*, *Murtaceae*, *Sterculiaceae* – *Rutaceae*, *Sapotaceae* и др. Характерны *Arecaceae* (несколько видов, в т.ч. *Monocolporopollenites parareolatus* W. Kr. и *M. tranquillus* (Pot.) Thoms. et Pf.), *Myricipites microcoryphaeus* (Pot.) Slodk., *Tricolporopollenites liblarensis*, *Tricolporopollenites cingulum* ssp. *oviformis*, *T. cingulum* ssp. *pusillus*, *Quercoidites henrici*, *Q. microhenrici* и др.

Среди голосеменных преобладает *Pinus*. Количество *Taxodiaceae* (чаще *Sequoia*, *Cryptomeria*) и *Cupressaceae* очень невелико, и вверх по разрезу они почти исчезают. Регулярно отмечаются *Tsuga* (до 1%) и *Taxaceae* (до 2%), которые практически не встречались в более древних комплексах. Немного *Podocarpus*, *Picea*, *Cedrus*, *Keteleeria*, *Sciadopitys*. Данный комплекс сходен с комплексом разреза скв. 13 у д. Смолярка из верхней части буроугольной толщи в интервале глубин 72.4–80.6 м, отнесенным ранее к среднему миоцену.

Комплекс буроугольного пласта отражает теплую фазу, соответствующую какой-то части известного оптимума раннего миоцена. Возможно, он отвечает палинозоне *Monocolporopollenites parareolatus* в Польше, для которой, как и у нас, характерно разнообразие пальм и многих других термофильных элементов, особенно *Cyrtaceae-pollenites exactus*, *Quercoidites henrici*, *Spinaepollis spinosus* (R. Pot.) W. Kr., *Araliaceoipollenites edmundi*, *A. euphorii* (R. Pot.) R. Pot. и др., т.е. IV макрофлористической зоне Д. Мая в Германии (*Ziemińska-Tworzydło, Wazyńska*, 1981).

Семенная флора раннего миоцена представлена комплексами Рожок 4 и Рожок 5 (*Jakubovskaya*, 1993; *Якубовская*, 1994), причем Рожок 5 прежде относился к среднему миоцену.

Переход от олигоценовой флоры к раннемиоценовой выглядит заметным по данным палеокарпологии из-за отсутствия некоторых звеньев хронологического ряда флор. Так, в позднем олигоцене отмечено последнее появление карпоидов *Brasenia goretzkyi*, *Caldesia autiqua*, *Cunninghamia heeri*, *Evodia nitida*, *Urospathites borysthenticus*, *Glyptostrobus borysthentica*, *Liriodendron borysthentica*, *Magnolia borysthentica*, *Microdiptera boveyana*, *Potamogeton gomelianus*, *P. echinatus*, *Protosequoia europaea*, *Saururus bilobatus*, *Stratiotes websterii*, *Tubela* cf. *baltica* и *T. lidiae* и др., т.е. исчезла большая группа представителей геофлоры, преимущественно группы P₂, что можно расценивать как следствие похолодания климата. В раннем миоцене появились новые представители упомянутых родов (*Brasenia bresciana* Dorof., *B. dorofeewii* T.V. Jakub., *Caldesia proveutitia* P. Nikit., *Epipremnites reniculus* (Ludw.) Mai, *Potamogeton carbonatus* Dorof.) и большая группа неофитов из других родов: *Melastonites tertiaria* Dorof., *Cladium trilobatum* (Mai) Mai, *Ceratophyllum spinulosum* Dorof., *Proserpinaca pterocarpa* Dorof., *Punica natans* (P.N. Nikit.) Mai, различные *Nyssa*, *Palaeoeyrual*, *Трапа?* и др.

В палеокарпологических ассоциациях ориктоценозов из бурого угля нижнего миоцена, в отличие от верхнеолигоценовых, постоянно присутствуют остатки *Brasenia* и *Pinus* (*Pinus–Athotaxis–Brasenia bresciana–Boehmeria pusilla–Caricoidea ovalis*; *Pinus–Brasenia dorofeewii*; *Pinus–Brasenia bresciana + B. dorofeewii–Caricoidea ovale–Трапа*; *Pi-*

nus–Eripremnites reniculus–Brasenia bresciana–Caricoidea ovale).

Сравнение семенных флор позднего олигоцена и раннего миоцена с флорами из бурого угля Германии, Польши, Словакии и др. встречает два серьезных препятствия. Во флорах Европы преобладают остатки древесных растений, белорусские же, полученные из скважин, выглядят намного беднее. Затруднения при сравнении флор связаны также с большим количеством видов, описанных из Беларуси, но не идентифицированных на других территориях. Аналогами наших олигоценовых флор могут явиться такие флоры, как Tagebau Borna, Borna Ost, Witznitz III и IV и др., относимые D. Mai и H. Wolther (1991) к Floreuzona I, а также других, относимых к Floreuzona II. В составе последних неизменно присутствует *Alnus lusatica* Mai и такие общие с белорусскими флорами таксоны, как *Taxodium dubium*, *Athrotaxis*, *Eripremnites ornatus*, *Decodon gibbosus*, *Saururus bilobatus*, *Caricoidea jugata*. К нижнему миоцену Саксонии относятся флоры Floreuzona III из Mokrena, Biterfeld Hauptflöz, Langenreicheubach и др., унаследующие многие олигоценовые формы. Преобладающими в ориктоценозах являются *Taxodium*, *Alnus*, *Трапа?* и др.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Минеральный состав континентальных олигоценовых отложений на 85–99% представлен кварцем, глауконитом, полевыми шпатами с незначительной примесью глинистых, аксессуарных и аутигенных минералов, переотложенных из подстилающих пород морского палеогена. Наиболее тесную связь с последними обнаруживают породы страдубской свиты. Содержание кварца в них составляет в среднем 87.6%, глауконита 6.2%, полевых шпатов 3.4%. В легкой фракции присутствуют халцедон, мусковит. Тяжелая фракция песков характеризуется доминированием ильменита (49.1%); заметным участием лейкоксена (13.3%), циркона (10.4%) и рутила (10.0%); незначительным – дистена, силлиманита, ставролита, турмалина; единичными зернами амфиболов, гранатов, эпидота, андалузита, пироксенов. В глинах страдубской свиты отмечается преобладание лейкоксена (14.2%) над ильменитом (12.8%), увеличение до 18.6% доли циркона, исчезновение из ассоциации гранатов, эпидота, амфиболов, что связано с избирательной концентрацией этих минералов в определенных размерных фракциях.

Глинистые фракции представлены полиминеральной гидрослюда-каолинит-монтмориллонитовой ассоциацией с незначительной примесью смешанослойного гидрослюда-монтмориллонитового минерала, а в верхней части разреза страдубской свиты гидрогетита. Основным аутигенным минералом отложений страдубской свиты является сидерит, составляющий в песках 4.5%, а гли-

нах – 14.6%. Исходным материалом сидеритизации явились богатые пиритом, глауконитом и ярозитом морские отложения.

Своеобразие минерального состава линз белых песков позволяет безошибочно выделять их среди других пород. Для них характерна высокая степень окатанности минеральных зерен, однородность гранулометрического состава (более 85% песков имеют размер зерен от 0.1 до 0.25 мм), отсутствие глинистых частиц, на 100% кварцевый состав легкой фракции. Ассоциация аксессуарных минералов представлена наиболее устойчивыми к выветриванию компонентами: цирконом (14%), турмалином (17.4%), рутилом (16.0%), ставролитом (14.2%), дистеном (12.6%). Полностью отсутствуют также рудные и аутигенные минералы, амфиболы, пироксены, эпидот – руководящие минералы во всех типах кайнозойских пород. Выявленное своеобразие проанализированных песков обусловлено особыми гидродинамическими и физико-химическими условиями седиментогенеза озерных водоемов проточного типа (Мурашко, 1993).

В минеральном составе угленосных отложений установлен ряд особенностей. Во-первых – широкий диапазон процентного участия каждого минерала. Например, содержание глауконита изменяется от единичных зерен до 31.8% породы, ильменита – от 14.2 до 59.6% тяжелой фракции, лейкоксена – от 0.2 до 56.4%, циркона от 5.2 до 30.6% и т.д. Во-вторых, в разрезах не проявляется обычная для других генетических типов олигоценовых пород тенденция качественного обеднения минеральной ассоциации и увеличения степени выветрелости породы по разрезу. Концентрация неустойчивых полевых шпатов, гранатов, эпидота, амфиболов отмечаются в их самых разных частях. В-третьих, обнаруживается очень высокое содержание органического вещества (прослой бурого угля, обломки лигнита, хорошо сохранившиеся споры, пыльца и карпоиды). Условия глубоких озерных котловин способствовали их накоплению и консервации. В-четвертых, минеральные ассоциации отдельных слоев часто полностью соответствуют ассоциациям вмещающих палеогеновых и меловых пород, что связано с механизмом формирования толщи, при котором процесс нормальной озерно-аллювиальной аккумуляции чередовался с делювиальным сносом и обрушением отложений, слагавших стенки углублявшихся карстовых воронок. В-пятых, только в этих породах олигоцена присутствует аутигенный лимонит, содержание которого в отдельных пробах достигает 37.9%. Для выявления различий в минеральном составе олигоценовых угленосных отложений и перекрывающих их миоценовых, нами было проанализировано несколько разрезов скважин Тонежского углепроявления.

Сопоставление песчано-алевритовых фракций показало, что олигоценовые породы отличаются от миоценовых более высоким выходом тяжелой фракции (4.8 против 1.6%), повышенным содержанием ильменита (35.5–23.3), силлиманита (7.1–1.6) и значительно меньшим – гранатов (0.6–6.6), амфиболов (0.6–2.2), ставролита (0.6 против 3.3%); составом аутигенных минералов (в олигоценовой части господствует лимонит, в миоценовой – пирит). Кроме того, угли олигоцена также отличаются от неогеновых (Ажгиревич, 1997).

Таким образом, комплексные палеоботанические и литолого-геохимические исследования позднего олигоцена Беларуси позволили сделать следующие выводы:

1. Осадконакопление происходило повсеместно в континентальных условиях.

2. Отмечались неоднократные флуктуации климата, повлекшие за собой изменения в составе флоры – снижение количественного участия в ней тропического элемента, возрастание субтропического, заметное обогащение арктотретичным. Происходило относительное похолодание и аридизация, более отчетливое проявление сезонности, усиление континентальности.

3. Выделены восемь спорово-пыльцевых комплексов, сопоставимых с разновозрастными комплексами Западной Европы и Украины. В составе семенной флоры Беларуси определено более 110 ископаемых видов.

4. Верхняя граница олигоцена на территории Беларуси по палеоботаническим данным проводится в толще угленосных отложений карстовых западин.

5. Угленосные отложения Брестской впадины и Припятского прогиба являются генетическими и возрастными аналогами крупнейшей свиты и могут рассматриваться в ее составе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ажгиревич Л.Ф., Левков Э.А.* Карстовый тип угленакпления Беларуси // Докл. АН БССР. 1979. Т. 23. № 3. С. 265–268.
- Ажгиревич Л.Ф., Рылова Т.Б., Якубовская Т.В.* О положении крупнейшей свиты в разрезе кайнозоя Туровской депрессии // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34. № 10. С. 936–940.
- Геология СССР. Т. 3. Белорусская ССР. М.: Недра, 1971. 456 с.
- Гричук В.П., Зеликсон Э.М., Борисова О.К.* Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по палеофлористическим данным // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Недра, 1987. С. 69–77.
- Дорофеев П.И.* К истории рода *Glyptostrobus* Ende // Ботан. журнал. 1974. Т. 59. № 1. С. 3–13.
- Дорофеев П.И.* К систематике неогеновых *Potamogeton* Беларуси // Докл. АН БССР. 1977. Т. 21. № 8. С. 736–738.
- Дорофеев П.И.* К систематике и истории рода *Brasenia* (Cabombaceae) // Ботан. журнал. 1984. Т. 69. № 2. С. 137–148.
- Дорофеев П.И.* Миоценовые флоры Тамбовской области. Л.: Наука, 1988. 129 с.
- Дорофеев П.И., Манькин С.С.* Олигоценовая флора с. Страдубка на Днестре // Докл. АН БССР. 1969. Т. 13. № 5. С. 464–466.
- Зинова Р.А., Бурлак А.Ф.* Новые данные по корреляции разрезов верхнеолигоценовых отложений в Лоевском Приднепровье // Проблемные вопросы геологии антропогена и неогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1980. С. 20–28.
- Зинова Р.А., Рылова Т.Б.* Корреляция олигоценовых отложений страдубской свиты Белоруссии и берекской свиты Украины // Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1985. С. 77–85.
- Зосимович В.Ю.* Верхний эоцен, олигоцен и миоцен субпаратетиса // Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН Украины, 1992. 62 с.
- Зосимович В.Ю., Ротман Р.Н.* Змиевские слои юго-востока Припятского прогиба // Геол. журнал АН УССР. 1976. Т. 36. В. 6. С. 120–125.
- Ископаемые цветковые растения СССР. Т. 2. Л.: Наука, 1982. 216 с.
- Манькин С.С.* Стратиграфия третичных отложений Белоруссии. Минск: Изд. АН БССР, 1959. 151 с.
- Манькин С.С.* Пыльца верхнеолигоценовых и неогеновых отложений Белоруссии и ее стратиграфическое значение // Палеонтология и стратиграфия БССР. Сб. 5. Минск: Наука и техника, 1966. С. 144–297.
- Манькин С.С.* Палеоген Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973. 200 с.
- Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. 176 с.
- Мурашко Л.И.* Олигоцен Беларуси (строение, вещественный состав и условия формирования отложений) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. ИГН АН Беларуси, 1993. 16 с.
- Окиншевич А.Е.* Угленосность верхнеолигоцен-миоценовых отложений Припятской впадины // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1973. 20 с.
- Решения межведомственного регионального стратиграф. совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С. 112–116.
- Рылова Т.Б.* Новые палинологические данные к характеристике нижней части буроугольной формации юго-запада Белоруссии // Докл. АН БССР. 1987. Т. 31. № 10. С. 912–915.
- Рылова Т.Б.* О возрасте бурых углей Гресского углепроявления // Докл. АН БССР. 1991. Т. 35. № 3. С. 270–273.
- Якубовская Т.В.* О возрасте отложений полтавской серии окрестностей г. Белоозерска // Геологические исследования кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 165–176.
- Якубовская Т.В., Рылова Т.Б.* Позднекайнозойские флоры района проявления неогенового карста в окрестностях

- стностях Березы // Флора и фауна кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука і техника, 1992. С. 76–94.
- Якубовская Т.В.* Проблемы стратиграфии неогена Беларуси // Литосфера. Минск: ИГН АН Беларуси. 1994. № 1. С. 56–66.
- Ciuk E.* Schematy litostratygraficzne trzeciorzedu Nizu Polskiego // Kwart. Geol. 1970. V. 14. № 4. S. 754–771.
- Ciuk E.* Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadeiskiem predkarpackim // Biul. Inst. Geol. 1974. V. 7. № 281. S. 7–48.
- Dygor S.* Litostratigrafia neogenu Ziemi Lubuskiej. Surowce Mineralne Ziemi Lubuskiej. Przew. 50 zjazdu Pol. tow. Geol. 1978. S. 210–214.
- Dygor S.* Sedimentary successions and paleogeographic evolution of border zones of the silesian part of Paratethis and of the Tertiary Polish–German basin // Zesz. Nauk AqH “Geologia”. № 12. 1986. S. 7–23.
- Dygor S., Sadowska A.* Proba korelacji wydzielen stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzedu zachodniej czesci Nizu Polskiego i slaskiej czesci Paratetydy w nawiązaniu do Projektu IGCP NR25. Warszawa: Przegląd geologiczny. 1986. № 34. P. 380–386.
- Jakubovskaya T.* Evolution of flora and climate in the Miocene of Belarus // Paleofloristic and paleoclimatic changes during Cretaceous and Tertiary. Bratislava: Geol. Ustav D. Stura, 1993. P. 153–158.
- Mai D., Walther H.* Die oligozanen und untermiozanen Floren Nordwest–Sachsens und des Nitterfelder Raumes // Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden. 1991. Bd. 38. 230 S.
- Odrzywolska-Bieñkowa E., Kosmowska-Ceranowicz B. et al.* Syntetyzny profil stratygraficzny trzeciorzedu polskiej części północno-zachodniego basenu trzeciorzedowego Europy. Ibidem. 1979. № 9. Prz. Geol. P. 159–161.
- Piwocki M.* Charakterystyka chemiczno-technologiczna głównych grup trzeciorzedowych węgla brunatnych w Polsce // Biul. Inst. Geol. V. 357. 1986. S. 41–60.
- Rylova T.* Paleofloristic and paleoclimatic changes in the oligocene of Belarus // Paleofloristic and paleoclimatic changes during cretaceous and tertiary. Proceedings of the international symposium. Bratislava, 1993. P. 93–97.
- Ziemińska-Tworzydło M., Wazyńska H.* A Palynological Subdivisions of the Neogene in Western Poland // Bull. de L’Académie Polonaise des Sciences. Série des sciences de la terre. 1981. V. 34. № 1. P. 29–43.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.77:551.211(571.73)

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ПРИБАЙКАЛЬСКОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

© 1998 г. Н. А. Логачев, С. В. Рассказов, А. В. Иванов, В. А. Мишарина, Г. П. Черняева

Институт земной коры СО РАН
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Поступила в редакцию 10.01.96 г.

При крупномасштабном геологическом картировании юго-восточной части Восточного Саяна верхнекайнозойская вулканогенно-осадочная толща расчленена на три свиты: сорокскую (нижний–средний миоцен, 24–12 млн. лет), хирписинскую (верхний миоцен, 11–6 млн. лет) и хирбэсинскую (плиоцен, 5–1.6 млн. лет). К-Аг датировки базальтовых лав согласуются с определениями возраста по палинологическим комплексам из перемежающихся с ними осадочных линз. При обработке спектров спор и пыльцы факторным анализом выделены два этапа эволюции растительных комплексов: 1) этап постепенного вырождения флоры тургайского типа в обстановке влажного теплого климата миоцена и 2) ее смену бореальной флорой при резком похолодании и аридизации климата. Перелом в развитии флоры произошел во временном интервале позднего миоцена с 10 до 5 млн. лет назад.

Ключевые слова. Неогеновые отложения, базальтовые лавы, споры, пыльца, диатомовые водоросли, К-Аг датирование, Внутренняя Азия.

Палинологический и диатомовый анализы остаются важнейшими методами стратиграфического расчленения континентальных кайнозойских отложений Внутренней и Восточной Азии уже на протяжении нескольких десятилетий. Благодаря резкой смене климата контрастные по составу палинологические и диатомовые спектры миоценовых и плиоценовых толщ различаются между собой достаточно надежно (Логачев и др., 1964; Литология..., 1972; Белова, 1985; Попова и др., 1989). На современном этапе стратиграфических исследований позднего кайнозоя внутренней части континента предпринимаются попытки детального расчленения толщ. В континентальных неогеновых отложениях Дальнего Востока по диатомеям выделены четыре биостратиграфические зоны для возрастного интервала конца нижнего – верхнего миоцена. Для этих зон намечается межрегиональная корреляция, в том числе с территорией Прибайкалья (Моисеева, 1995). Получены первые результаты по палеоклиматическим реконструкциям в позднем кайнозое на основе изучения малакофауны и погребенных почв (Попова, 1994; Воробьева и др., 1994; 1995). Между тем, стратиграфические данные по Прибайкалью, очевидно, должны быть согласованы с данными изотопной геохронометрии.

Во Внутренней Азии первые материалы, позволяющие сравнивать биостратиграфические данные с данными абсолютного датирования, были получены для раннего-среднего миоцена Ви-

тимского плоскогорья и плиоцена Центральной Монголии, где параллельно с К-Аг датированием базальтовых лав изучались палинологические комплексы из перемежающихся с лавами осадочных линз (Логачев и др., 1982; Базаров и др., 1984). При крупномасштабном геологическом картировании юго-восточной части Восточного Саяна позднекайнозойская вулканогенно-осадочная толща была расчленена на три свиты: сорокскую (нижний–средний миоцен), хирписинскую (верхний миоцен) и хирбэсинскую (плиоцен). Свиты занимают разное положение в рельефе, картируются благодаря вариациям состава базальтов и обоснованы сериями К-Аг датировок (Рассказов, 1993). В настоящей работе приводятся результаты изучения состава спор, пыльцы и диатомей из осадочных линз этих свит и полученные выводы о возрасте сравниваются с К-Аг датировками вулканитов.

СТРАТОТИПЫ СВИТ

Сорокская свита нижнего–среднего миоцена сложена преимущественно лавами. Ее стратотип расположен выше устья р. Сорок, правого притока Оки (рис. 1). Здесь в глубокой речной палеодолине накопилось более 120 м базальтовых лав. Высота тальвега заполненной базальтами палеодолыны только на 50–60 м выше современного тальвега.

Хирписинская свита верхнего миоцена – осадочно-вулканогенная. Ее стратотип находится на г. Дозорой-Урда-Хирписа, в правом борту долины р. Тисса вблизи оз. Дозор-Нур. Характеристика разреза и его фрагментов приведена в работах С.В. Обручева (1946), М.Г. Гросвальда (1965), А.И. Киселева, М.Е. Медведева (1969), А.И. Киселева с соавторами (1979) и других. Сложенный лавами и осадками уступ имеет высоту около 300 м. В нижней 100-метровой части разреза находятся потоки черных оливин-порфировых и афировых базальтов, линза угленосных осадков и линза пирокластического материала. Выше по разрезу следует 30-метровая линза тонкообломочных отложений и многочисленные сравнительно мало-мощные потоки пепельно-серых лав.

Хирбэсинская свита плиоцена получила название по живописным базальтовым скалам Хирбэс в левом борту долины р. Оки ниже устья Баксона. Разрез начинается линзой галечников и сложен сильно пористыми базальтами. Мощность лавовых накоплений около 100 м.

ОСАДОЧНЫЕ ЛИНЗЫ В РАЗРЕЗАХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

В сорокской свите осадочные линзы немногочисленны. Наиболее крупная была обнаружена на левобережье Урика в истоке р. Янхор. Ее мощность достигает 100 м. Линза сложена однородными серыми тонкослоистыми аргиллитами, в верхней части – гравелитами и перекрыта 100-метровым пакетом базальтовых лав.

К сорокской свите относятся осадки верховьев р. Эхе-Хэйрэгтэ (правого притока Оки). Они залегают на поверхности фундамента с отметкой 1970 м у южного подножия горы Ренчин-Хумба и были изучены линией разведочных скважин. Протяженность линии более 0,5 км. Мощность осадков варьирует от 10 до 15 м. Разрез представлен плохо сортированными, местами косослоистыми средне-, мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов. Выделяются горизонты сажисто-черных углефицированных пород и лигнитов. Тальвег палеодолины Пра-Эхе-Хэйрэгтэ, погребенной под базальтовыми лавами сорокской свиты, находится на 200 м ниже подошвы осадков. Верхние потоки лав палеодолины перекрывают осадочные отложения.

Хирписинская и хирбэсинская свиты вскрыты линией скважин в долине р. Табин-Зурты (левого притока Урдо-Боксона, бассейн Оки). Протяженность линии 4,2 км. Она ориентирована поперек субширотного отрезка долины в среднем течении реки (рис. 2, местоположение разреза см. на рис. 1).

В хирписинской свите табинзуртинского разреза перемежаются слои светло-серых, зеленовато-серых, нередко тонкослоистых аргиллитов, светло-серых, и светло-коричневых от крупно-

зернистых до мелкозернистых песков и потоки черных массивных афировых и оливин-порфировых базальтов. Базальтовые слои не выдержаны по латерали и в двух скважинах отсутствуют. Доля базальтов по отдельным керновым колонкам не превышает 50%. Аргиллиты местами содержат многочисленные включения обломков обугленной древесины или обогащены углистым веществом. В одной из скважин в хирписинской свите встречена линза валунного галечника. Эта линза сложена галькой преимущественно базальтового состава, залегает на размытой поверхности базальтового потока и, в свою очередь, перекрыта светло-коричневым крупнозернистым песком с редкими включениями хорошо окатанных галек. Вскрытая мощность хирписинской свиты составляет от 20 до 35 м.

После накопления осадков и лав хирписинской свиты сформировалась эрозионная палеодолина, углубившаяся в породы фундамента и погребенная обломочными отложениями и лавами хирбэсинской свиты. В эрозионной палеодолине осадочные отложения начинаются 12-метровой линзой зеленовато-серого среднезернистого песка с прослоями почвы и остатками древесины. Выше следует хорошо сортированный песчанисто-галечниковый материал, переходящий далее по разрезу в валунный галечник и несортированный грубообломочный материал. В последнем содержатся прослои слабо сцементированных зеленовато-серых алевролитов-песчаников. Обломки из осадков, заполнивших палеодолину, имеют преимущественно базальтовый состав. Мощность грубообломочной линзы 20 м. Над ней расположен горизонт тонкозернистых осадков, которые формировались в следующей последовательности: крупнозернистые пески, зеленовато-серые тонкослоистые алевролитов-песчаники, алевролитов-песчаники с нечеткой рваной слоистостью, однородные алевролитов-песчаники, светло-серые среднезернистые тонкослоистые пески с включениями базальтовой гальки. Мощность горизонта тонкозернистых осадков 10 м. Общая вскрытая мощность отложений в эрозионной палеодолине 32 м. На южном окончании линии разреза скважина вошла в верхнюю часть осадочного комплекса другой палеодолины (рис. 2).

Осадки хирбэсинской свиты перекрыты пакетом пористых пепельно-серых базальтовых лав с видимыми кристаллами оливина. В основании лавового пакета почти во всех скважинах находится горизонт бурых галечников. Вулканическим излияниям предшествовали отложения желтых кластотуфов и гиалокластитов, сменяющихся выше по разрезу темно-бордовым пирокластическим материалом.

Внутри верхнего лавового пакета хирбэсинской свиты осадочные линзы редки и по толщине не превышают 2 м. Одна из таких линз сложена

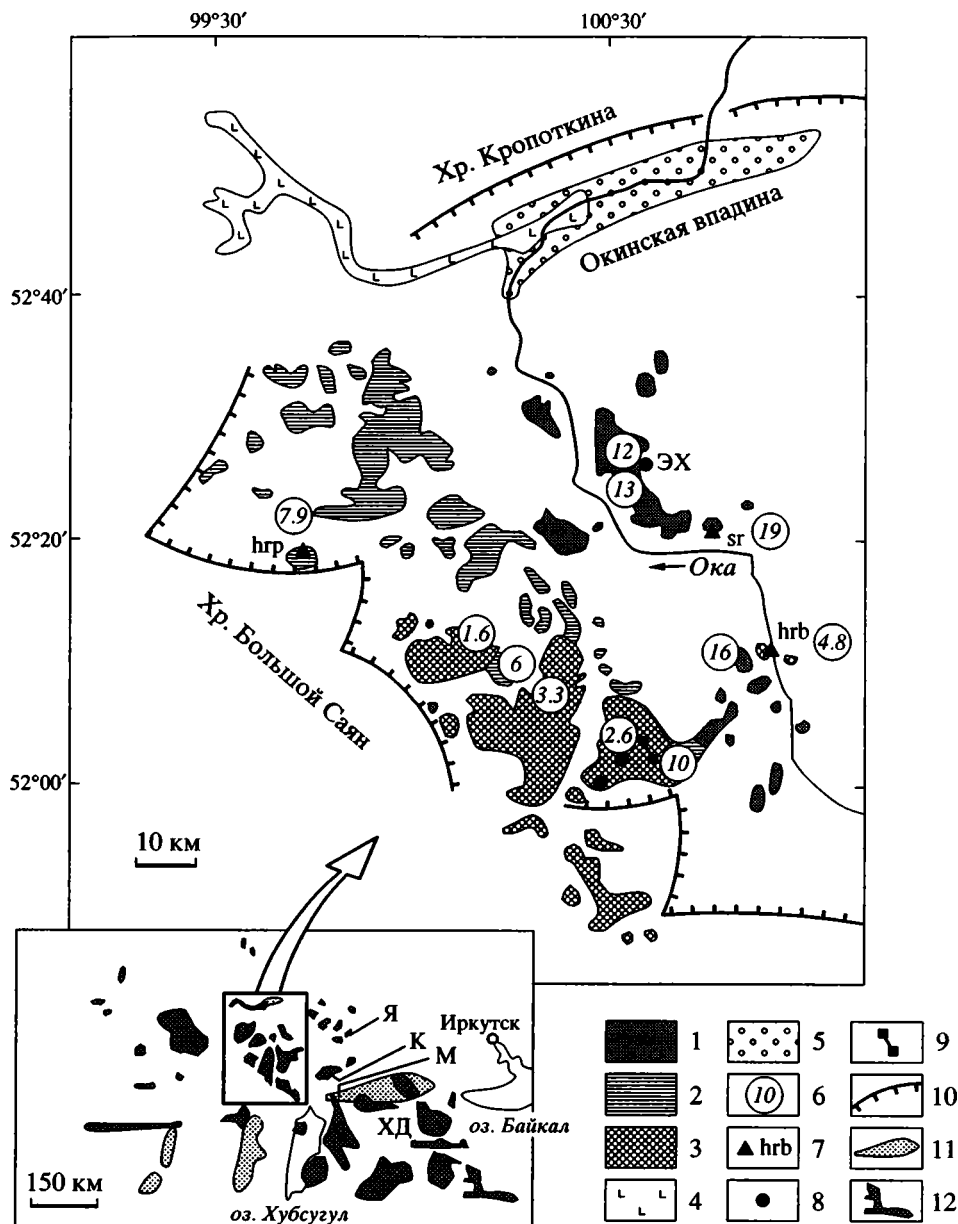


Рис. 1. Схема пространственного распределения свит вулканогенно-осадочной толщи юго-восточной части Восточного Саяна.

1 – сорокская свита (sr); 2 – хирписинская свита (hrp); 3 – хирбэсинская свита (hrb); 4 – голоценовые базальты; 5 – четвертичные отложения во впадине; 6 – К-Аг датировки базальтов, млн. лет; 7 – местоположение стратотипов; 8 – местоположение некоторых опорных разрезов с датированными осадочными линзами (ЭХ – разрез Эхе-Хэйрэгтэ); 9 – линия табинзуртинского разреза (рис. 2); 10 – наиболее резко выраженные передовые уступы хребтов, обрамляющих Окинское плоскогорье. На врезке: 11 – впадины Байкальской рифтовой зоны; 12 – базальты. Местоположение опорных разрезов вулканогенно-осадочных толщ: Я – Янхора, М – Мондинской впадины, К – Китойских гольцов и ХД – Хамар-Дабана.

хорошо сортированным галечником и желтовато-бурым гравелистым песком. Часть линз представлена слабосцементированными зеленовато-серыми алевrolитами. Мощность базальтовых накоплений хирбэсинской свиты, по данным бурения, в табинзуртинском разрезе не превышает 60 м.

Хирбэсинская свита расчленена и перекрыта четвертичными преимущественно грубообло-

мочными рыхлыми отложениями. Двумя скважинами, пробуренными в нижней части долины севернее русла реки, выявлено слоистое строение четвертичной части разреза. На осадках хирбэсинской свиты залегает 5-метровый слой речных валунных галечников. Затем на протяжении девяти метров валунные галечники трехкратно переслаиваются с желтовато-зелеными и зелено-

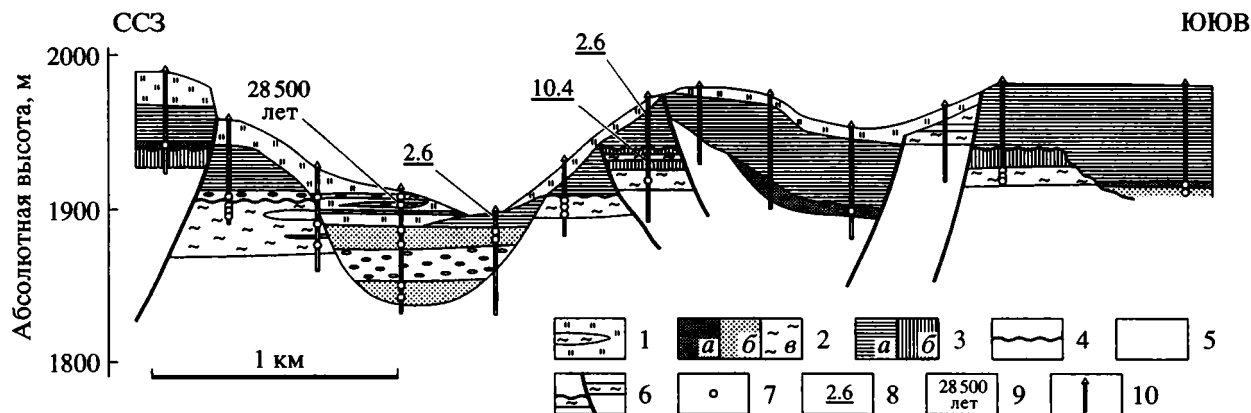


Рис. 2. Строение табинзуртинского опорного разреза (местоположение см. на рис. 1).

1 – четвертичные послебазальтовые грубообломочные отложения с линзами аргиллитов; 2 – плиоценовые хирбэсинские галечники (валунные галечники – а – пески, б – верхнемиоценовые хирписинские аргиллиты, алевролиты, алевролитопесчаники – в); 3 – базальты: а – хирбэсинские, б – хирписинские; 4 – участки кровли хирписинской свиты, перекрытые лавами и осадками хирбэсинской свиты; 5 – породы докайнозойского фундамента; 6 – разломы; 7 – точки отбора проб на палинологический и диатомовый анализы; 8 – К-Аг датировки базальтовых лав, млн. лет; 9 – радиоуглеродная датировка обугленной древесины; 10 – скважины.

вато-серыми аргиллитами, включающими редкую хорошо окатанную гальку. В средней части этого горизонта обнаружен обугленный ствол дерева. Верхнюю часть разреза составляют крупнообломочные моренные отложения. В северном борту долины Табин-Зурты их мощность достигает 30 м. В южном борту слой моренных отложений тоньше и не превышает 5 м.

Вскрытая в долине Табин-Зурты вулканогенно-осадочная толща деформирована. Наиболее значительные амплитуды вертикальных смещений с перекосом блока в южном борту долины, по-видимому, связаны с активизацией древней зоны разломов в докайнозойском фундаменте.

Хирписинская и хирбэсинская свиты прослежены другими линиями скважин в 5 км западнее охарактеризованного разреза, в верховьях Табин-Зурты, и далее в 6 км к юго-западу, в сквозной долине из Монгол-Дабана (левый приток Урдо-Боксона) в Алтын-Жалгу (правый приток Дибя).

ВОЗРАСТ БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ К-Аг ДАТИРОВАНИЯ

К-Аг датирование базальтовых лав проводилось А.С. Батырмурзаевым в Институте проблем геотермии Дагестанского научного центра РАН и Г.Г. Менертом в Денверском Федеральном центре Геологической службы США. Полученные датировки опубликованы в трех работах (Рассказов и др., 1990; 1991; Рассказов, 1993). Лавы сорокской свиты датированы возрастом 24–12 млн. лет. В стратотипе получена датировка – 19.4 ± 1 млн. лет. Лавы сорокской свиты, перекрывающие линзу осадков Янхора, показали цифры 20.3 ± 1.0 и

20.7 ± 0.8 млн. лет. Осадки верховьев Эхе-Хэйрэгтэ перекрыты лавами возрастом 12.4 ± 0.6 млн. лет.

Лавы хирписинской свиты датируются верхним миоценом – 11–6 млн. лет. Для базальтов средней части стратотипа имеется К-Аг датировка 7.9 ± 0.7 млн. лет. Лавовый поток из пачки тонкозернистых осадков хирписинской части табинзуртинского разреза имеет возраст 10.4 ± 1.0 млн. лет.

Хирбэсинская свита включает лавы и осадки плиоцена с возрастом 5–1.6 млн. лет. К-Аг датировка базальтов из верхней части стратотипа – 4.75 ± 0.3 млн. лет. По базальтам хирбэсинской части табинзуртинского разреза получены две одинаковые цифры возраста 2.6 ± 0.5 млн. лет. Датированные базальты перекрывают осадки плиоценовой палеодолины (рис. 2). Принимая во внимание время эрозионного врезания, заполненного лавами стратотипа, отложения табинзуртинского разреза должны относиться к интервалу 4.75–2.6 млн. лет.

Радиоуглеродное датирование обугленных остатков древесины, отобранных с глубины 11 м из прослоя аргиллитов в толще четвертичных отложений табинзуртинского разреза (рис. 2), показало цифру 28500 ± 400 лет (определение выполнено в Институте вулканологии ДВНЦ РАН, проба ИВАН-789, аналитик С.Н. Литасова).

СОСТАВ СПОР, ПЫЛЬЦЫ И ДИАТОМЕЙ В ОСАДОЧНЫХ ЛИНЗАХ

Предшествующие исследования состава спор и пыльцы из осадочных линз Окинского плоскогорья были ограничены главным образом разрезом г. Дозорой-Урда-Хирписа. Возрастные интерпретации спектров противоречивы между со-

бой. С.В. Обручевым (1946) из линзы аргиллитов основания толщи была отобрана проба, которая, по заключению А.Н. Криштофовича, содержала миоценовый спорово-пыльцевой спектр. Позднее М.Г. Гросвальд (1965) по палинологическим данным выделил в обнажении две толщи: третичную и четвертичную. А.И. Киселевым и М.Е. Медведевым (1969) вулканическая толща рассматривалась как единая и относилась к нижнему-среднему миоцену. К-Аг датировка 7.9 млн. лет указывает, что возраст осадочных линз не моложе верхнего миоцена.

Из осадочных линз, заключенных в вулканических толщах Окинского плоскогорья, в общей сложности было отобрано и проанализировано на споры и пыльцу 132 пробы. Представительные спорово-пыльцевые спектры выделены из сорока четырех проб. В остальных пробах спор и пыльцы не обнаружено, либо отмечены их единичные находки. Результаты палинологического анализа приведены в таблице возрастного группирования спорово-пыльцевых спектров факторным анализом. Диатомовые водоросли выделены в нескольких пробах.

В большинстве маломощных осадочных линз сорокской свиты спор и пыльцы не обнаружено. Из двадцати шести проб, отобранных из разрезов бассейнов Хоре, Урика, Эхе-Хэйрэгтэ и Янхора, представительные палинологические спектры выделены только в пяти пробах из двух последних местонахождений.

В разрезе Янхора богатый спектр спор и пыльцы выделен из алевролитно-песчаников, перекрытых лавами возрастом 20 млн. лет. В спектре преобладает пыльца голосемянных растений: разнообразных тсуг, елей, сосен, пихты и ногоплодника. Встречается пыльца бореальной теплолюбивой флоры: липы, бука, граба, клена, гикори, лапины, американского (грецкого) ореха, лещины; мелколиственных: березы, ольхи, ивы, вересковых. Спор немного, в основном папоротников семейства Polypodiaceae, гвоздовника, сфагновых и зеленых мхов. Подобные спектры из отложений танхойской и баяндайской свиты датируются ранним-средним миоценом (Логачев и др., 1964; Литология..., 1972). В осадках линзы Янхора Ю.П. Катюхой обнаружены остатки сегментовидного листа вида *Comptonia paumanii* (Nath.) Nuzioka, относящиеся к раннему миоцену (заключение М.А. Ахметьева, ГИН РАН) (Рассказов и др., 1986).

Спектры из осадков сорокской свиты верховьев Эхе-Хэйрэгтэ по составу не отличаются существенно от спектров из осадков янхорского разреза и могут быть достаточно близки с ними по возрасту. Как будет показано в следующем разделе, различия спектров проявляются при их многомерном факторном анализе.

Осадочные линзы из хирписинской свиты более продуктивны в отношении спор и пыльцы,

чем линзы из сорокской свиты. Девятнадцать из двадцати одного образца аргиллитов, алевролитов и песков из двух табинзуртинских разрезов и разреза Алтан-Жалги содержат однотипные, богатые в видовом и количественном отношении спектры, объединяющиеся в единый верхнемиоценовый спорово-пыльцевой комплекс. В нем преобладает пыльца голосемянных растений (45.3–76.5%). Из этой группы наиболее распространена пыльца темнохвойных пород *Picea* sect. *Euripicea* sect. *Omorica*. *Picea* cf. *Obovata* (22.0–49.0%). Разнообразные виды *Tsuga* составляют от 6.7 до 17.6%. В меньшем количестве присутствуют пыльцевые зерна *Podocarpus* sp. *Abies* sp. Вид *Cedrus* sp. встречается спорадически и составляет до 0.5%, *Taxodiaceae* – до 2.5%. Обнаружены единичные пыльцевые зерна *Ephedra* sp., а в двух пробах – реликтовая пыльца *Ginkgo* sp. Пыльца светлых хвойных пород представлена разнообразными соснами *Pinus* s/g *Haploxydon*: *Pinus* sect. *Strobus*, *Pinus* sect. *Cembrae*. Пыльцевые зерна *Pinus* s/g *Diploxydon* часто схожи с зернами *Pinus silvestris*.

Пыльца покрытосемянных (19.9–60.9%) представлена широколиственными породами, главным образом семейства *Juglandaceae*, *Carya* sp., *Pterocarya* sp., *Juglans* sp., *Platycarya* sp., *Engelhardtia* sp., *Carpinus* sp. (встречен в пяти пробах), *Quercus* sp., *Magnolia* sp. *Liriodendron* sp. (обнаружен в пяти пробах), *Rhus* sp. (встречен в одной пробе), *Ilex* sp. (присутствует в шести пробах), *Acer* sp., *Tilia* sp., *Nyssa* sp. (в одной пробе). Отмечена пыльца мелколиственных: *Betula* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Salix* sp., *Diervilla* sp. и *Ericales*.

Пыльца травянистых растений (*Compositae*, *Syringaceae*, *Gramineae*, *Liliaceae*, *Valerianae* и др.) присутствует в единичных экземплярах. Споры (1.3–23.8%) представлены разнообразными *Lycopodium* sp., *Polypodiaceae*, менее распространены *Botrychium* sp., *Leiotriletes*, *Osmunda* sp., *Sphagnum* sp., зеленые мхи, *Hepaticae*, *Meesea*, *Riccia*. Почти во всех спектрах верхнемиоценового комплекса присутствуют неопределенные трехбороздные, трехпоровые пыльцевые зерна, споры и гифы грибов.

Диатомовые водоросли обнаружены в осадках хирписинской свиты в единичных экземплярах. Определены створки *Cyclotella* aff. *baicalensis* Skv., *Tetracyclus lacustris*, *Ralfs* var. *lacustris*, *Actinocyclus gorbunovii* (Sheshuk.) Moiss. et Sheshuk., *Cocconeis placentula* Ehr.

Переходя к палинологической характеристике осадочных отложений хирбэсинской свиты, прежде всего отметим, что в разрезе среднего течения Табин-Зурты они менее продуктивны в отношении спор и пыльцы, чем осадки хирписинской свиты. Так, из шестнадцати приготовленных препаратов для осадков, накопившихся в этой палеодолине перед излияниями лав 2.6 млн. лет назад, только в пяти установлены кондиционные

спорово-пыльцевые спектры. В семи пробах алевролитовых линз из двух других разрезов, изученных скважинами в верховьях Табин-Зурты и на Алтан-Жалге, все палинологические определения дали хорошие результаты. Изученные спектры близки между собой и составляют единый плиоценовый спорово-пыльцевой комплекс.

Комплекс состоит преимущественно из пыльцы голосемянных. Светлохвойные породы *Pinus s/g Duploxylon* составляют от долей процента до 19.7%, *Pinus s/g Naploxylon* – от 3.4 до 23.6%. Пыльцевых зерен *Pinaceae* насчитывается до 19%. Экзотическая пыльца *Pinus sect. Strobis* встречается в двух пробах (0.5 и 2.0%). Пыльца *Larix sp.* также присутствует в двух пробах (0.5 и 0.7%). Пыльца темнохвойных пород представлена *Picea sect. Eurpicea* до 19.7%, *Picea sp.* до 32%. Экзотический более теплолюбивый реликт *Picea sect. Omorica* составляет до 1.9%, а пыльца *Tsuga* разнообразных видов – от долей процента до 27.9%. В трех пробах обнаружено 0.5, 0.7 и 2.0% пыльцевых зерен *Abies sp.*

Пыльца покрытосемянных включает мелколиственные, широколиственные деревья, а также травянистые растения. Эта группа составляет небольшой процент в комплексе, поэтому ниже приводится только списочный состав пыльцы. Мелколиственные: *Betulaceae*, *Betula sp.*, *Salix sp.*, *Alnus sp.* Широколиственные: *Juglandaceae*, *Juglans polyvarata*, *Pterocarya sp.*, *Corylus sp.*, *Quercus sp.*, *Fagus sp.*, *Ulmaceae*, *Diervilla sp.*, *Tilia sp.* и др. Травянистые: *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Compositae*, *Artemisia sp.*, *Ranunculaceae*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Onagraceae*, *Thalictrum*. В небольшом количестве в комплексе присутствуют споры *Sphagnum sp.*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium sp.*, *Botrychium sp.*, *Osmunda sp.*

В двух из шести проб, отобранных в линзе озерных отложений непосредственно ниже лав с возрастом 2.6 млн. лет, выделен комплекс диатомовых водорослей. В массе присутствует *Ellerbeckia arenaria var. teres* (Brun.) Crawford, в меньшем количестве – *Ellerbeckia arenaria* (Moore ex Ralfs) var. *arenaria*, *Eunotia clevei* Grun. Другие виды, как *Eunotia clevei var. hispida* Skv., *Campylodiscus sp.*, *Pinnularia borealis* Ehr., *Stauroneis anceps* Ehr., *Aulacosira aff. baicalensis* (K. Meyer) Sim., *Actinocyclus gorbunovii* (Sheshuk.) Moiss. et Sheshuk. обнаружены в одном-трех экземплярах. В подбазальных бурых галечниках встречены единичные створки диатомей *Actinocyclus gorbunovii* (Sheshuk.) Moiss. et Sheshuk. и *Cyclotella aff. baicalensis* Skv.

В надбазальных аргиллитах с датировкой 28500 лет спорово-пыльцевые спектры довольно существенно отличаются от плиоценовых спектров осадков нижележащих свит. Голосемянные составляют 2%, покрытосемянные – 60% и микоспоры – 19%. Проба, отобранная на 4 м выше по

разрезу, содержит створки *Ellerbeckia arenaria* (Moore ex Ralfs) var. *arenaria* (5 экземпляров), *Cyclotella baicalensis* Skv. (2 экземпляра), *Cyclotella sp.* (2 экземпляра).

ФАКТОРНЫЙ АНАЛИЗ ВОЗРАСТНЫХ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА СПОР И ПЫЛЬЦЫ

В обработку полученных спорово-пыльцевых спектров факторным анализом включены процентные соотношения всех определенных в препаратах зерен спор и пыльцы (45 форм). Кроме сорока четырех спектров из осадков Окинского плоскогорья, в выборку вошли спектры из линз в вулканических толщах сопредельных районов к югу от Окинского плоскогорья (см. врезку рис. 1). Два спектра выделены из проб, отобранных М.Е. Медведевым в толще лав р. Хулугайши, Мондинская впадина (возраст 16.5 ± 0.8 млн. лет) и один – из линзы нижней части вулканической толщи Маргансанской сопки, хребет Хамар-Дабан (возраст 12.9 ± 0.7 млн. лет). Пять спектров изучены в пробах, отобранных В.Г. Скопинцевым в толще водораздела Самарты и Арлык-Гола на Китойских гольцах, где абсолютный возраст лав пока не определялся.

Результаты факторного анализа показаны графически на рис. 3 и 4. На диаграмме векторов семейств и видов в координатах первого и второго факторов (рис. 3) споры и пыльца распределились в четыре группы. Они приведены в таблице. Первая группа, представленная тепло- и влаголюбивыми формами, отличается от трех других групп повышенными значениями второго фактора. Увеличение его значений отражает увеличение возраста. При низких значениях второго фактора вторая, третья и четвертая группы спор и пыльцы определяют основную нагрузку первого фактора. По этому направлению распределяются формы, характерные для теплого влажного климата (группа 2) и для холодного сухого (группа 4). Третья группа форм занимает промежуточное положение и характеризуется преимущественно умеренными климатическими условиями (таблица).

На факторной диаграмме векторов проб хорошо различаются спектры пяти возрастных подразделений. По первому и второму факторам выделялись тенденции изменения растительности разных временных интервалов. Можно видеть последовательное смещение составов спектров возрастом 20, 16–12 и 11–10 млн. лет по оси второго фактора, а затем при низких его значениях – составов с возрастом 11–10, 4.8–2.6 и 0.03 млн. лет вдоль оси первого фактора.

Спектры из осадочных линз с Китойских гольцов распределялись в вариационные поля проб возрастом 16–12 млн. лет и 11–10 млн. лет. Один спектр показывает сходство с позднеплейстоценовым спектром.

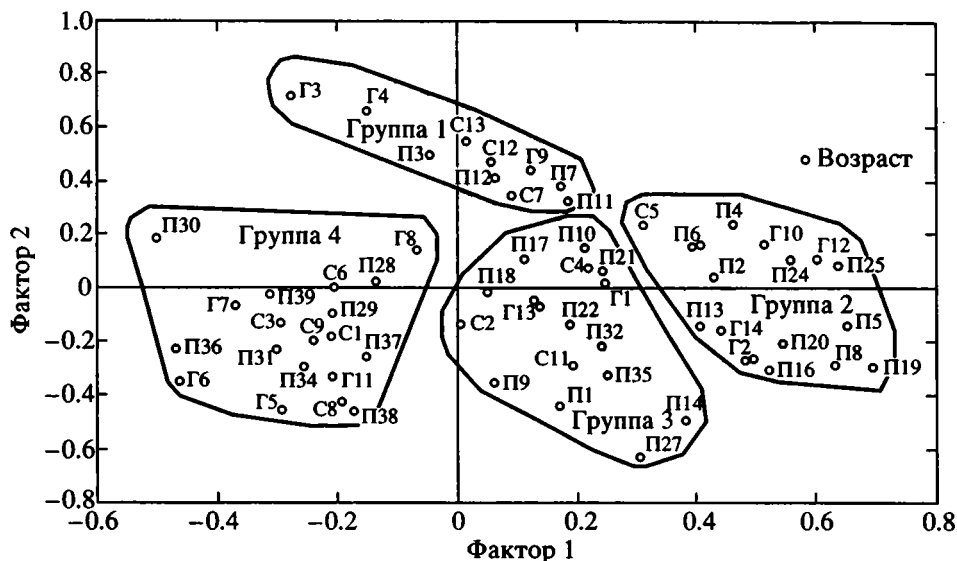


Рис. 3. Факторная диаграмма векторов спор и пыльцы. Состав групп см. в таблице. С1, С2... – споры, Г1, Г2... – голо-семянные; П1, П2... – покрытосемянные.

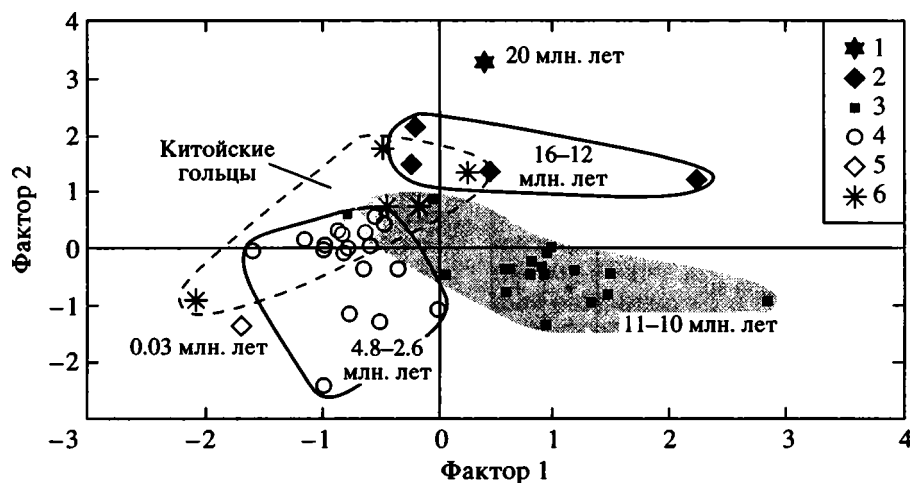


Рис. 4. Факторная диаграмма векторов палинологических спектров (структуру факторов см. на рис. 3).

1 – спектр из осадков разреза Янхора, нижняя часть сорокской свиты; 2 – спектры из осадков разреза Эхе-Хейрэгтэ, Мондинской впадины и Хамар-Дабана, верхняя часть сорокской свиты; 3 – спектры из осадочных линз хирписинской свиты Окинского плоскогорья; 4 – спектры из осадочных линз хирбэсинской свиты; 5 – спектр из четвертичных отложений позднекаргинского климатического оптимума табинзуртинского разреза; 6 – спектры из разновозрастных отложений Китайских гольцов.

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Из-за ограниченной распространенности диатомей палеоклиматические обстановки реконструируются главным образом по данным палинологического анализа. Наряду с радиологическими датировками, эти данные служат для обоснования принятого при геологическом картировании расчленения вулканогенно-осадочной толщи на три свиты. Между тем, приведенные

факторные диаграммы спор и пыльцы из осадочных линз с учетом К-Аг датировок базальтовых лав не исключают возможности построения более детальной стратиграфической схемы. Другим важным результатом выполненных исследований является вывод о двух этапах эволюции растительности с ее резкой сменой после накопления осадков возрастом 11–10 млн. лет назад, но до осадков возрастом 4.8–2.6 млн. лет.

Результаты возрастного группирования споро-пыльцевых спектров на факторной диаграмме (рис. 3)

Группы и символы на факторной диаграмме	Группы растений	Спores и пыльца	Характеристика климата					20	16-12	11-10	4.8-2.6	0.03				
			Т	В	У	Х	А						Возраст, млн. лет			
												Количество, %				
1	C7	Спores	<i>Leiotriletes</i> sp.	+	+				0.7	0-3	0-0.4					
	C12		<i>Polypodium</i>	+	+				0.7							
	C13		<i>Polytrichum</i> sp.	+	+				0.4	0-0.4						
	G3	Голосемянные	<i>Picea</i> sect. <i>Eupicea</i>	+	+				28.7	0-47.8	0-28.8	0-19.7				
	G4		<i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i>	+	+				4.6	0-2.8	0-3.0	0-1.9				
	G9		<i>Tsuga</i> sp.	+	+				24.1	0.6-10.7	6.7-17.6	0-27.9	4.9			
	P3	Покрыто-семянные	<i>Juglans polyporata</i>	+					3.2	0-1.1	0-1.5	0-0.4				
	P7		<i>Platycarya</i> sp.	+					1.8	0-3.1	0-1.7	0-0.3				
	P11		<i>Corylus</i> sp.	+					3.9	0-7.3	1.5-10.5	0-5.3	1.4			
P12	<i>Carpinus</i> sp.		+					0.7	0-3	0-1.5	0-0.7					
2	C5	Спores	<i>Osmunda</i> sp.	+						0.8-3.4	0-2.3	0-3.5	0.3			
	G2	Голосемянные	<i>Picea</i> sp.	+	+				1.1	0.6-11.9	1.9-4.0	0-3.2	3.0			
	G10		Taxodiaceae	+	+				0.7	0-3.0	0-2.5	0-0.4	0.8			
	G12		<i>Podocarpus</i> sp.	+	+				1.1	0-0.4	0-1.6	0-0.2				
	G14	<i>Ginkgo</i> sp.	+							0-0.6						
	P2	Покрыто-семянные	Juglandaceae	+						0-3	0.2-3.8	0-2.7				
	P4		<i>Carya</i> sp.	+					2.5	0-12.9	0.2-2.4	0-0.6	1.1			
	P5		<i>Pterocarya</i> sp.	+						0-0.9	0-1.2	0-0.6				
	P6		<i>Juglans</i> sp.	+						0-9	0-1.4	0-1.6				
	P8		<i>Engelhardtia</i> sp.	+							0-1.2					
	P16		<i>Castanea</i>	+							0-1.1					
	P19		<i>Magnolia</i> sp.	+	+					0-0.6	0-3.0	0-0.7				
	P20		<i>Liriodendron</i> sp.	+							0-1.2					
	P24	<i>Acer</i> sp.	+					0.7	0-0.6	0-1.5	0-0.3					
P25	<i>Tilia</i> sp.	+					0.7	0-0.6	0-0.8	0-0.2						
3	C2	Спores	<i>Lycopodium</i> sp.			+				0-6	0.2-6.3	0-8.5	0.3			
	C4		Polypodiaceae			+			8.5	0-16.8	0-10.8	0-11.6	0.8			
	C11		Bryales			+					0-2.6	0-2.4				
	G1	Голосемянные	<i>Abies</i> sp.	+					1.1	0-1.1	0.3-1.8	0-3.2				
	G3		<i>Cedrus</i> sp.			+					0-0.5	0-0.4				
	P1	Покрыто-семянные	<i>Salix</i> sp.			+			0.4	0-1.2	0-1.9	0-1.8	1.1			
	P9		<i>Betula</i> sp.			+			2.8	3.8-8.5	1.8-18.7	0.3-18.1	7.7			
	P10		<i>Alnus</i> sp.			+			1.1	0.6-16.3	0.6-4.9	0.7-9.7	0.8			
	P14		<i>Quercus</i> sp.	+	+					0.7-3	0.5-3.1	0-5.1	0.8			
	P17		<i>Ulmus</i> sp.	+	+				1.1	0.6-3	0.4-6.0	0-4.6				
	P18		<i>Zelkova</i> sp.	+	+						0-0.6	0-0.2				
	P21		<i>Rhus</i> sp.	+	+					0-0.2	0-0.6					
	P22		Leguminosae	+							0-0.3					
	P27	<i>Ericales</i> sp.	+					1.4	0-27.6	0-0.4	0-26.3	12.6				
	P32	Liliaceae	+							0-0.5						
P35	Chenopodiaceae			+					0-0.6	0-4.0	0-3.4					

Окончание

Группы и символы на факторной диаграмме	Группы растений	Споры и пыльца	Характеристика климата					20	16-12	11-10	4.8-2.6	0.03	
			Т	В	У	Х	А						
							Количество, %					Возраст; млн. лет	
4	C1	Мхи	<i>Sphagnum</i> sp.				+		0.7	0.9-2.2	0-6.5	1.1-34	1.6
	C6		<i>Botrychium</i> sp.				+		1.8	0-0.6	0-0.6	0-2.4	0.6
	C8		<i>Meesea</i>			+						0-2.7	0.6
	C9		<i>Riccia</i>			+							7.4
	Г6	Голосе- мянные	<i>Pinus</i> s/g <i>Diploxylon</i>				+	+		0-3.0	3.1-15.8	2.1-19.7	4.9
	Г5		<i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>				+	+	5.3	0.8-9.6	7.7-22	3.4-23.6	7.1
	Г7		<i>Pinus pumila</i>				+	+				0-2.7	
	Г8		<i>Pinus</i> sp.				+	+		0-0.6			
	Г11		<i>Ephedra</i> sp.			+					0-0.5	0-1.2	
	П36	Покрыто- семянные	<i>Cyperaceae</i>			+						0-2.3	0.8
	П39		<i>Caryophyllaceae</i>			+				0-0.6	0-0.4	0-3.3	
	П31		<i>Artemisia</i> sp.			+					0-0.2		
	П34		<i>Thalictrum</i> sp.			+					0-1.1	0-3.3	18.1
	П29		<i>Compositae</i>			+				0-3.0	0-10.1	0-1.6	9.0
	П37		<i>Graminear</i>			+					0-1.4	0-1.6	6.9
	П38		<i>Nuphar</i>	+	+						0-0.6	0-3.3	
	П28		<i>Diervilla</i> sp.			+				0-0.5	0-1.8	0-2.5	

Примечание. Крестиком показаны благоприятные климатические условия для растений: Т – тепло, В – влажность, У – умеренные условия, Х – холод, А – аридность.

На миоценовом этапе, во время накопления сорокской и хирписинской свит, на Окинском плоскогорье существовал теплый влажный климат. Большое количество и разнообразие пыльцы тсуги в спектре из осадков, датированных возрастом 20 млн. лет, свидетельствует о значительной расчлененности существовавшего рельефа уже в раннем миоцене. Тсуга, так называемое "дерево туманов", растет по водоразделам, а *Picea*, *Tilia*, *Acer*, *Juglans*, *Platanus* тяготеют к долинам. Судя по относительному распределению в рельефе лав сорокской свиты, его размах в раннем миоцене мог достигать 700 м. Широколиственно-хвойная тайга миоцена состояла из темнохвойных пород (ели, пихты, тсуги) и реликтовых (подкарпуса, кедра, болотного кипариса, гинкго). Встречались хвойничковые. Светлохвойная часть растительной ассоциации включала экзотические виды сосен и сосны *Pinus* aff. *silvestris*, близкого к лесной сосне современного вида. Значительную роль в составе тайги играли разнообразные широколиственные: ореховые, гикори, лапина, энгельгардтия, граб, дуб, бук, каштан, ильм, магнолия, тюльпанное дерево, сумах, падуб, клен, липа и нисса. Подлесок составляли мелколиственные: береза, ольха, лещина, ива, разнообразные виды вересковых, диервилла. Появлялись в небольшом количестве травы, в состав которых входили сложноцветные, лилейные, валериана, скабиоза, маревые, злаки, осока. Спорная растительность в основном состояла из плау-

нов, многоножковых, гроздовника. Изредка встречались *Osmunda* sp., сфагнум, печеночник, зеленые мхи. Слабое относительное похолодание и ксерофитизация при накоплении осадков хирписинской свиты намечается по присутствию пыльцы *Pinus* aff. *silvestris*, *Ephedra* sp. (единичные экземпляры) и травянистой растительности. Состав обнаруженных диатомовых этого времени отражает сравнительно низкую температуру воды в палеоозере.

На втором этапе развития флоры, в плиоцене, на Окинском плоскогорье росли хвойные леса, состоявшие из различных видов сосны с примесью экзотического вида *Pinus* sect. *Strobus*, различных видов ели и тсуги. В небольшом количестве присутствовали пихта, лиственница, береза, ольха, ива, ореховые, дуб, ильм, липа. В подлеске были лещина, жимолость, сохранялись кария и магнолия. Травянистый покров был развит скудно и состоял из злаковых, осок, сложноцветных, гвоздичных, маревых, кипрейных, розанных, лютиковых. Встречались папоротники (многоножковые, осмундовые, гроздовник), а также плауны и мхи. Диатомовый комплекс из тонкослоистых озерных алевролитов табинзуртинского разреза формировался в условиях прибрежной зоны достаточно крупного олиготрофного озера.

По отношению к комплексу из осадков хирписинской свиты состав спор и пыльцы из осадков хирбэсинской свиты свидетельствует о значительном изменении климата плиоцена в сторону

похолодания. Хотя еще оставались темнохвойные леса с тсугой, но в растительном покрове уже уменьшилась роль теплолюбивых широколиственных экзотических видов. По-видимому, они росли в защищенных от господствующих холодных ветров местах. Видовой состав диатомей стал более разнообразным за счет стенотермных видов родов *Eunotia*, *Ellerbeckia*. Среди диатомей очень низок процент вымерших видов, что указывает на относительно недалекое в геологическом прошлом захоронении их в осадках.

Изученные спорово-пыльцевые спектры послебазальтовых четвертичных отложений характеризуют растительные ассоциации лугов и болот. Преобладает пыльца трав: сложноцветных, злаковых, осоковых. Миоспоры единичны. Пыльцы голосеменных мало. Почти полностью отсутствуют широколиственные. Очевидно, растительность формировалась в относительно прохладном климате. Имеющаяся датировка 28 500 лет показывает, что отложения, по-видимому, формировались во время позднекайнозойского климатического оптимума (Белова, 1985 и др.).

О ВРЕМЕНИ СМЕНЫ РАСТИТЕЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ

Изменение климата в позднем кайнозое определялось двумя главными факторами: новейшим горообразованием и общим позднекайнозойским похолоданием в северном полушарии.

В миоцене сформировались альпийские горные цепи, протянувшиеся от Западной Европы до Юго-Восточной Азии. Это поднятие препятствовало сквозной воздушной циркуляции в меридиональном направлении от экватора над Евразийским континентом и способствовало образованию аридного пояса (Ахметьев, 1993). При невысокой (0.1–0.4 мм/год) средней скорости подъема южной части Тибета в эоцене–миоцене (Xiao, Li, 1995), в среднем миоцене, в интервале 16–13 млн. лет назад, горные сооружения поднимались сравнительно быстро (Hodges et al., 1994). Таким образом, к позднему миоцену в Альпийском поясе уже существовали горные хребты высотой первые километры.

Общее позднекайнозойское похолодание и аридизация в северном полушарии сопровождалась короткопериодными климатическими колебаниями. На основе ископаемых комплексов моллюсков предполагается, что после относительно холодного олигоценового времени началось некоторое потепление, достигшее максимума в среднем миоцене и сменявшееся прогрессирующим похолоданием позднего миоцена–плиоцена (Гладенков, 1978). В обстановке теплого влажного климата в пределах Бореальной области эоцен-олигоценовая растительность вместе с сосно-

выми и токсодиевыми включала широкий спектр родов древесных и кустарниковых листопадных двудольных, образовав бореальную флору, известную в литературе под названием флоры “тургайского” типа. В конце среднего–начале позднего миоцена распределение флористических провинций в Сибири и на Северо-Востоке было сходным с раннемиоценовым и еще не показывало существенного ухудшения климата. Новые растительные комплексы, гипоарктический и арктический, связаны с резкой аридизацией и похолоданием во второй половине позднего миоцена (Ахметьев, 1993). Общее относительное похолодание в северном полушарии сопровождалось появлением первых горнодолинных ледников в Исландии уже около 10 млн. лет назад (Гладенков, 1978).

Оценки среднегодовых температур Прибайкалья по составу малакофауны дают для олигоцена – раннего миоцена интервал от +15 до +20°C, а для среднего – позднего миоцена – +10...+15°C. Влагообеспеченность снижалась. В конце миоцена и в раннем плиоцене среднегодовые температуры снижаются до интервала +10...+12°C при низкой влагообеспеченности (Попова, 1994). Такие же оценки среднегодовых температур +9...+12°C получены при изучении красно-коричневых, коричневых почв, слитоземов из нижнеплиоценовой части разреза. В это время температура января должна была колебаться от +10 до –3°C. Однако по реликтам красных феррсиалитных почв в осадках миоцен-плиоценового рубежа предполагаются более высокие среднегодовые температуры +15...+17°C (Воробьева, Мац, 1994). Снижение температуры предполагается только во второй половине плиоцена, в интервале 2.4–1.6 млн. лет назад (Воробьева и др., 1995). Между тем, по палинологическим данным, заметное похолодание и аридизация, выразившиеся в полном распаде тургайской флоры, проявляются уже в позднем миоцене (Белова, 1985). Реконструкции по морским планктонным фораминиферам показывают существование в позднем миоцене и плиоцене относительно холодных интервалов, разделенных фазой потепления (Гладенков, 1978).

Установленный перелом в эволюции растительности юго-восточной части Восточного Саяна после 10 млн. лет назад обозначает переход от миоценовой тургайской флоры к бореальной плиоцен-четвертичной при ухудшении климата. Отсутствие в изученной коллекции палинологических спектров из осадков, датированных в интервале 10–5 млн. лет назад, пока не позволяет решить вопрос о точном времени начала палеоклиматических изменений в Прибайкалье.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При крупномасштабном геологическом картировании вулканогенно-осадочной толщи юго-восточной части Восточного Саяна выделены три свиты: сорокская (нижний–средний миоцен 24–12 млн. лет), хирписинская (верхний миоцен 11–6 млн. лет) и хирбэсинская (плиоцен 5–1.6 млн. лет). Такое расчленение обосновано К–Аг датировками лав и данными палинологического анализа. Створки диатомовых водорослей в изученных осадках юго-восточной части Восточного Саяна не распространены и в данном случае не могут использоваться для надежных стратиграфических корреляций.

Факторный анализ состава спор и пыльцы из разновозрастных осадочных линз показывает два этапа эволюции растительности: 1) этап постепенного вырождения флоры тургайского типа в миоцене с 20 млн. лет назад до 10 млн. лет назад и 2) смену тургайской флоры бореальной в интервале 10–5 млн. лет назад.

Изучение времени колебаний климатических характеристик позднего кайнозоя Прибайкалья, очевидно, нуждается в дальнейших исследованиях на конкретных комплексных материалах. Наиболее интересными в этом отношении являются Тункинская впадина и Витимское плоскогорье, где осадочные отложения с прослоями диатомитов и другими биостратиграфическими реперами перемежаются с лавами, датированными в возрастном диапазоне миоцена, плиоцена и нижнего плейстоцена.

Определения спор и пыльцы проводились с консультациями В.М. Климановой и М.М. Одиной. Работа выполнялась с частичным финансированием грантом РФФИ № 95-05-14277.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахметьев М.А.* Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена в тропической Азии. М.: Наука, 1993. С. 143.
- Базаров Д.Б., Савинова В.В., Рассказов С.В. и др.* О стратиграфии и палинокомплексах раннекайнозойских отложений Витимского плоскогорья // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ: ГИН БФ СО АН СССР, 1984. С. 67–88.
- Белова В.А.* Растительность и климат позднего кайнозоя юго-восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 160.
- Воробьева Г.А., Мац В.Д.* Позднемиоцен-четвертичные палеоклиматы Прибайкалья // Байкал – природная лаборатория для исследований изменений окружающей среды и климата. Тезисы. Иркутск: Изд-во ЛИСНА, 1994. Т. 2. С. 57.
- Воробьева Г.А., Мац В.Д., Шимараева М.К.* Палеоклиматы позднего кайнозоя Байкальского региона // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 82–96.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. С. 194.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. С. 166.

Киселев А.И., Медведев М.Е. Кайнозойский вулканизм Окинского района (Восточный Саян) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: Читинское изд-во, 1969. Вып. 5. Ч. 4. С. 77–83.

Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. С. 197.

Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1972. С. 120.

Логачев Н.А., Девяткин Е.В., Малаева Е.М. и др. Кайнозойские отложения Тарягской впадины и долины р. Чулуту (Центральный Хангай) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1982. № 8. С. 76–86.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. С. 195.

Моисеева А.И. Расчленение континентальных отложений неогена Дальнего Востока по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 92–103.

Попова С.М. Палеоклиматы кайнозоя Прибайкалья и их изменение во времени // Байкал – природная лаборатория для исследований изменений окружающей среды и климата. Тезисы. 1994. Т. 2. С. 36.

Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П. и др. Палеолимнологические реконструкции (Байкальская рифтовая зона) Новосибирск: Наука. 1989. С. 110.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО Наука, 1993. С. 288.

Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С., Магомедов Ш.А. К–Аг датирование кайнозойских базальтов Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 100–105.

Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С., Магомедов Ш.А. Калий-аргоновое датирование кайнозойских базальтов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Советская геология. 1991. № 3. С. 82–85.

Рассказов С.В., Рогачев А.М., Немчинов В.Г., Катюха Ю.П. Неогеновые отложения Восточного Саяна // Биостратиграфия – геолкарте 50: Тезисы докладов. Иркутск: Восточно-Сибирское отделение Всесоюзного палеонтологического общества, 1986. С. 74–75.

Обручев С.В. Развитие рельефа Восточного Саяна // Проблемы палеогеографии четвертичного периода / Тр. института географии, 1946. Вып. 37. С. 115–123.

Xiao X., Li T. Tectonic evolution and uplift of the Qinghai-Tibet Plateau // Episodes. 1995. V. 18. № 1, 2. P. 31–35.

Hodges K.V., Hames W.E., Olszewski W., Burchfiel B.C., Royden L.H., Chen Z. Thermobarometric and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronologic constraints on Eohimalayan metamorphism in the Dinggye area, southern Tibet // Contrib. Miner. Petrol. 1994. V. 117. № 2. P. 151–163.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.7:551.763(571.661)

ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ, РАЙОН БУХТЫ АНАСТАСИИ)

© 1998 г. А. В. Соловьев, Т. Н. Палечек, Р. М. Палечек

Институт литосферы РАН, 109180, Старомонетный пер., 22, Россия

Поступила в редакцию 29.05.96 г.

В районе бухты Анастасии на западном побережье Алеутской впадины (Корякское нагорье) на основе анализа литологических и петрографических характеристик пород выделены вулканогенно-кремнистый и осадочно-вулканогенный комплексы. Возраст кремнистых отложений этих комплексов определялся по радиоляриям. Вулканогенно-кремнистый комплекс содержит горизонты кампан-маастрихтского возраста. По вещественному составу он сопоставляется с “ватынской серией”. Ранее считалось, что “ватынская серия” сформировалась в альб-кампане. По нашим данным этот диапазон может быть расширен до маастрихта. Осадочно-вулканогенный комплекс подразделен на три подкомплекса: собственно вулканогенный (нижний), вулканогенно-терригенный (средний или переходный) и кремнисто-терригенный (верхний). Кремнисто-терригенный подкомплекс содержит радиолярии, позволяющие датировать вмещающие отложения кампаном-маастрихтом. Осадочно-вулканогенный комплекс сопоставляется с мачевнинским комплексом или с “ачайваемской свитой”. Вулканогенно-кремнистый комплекс, по-видимому, формировался в пределах окраинноморского бассейна, а осадочно-вулканогенный – в пределах островной дуги и ее склона. Полученные данные позволяют реконструировать для кампан-маастрихтского времени возможный палеолатеральный ряд: континентальный склон – впадина окраинного моря – поднятие островной дуги – впадина океанического бассейна.

Ключевые слова. Тектоностратиграфия, радиолярии, поздний мел, палеотектонические реконструкции, Олюторская зона, Корякское нагорье.

ВВЕДЕНИЕ

Стратиграфическое расчленение и корреляция отложений, входящих в состав покровно-складчатых комплексов аккреционных систем обрамления Берингова моря, до сих пор наталкивается на ряд объективных трудностей. Во-первых, широко развитые здесь вулканогенно-кремнисто-терригенные образования фактически не содержат определяемой макрофауны, поэтому стратиграфическое расчленение основано на микрофауне, выделение и определение которой более трудоемко и не всегда приносит желаемые результаты. Во-вторых, эти отложения характеризуются весьма значительной фациальной изменчивостью. В-третьих, крайне высокая степень разобщенности первичных разрезов часто затрудняет восстановление первоначальной картины. Изучая отложения в сложнопостроенных зонах аккреции, исследователи должны помнить, что часто они имеют дело не со стратиграфическими разрезами, а с тектоностратиграфическими последовательностями пород, сформированными при тектоническом скупивании отложений (Тектоническая расслоенность..., 1990). Тектоностратиграфические разрезы характеризуются чешуйчатым строением, чешуи ограничены поверхностями сместителей и могут иметь протяженность от первых десятков метров до нескольких километров.

В методическом отношении изучение тектоностратиграфических последовательностей пород требует детального отбора проб на микрофауну из каждой структурной единицы, тщательного описания характера взаимоотношений между слоями и точного описания литологических особенностей отложений. В статье рассматриваются результаты исследования тектоностратиграфических разрезов верхнемеловых вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений, обнажающихся на западном побережье Алеутской впадины в районе бухты Анастасии.

Материал был собран летом 1994 г. Проведено петрографическое и литологическое изучение пород выделенных тектоностратиграфических единиц. Из кремнистых пород выделялись объемные формы радиолярий. Экстрагирование радиолярий проводилось путем травления плавиковой (2–10%) или уксусной (10–30%) кислотами. Концентрации и время травления подбирались опытным путем. Съёмка радиолярий проводилась с помощью сканирующего электронного микроскопа В.В. Бернардом в Институте литосферы РАН.

Результатом изучения тектоностратиграфических разрезов является реконструкция первичных взаимоотношений отложений, ныне входящих в состав тектонических пластин. В статье показана принципиальная возможность таких реконструкций на примере некоторых покровно-складчатых комплексов Корякского нагорья.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЙ КОМПЛЕКС

В географическом отношении район исследован расположен в районе бухты Анастасии на западном побережье Алеутской впадины Берингова моря (рис. 1) Тектоническая позиция района исследований определяется областью сочленения Олюторской и Укэляятской зон. Сложное покровно-складчатое строение Олюторской зоны изучалось сотрудниками различных организаций: Александров А.А. и др. (СВКНИИ), Алексеев Э.С. ("Аэрогеология"), Митрофанов Н.П. (ВИМС), Казимиров А.Д., Астраханцев О.В. и др. (ГИН РАН), а также сотрудниками Института литосферы РАН (Богданов, 1970; Богданов и др., 1982; Геология юга..., 1987). Фронтальная часть Олюторской зоны представлена преимущественно толщами меловых океанических и островодужных комплексов, слагающих крупные аллохтонные пластины (Астраханцев и др., 1987; Чехович, 1993), которые обдуцированы на отложения Укэляятского прогиба по Ватыно-Вывенскому надику (Митрофанов, 1977). Астраханцев и др. (1987) выделили на севере Олюторской зоны следующие структурные элементы: 1) относительный автохтон, представленный туфотерригенными отложениями корякской серии позднего мела – раннего палеогена (Укэляятская зона); 2) параавтохтон, сложенный олистостромовой толщей маастрихта. Матрикс олистостромы представлен укэляятскими флишевыми фадами, олистолиты сложены, в основном, породами ватынского облика. 3) аллохтон, представленный вулканогенно-кремнистыми отложениями ватынской серии альбакампа и осадочно-вулканогенными породами ачайваямской свиты маастрихта – раннего палеогена; 4) неоавтохтон, сложенный лавами и туфами андезит-дацитового и дацит-липаритового состава и платобазальтами неоген-четвертичного возраста. В данной статье рассматривается тектоностратиграфия аллохтонных образований.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Было проведено изучение геологического строения полуострова, расположенного между бухтой Анастасии и лагуной Нерпичье Озеро (рис. 1). В результате исследований на основании различий литологических характеристик и вещественного состава были выделены два комплекса: вулканогенно-кремнистый и осадочно-вулканогенный. Нижней структурной границей вулканогенно-кремнистого комплекса является Ватыно-Вывенский надику, по которому данные образования обдуцированы на флишеидные отложения Укэляятской зоны. Гипсометрически выше вулканогенно-кремнистого комплекса залегают породы осадочно-вулканогенного комплекса. На территории изученного района контакт между этими комплексами тектонический, в одних местах это надику с пологим субгоризонтальным сместителем, в других разрывы взбросового типа с крутопадающим сместителем.

На полуострове наиболее низкое гипсометрическое положение занимают отложения вулканогенно-кремнистого комплекса, встреченные только в береговых разрезах (рис. 2). В данном случае мы имеем дело не со стратиграфическим, а с тектоностратиграфическим разрезом, имеющим чешуйчатое строение. Вулканогенно-кремнистый комплекс представлен пиллоу-базальтами, гиалокластитами и долеритами, а также кремнистыми породами и алевропелитами. Для разных тектонических пластин характерны различные парагенетические ассоциации пород: 1) пиллоу-базальты, гиалокластиты и сургучные яшмы; б) черные алевропелиты, зеленые и серые силициты.

Характерной чертой первой ассоциации являются слои сургучных яшм с битой ракушкой иноцеромов, которые являются хорошим реперным горизонтом. Сургучные яшмы часто обожжены базальтовыми потоками и слагают единые тектонические чешуи. Для сургучных яшм характерны турбидные структуры, в некоторых местах отмечается дисгармоничная складчатость, являющаяся результатом конседиментационных деформаций, скорее всего вследствие оползневых процессов.

Вторая ассоциация слагает чешуи, ограниченные поверхностями сместителей как сверху, так и снизу. В черных алевропелитах заключены линзы и прослои зеленых и серых кремнистых пород. Эти фрагменты наиболее деформированы. Черные алевропелиты характеризуются тонкоплитчатой отдельностью.

Изучение радиолярий из кремнистых пород комплекса

Пробы на микрофауну отбирались из кремнистых и терригенных пород различных тектоностратиграфических единиц (рис. 2). Из пород вулканогенно-кремнистого комплекса изучено около 100 образцов и только из 9, представленных сургучными яшмами (обр. 4, 12, 29, 43/а, 44/в, А10, А12, А14, Т28), удалось экстрагировать и определить радиолярии. Комплексы радиолярий характеризуются невысоким таксономическим разнообразием и небольшой численностью (табл. 1). Количество видов радиолярий составляет 10–13 в наиболее представительных пробах, а максимальное число экземпляров оценивается первыми десятками. Наиболее типичными являются *Praestylosphaera pusilla* (Campbell & Clark), *Amphipyndax stocki* (Campbell & Clark), *Stichomitra livermorensis* (Campbell & Clark), *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *D. multicosata* Zittel, *Clathrocyclus tintinnaeformis* Campbell & Clark, различные виды *Phaseliforma* (*P. ex gr. carinata*, *P. cf. subcarinata*). Кроме этого встречены единичные экземпляры: *Cornutella californica* Campbell & Clark, *Stichomitra cf. shirshovica* Vishnevskaya, *Xitus cf. asymbatos* (Foreman), *Phaseliforma cf. meganosensis* Pessagno. На основании выделенных сообществ радиолярий (табл. 1 и I–II)

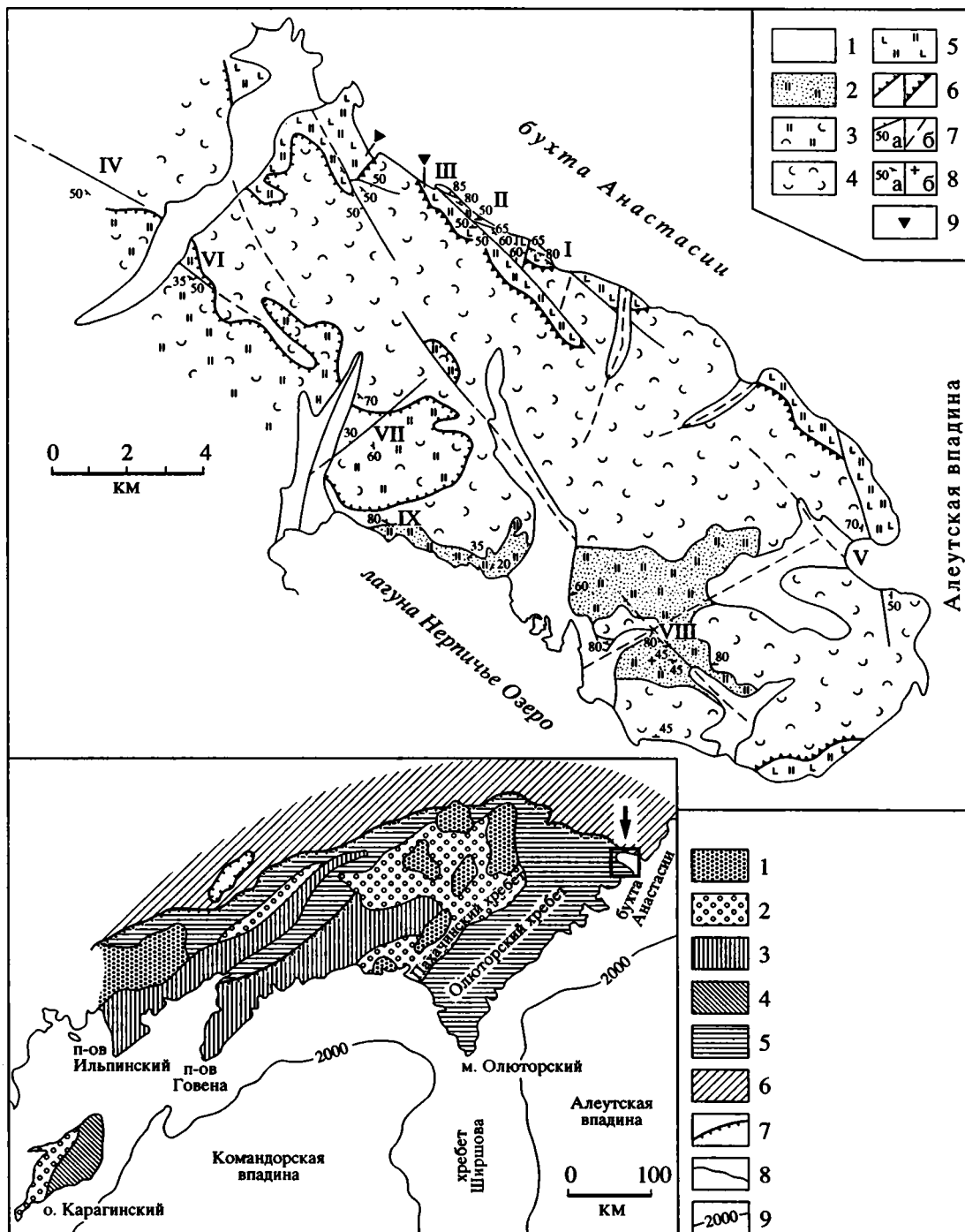


Рис. 1. Схема геологического строения района бухты Анастасии. (С использованием материалов приложения к “Тектоническая расслоенность...”, 1990.) На врезке показан район исследований.

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – 4 – осадочно-вулканогенный комплекс: 2 – кремнисто-терригенный подкомплекс (кампан-маастрихт); 3 – вулканогенно-терригенный подкомплекс; 4 – собственно вулканогенный подкомплекс; 5 – вулканогенно-кремнистый комплекс (поздний турон-маастрихт); 6 – взбросы (а – субгоризонтальные надвижки; б – взбросы с крутопадающим сместителем); 7 – разломы нетипизированные (а – установленные; б – предполагаемые); 8 – элементы залегания поверхностей напластования (а – наклонное падение; б – вертикальное); 9 – местоположение образцов из коллекции Богданова Н.А. и Савельева К.А., определения радиоларий Вишневской В.С. (табл. 3).

Римскими цифрами на схеме показано положение изученных разрезов, приведенных на рис. 2, 3.

На врезке: схематическая геологическая карта западного обрамления Берингова моря: 1 – плиоцен-четвертичные вулканиты; 2–6 – комплексы: 2 – неогеновые, 3 – палеогеновые флишиодные и вулканогенные, 4 – верхнемеловые, палеогеновые, нерасчлененные, 5 – меловые кремнисто-вулканогенные, 6 – меловые-палеогеновые флишиодные Укэляятского прогиба; 7 – надвижки; 8 – стратиграфические контакты; 9 – изобаты, в метрах.

можно говорить о том, что в состав вулканогенно-кремнистого комплекса района бухты Анастасии входят отложения кампан-маастрихтского возраста (табл. 2). Сообщество радиолярий из обр. 29, отобранных из верхней тектонической пластины разреза I (рис. 2), указывает на среднекампан-раннемаастрихтский возраст сургучных яшм, обожженных перекрывающими их пиллоу-базальтами. Данный факт представляется весьма важным, так как указывает на то, что в это время происходило извержение базальтов в субаквальной обстановке.

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Основная площадь полуострова между бухтой Анастасии и лагуной Нерпичье Озеро сложена образованиями осадочно-вулканогенного комплекса (рис. 1). Фрагменты разрезов данного комплекса были изучены в притоках ручьев Ущельный, Обходной, Болотный, на северном берегу лагуны Нерпичье Озеро, на юго-западном склоне горы Крутой и в береговых обнажениях бухты Малой (рис. 3). Поверхности сместителей ограничивают тектоностратиграфические единицы, в колонках показано гипсометрическое положение пластин, внутри выделенных единиц описаны стратиграфические контакты.

В результате проведенных исследований осадочно-вулканогенный комплекс удалось подразделить на три подкомплекса с некоторой долей условности: 1) собственно вулканогенный (нижний); 2) вулканогенно-терригенный (средний или переходный); 3) кремнисто-терригенный (верхний).

Собственно вулканогенный подкомплекс (рис. 3) сложен порфиоровыми миндалекаменными базальтами, лавобрекчиями базальтового состава, реже встречаются лавокластиты в матрикс грауваккового состава и прослои, линзы андезито-базальтов. Характерной чертой подкомплекса являются миндалекаменные базальты с крупными вкрапленниками (до 2 см) клинопироксена, а также лавобрекчии с атакситовой (брекчиевидной-такситовой) текстурой (Структуры горных пород, 1948). Атакситовая текстура характеризуется наличием в породе включений как округлых, так и неправильной формы (размером от 10 до 50 см) с крупнопорфиоровой структурой, погруженных в матрикс с мелкопорфиоровой структурой. Матрикс и включения идентичны по составу. Собственно вулканогенный подкомплекс тектонически перекрывает вулканогенно-кремнистый комплекс, тектонический контакт описан в притоках ручья Ущельного и в береговых обнажениях бухты Малой. Структурно выше залегает вулканогенно-терригенный подкомплекс, который по пологим надвигам перекрывает собственно вулканогенный подкомплекс в юго-западной части полуострова и образует самостоятельную тектоническую пластину.

Вулканогенно-терригенный подкомплекс (рис. 3) распространен локально и сложен грау-

вакковыми песчаниками, моновулканитовыми литокристаллокластическими брекчиями базальтового состава, базальтами, лавобрекчиями и кремнистыми породами с примесью значительного количества терригенного материала. К верхним горизонтам подкомплекса приурочены подводно-оползневые образования: крупные блоки (до 10 м) базальтов, лавобрекчий погружены в граувакковый песчаный матрикс. Положение данного комплекса в разрезе полуострова не достаточно ясно, так как он описан только в изолированных аллохтонных пластинах (рис. 1). Переходный характер вулканогенно-терригенного подкомплекса определяется его вещественным составом, он включает как вулканогенные породы, характерные для собственно вулканогенного подкомплекса (нижнего), так и терригенные образования, входящие в состав кремнисто-терригенного подкомплекса (верхнего).

Кремнисто-терригенный подкомплекс (рис. 3) развит в южной части полуострова и представлен граувакковыми песчаниками, алевропелитами, окремнелыми алевролитами, зелеными и черными кремнями. Данный подкомплекс по нормальному стратиграфическому контакту перекрывает образования собственно вулканогенного комплекса. Постепенный переход от лавобрекчий к мелкозернистым граувакковым песчаникам описан на юго-западном склоне горы Крутой, налегание черных кремней на лавобрекчии наблюдалось в районе лагуны Нерпичье озеро.

Изучение радиолярий из кремнистых пород комплекса

Из кремнистых пород кремнисто-терригенного подкомплекса изучено более 50 образцов. Из трех образцов были получены комплексы радиолярий, но только один из них (обр. 136/ж (рис. 3)) характеризуется неплохой сохранностью и представительностью (табл. I и III). В комплексе присутствуют: *Praestylosphaera pusilla* (Campbell & Clark), *Cornutella californica* Campbell & Clark, *Clathrocyclas cf. tintinnaeformis* Campbell & Clark, *C. cf. hyronia* Foreman, *Theocampe cf. altamontensis* (Campbell & Clark), *Lithostrobos cf. rostovzevi* Lipman, *Phaseliforma sp.*, *Orbiculiforma sp.*, *Stichomitra sp.*, *Dictyomitra sp.*, доминирует *Theocampe yaoi* Tacketani. Выделенная ассоциация радиолярий позволяет говорить о том, что кремнисто-терригенный подкомплекс в районе бухты Анастасии включает толщи кампан-маастрихтского возраста (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Фронтальная часть Олюторской зоны в районе бухты Анастасии имеет покровно-складчатое строение и сложена двумя комплексами – вулканогенно-кремнистым и осадочно-вулканогенным.

Вулканогенно-кремнистый комплекс представлен океаническими (в широком смысле) пил-

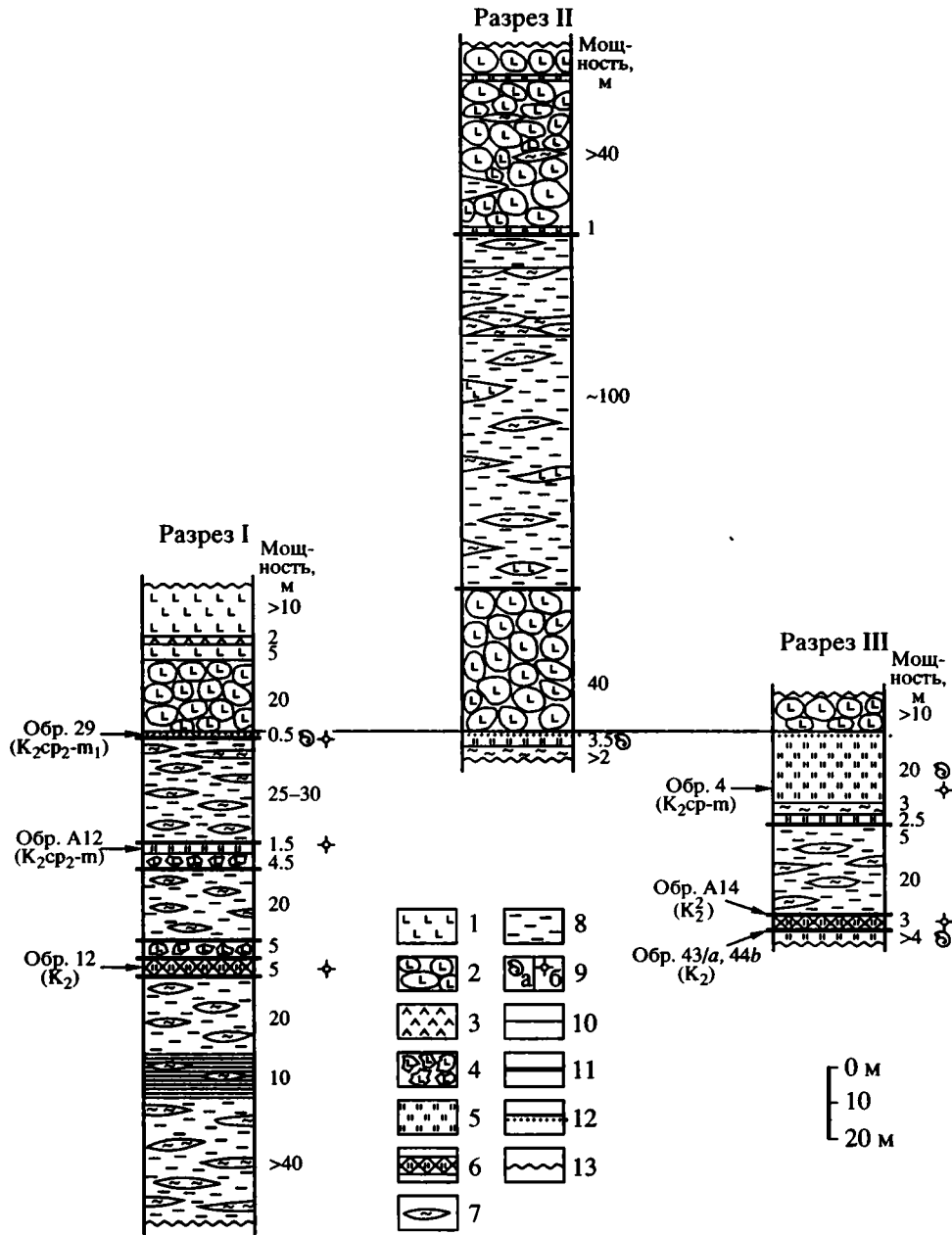


Рис. 2. Тектоностратиграфические колонки вулканогенно-кремнистого комплекса.

1 – массивные базальты; 2 – pillow-базальты; 3 – гиаокластиты базальтового состава; 4 – лавобрекчии базальтового состава; 5 – красные яшмы; 6 – зоны дробления; 7 – зеленые и серые кремнистые породы (слои и линзы); 8 – черные алевропелиты; 9 – фауна (а – иноцерамы (неопределимые); б – радиолярии); 10 – стратиграфические контакты; 11 – тектонические контакты; 12 – закалочные контакты; 13 – окончание видимых горизонтов разрезов.

лоу-базальтами, пелагическими и хемипелагическими осадками – силицитами и алевропелитами. Вулканиды вулканогенно-кремнистого комплекса представлены афировыми, плагиоклаз-клинопироксенпорфировыми базальтами и долеритами. Все породы в различной степени спилитизированы. Преобладание лав и отсутствие пирокластических пород указывает на то, что извержения происходили

из вулканов трещинного типа, либо центрального типа, но которые располагались ниже уровня компенсации давления (Фишер, 1987), по оценкам для лав основного состава этот уровень составляет 200 м и глубже. Кремнистые породы и алевропелиты содержат примесь грауваккового материала, что свидетельствует о размыве энсиматической коры. Наличие турбидных и оползневых структур в силици-

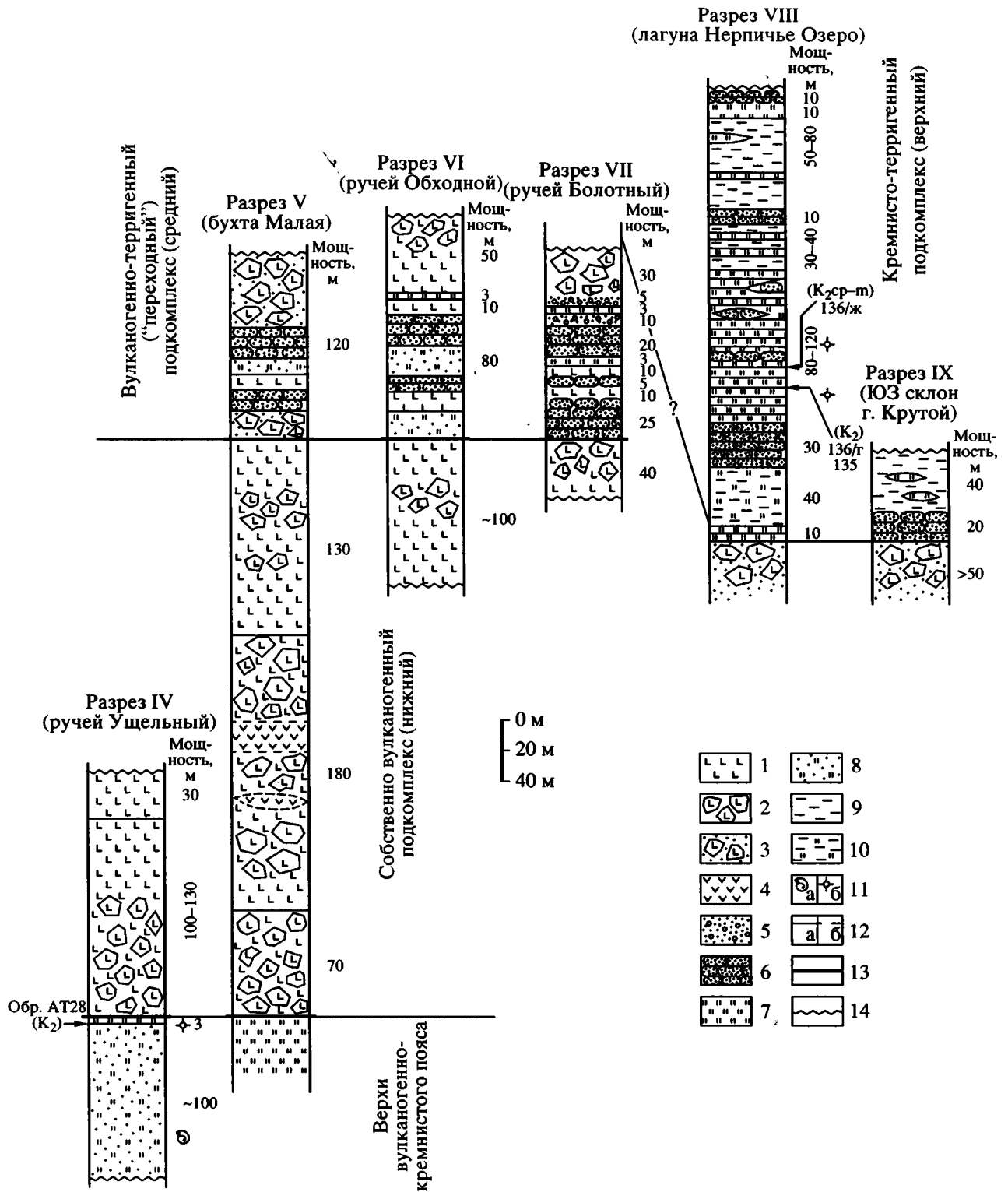


Рис. 3. Тектоностратиграфические колонки осадочно-вулканогенного комплекса. 1 – массивные миндалекаменные порфировые базальты; 2 – лавобрекции базальтового состава; 3 – блоки базальтов в песчаном матриксе грауваккового состава; 4 – андезито-базальты; 5 – вулканомиктовые литокристаллокластовые граувакки; 6 – вулканомиктовые граувакковые песчаники с туфогенной примесью; 7 – кремнистые породы; 8 – кремнистые породы с примесью терригенного материала; 9 – алевропелиты; 10 – кремнистые алевропелиты; 11 – фауна (а – иноцерамы (неопределимые), б – радиоларии); 12 – стратиграфические контакты (а – достоверные, б – предполагаемые); 13 – тектонические контакты; 14 – окончание видимых горизонтов разрезов.

Таблица 1. Таксономический состав и численность радиолярий района бухты Анастасии

Номер образца	4	12	29	43/а	44/в	A10	A12	A14	AT28	135	136/г	136/ж
Радиолярии												
<i>Phaseliforma ex gr. carinata</i>	■		■				■					
<i>Phaseliforma cf. subcarinata</i>			■									
<i>Phaseliforma cf. meganosensis</i>			■									
<i>Phaseliforma sp.</i>	■		■		■	■	■	■			■	
<i>Orbiculiforma quadrata</i>					■							
<i>Orbiculiforma sp.</i>	■									■		
<i>Praestylosphaera pusilla</i>	■		■		■		■		■		■	
<i>Praestylosphaera hastata</i>			■				■					
<i>Praestylosphaera sp.</i>					■							
<i>Lithomespilus mendosa</i>							■					
<i>Cornutella californica</i>							■					
<i>Stichomitra livermorensis</i>	■		■				■					
<i>Stichomitra cf. shirshovica</i>			■									
<i>Stichomitra sp.</i>	■				■				■			■
<i>Amphipyndax stocki</i>			■		■		■		■		■	■
<i>Amphipyndax stocki var. B</i>			■									
<i>Amphipyndax streckta</i>			■				■					
<i>Amphipyndax sp.</i>										■		
<i>Archaeodictyomitra regina</i>			■									
<i>Dictyomitra densicostata</i>	■		■				■		■			
<i>Dictyomitra cf. multicostata</i>							■					
<i>Dictyomitra sp.</i>					■							
<i>Clathrocyclas ex gr. tintinnaeformis</i>	■		■						■		■	
<i>Clathrocyclas cf. hyronia</i>							■					
<i>Clathrocyclas sp.</i>												■
<i>Xitus cf. asymbatos</i>												
<i>Xitus sp.</i>							■					
<i>Theocampe cf. yaoi</i>										■		
<i>Theocampe cf. altamontensis</i>										■		
<i>Theocampe sp.</i>										■		
<i>Bathropyramis sp.</i>												■
<i>Alievium sp.</i>												■
<i>Archaeospongoprunum sp.</i>												■
<i>Actinomma sp.</i>									■			
<i>Saturnalis sp.</i>							■					
<i>Spongodiscus sp.</i>							■					
<i>Stylotrochus sp.</i>										■		
<i>Lithostrobos cf. rostovzevi</i>	■											

■ <5
 ■ 5-10
 ■ >10
 Количество
 индивидов в
 отмытом осадке

Таблица I

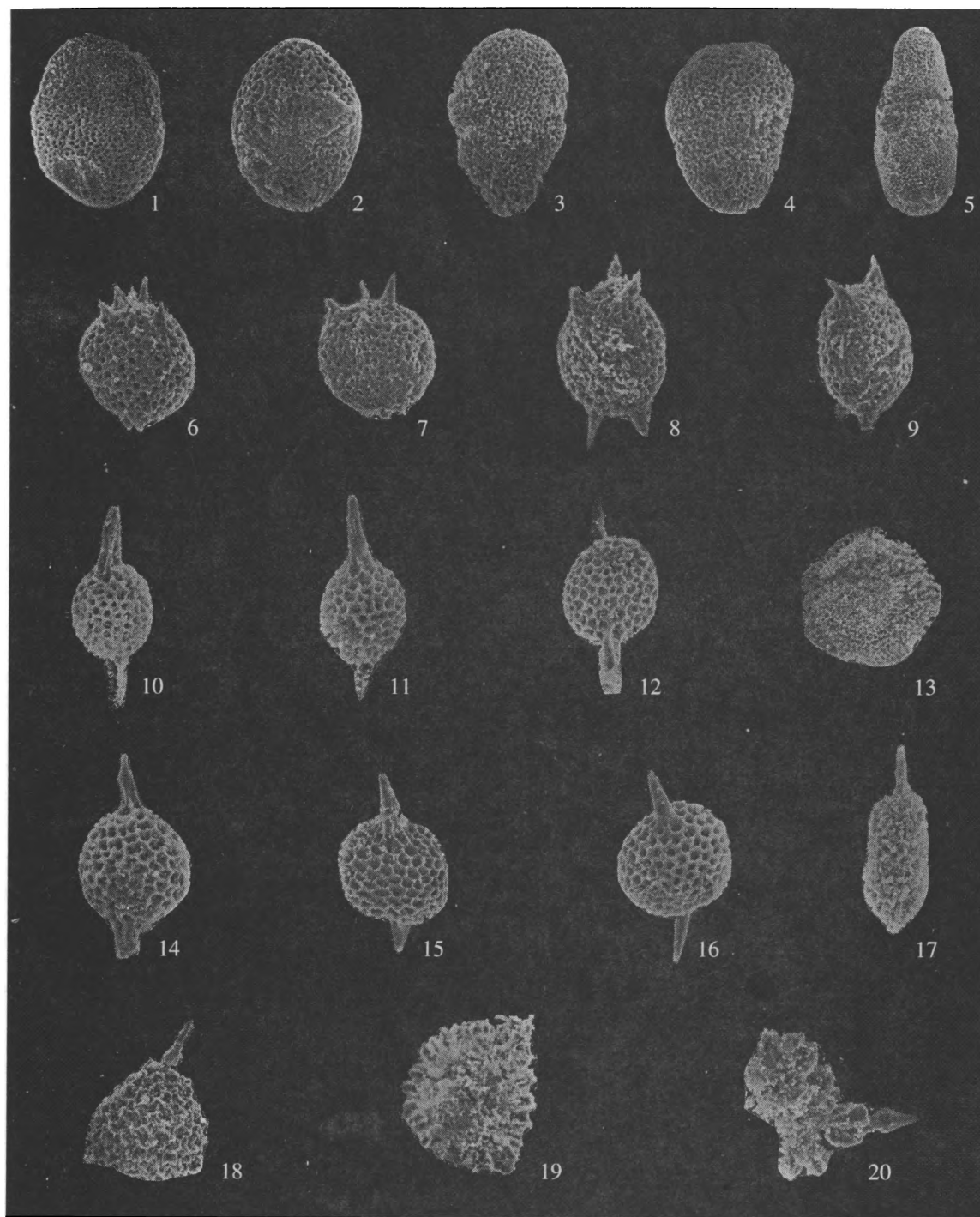


Таблица I. Радиоларии из пород вулканогенно-кремнистого комплекса.

1, 2 – *Phaseliforma* ex gr. *carinata* Pessagno, $\times 100$, обр. A12 (1), обр. 12 (2); 3, 4 – *Phaseliforma* cf. *subcarinata* Pessagno, $\times 100$, обр. 29; 5 – *Phaseliforma* cf. *meganosensis* Pessagno, $\times 50$, обр. 29; 6–9 – *Lithospilus mendosa* (Krashennikov), $\times 150$ (6, 8, 9), $\times 120$ (7), обр. A12; 10–12 – *Praestyllosphaera pusilla* (Campbell & Clark), $\times 100$, обр. 29; 13 – *Orbiculiforma* sp., $\times 90$, обр. 4; 14–16 – *Praestyllosphaera hastata* (Campbell & Clark), $\times 100$, обр. 29 (14); $\times 110$, обр. A12 (15, 16); 17 – *Archaeospongoprunum* sp., $\times 150$, обр. 4; 18–20 – *Alievium* sp., $\times 90$ (18), $\times 100$ (19, 20), обр. 4.

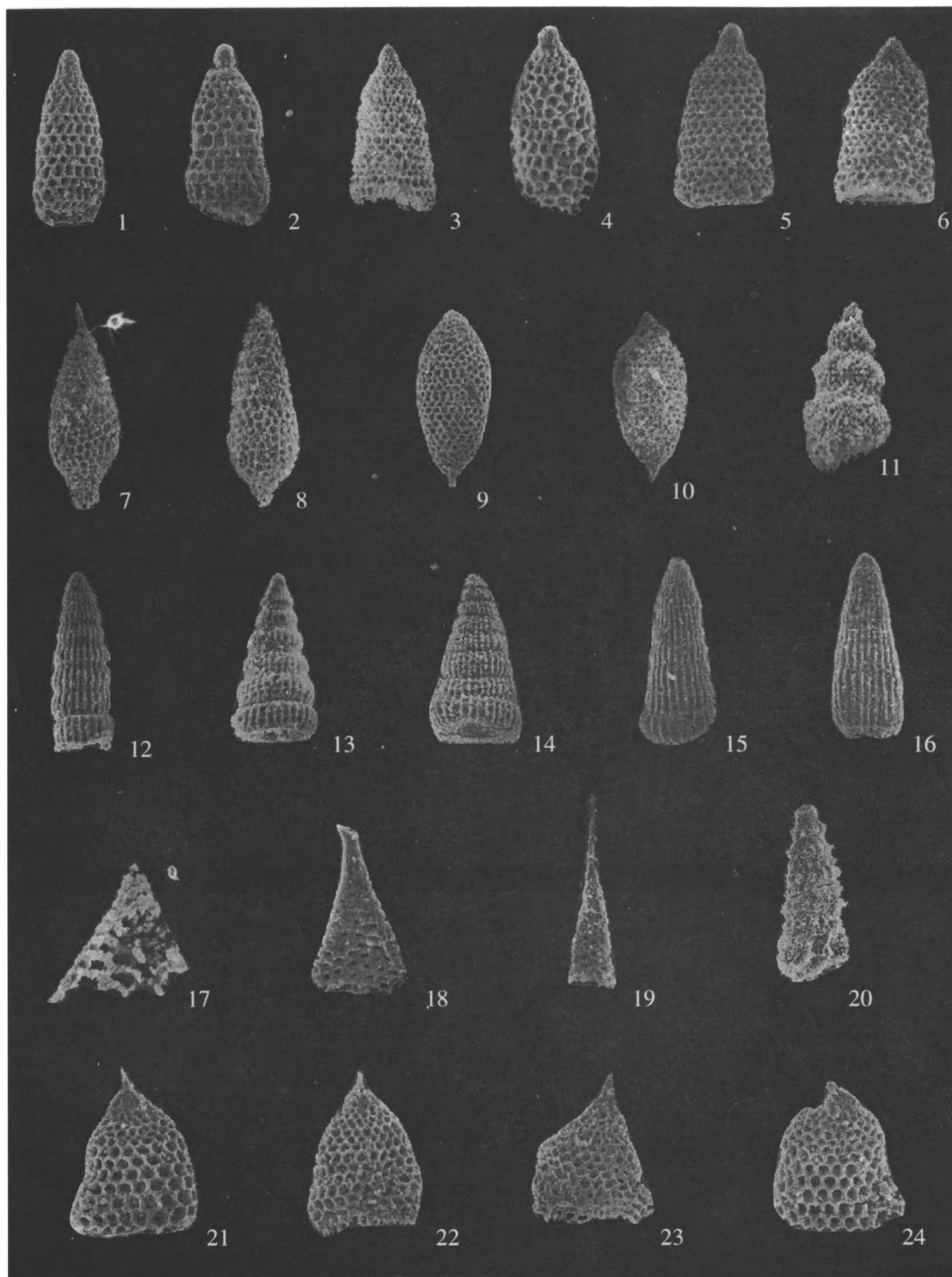


Таблица II. Радиоларии из пород вулканогенно-кремнистого комплекса.

1, 2 – *Amphiphyndax streckta* Empson–Morin, $\times 100$, обр. A12 (1), обр. 29 (2); 3 – *Amphiphyndax stocki* (Campbell & Clark), $\times 100$, обр. 29; 4 – *Amphiphyndax stocki* var. *B. Vishnevskaya*, $\times 100$, обр. 29; 5, 6 – *Amphiphyndax?* *stocki* (Campbell & Clark), $\times 100$, обр. 29; 7, 8 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell & Clark), $\times 100$, обр. 4; 9, 10 – *Stichomitra* cf. *shirshovica* Vishnevskaya, $\times 100$, обр. 29; 11 – *Stichomitra* sp., $\times 110$, обр. 4; 12 – *Archaeodictyomitra regina* (Campbell & Clark), $\times 100$, обр. 29; 13, 14 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, $\times 100$, обр. 29 (13), обр. 4 (14); 15, 16 – *Dictyomitra multicostata* Zittel, $\times 100$, обр. A12; 17 – *Bathropyramis* sp., $\times 100$, обр. 4; 18 – *Cornutella* cf. *californica* Campbell & Clark, $\times 110$, обр. A12; 19 – *Cornutella californica* Campbell & Clark, $\times 100$, обр. 4; 20 – *Xitus* cf. *asymbatos* (Foreman), $\times 100$, обр. 4; 21, 22 – *Clathrocyclas hyronia* Foreman, $\times 120$ (21), $\times 110$ (22), обр. A12; 23, 24 – *Clathrocyclas* ex gr. *hyronia* Foreman, $\times 110$ (23), $\times 100$ (24), обр. A12.

Таблица III

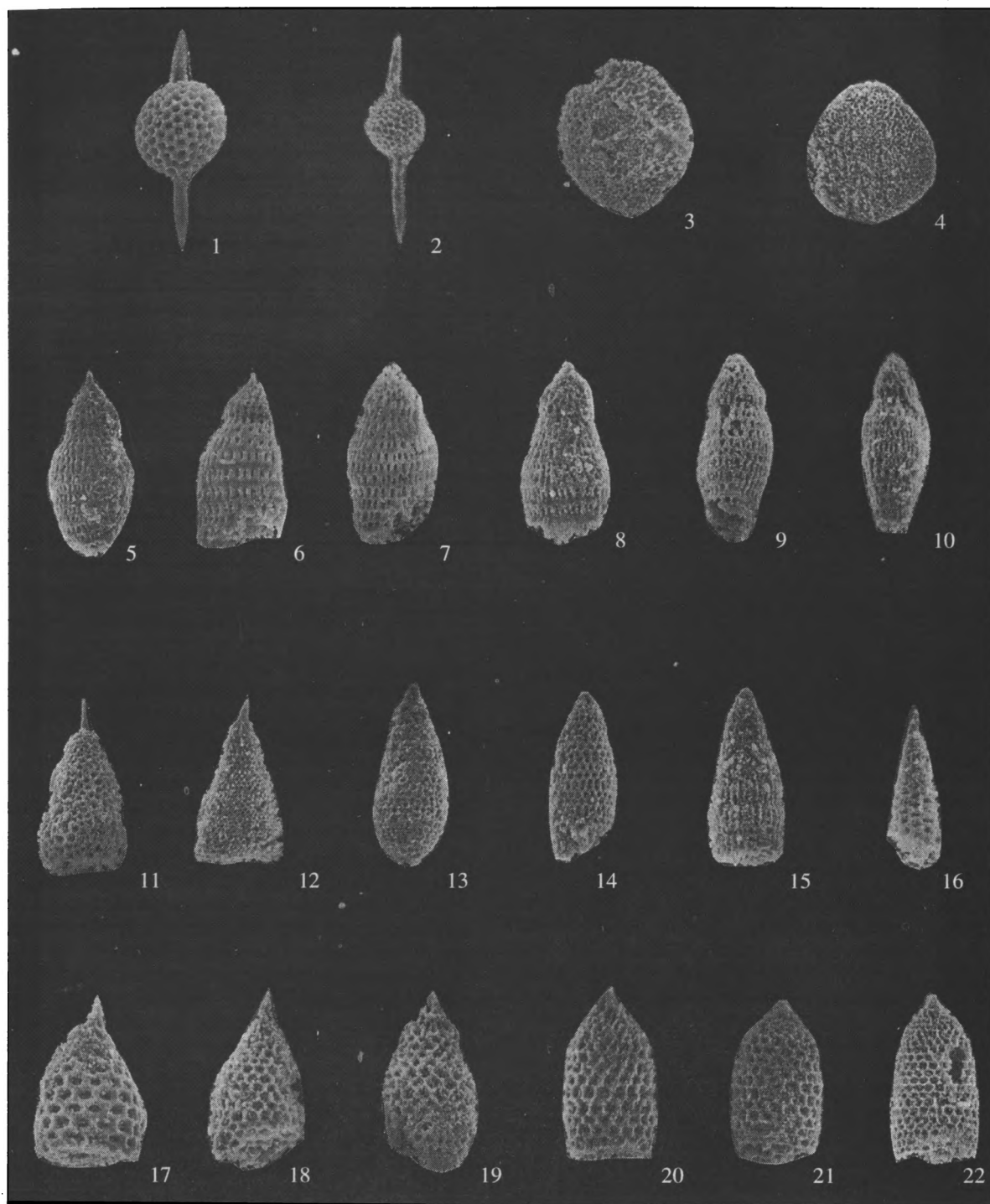


Таблица III. Радиоларии из пород кремнисто-терригенного подкомплекса осадочно-вулканогенного комплекса. (Обр. 136/ж) 1, 2 – *Praestylosphaera pusilla* (Campbell & Clark), $\times 150$ (1), $\times 100$ (2); 3, 4 – *Orbiculiforma?* sp., $\times 100$; 5–8 – *Theocampe* cf. *yaoi* Taketani, $\times 100$; 9–10 – *Theocampe* cf. *altamontensis* (Campbell & Clark), $\times 110$; 11, 12 – *Lithostrobos* cf. *rostovzevi* Lipman, $\times 100$; 13–14 – *Stichomitra* sp., $\times 100$; 15 – *Dictyomitra* sp., $\times 110$; 16 – *Cornutella californica* Campbell & Clark, $\times 150$; 17–19 – *Clathrocyclas* cf. *hyronia* Foreman, $\times 100$; 20–22 – *Clathrocyclas* cf. *tintinnaeformis* Campbell & Clark, $\times 100$.

Таблица 2. Распространение встреченных видов радиолярий

Радиолярии	K ₂						P ₁	
	cn	st	cp			m		
			e	m	l	e		l
Phaseliforma ex gr. carinata Pessagno			---	---	---	?		
Phaseliforma cf. subcarinata Pessagno			---	---	---			
Phaseliforma cf. meganosensis Pessagno		---	---	---	---			
Orbiculiforma quadrata Pessagno			---	---	---			
Praestyllosphaera pusilla (Campbell & Clark)			?	---	---			
Praestyllosphaera hastata (Campbell & Clark)						---		
Ltihomespilus mendosa (Krashennikov)								
Cornutella californica (Campbell & Clark)				---	---	---	---	
Stichomitra livermorensis Campbell & Clark	---	---	---	---	---	---	---	
Stichomitra cf. shirshovica Vishnevskaya								
Amphipyndax stocki (Campbell & Clark)								
Amphipyndax stocki var. B. Vishnevskaya						---		
Amphipyndax streckta Empson-Morin						---		
Archaeodictyomitra regina (Campbell & Clark)				---	---	---	---	
Dictyomitra densicostata Pessagno	---	---	---	---	---	---	---	
Dictyomitra cf. multicostata Zittel								
Clathrocyclas tintinnaeformis Campbell & Clark			---	---	---	---		
Clathrocyclas cf. hyronia Foreman						---		
Xitus cf. asymbatos (Foreman)								
Theocampe yaoi Taketani								
Theocampe cf. altamontensis (Campbell & Clark)								
Lithostrobos cf. rostovzevi Lipman								

тах позволяет говорить о существовании градиента рельефа в эпоху осадконакопления комплекса.

Силициты из чешуй тектоностратиграфического разреза вулканогенно-кремнистого комплекса датированы кампаном-маастрихтом. Выделенные ассоциации радиолярий можно сопоставить с поздневатынским и раннеинетываямским комплексами в шкале, разработанной В.С. Вишневской (1985) для Беринговоморского региона.

Раннее отложения вулканогенно-кремнистого комплекса в районе бухты Анастасии изучались Н.А. Богдановым и К.А. Савельевым. Из отобранных кремнистых пород В.С. Вишневской были выделены и определены комплекс радиолярий позднетуронского-раннекампанского и коньякского-среднекампанского возраста (табл. 3). Данные комплексы сопоставляются с ранне- и средневатынскими комплексами (Вишневская, 1985). Из яшм, относимых к Снеговой пластине (Астраханцев и др., 1987), и, по-видимому, входящих в состав вулканогенно-кремнистого комплекса, Л.Г. Брагиной были выделены и определены радиолярии сантон-кампанского возраста, сопоставимые со средневатынским и поздневатынским комплексами.

История становления стратиграфии мезозойских вулканогенно-кремнистых отложений юга Корякского нагорья подробно рассматривалась ранее (Геология юга..., 1987). В конце 50-х годов возраст "ватынской серии" считался меловым (Липман, 1959), в начале 70-х позднемеловым (Жамойда, 1972), в середине 80-х – ее возраст определялся как альб-кампанский (Вишневская, 1985). Вулканогенно-

но-кремнистый комплекс района бухты Анастасии по литолого-петрографическим характеристикам идентичен образованиям, относившимся ранее к "ватынской серии". Исходя из этого, мы считаем, что наши датировки указывают на то, что "ватынская серия" содержит более молодые горизонты и интервал времени формирования этой серии может быть расширен вплоть до маастрихта.

Образования "ватынской серии" интерпретировались как: а) отложения эвгеосинклинального прогиба, заложившегося в поздне меловое время на океанической коре (Алексеев, 1979); б) отложения глубоководного бассейна (Богданов и др., 1982); в) фрагмент верхней части океанической коры (Астраханцев и др., 1987); г) базальтовый слой океанической коры, сорванный с основания, или фрагменты океанических вулканических поднятий (Казимиров и др., 1987); д) гетерогенные отложения СОХ и абиссальных котловин (альб – турон), внутриокеанических подводных поднятий (коньяк – кампан) и краевых морей (кампан) (Соколов, 1992); е) образования окраинного моря (Чехович, 1993).

Осадочно-вулканогенный комплекс подразделен на три подкомплекса: собственно вулканогенный, вулканогенно-терригенный (переходный) и кремнисто-терригенный. Согласно классификации обстановок осадконакопления вулканокластических пород, разработанной Р.В. Фишером (1987) на основе анализа характера отложений, можно судить о некоторых условиях формирования выделенных подкомплексов. Собственно вулканогенный подкомплекс сложен мощными потоками массивных базальтов и андезито-базальтов, пере-

Таблица 3. Возраст некоторых кремнистых пород р-на бухты Анастасии (коллекция Н.А. Богданова, К.А. Савельева, 1985; определения В.С. Вишневецкой)

№ образца	Виды радиолярий	Возраст								
		al	sm	t	cn	st	cp ₁	cp ₂	m	
8/6, 8/7	<i>Acanthocircus</i> cf. <i>ichikawai</i> (Foreman)									
	<i>Euchitonia triradiata</i> Lipman									
	<i>Dictyomitra</i> ex gr. <i>multicostata</i> Zittel	—	—							
	<i>Archaeodictyomitra regina</i> (Campbell & Clark)									—
	<i>Stichomitra?</i> <i>livermorensis</i> (Campbell & Clark)									—
	<i>Lithostrobus rostovzevi</i> Lipman									
	<i>Theocapsomma</i> ex gr. <i>comys</i> Foreman									—
	<i>Amphipyndax stocki</i> var. A <i>Vishnevskaya</i>									—
	A <i>stocki</i> var. B. <i>Vishnevskaya</i>									—
7/2	<i>Pseudoaulophacus floresensis</i> Pessagno	—	—	—						
	<i>Orbiculiforma quadrata</i> Pessagno									
	<i>Amphipyndax stocki</i> var. A. <i>Vichnevskaya</i>									—
	<i>Archaeodictyomitra squinaboli</i> Pessagno									
3/6	<i>Phaseliforma carinata</i> Pessagno									?
	<i>P. concentrica</i> (Lipman)									
	<i>Stylodruppa bifascicula</i> Kazintsova									
	<i>Amphipyndax stocki</i> var. A. <i>Vishnevskaya</i>									—
	<i>Lithostrobus zhamoidae</i> Kazintsova									—
1/1	<i>Cromyosphaera vivenkensis</i> Lipman									
	<i>Orbiculiforma quadrata</i> Pessagno									
	<i>Alievium superbum</i> (Squinabol)		—	—						—
	<i>Theocapsomma?</i> <i>amphora</i> Campbell & Clark									—
	<i>Neosciadiocapsa diabloensis</i> Pessagno									—
	<i>Amphipyndax stocki</i> var. A <i>Vishnevskaya</i>									—
	A. <i>stocki</i> var. B. <i>Vishnevskaya</i>									—
	A. <i>conicus</i> Nakaseko & Nishimura									—
<i>Archaeodictyomitra squinaboli</i> Pessagno									—	

ходящих в лавобрекчии и лавокластиты базальтового состава, а также грубыми туфами и брекчиями эксплозивного характера. Указанные данные позволяют предполагать, что формирование вулканогенного подкомплекса происходило в субаэральной обстановке. Вулканогенно-терригенный подкомплекс сложен базальтами и лавобрекчиями, мощными плохо сортированными, неяснослоистыми терригенными отложениями, сформированными скорее всего в мелководной субаквальной обстановке за счет ремобилизации материала субаэральных вулканитов и переноса гравитационными потоками. Кремнисто-терригенный подкомплекс содержит тонкие, мелкозернистые, сортированные, нормальноградационные слои и образовался в достаточно глубоководной субаквальной обстановке. Согласно модели вулканогенной седиментации (Кэри, Сигурдссон, 1987), два последних подкомплекса, по-видимому, имели фациальные взаимоотноше-

ния и формировали вулканокластический шлейф на склоне дуги, продуцировавшей субаэральные вулканиты.

Силициты из кремнисто-терригенного подкомплекса датированы кампаном—маастрихтом. Выделенный комплекс радиолярий можно сопоставить с поздневатинским—раннеинетываемским комплексами (Вишневецкая, 1985). По вещественному составу и характеру отложений осадочно-вулканогенный комплекс может быть сопоставлен с “ачайваямской свитой” (Жамойда, 1972; Астраханцев и др., 1987), вулканогенным комплексом (Богданов и др., 1982) и с мачевнинским комплексом (Сухов, 1983; Геология юга..., 1987).

Отложения “ачайваямской свиты” рассматривались как образования островодужной системы (Богданов и др., 1982; Астраханцев и др., 1987; Казимиров и др., 1987). Мачевнинский комплекс интерпретировался как реликт зачаточной или ремнант-



Рис. 4. Возможный палеолатеральный ряд для кампан-маастрихтского времени, построенный на основе анализа тектоностратиграфических разрезов района бухты Анастасии и литературных данных (Чехович, 1993).

Цифрами на рисунке показаны комплексы и фации:

I – Укэляятский флишевый комплекс

Цифры в кружках: 1 – проксимальные фации конусов выноса; 2 – дистальные фации конусов выноса;

II – Вулканогенно-кремнистый комплекс (“ватынская серия”); 3 – переходные фации: алевропелиты и кремнистые породы; 4 – базальты с кремнистыми породами;

III – Осадочно-вулканогенный комплекс (“ачайваямская свита”); 5 – собственно вулканогенный подкомплекс; 6 – вулканогенно-терригенный подкомплекс; 7 – кремнисто-терригенный подкомплекс.

1 – Аккреционные комплексы Корякского нагорья; 2–3 – типы коры: 2 – окраинноморская, 3 – островодужная; 4–8 – фации: 4 – терригенные и вулканогенные псаммиты, 5 – алевропелиты различного генезиса, 6 – глинисто-кремнистые, 7 – кремнистые, 8 – вулканогенные грубообломочные.

ной островной дуги, обращенной фронтальной частью на запад (Сухов, 1983; Геология юга..., 1987).

Таким образом, в районе бухты Анастасии могут быть выделены три главных структурно-формационных комплекса, сформированные в различных геодинамических обстановках: флишевые отложения подножия континентального склона или глубоководного желоба (Укэляятская зона) (Казимиров и др., 1987; Чехович, 1993), вулканогенно-кремнистые отложения окраинноморского бассейна (Чехович, 1993) (“ватынская серия” Олюторской зоны) и осадочно-вулканогенные образования энсиматической островодужной системы (Геология юга..., 1987) и ее склона (мачевнинский комплекс или “ачайваямская свита”). Как было показано выше, некоторые горизонты вулканогенно-кремнистого и осадочно-вулканогенного комплекса формировались в одно и то же время – в кампане-маастрихте. Во флишеидном комплексе Укэляятской зоны также известны отложения кампан-маастрихтского возраста (Казимиров и др., 1987). Указанные структурно-формационные комплексы близки по возрасту формирования и тектонически совмещены в современной структуре, что позволяет говорить о возможности существования в кампан-маастрихтское время палеолатерального ряда: континентальный склон – впадина окраинного моря – поднятие островной дуги – впадина океанического бассейна (рис. 4). Наличие в тектоностратиграфических разрезах вулканогенно-кремнистого комплекса алевропелитов позволяет считать данные отложения переходными фациями от подножия континентального склона (Укэляятские фации) к окраинноморскому бассейну (“ватынская серия” Олюторской зоны). В разрезах Укэляятской зоны также описаны переходные фации, в

которых среди флишевых отложений встречаются кремнисто-глинистые породы и высокотитанистые базальты (Соколов, 1992).

Анализ микрофаунистических комплексов

Присутствие в породах вулканогенно-кремнистого комплекса в ассоциациях (обр. 12, 29) радиолярий губчатых форм, наряду с циртоидными, а также наличие обломков спонгий позволяют предположить, что данное сообщество могло обитать в условиях окраинноморского бассейна. Захоронение этих комплексов, скорее всего, происходило в относительно мелководной обстановке, доказательством чему служат такие косвенные признаки, как достаточно высокий процент губчатых форм, низкая иглистость скелетов, а также фрагментарность скелетов.

В выделенной из кремнисто-терригенного подкомплекса ассоциации радиолярий преобладают циртоидные формы (соотношение губчатых форм к циртоидам 1:10). В комплексе радиолярий преобладают представители рода *Theosampra*, характерного для бассейнов с глубиной, близкой к абиссальной (Empson-Morin, 1984). Вероятно, вышеописанное сообщество могло обитать в условиях более открытого бассейна, а захоронение происходило на больших глубинах, чем радиолярий вулканогенно-кремнистого комплекса.

Наблюдается сходство ассоциаций радиолярий, выделенных из комплексов тектоностратиграфических разрезов района бухты Анастасии с ассоциациями радиолярий позднего мела Калифорнии (Campbell, Clark, 1944; Pessagno, 1976) и Японии (Taketani, 1982), а также с сообществами, описанными из скв. 275 (Pessagno, 1975) из южной высокоширотной области Тихого океана. Как отмечает К. Эмп-

сон-Морин (1984), для высокоширотных радиоляриевых ассоциаций характерно присутствие в комплексах орбикулиформид и фазелиформид с редуцированным отношением высоты скелета к ширине. В наших комплексах у фазелиформид отношение высоты к ширине составляет 1.42–1.59:1.

Обедненный видовой состав, сглаженные формы, присутствие массивных толстостенных раковин, низкий процент иглистых форм, небольшие размеры позволяют отнести выделенные комплексы радиолярий к высокоширотной ассоциации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1) В районе бухты Анастасии выделены два структурно-формационных комплекса: вулканогенно-кремнистый и осадочно-вулканогенный. В современной структуре отложения комплексов находятся в тектоностратиграфических разрезах.

2) Вулканогенно-кремнистый комплекс содержит горизонты, датированные поздним туоном – ранним кампаном и коньяком-средним кампаном (определение В.С. Вишневецкой), а также ранее неизвестные кампан-маастрихтские толщи. По вещественному составу данный комплекс сопоставляется с “ватынской серией” (Геология юга..., 1987; Астраханцев и др., 1987). Ранее считалось, что “ватынская серия” сформировалась в альб-кампане (Геология юга..., 1987), по нашим данным этот диапазон может быть расширен до маастрихта.

3) Осадочно-вулканогенный комплекс подразделен на три подкомплекса: собственно вулканогенный (нижний), вулканогенно-терригенный (средний или переходный) и кремнисто-терригенный (верхний). Кремнисто-терригенный подкомплекс содержит радиолярии, позволяющие датировать вмещающие отложения кампаном-маастрихтом. Осадочно-вулканогенный комплекс сопоставляется с мачевинским комплексом (Геология юга..., 1987) или с “чайвямской свитой” (Астраханцев и др., 1987).

4) Вулканогенно-кремнистый комплекс, по видимому, формировался в пределах окраинно-морского бассейна, а осадочно-вулканогенный – в пределах островной дуги и ее склона. Полученные данные позволяют реконструировать для кампан-маастрихтского времени возможный палеолатеральный ряд: континентальный склон – впадина окраинного моря – поднятие островной дуги – впадина океанического бассейна.

Авторы весьма признательны Н.А. Богданову и В.С. Вишневецкой за критические замечания и предоставленный дополнительный материал, В.В. Бернару за съемку микрофауны с помощью сканирующего электронного микроскопа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 97-05-65566 и 98-05-64525.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры Южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1979. № 1. С. 85–95.

Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161–187.

Богданов Н.А. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья // ДАН СССР. 1970. Т. 192. № 3. С. 607–610.

Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневецкая В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.

Вишневецкая В.С. Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Берингово-морского региона СССР по радиоляриям // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 84–93.

Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. С. 167.

Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. С. 243.

Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.

Кэри С., Сигурдссон Х. Модель вулканогенной седиментации в окраинных бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 65–101.

Липман Р.Х. Значение радиолярий для стратиграфического расчленения осадочных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34. Вып. 6. С. 67–88.

Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. С. 182.

Структуры горных пород. Том 1. Магматические породы. Л.: Госгеолгиздат, 1948. С. 202.

Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 12–28.

Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 293.

Фишер Р.В. Субаквальные вулканокластические породы // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 9–51.

Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. С. 272.

Campbell A., Clark B. Radiolaria from Upeer Cretaceous of Middle California. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1944. № 57. P. 1–61.

Empson-Morin K. Depth and latitude distribution of Radiolarin in Campanian (Late Cretaceous) tropical and subtropical oceans // Micropaleontology. 1984. V. 30. № 1. P. 87–115.

Pessagno E. Upper Cretaceous Radiolaria from DSDP Site 275 // Init. Rep. of the DSDP Wash. 1975. V. 29. P. 1011–1029.

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.

Taketani Y. Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of the Urakawa and Obira Areas, Hokkaido // Tohoku Univ. Sci. Rep. 2nd ser. (Geol.). 1982. V. 52. № 1–2. P. 1–76.

Рецензенты С.Д. Соколов, Н.А. Богданов

УДК 551.736.31.761(470.1)

О “ТАЙМЫРСКОМ” ЯРУСЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПЕРМИ СИБИРИ

© 1998 г. Н. К. Могучева

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья СО РАН,
630104 Новосибирск, Красный проспект, 67, Россия

Поступила в редакцию 29.05.96 г., получена после доработки 01.10.96 г.

Ключевые слова. Стратиграфия, корреляция, пермь, триас, корвунчанская флора, “таймырский ярус”, индский ярус.

Пограничные отложения перми и триаса в пределах Средней Сибири представлены в основном континентальными толщами. Согласно официально принятой точке зрения, граница перми и триаса проводится здесь по границе пермских сероцветных угленосных отложений с палеофитной кордаитовой флорой и вышележащих вулканогенных и туфогенно-осадочных, в основном пестроцветных, отложений с мезофитной лепидофитовой флорой на прибрежно-морских окраинах Сибирской платформы и мезофитной же хвойно-папоротниковой корвунчанской флорой на остальной территории. С этой границей совпадают коренная перестройка и дифференциация палеогеографических обстановок, смена гумидного климата на семиаридный, прекращение углеобразования, широкое развитие трапсового вулканизма, резкое изменение растительных формаций: палеофитной на мезофитную.

Традиционно принимается, что самые верхние горизонты перми Сибири по флоре относятся к верхнетатарскому подъярису. На них в пределах Средней Сибири залегают вулканогенные и туфогенно-осадочные отложения, самые нижние горизонты которых относятся к индскому ярусу, в том числе в Тунгусской синеклизе (Могучева, 1986; Добрускина, Могучева, 1987; Кухтинов, Неструева, 1986; Сайдаковский, 1990 и др.). Существует, однако, мнение, что вулканогенные толщи Тунгусской синеклизы и Таймыра, охарактеризованные корвунчанской флорой, имеют не триасовый, а пермский возраст. При этом нижний тутончанский горизонт отнесен к татарскому ярусу, а двурогинский и пугоранский выделены в так называемый “таймырский ярус – терминальный ярус континентальной перми”, якобы отвечающий джувльфинскому и дорашамскому ярусам Тетиса и перерыву между пермью и триасом на Русской платформе (Садовников, Орлова, 1994). В качестве стратотипа нового “яруса” выбран “как наиболее полно представленный”, а на самом деле фрагментарный разрез вулканогенных и вулканогенно-терригенных образований хребта Кирьяка-Тас на юго-востоке Таймыра, изученный ав-

торами ранее (Садовников, Орлова, 1990). Этот разрез описан по изолированным, удаленным на значительные расстояния обнажениям в северо-восточной и юго-западной частях хр. Кирьяка-Тас. Какая часть этого разреза выделяется в “таймырский ярус” понять невозможно. Для наглядности стратиграфические построения авторов сведены нами в табл. 1. В статье 1990 г. на рис. 2 (с. 65) выше татарского (?) яруса, к которому отнесены вулканогенные отложения зверинской свиты, показано подразделение “дорашамский или индский ярус”. К нему отнесены три свиты: холидьяская, бетлингская, попутненская. Но последняя свита отсутствует в хр. Кирьяка-Тас, она выделена авторами на Центральном Таймыре и, как теперь установлено М.Н. Вавиловым, Н.К. Куликовой и др. (1990), имеет раннеюрский возраст. В этой же статье в табл. 1 (с. 60–61) в колонке “Кирьяка-Тас” к подразделению “дорашамский или индский ярус” отнесена только бетлингская? свита, заходящая к тому же в нижний триас, а холидьяская и зверинская свиты включены в “татарский или джувльфинский ярус”. В тексте есть еще один вариант: “...поскольку флористические ассоциации с преобладанием хвойных (пугоранского типа) встречаются в Кирьяка-Тас лишь в нижней части лав, а в Центральном Таймыре – в попутненской свите, перекрывающей бетлингские лавы, можно думать, что бетлингской свите отвечает лишь нижняя часть лав хр. Кирьяка-Тас, верхняя же их часть является более молодой” (с. 67).

Есть и другие неясные моменты в строении этого разреза. Ранее при его описании указывалось, что в хр. Кирьяка-Тас на угленосных пермских отложениях с кордаитовой флорой залегают зверинская свита, представленная туфами, туффитами, базальтами, мощностью около 300 м, затем бетлингская свита – базальты, мандельштейны с остатками *Quadrocladus*, а выше (контакт не обнажен) – морские оленекские образования (Садовников и др., 1981). В статье Г.Н. Садовникова и Э.Ф. Орловой (1990) над туфами зверинской (?) свиты показана холидьяская свита (выделенная

Таблица 1. Сопоставление схем расчленения вулканогенных образований хр. Кирьяка-Тас

Садовников, Орлова, 1990						Садовников, Орлова, 1994											
Сис-тема	Ярус	Гори-зонт	Центральный Таймыр	Кирьяка-Тас		Сис-тема	Ярус	Горизонт									
Триасовая	Оленек-ский	Устькельтерский	Мамоновская	Кирьякатасская	Цветковомысская	Триасовая	Оленек-ский	-									
	Индский			Фадьюкудинская				Индский	Устькельтерский								
Пермская или триасовая	Дорашамский или индский	Путоранский	Попутненская	Бетлингская	Бетлингская	?	Индский	?									
								Бетлингская	Холидьесская	Дорашамский или индский	Бетлингская	Хунгтукунский					
													Гофманская	Зверинская	Зверинская?	Дорашамский Таймырский	Лебедевский
													Бетлингская				
Пермская	Татарский	Гагарье-островский			Татарский?	Зверинская	Тутончанский	Гагарьеостровский									

Таблица 2. Сравнение флористических комплексов кешинской, холидесской, сюрбеляхской свит и тутончанского горизонта Тунгусского и Кузнецкого бассейнов

Кешинская свита T ₁ ind	1	2	3	4	5
<i>Mesenteriophyllum</i> sp.	+			+	+
<i>Pleuromeia</i> sp.	+				
<i>Tomioostrobus migayi</i> (Schved.)		+		+	+
<i>Neokoretrophyllites annularioides</i> Radcz.			+	+	+
<i>Paracalamites triassica</i> Radcz.	+	+	+	+	+
<i>Equisetites sixteliae</i> Mog.			+		
<i>Cladophlebis parvus</i> Mog.				+	+
<i>C. borealis</i> Pryn.			+	+	+
<i>C. cf. kirjamkensis</i> Pryn.	+		+	+	+
<i>Sphenopteris kirjamkensis</i> Pryn.	+		sp.		
<i>Kchonomakidium cf. tunguscanum</i> (Pryn.) Schved.				+	+
<i>K. cf. srebrodolskae</i> Schved.			+	+	+
<i>Lepidopteris arctica</i> Mog.	+	+			
<i>Peltaspermum</i> sp.	+			+	+
<i>Taeniopteris tajmyrica</i> Mog.			sp. sp.		
<i>Glossophyllum</i> sp.				+	+
<i>Rhipidopsis</i> sp.				+	+
<i>Carpolithes zwetkoviensis</i> Mog.		+			
<i>C. ex gr. minor</i> Pryn.	+			+	+

Примечание. 1 – холидесская свита; 2 – лавы хр. Кирьяка-Тас; 3 – сюрбеляхская свита Верхоянья; 4, 5 – тутончанский горизонт: 4 – Кузнецкого, 5 – Тунгусского бассейнов.

авторами в массиве Холидье) – темно- и серо-зеленые песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями конгломератов общей мощностью около 450 м.

А.Ю. Егоров, изучавший позже разрезы в районе Кирьяка-Тас и Тулай-Кирьяка, в основании разреза на возвышенности Холидье выделил только нерасчлененные зверинскую + бетлингскую свиты, мощность около 1000 м, сложенные базальтами разного состава, в нижней половине толщи с прослоями базальтовых туфов, повсеместно с редкими прослоями аргиллитов с растительными остатками (Егоров, Куликова, 1989). О терригенной толще мощностью 450 м не упоминается. Есть ли на самом деле холидесская свита, при отсутствии детального послойного описания разреза понять невозможно.

Остается также неясным, что такое кирьяктаская свита, якобы выделенная А.Ю. Егоровым и Ю.А. Богомоловым в хр. Кирьяка-Тас. Дается ссылка на статью Дагис и др., 1989. Но ни в ней, ни в статье А.Ю. Егорова в этом же сборнике, в котором описан разрез хр. Кирьяка-Тас (Егоров, Куликова, 1989), нет никаких сведений о выделении и присутствии в хр. Кирьяка-Тас этой свиты.

В статье о новом “ярусе” (Садовников, Орлова, 1994) вовсе отсутствуют разъяснения о строении и стратиграфическом объеме его стратотипа, кроме ссылки, что он описан ранее в хр. Кирьяка-Тас. В приведенной же таблице в составе “таймырского яруса” показаны только горизонты,

выделенные в Тунгусском бассейне: лебедевский, хунгтукунский, пугоранский и даже не приводится сопоставление их со стратотипом. А ведь ранее в статье 1990 года утверждалось, что “...лебедевский горизонт на севере Сибирской платформы и Таймыре практически неистовен...” (Садовников, Орлова, 1990, с. 69). О пугоранском горизонте говорилось, что возраст его недостаточно ясен, но “...практически полное отсутствие (в нем) пермских форм остракод и конхострак, широкое распространение *Falsisca*, достаточно многочисленных и в нижнем триасе (особенно в марининской свите), а в центральной и южной частях Тунгусской синеклизы также и триасовых *Gerdalia* свидетельствует в пользу раннетриасового возраста” (там же, с. 70). Получается, что в пермский ярус авторами включен триасовый горизонт?

Необходимо также отметить, что выделенные вместо двурогинского лебедевский и хунгтукунский горизонты являются биостратиграфическими, а не региональными стратонами, каковыми являются тутончанский, двурогинский и пугоранский горизонты. Они выделены в разных структурно-фациальных зонах в разрезах разных свит, не скоррелированных между собой, отчего соотношение их друг с другом неясно. Они имеют локальное распространение и могут рассматриваться в лучшем случае как слои с флорой (лебедевский “горизонт”) и (или) с конхостраками (хунгтукунский) в составе регионального двурогинского горизонта. Поэтому неправомерно заменять ими двурогинский горизонт и ставить их в один ранг с тутончанским и пугоранским региональными горизонтами.

Обратимся к палеонтологической характеристике и обоснованию возраста стратотипа “таймырского яруса”. Авторы не сделали выводов по этому вопросу. Приведены лишь списки остатков растений и конхострак. Из “холидесской” свиты указаны находки остатков растений: *Neokoretrophyllites* (?) cf. *triassica* (Radcz.), *Lepidopteris* cf. *arctica* Mog., а также редкие cf. *Pleuromeia taimyrica* Sad., *Boweria*? sp., *Marattiopsis*? sp., *Todites*? sp., *Acrostichides* cf. *kirjamkensis* Pryn., *Peltaspermum* sp., *Ginkgo* sp., *Carpolithes ex gr. cinctus* Nath., *C. ex gr. minor* Pryn., *Elatocladus*? sp. В нижней части лавовых образований найдены остатки хвойных *Quadrocladus pachyphyllus* (Pryn.), а во второй лавовой толще редкие *Neokoretrophyllites*? sp., *Neocalamites*? cf. *triassica* (Radcz.), *Equisetites*? sp., *Radicites* sp., *Tomioostrobus belozerovii* Sadov. (= *T. migayi* (Schved.)), *Cladophlebis*? sp., *Lepidoptera* cf. *arctica* Mog., *Taeniopteris* sp., *Carpolithes ex gr. cinctus* Nath., *C. cf. zwetkoviensis* Mog. и остатки конхострак. По заключению Г.Н. Садовникова, близкого состава комплекс приводит А.Ю. Егоров для нерасчлененных зверинской и бетлингской свит в разрезе хр. Кирьяка-Тас (Егоров, Куликова, 1989). Флористические комплексы из “холидесской”

свиты и лавовой толщи очень близки по составу¹. Они состоят из представителей раннетриасовой лепидофитовой и корвунчанской флор. Напомним, что доминантами лепидофитовой флоры Средней Сибири являются *Tomiostrubus* и *Pleuromeia*, повсеместно характерные для нижнетриасовых отложений и никогда и нигде не встречавшиеся в перми. Присутствие этих родов в разрезе хр. Кирыка-Тас свидетельствует бесспорно только о раннетриасовом возрасте отложений, выделенных в новый пермский “ярус”. Флористический комплекс “халидесской” свиты очень сходен с комплексом из стратотипа кашенской свиты в разрезе триаса мыса Цветкова на Восточном Таймыре, из которой определены индские фораминиферы. Все виды “халидесского” комплекса, кроме форм, определенных в открытой номенклатуре под знаком вопроса, встречены в кешинской свите, а также в сюрбеляхской свите Верхоянья и в самом нижнем тутончанском горизонте вулканогенной толщи Тунгусского бассейна (табл. 2). Это, безусловно, свидетельствует о синхронности этих отложений и об их индском возрасте (Могучева, 1986). Находки хвойных *Quadrocladus* в нижней лавовой толще хр. Кирыка-Тас позволяют сопоставлять эту часть разреза скорее всего с нижней частью двурогинского горизонта, залегающего на тутончанском. Наконец, присутствие во второй лавовой толще остатков *Tomiostrubus* и залегание ее под фадьюкудинской свитой с индскими двустворками *Promyalina schamarae* Bitt. указывает на принадлежность этой толщи также индскому ярусу. Такой же возраст имеет нижележащая зверинская свита, в которой найдены остатки корвунчанских растений (Владимиров и др., 1990).

Таким образом, стратотип “таймырского яруса перми” имеет раннетриасовый возраст и относится к индскому ярусу. Он сопоставляется с тутончанским и, вероятно, нижней частью двурогинского горизонтов Тунгусского бассейна, что указывает на индский возраст последних, установленный также по находкам остракод и харофитов (Кухтинов, Неуструева, 1986; Сайдаковский, 1990).

В Тунгусском бассейне к “таймырскому ярусу” отнесены весь двурогинский и путоранский горизонты, а это значит, что “таймырский ярус” на Таймыре и в пределах Тунгусской синеклизы имеет разный возрастной объем и отвечает разным стратиграфическим интервалам вулканогенной толщи.

¹ В приведенных выше комплексах имеются некорректные определения. Один и тот же вид – *Paracalamites triassica* Radcz. – по неизвестным причинам приводится под разными родовыми названиями: *Neokoretrophyllites?* и *Neocalamites?* Вид *Sphenopteris kirjamkensis* Pryn. необоснованно указан как *Acrostichides*. Этот позднетриасовый род давно упразднен.

Таблица 3. Сравнение тутончанской флоры с позднепермскими, триасовыми и юрскими флорами Евразии

Тутончанская флора	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Mesenteriophyllum</i>			+	+	+	+		
<i>Tomiostrubus</i>			+	+	+			
<i>Neokoretrophyllus</i>			+					+
<i>Gamophyllites</i>		+						
<i>Tschernovia</i>		+						
<i>Paracalamites</i>		+	+	+	+	+	+	
<i>Neocalamites</i>			+		+	+	+	+
<i>Schizoneura</i>			+		+	+	+	+
<i>Prynadaia</i>					+	+		
<i>Equisetites</i>				+	+	+	+	+
<i>Osmundopsis</i>							+	+
<i>Todites</i>		+	+			+	+	+
<i>Lobifolia</i>			+				+	+
<i>Cladophlebis</i>		+	+	+	+	+	+	+
<i>Pecopteris?</i>		+	+		+	+	+	+
<i>Sphenopteris</i>		+	+	+			+	+
<i>Xchonomakidium</i>			+	+				
<i>Prynadaeopteris</i>		+	+					
<i>Korvunchania</i>			+					
<i>Katasiopteris</i>			+					
<i>Tersiella-Tatarina</i>	+		+				+	
<i>Peltaspermum</i>	+					+	+	
<i>Taeniopteris</i>			+	+	+	+	+	+
<i>Stenopteris</i>							+	+
<i>Yavorskyia</i>		+	+					
<i>Tomia</i>		+	+					
<i>Leuthardtia</i>	+					+		
<i>Clossophyllum</i>			+			+	+	
<i>Ginkgo</i>						+	+	+
<i>Rhipidopsis</i>		+	+					
<i>Yuccites</i>			+		+	+	+	

Примечание. 1 – татаринская флора Русской платформы; 2 – позднепермская флора Сибири; 3 – мальцевская флора Кузбасса; 4 – лепидофитовая флора Средней Сибири; 5 – флора пестрого песчаника Западной Европы; 6 – кейперские флоры; 7 – позднетриасовые флоры; 8 – раннеюрские флоры.

Стратотип яруса на Таймыре оказывается древнее, чем в Тунгусском бассейне. Такой “ярус” вряд ли можно признать валидным подразделением, тем более, что нет никаких оснований для выделения нового пермского яруса, как и не существует никакого интервала разреза с корвунчанской и лепидофитовой флорами, который мог бы иметь пермский возраст, даже и более молодой, чем татарский ярус.

Приведенные данные категорически противостоят утверждениям о бесспорном сходстве вятской и тутончанской флор и о позднетатарском возрасте последней (Садовников, Орлова, 1990, 1994). На табл. 3 показано сравнение родового состава корвунчанской флоры с пермскими, триасовыми и юрскими флорами Евразии. Из этой таблицы видно, что сходство вятской и тутончанской флор ограничивается тремя родами, которые являются транзитными. Эти флоры имеют совершенно различный состав, не содержат общих видов, а также “...достаточно сильно отличаются

Таблица 4. Распространение важнейших видов растений в вулканогенной толще Тунгусского и в мальцевской свите Кузнецкого бассейнов

Кузнецкий бассейн						Корвунчанская флора	Тунгусский бассейн			
5	4	3	2	1	P ₂		P ₂	6	7	8
						<i>Tomiostrobus</i> sp.				
						<i>Mesenteriophyllum</i> sp.				
						<i>Neokoretrophyllites linearis</i>				
						<i>Schizoneura altaica</i>				
						<i>Cladophlebis borealis</i>				
						<i>C. curviplumulis</i>				
						<i>Pecopteris pseudotchichatchevii</i>				
						<i>Kchonomakidium tunguscanum</i>				
						<i>Tersiella belousovae</i>				
						<i>Ctenopteris angustiloba</i>				
						<i>Glossophyllum claviforme</i>				
						<i>Rhipidopsis tutonchanica</i>				
						<i>Neokoretrophyllites annularioides</i>				
						<i>Todites korvunchanica</i>				
						<i>Cladophlebis augusta</i>				
						<i>Peltaspermum</i> sp.				
						<i>Leuthardtia crassa</i>				
						<i>Katasiopteris lebedevii</i>				
						<i>K. stenophylla</i>				
						<i>Madygenia borealis</i>				
						<i>Edyndella dentata</i>				
						<i>Voltzia avamica</i>				
						<i>Cladophlebis lobifera</i>				
						<i>Sphenopteris kirjamkensis</i>				
						<i>Tersiella leptophylla</i>				
						<i>Quadrocladus? sibirica</i>				
						<i>Elatocladus linearis</i>				
						<i>Darneya inopinata</i>				
						<i>Lobatannularia evenkorum</i>				
						<i>Boreopteris evenkensis</i>				
						<i>Mertensides concinnus</i>				
						<i>Pecopteris polkinii</i>				
						<i>Lepidopteris</i> sp.				
						<i>Scytophyllum tenuinerve</i>				
						<i>Yavorskyia arctica</i>				
						<i>Pityocladus schvedovii</i>				
						<i>Lutuginia furcata</i>				
						<i>Paracalamites triassica</i>				
						<i>P. taradanicus</i>				
						<i>Todites kirjamkensis</i>				
						<i>Cladophlebis grandifolia</i>				
						<i>Sphenopteris trisecta</i>				
						<i>Kchonomakidium srebrodolskae</i>				
						<i>Katasiopteris polymorpha</i>				
						<i>Korvuntchania tunguscana</i>				
						<i>Taeniopteris prynadae</i>				
						<i>Yavorskyia radczenkoi</i>				
						<i>Rhipidopsis triassica</i>				
						<i>Yuccites angaridensis</i>				
						<i>Rhaphidopteris elongata</i>				

Примечание. 1 – тараканихинские слои, 2 – барсучьи слои, 3 – кедровские слои, 4 – рябокаменские слои мальцевской свиты, 5 – сосновская свита, 6 – тутончанский горизонт, 7 – двурогинский горизонт, 8 – пугоранский горизонт.

и миоспоровые комплексы вмещающих отложений” (Гоманьков, Мейен, 1986, с. 154). Несравненно больше в тутончанской и в целом в корвунчанской флоре родов, характерных для триасовых (от 6 до 16 родов) и даже юрских (11 родов) флор. Но самое большое сходство корвунчанская флора имеет с раннетриасовой флорой мальцевской свиты Кузбасса. Оно проявляется не только на родовом (около 30 общих родов), но и видовом (около 40 видов) уровнях, а также, в этапности развития (табл. 3, 4). Тутончанский комплекс имеет 20 родов и 15 видов, общих с тараканихинско-барсучьим комплексом мальцевской свиты Кузбасса. Такое сходство является, несомненно, более важным и решающим для обоснования возраста тутончанской и всей корвунчанской флоры, чем сомнительное сходство с вятской флорой.

В свете этих данных корреляция мальцевской свиты с вулканогенной толщей Тунгусского бассейна, проведенная Г.Н. Садовниковым и А.В. Гоманьковым (Гоманьков, Мейен, 1986), при которой “...тараканихинские слои следует подпоставлять... и отнести к верхнепуторанскому подгоризонту” (Садовников, 1981, с. 80), является необоснованной и ошибочной. Вызывают удивление утверждения, что “...никаких данных за индский возраст тутончанского горизонта нет...” и “...практически все имеющиеся материалы по двустворчатым моллюскам, остракодам и насекомым также свидетельствуют в пользу пермского возраста тутончанского горизонта...” (Садовников, Орлова, 1990, с. 69). В действительности, на раннетриасовый возраст этого горизонта указывают данные О.А. Бетехтиной по двустворкам (Бетехтина, Могучева, 1984), об индском возрасте свидетельствуют данные И.Ю. Неуструевой, по остракодам (Кухтин, Неуструева, 1986), Л.Я. Сайдаковского (1990) по харофитам и остракодам.

Харофиты были собраны нами в нижней части тутончанской свиты в обнажении на р. Нижней Тунгуске напротив о. Гагарьего и в низах марининской свиты на Восточном Таймыре. Они были изучены Л.Я. Сайдаковским (1990). Из тутончанской свиты им определен комплекс харофитов, типичный, по его мнению, для I зоны нижнего триаса *Vladimiriella kargini*, и остракоды родов *Gerdalia* и *Darwinula*. Из марининской свиты определен вид-индекс этой же зоны. По заключению Л.Я. Сайдаковского, эти отложения (тутончанская и марининская свиты) имеют раннеиндский возраст.

Марининскую свиту, выделенную Г.П. Кочетковым в 1944 г. вблизи мыса Цветкова на ручье Марининском, мы вслед за И.М. Мигаем (1952), считаем частью эффузивно-туффитовой толщи в разрезе мыса Цветкова на Восточном Таймыре, которая названа теперь кешинской свитой. Эти свиты обнажаются на разных крыльях (северном и южном) одной и той же антиклинали и их флоры-

стические комплексы имеют большое сходство. В разрезе на ручье Марининском нами найдены *Mesenteriophyllum* sp., *Tomiostrabus migayi* (Schved.), *Paracalamites* sp., *Cladophlebis ex gr. parvus* Mog., *C. spp.*, *Sphenopteris cf. kirjamkensis* Pryn., *Kchonomakidium* sp., *Lepidopteris arctica* Mog., *Peltaspermum* sp., *Nilssonia* sp. n., *Glossophyllum* sp., *Yuccites* sp., *Samaropsis* sp. nov., *Carpolithes* sp. Большинство форм этого комплекса встречаются в кешинской свите.

Данные, полученные Л.Я. Сайдаковским, имеют очень важное значение и свидетельствуют о наличии нижнеиндских отложений на Таймыре и в Тунгусском бассейне, подтверждают индский возраст тутончанского горизонта и его корреляцию с индскими отложениями Таймыра и Верхоянья. Они обоснованно и надежно доказывают, что граница перми и триаса в Тунгусском бассейне проходит в подошве, а не в кровле вулканогенных образований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Отложения, выделенные в стратотип нового пермского яруса, имеют триасовый возраст и относятся индскому ярусу. Они сопоставляются с тутончанским и, вероятно, самой нижней частью двурогинского горизонтов. В Тунгусской синеклизе в “таймырский ярус” выделены отложения, занимающие более высокое стратиграфическое положение – весь двурогинский и путоранский горизонты. Таким образом, к “таймырскому ярусу” в разных районах отнесены разновозрастные триасовые отложения.

2. Тутончанский горизонт сопоставляется не с вятским горизонтом Русской платформы, а однозначно с нижней частью мальцевской свиты Кузбасса в объеме тараканихинских и барсучьих слоев. Их флористические комплексы имеют практически одинаковый состав. Очень сходны, по мнению И.Ю. Неуструевой, и комплексы остракод из тараканихинских слоев и тутончанского горизонта. Индский возраст этих отложений определяется корреляцией их с разрезами Верхоянья и Восточного Таймыра, находками харофитов нижней зоны инда и остракод.

3. Залегание индских вулканогенных и туфогенно-осадочных отложений на угленосных пермских с кордантовой флорой, которые относятся к татарскому ярусу, показывает, что между пермью и триасом нет никаких отложений, имеющих дотриасовый возраст. Выделение “таймырского яруса” лишено всякого основания и смысла.

4. Все выше сказанное бесспорно свидетельствует в пользу триасового, а не пермского возраста вулканогенных отложений Тунгусской синеклизы и Таймыра и о положении границы перми и триаса в подошве этих отложений, а не в их кровле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бетехтина О.А., Могучева Н.К.* К вопросу о возрасте вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 4–8.
- Вавилов М.Н., Куликова Н.К., Головин С.В.* Стратиграфия триасовых отложений Центрального Таймыра // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 4–14.
- Владимиров А.Е., Могучева Н.К., Никулов Л.П., Романов А.П.* О расчленении пермо-триасовых вулканогенных отложений Западного Таймыра // Триас Сибири. Новосибирск: Наука, 1990. С. 4–13.
- Гоманьков А.В., Мейен С.В.* Татариновая флора. М.: Наука, 1986. 174 с.
- Дагис А.С., Егоров А.Ю., Казаков А.М. и др.* Стратиграфия триасовых отложений юго-восточного Таймыра // Верхний палеозой и триас Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. С. 71–91.
- Добрускина И.А., Могучева Н.К.* О возрасте вулканогенных отложений Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 29–36.
- Егоров А.Ю., Куликова Л.И.* Стратиграфическое положение раннетриасовых траппов Таймыра // Верхний палеозой и триас Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. С. 91–103.
- Кухтинов Д.А., Неуструева И.Ю.* Стратиграфическое значение остракод // Парастратиграфические группы флоры и фауны триаса. Л.: Недра, 1986. С. 162–170.
- Мизгай И.М.* Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре // Тр. Научно-исслед. ин-та геологии Арктики Главсевморпути. 1952. Т. 36. С. 60.
- Могучева Н.К.* Корреляция нижнетриасовых отложений Средней Сибири по флористическим данным // Региональные и местные стратиграфические подразделения для крупномасштабного геологического картирования. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1986. С. 89–97.
- Садовников Г.Н.* Региональные стратиграфические подразделения верхней перми и нижнего триаса Сибирской платформы и сопредельных районов // Сов. геология. 1981. № 6. С. 74–84.
- 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.
- 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.* Таймырский ярус – терминальный ярус континентальной перми // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 658–661.
- Сайдаковский Л.Я.* Биостратиграфическая корреляция триасовых отложений Евразии по харофитам // Тезисы докл. XXXVI сессии Всесоюз. палеонтол. об-ва. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми науч. центра УрО АН СССР, 1990. С. 60–62.

Рецензенты М.В. Дуранте, М.А. Ахметьева

Сдано в набор 31.03.98 г.

Подписано к печати 28.05.98 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отг. 3.9 тыс.

Уч.-изд. л. 15.2

Бум. л. 7.0

Тираж 273 экз.

Зак. 3913

Уважаемые авторы!

С 1998 года Международная академическая издательская компания "Наука" (МАИК "Наука") начала принимать авторские материалы не только в традиционном (бумажном), но и в электронном (подготовленном на компьютере) виде. Электронная версия материалов может быть представлена автором как дополнение к бумажной версии, что позволит ускорить процесс подготовки материалов к публикации. Ниже публикуются правила подготовки электронной версии материалов.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ПО ПОДГОТОВКЕ ЭЛЕКТРОННОЙ ВЕРСИИ МАТЕРИАЛОВ

1. Общие положения

Электронная версия материалов представляется автором в редакцию вместе с бумажной версией. Электронная и бумажная версии материалов должны быть идентичны.

Для качественной и оперативной связи автору желательно сообщить редакции свой E-mail адрес и номер факса.

В состав электронной версии статьи должны входить: файл, содержащий текст статьи, и файл(ы), содержащие иллюстрации. Если текст статьи вместе с иллюстрациями выполнен в виде одного файла, то необходимо дополнительно представить файлы с иллюстрациями.

К комплекту файлов должна быть приложена опись (возможно в виде файла), в которой обязательно должны быть указаны: формат диска, операционная система, название текстового редактора, имена файлов, название журнала, название статьи, фамилия и инициалы автора(ов).

Файлы могут передаваться как на 3,5" (или 5") дискетах, так и по E-mail или FTP. Дискеты могут быть отформатированы как в формате IBM PC, так и в Apple Macintosh. Во избежание технических неполадок запись на диске рекомендуется тестировать.

Для передачи электронной версии статьи при помощи Internet Вам необходимо предварительно согласовать свои действия сначала с редакцией, а затем со службой компьютерного обеспечения МАИК "Наука" по тел. (095) 333-9302 или E-mail: egur@maik.rssi.ru.

2. Подготовка электронной версии материалов

2.1. Основной текст

Желательно представление основного текста статьи в формате TextOnly. Обращаем Ваше внимание на то, что строки текста в пределах абзаца не должны разделяться символом возврата каретки (обычно клавиша Enter). Тексты с разделением строк в пределах абзаца символом возврата каретки не могут быть использованы.

Возможно представление статей в формате MicrosoftWord 2-7 или TEX с указанием подмножества и версии издательской системы.

Со временем список используемых нами форматов будет расширен, а сейчас мы убедительно просим придерживаться указанных форматов.

2.2. Графический материал

В электронном виде мы принимаем к обработке как сканированные, так и рисованные на компьютере черно-белые иллюстрации.

При подготовке графических файлов мы просим Вас придерживаться следующих рекомендаций:

- для полутоновых фотографий и штриховых рисунков желательно использовать формат TIFF, но можно использовать JPEG и GIF;

- для векторных рисунков и диаграмм (рисунков, подготовленных в программах векторной графики) желательно использовать формат EPS.

При подготовке файлов в формате TIFF желательно придерживаться следующих требований:

- для сканированных штриховых рисунков - 600 dpi (точек на дюйм);

- для сканированных полутоновых рисунков и фотографий не менее 200 dpi (точек на дюйм).

Графические файлы должны быть поименованы таким образом, чтобы было понятно, к какой статье они принадлежат и каким по порядку рисунком статьи они являются. Каждый файл должен содержать один рисунок.

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

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

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
Государство и право
Доклады академии наук

Журнал аналитической химии
Журнал вычислительной математики
и математической физики
Журнал неорганической химии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Защита металлов
Зоологический журнал
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Серия литературы и языка
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Лесоведение
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Молекулярная биология
Неорганические материалы
Нефтехимия
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Agricultural Chemistry
Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Russian Journal of Zoology
Biology Bulletin

Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Russian Forest Sciences
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Molecular Biology
Inorganic Materials
Petroleum Chemistry
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

Журналы МАИК “Наука”, выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis