

ISSN 0869-592X

Том 8, Номер 2

Март - Апрель 2000



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 8 № 2 2000 Март–Апрель

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, К. И. Кузнецова, Е. Е. Мусатов,
Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане, А. Ю. Розанов,
Б. А. Соколов, Сунь Вейго, М. А. Федонкин, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 8, номер 2, 2000

Sm-Nd изотопная систематика метабазитов архейского сугамского гранулитового комплекса (юг Алданского щита) <i>М. А. Мишкин, С. Ф. Карпенко, С. Н. Лаврик, Г. М. Вовна, Р. А. Октябрьский</i>	3
Стратиграфия сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений палеозоя и история геологического развития Полярного Урала <i>В. А. Аристов, С. В. Руженцев</i>	9
Стратиграфия силура типовых районов Восточной Сибири <i>Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, В. Г. Хромых, А. Я. Бергер</i>	19
Зональное расчленение сюржанского горизонта башкирского яруса на Южном Урале по аммоноидеям, конодонтам, фораминиферам и остракодам <i>Е. И. Кулагина, В. Н. Пазухин, С. В. Николаева, Н. Н. Кочетова</i>	38
Эйфельская растительность Центрального Казахстана и реконструкция ландшафта <i>А. Л. Юрина, О. Е. Беляев</i>	57
Разрез берриасских отложений в бассейне реки Бельбек (Юго-Западный Крым) <i>Б. Т. Янин, Е. Ю. Барабошкин</i>	66
Бещеульский горизонт миоцена Западной Сибири: стратиграфия, палеоботаника, палеомагнетизм <i>В. А. Мартынов, З. Н. Гнибиденко, В. П. Никитин</i>	78
Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) <i>А. В. Соловьев, Т. Н. Палечек, Г. В. Леднева</i>	88
Солоноватоводные позднемиоценовые моллюски и история Эгейского бассейна <i>С. В. Попов, Л. А. Невеская</i>	97

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Изменения органического мира и геомагнитного поля в венде–фанерозое <i>Д. М. Печерский</i>	108
-----------------------------------------------------------------------------------------------	-----

Contents

Vol. 8, No. 2, 2000

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

Sm-Nd Isotopic Systematics of Metabasites from the Archean Sutam Complex of Granulites (Southern Aldan Shield) <i>M. A. Mishkin, S. F. Karpenko, S. N. Lavrik, G. M. Vovna, and R. A. Oktyabr'skii</i>	3
Stratigraphy of Paleozoic Shaly-Siliceous and Volcanosedimentary Deposits and Geologic History of the Polar Urals <i>V. A. Aristov and S. V. Ruzhentsev</i>	9
Stratigraphy of the Silurian Type Areas in East Siberia <i>Yu. I. Tesakov, N. N. Predtechenskii, V. G. Khromykh, and A. Ya. Berger</i>	19
Biozonation of the Syuran Horizon of the Bashkirian Stage in the South Urals as Indicated by Ammonoids, Conodonts, Foraminifers, and Ostracodes <i>E. I. Kulagina, V. N. Pazukhin, S. V. Nikolaeva, and N. N. Kochetova</i>	38
The Eifelian Vegetation and Reconstructed Landscapes of Central Kazakhstan <i>A. L. Yurina and O. E. Belyaev</i>	57
The Berriasian Section in the Bel'bek River Basin, Southwestern Crimea <i>B. T. Yanin and E. Yu. Baraboshkin</i>	66
The Miocene Beshcheul Horizon of West Siberia: Stratigraphy, Paleobotany, and Paleomagnetism <i>V. A. Martynov, Z. N. Gnibidenko, and V. P. Nikitin</i>	78
Campanian-Maastrichtian Deposits in the Frontal Part of the Olyutor Zone (Southern Koryak Upland) <i>A. V. Solov'ev, T. N. Palechek, and G. V. Ledneva</i>	88
Late Miocene Brackish-Water Mollusks and the History of the Aegean Basin <i>S. V. Popov and L. A. Nevesskaya</i>	97

BRIEF COMMUNICATIONS

Changes in the Organic World and Geomagnetic Field during the Vendian-Phanerozoic <i>D. M. Pecherskii</i>	108
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

Сдано в набор 30.11.99 г.	Подписано к печати 03.02.2000 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кр.-отт. 3.9 тыс.	Уч.-изд. л. 14.9	Бум. л. 7.0
	Тираж 273 экз.	Зак. 3386		

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
Учредители: Российская академия наук,
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 550.93:551.71(571.55)

Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МЕТАБАЗИТОВ АРХЕЙСКОГО СУТАМСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЮГ АЛДАНСКОГО ШИТА)

© 2000 г. М. А. Мишкин*, С. Ф. Карпенко**, С. Н. Лаврик*, Г. М. Вовна*, Р. А. Октябрьский*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022 Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия**Институт геохимии и аналитической химии РАН,
117975 Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

Поступила в редакцию 30.04.98 г., получена после доработки 23.11.98 г.

В статье приведены первые данные по Sm-Nd изотопной систематике metabазитов сутамского супракрустального гранулитового комплекса (юг Алданского щита). Установлено, что время формирования протолитов кристаллических сланцев основного и ультраосновного состава, залегающих согласно с вмещающими эндробитовыми плаггиогнейсами, составляет 3067 ± 130 млн. лет. Полученная датировка близка к известному значению возраста протолита эндробитовых плаггиогнейсов сутамского комплекса – 3131 ± 74 млн. лет (U-Pb метод). Эти данные позволяют полагать, что формирование ранней сиалической коры на юге Алданского щита началось не в раннем архее, как принято считать, а на рубеже раннего и позднего архея и характеризовалось интенсивным андезит-дацитовым вулканизмом, которому во времени сопутствовали незначительные излияния основных и ультраосновных магм.

Ключевые слова. Sm-Nd изотопные исследования, metabазиты, эндробиты, архей, Алданский щит.

ВВЕДЕНИЕ

Работами последних лет (Другова и др., 1990; Nutman et al., 1990; Сальникова и др., 1992; Neymark et al., 1993; Котов и др., 1993; Котов и др., 1995) показано, что основание фундамента Алданского щита является гетерогенным и сложено инфракрустальными и супракрустальными образованиями различного возраста. В истории формирования фундамента Алданского щита выделяется четыре этапа – 3.6–3.3; 3.3–3.1; 2.8–2.6 и 2.4–2.0 млрд. лет. Наиболее древние образования установлены в западной и северо-западной частях Алданского щита. Гранулитовые комплексы юга Алданского щита, в том числе и сутамский, традиционно относились к раннему архею, однако надежными изотопными датировками это мнение не было подкреплено. В последнее время для эндробитов Сутамского блока U-Pb методом получена изотопная датировка 3131 ± 74 млн. лет (Шемякин, Глебовицкий и др., 1998). Петрологическими исследованиями (Маракушев, 1965 и др.) было установлено, что гранулиты юга Алданского щита (Сутамский, Зверевский, Курультинский, Джугджурский блоки) относятся к наиболее глубинным уровням земной коры. Поэтому породы этих блоков представляют особый интерес для решения вопросов ранних этапов формирования земной коры Алданского щита.

Целью проведенных авторами исследований было изучение Sm-Nd изотопной системы кри-

сталлических сланцев основного и ультраосновного состава, согласно залегающих в виде пластовых тел среди толщи эндробитов Сутамского блока.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Сутамский блок расположен на юге Алданского щита в бассейне реки Сутам. Он отделен на севере Атугей-Нуямским грабеном, а на юге по Южно-Алданскому глубинному разлому граничит со Становой складчатой областью. На западе его ограничением служит Давангро-Хугдинский грабен, а на востоке Иджеко-Нуямский глубинный разлом (рис. 1).

Сутамский блок разбит на ряд блоков второго порядка, внутреннее строение которых местами осложнено пологими надвигами. Сложное тектоническое строение блока затрудняет корреляцию разрезов слагающих его метаморфических толщ.

Вопросам литолого-стратиграфического расчленения сутамского метаморфического комплекса посвящено значительное количество работ (Кастрыкина, 1974; Зедгенизов, 1974, Дук, Кицул и др., 1986; Миронюк и др., 1986; Никитин, Ахметов, 1990), однако имеющиеся стратиграфические схемы трудно сопоставимы между собой. Кроме того, некоторые из упомянутых выше авторов (Дук, Кицул и др., 1986) характерную толщу гиперстеновых плаггиогнейсов, входящую в

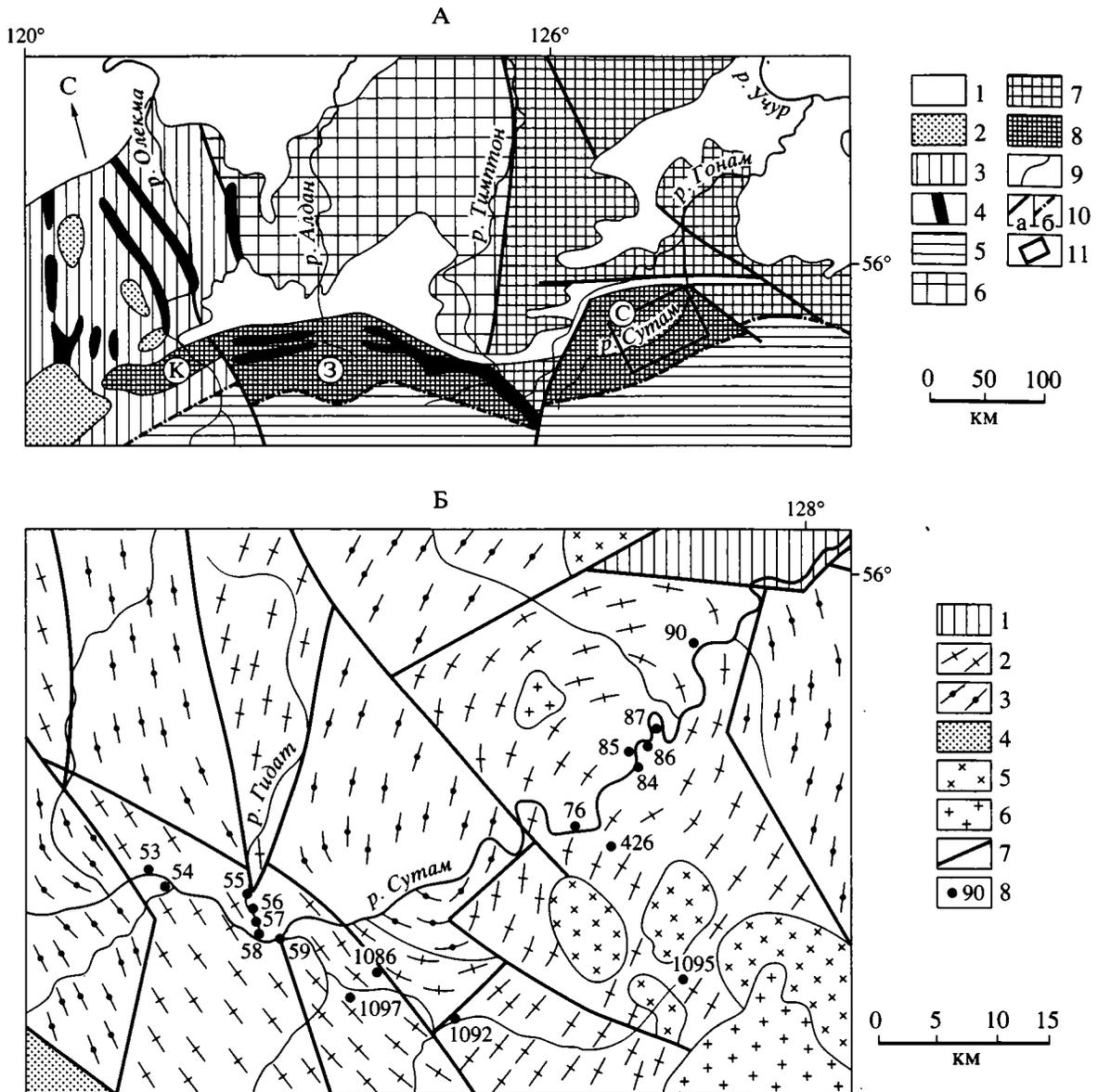


Рис. 1. Тектоническая схема юга Алданского щита (А) и места отбора образцов (Б). А: 1 – отложения платформенного чехла; 2 – отложения платформенных прогибов авлакогенного типа; 3 – Олекминская гранит-зеленокаменная область; 4 – зеленокаменные пояса; 5 – Становая складчатая область; 6–8 – Алданский щит: 6 – Западно-Алданская гранулитогнейсовая область, 7 – Восточно-Алданская гранулитогнейсовая область, 8 – глубинные гранулитовые блоки южной окраины Алданского щита. Буквы в кружках – блоки: К – Курультинский, З – Зверевский, С – Сутамский; 9 – геологические границы; 10 – разломы: а – Южно-Алданский, б – прочие; 11 – район исследований. Составлена по схеме тектонического районирования региона БАМ (Красный, 1980) с изменениями авторов.

Б: 1 – метаморфические образования Восточно-Алданской гранулитогнейсовой области; 2, 3 – сутамский гранулитогнейсовый комплекс: 2 – гранулиты нижней толщи (эндербиты, метабазиты), 3 – гранулиты верхней толщи (глиноземистые гнейсы, эндербиты, кварциты, метабазиты); 4 – образования платформенного чехла; 5 – протерозойские граниты; 6 – фанерозойские граниты; 7 – разломы; 8 – местоположение точек отбора образцов.

состав сутамского комплекса, относят к интراكрустальным, нестратифицируемым образованиям. Анализ опубликованных материалов и собственные наблюдения авторов приводят к выводу, что в составе сутамского метаморфического комплекса выделяются две толщи.

1. Нижняя – однообразная мощная толща гиперстеновых плагиогнейсов (эндербитов) с незначительной долей прослоев метабазитов.

2. Верхняя – толща переслаивания гиперстеновых плагиогнейсов с различными гнейсами и кварцитами.

Принятая нами схема стратиграфического расчленения сутамского комплекса наиболее близка схеме, ранее опубликованной В.М. Никитиным и Р.И. Ахметовым (1990). Эти авторы в составе сутамского комплекса выделили нельгуюскую и сеймскую свиты, согласно залегающие между собой. Нельгуюская свита по литолого-петрографическому составу почти полностью соответствует нижней толще, а сеймская – верхней толще нашей схемы. Граница между толщами проводится нами по появлению среди эндробитов прослоев гранатовых, гранат-биотитовых плагиогнейсов и магнетитовых кварцитов.

Нижняя толща, видимая мощность которой не менее 2000 м, сложена, в основном, эндробитами. Среди эндробитов содержатся отдельные (от 1 до 20 м мощностью) прослои, линзы, будины metabазитов и метаультрабазитов, содержание которых в общем объеме пород толщи не превышает 10–15%. Эндробиты обычно имеют мелко- или среднезернистые структуры и серый или темно-серый цвет с зеленоватым оттенком. Их полосчатость подчеркнута меланократовыми мало мощными полосами, обогащенными кристаллами гиперстена, иногда с присутствием роговой обманки. Местами эндробиты слагают локальные области с крупнозернистой структурой и слабо выраженной полосчатостью. Однако в целом толща эндробитов имеет слоистый облик.

Верхняя толща довольно пестра по литологическому составу. Доминирующими группами пород здесь являются глиноземистые гнейсы (гранатовые, биотит-гранатовые, гранат-силлиманит-кордиеритовые, гиперстен-силлиманитовые и др.) и эндробиты, мощность слоев которых варьирует от первых десятков до первых сотен метров. Подчиненное значение имеют двупироксеновые плагиогнейсы, различные кварциты и породы эвлизитовой группы, с которыми связаны месторождения железных руд. Весьма незначительно распространены мраморы, кальцифиры и известково-силикатные породы. Мощность толщи около 2000 м.

Условия метаморфизма пород сутамского комплекса освещены во многих публикациях (Маракушев, 1965; Кастрыкина, 1974; Кориковский, Кислякова, 1975; Перчук и др., 1983; Дук, Кицул и др., 1986; Аранович, 1991; Авченко и др., 1994). Метаморфические породы сутамского комплекса относятся к наиболее глубинной и высокотемпературной фации, выделенной А.А. Маракушевым (1965) под названием “сутамской”. По результатам массовых определений Р-Т параметров минеральных равновесий в метапелитах сутамского комплекса выделены три температурные ступени (Аранович, 1991). Для ранней высокотемпературной ступени установлены Р-Т параметры 830–860°C и 8–9 кбар. Эта кульминационная

ступень метаморфизма фиксируется парагенезисом гиперстен–силлиманит–кварц. Следующей ступени отвечает интервал температур 680–760°C при давлении 4–5 кбар. Для этой ступени характерно широкое развитие в метапелитах реакционных структур, а также проявление процессов гранитизации. Третьей температурной ступени соответствуют температуры 540–580°C при давлении около 3 кбар. Она отражает поздние этапы регрессивного метаморфизма.

Предметом данного исследования явились гранулиты нижней толщи сутамского комплекса.

Гиперстеновые плагиогнейсы-эндробиты, составляющие основной объем пород нижней толщи, в качестве главных минералов содержат плагиоклаз (35–50% An, 50–65% модального состава), кварц (5–25%), гиперстен (3–8%), клинопироксен (0–6%), калиевый полевой шпат – ортоклаз (0–5%). Аксессуары – апатит, магнетит, циркон.

Калиевый полевой шпат и плагиоклаз обычно содержат, соответственно, пертитовые и антипертитовые вроски. Эндробиты в значительной мере подвержены процессам калиевого метасоматоза (чарнокитизации), в связи с чем в них часто наблюдаются новообразования позднего калиевого полевого шпата – микроклина и, значительно реже, биотита. Микроклин образует зерна амебообразных очертаний, местами окружающих каймой реликты зерен плагиоклаза ранней генерации, пронизанных червеобразными мирмикитовыми вросками кварца. Микроклин присутствует в количествах от единичных зерен до 7–8% модального состава. Петрографическими наблюдениями установлено, что кислые разности эндробитов с содержанием SiO₂ около 65 мас. % и более, повсеместно содержат поздний микроклин в различных количествах.

Двупироксеновые сланцы состоят из плагиоклаза (50–58% An), составляющего 30–50% модального состава, моноклинного пироксена (15–40%), ромбического пироксена (5–10%). Отдельные разновидности двупироксеновых плагиогнейсов содержат примесь граната или биотита. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, титаномagnetитом, ильменитом.

Кристаллосланцы ультраосновного состава сложены ортопироксеном (6–65% модального состава), клинопироксеном (9–25%), оливином (0–5%), амфиболом (0–60%). В виде примеси присутствуют ильменит и биотит.

Ранее (Мишкин, Лаврик, 1997, Мишкин и др., в печати) на основе установленных закономерностей распределения главных петрогенных элементов и элементов примесей было установлено, что протолитом нижней толщи сутамского комплекса являются вулканы известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий. Исходные вулканы известково-щелочной серии составляют око-

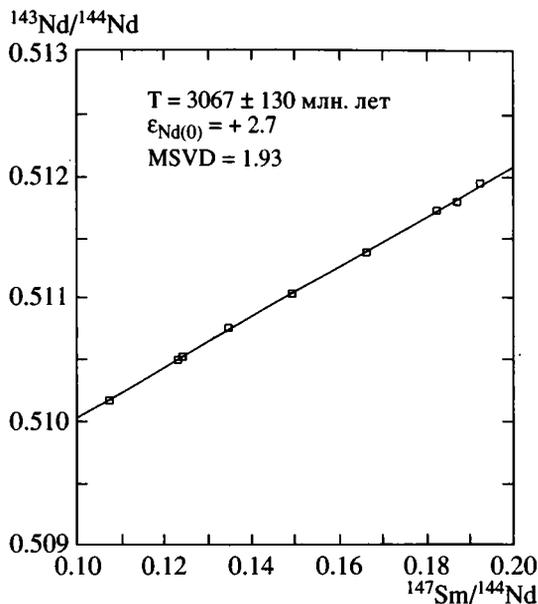


Рис. 2. Sm-Nd эволюционная диаграмма для гранулитов сута́мского комплекса.

ло 90% объема пород нижней толщи и представлены следующим рядом разностей: базальт–андезит–дацит–риодацит.

Среди метавулканитов коматиит-толеитовой серии установлены перидотитовые коматииты, коматиитовые и толеитовые базальты.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Петрогенные компоненты в породах определялись в ДВГИ ДВО РАН классическим химическим методом, аналитик З.С. Натарева; Cr, Ni – атомно-абсорбционным и количественным спектральными методами, аналитики Г.А. Бахарева, Л.И. Алексеева, Л.И. Азарова; РЗЭ – методом инструментальной нейтронной активации, Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, – методом флюоресцентного анализа в Аналитическом центре ГИН РАН, руководитель С.М. Ляпунов. Пределы обнаружения для РЗЭ менее 0.05 г/т, 1 г/т для Rb, Sr, Nb, Zr, Y и 5 г/т для Ba. Относительная погрешность (%) определения элементов: Sr, РЗЭ-3, Ba, Y – 4, Zr – 8, Rb, Nb – 15, Cr, Ni – 5–10 (атомно-абсорбционный анализ) и ≤ 30 (количественный спектральный анализ для низких содержаний Cr и Ni).

Sm-Nd изотопные исследования проводились в Институте геохимии и аналитической химии РАН по методике, описанной ранее (С.Ф. Карпенко и др., 1984).

Масс-спектрометрические измерения изотопного состава Nd выполнены на модифицированном масс-спектрометре TSN – 206 SA Фирмы “Самеса”, работающем в режиме трехленточного (Re, W) источника ионов. При анализе Nd измеря-

лись ионные токи на массах 142, 143, 144, 146, 150, при анализе Sm – на массах 147, 149, 152, 154. При анализе Nd постоянно осуществлялся контроль за возможным присутствием следовых количеств ионов Ce (на массе 142) и Sm (на массе 149) и, при необходимости, вносились соответствующие поправки в результаты измерений изотопного состава Nd. Нормализация измеренных изотопных отношений Nd проводилась по отношению $^{150}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0.209627$, а Sm по $^{149}\text{Sm}/^{154}\text{Sm} = 0.60750$. Точность определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составляет 0.3%.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для Sm-Nd изотопных исследований авторами были отобраны пробы из метаультрабазитов (оливин-двупироксеновые кристаллосланцы) и метабазитов (двупироксеновые кристаллосланцы), представленных пластовыми телами, согласно залегающими среди эндербитов нижней толщи сута́мского комплекса (табл. 1).

Пробы, массой около 2 кг каждая, отбирались среди пород, не подверженных процессам гранитизации, “гнездовым” методом, из различных частей разреза нижней толщи. Места отбора проб показаны на рис. 16.

Результаты изучения Sm-Nd изотопной системы в валовых пробах гранулитов Сута́мского блока приведены в табл. 2 и отражены на Sm-Nd эволюционной диаграмме (рис. 2). Фигуративные точки для валовых проб гранулитов определяют изохрону с возрастом 3067 ± 130 млн. лет, отвечающим времени излияния базальтов известково-щелочной и толеит-коматиитовой серий и характеризующейся положительной величиной $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = +2.7$ (MSWD = 1.93).

Судя по геологическим данным, нет оснований предполагать различный возраст между исходными средними и кислыми вулканитами известково-щелочной серии и базальтами, которые образуют единый вещественно-структурный комплекс, испытавший впоследствии сходные метаморфические преобразования. Время гранулитового метаморфизма вулканического протолита нижней толщи сута́мского комплекса определяется изотопной датировкой 2856 ± 140 млн. лет (Rb-Sr метод) (Мишкин и др., в печати).

Полученная Sm-Nd датировка возраста метабазитов сута́мского комплекса в пределах ошибки измерений близка к возрасту эндербитов сута́мского комплекса – 3131 ± 74 млн. лет (U-Pb метод, Шемякин, Глебовицкий и др., 1998). Основной вывод, следующий из проведенных исследований и имеющихся литературных данных, состоит в том, что формирование ранней сиалической коры на юге Алданского щита началось не в раннем архее, как принято считать, а на рубеже раннего и

Таблица 1. Химические составы гранулитов Сутамского блока

Компо- ненты	1097-и	1086-и	1086-л	1097-ж	57-б	87-б	86-а	90-б	84-а
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44.44	45.05	46.49	48.67	49	49.92	50.58	51.04	51.28
TiO ₂	0.37	0.22	2.03	1.84	1.87	0.46	0.44	0.71	0.86
Al ₂ O ₃	6.72	6.4	13.22	12.92	15.3	16.31	5.64	14.73	15.73
Fe ₂ O ₃	4.87	5.68	5.82	9.98	2.23	0.89	2.15	–	0.2
FeO	7.62	7.06	11.14	7.7	14.16	8.09	8.52	*12.66	9.83
MnO	0.32	0.23	0.26	0.23	0.24	0.18	0.24	0.24	0.17
MgO	30.47	29.99	7.88	6.54	4.2	9.54	23.78	7.56	7.62
CaO	4.64	3.87	10.06	9.4	9.35	11.36	6.49	9.41	10.27
Na ₂ O	0.42	0.41	2.54	2.26	2.8	2.39	0.84	2.94	3.32
K ₂ O	0.01	0.1	0.32	0.2	0.41	0.19	0.39	0.71	0.49
P ₂ O ₅	0.12	0.09	0.24	0.26	0.24	0.07	0.08	–	0.13
П.п.п.	–	0.9	–	–	0.2	0.6	0.85	–	0.2
Cr	3300	4100	44	23	80	600	3500	252	270
Ni	890	1200	55	50	35	200	1000	109	250
Rb	<1	6.3	6.7	3	<1	4.3	5.6	5	9.2
Ba	43	67	160	150	130	72	99	355	345
Sr	24	40	98	130	125	79	54	150	210
Nb	<1	1	6.8	6	5.5	1.8	1.2	5.5	2.6
Zr	30	22	90	100	93	26	33	58	47
Y	12	5.7	30	28	31	14	10	28	17
La	3	4	8.1	7.8	10	8.9	12	35	9.8
Ce	6.4	7.5	19	19	23	15	22	72	18
Nd	4.5	3	14	14	16	8.9	9.4	42	11
Sm	1.1	0.68	4.2	3.9	4.5	1.7	1.7	7.1	2.8
Eu	0.29	0.17	1.4	1.2	1.5	0.5	0.46	1.2	0.86
Tb	0.25	0.12	0.96	0.87	1	0.4	0.31	0.98	0.5
Yb	1	0.51	3	2.7	3.6	1.8	0.9	3	2.2
Lu	0.16	0.087	0.45	0.43	0.51	0.27	0.12	0.41	0.34

Примечание. Оксиды в мас. %, элементы-примеси в г/т, * суммарное железо в форме FeO. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов 100%, "–" – содержание элемента не определялось. 1–9 – сланцы: 1–2 – оливин-двупироксен-амфиболовые; 3, 4, 9 – двупироксеновые; 5 – гранат-двупироксеновый; 6–8 – двупироксен-амфиболовые. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН (аналитики З.С. Натарова, Г.А. Бахарева, Л.И. Алексеева, Л.И. Азарова) и Аналитическом центре ГИН РАН (руководитель С.М. Ляпунов).

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для гранулитов сутамского комплекса

Номер образцов	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(+ –2σ)
М-57-б	4.20	13.60	0.1869	0.51174 + –4
М-84-а	1.68	6.83	0.1490	0.51101 + –5
М-87-б	1.90	9.28	0.1249	0.51054 + –6
М-90-б	6.37	34.70	0.1073	0.51016 + –5
М-86-а	1.34	6.58	0.1236	0.51050 + –5
Р-1097-ж	4.16	13.10	0.1917	0.51193 + –4
Р-1097-и	1.45	5.25	0.1663	0.51134 + –5
Р-1086-л	4.02	13.30	0.1829	0.51171 + –5
Р-1086-и	0.67	3.07	0.1352	0.51078 + –6

позднего архея (в соответствии со шкалой общего расчленения докембрия, принятой на Втором всесоюзном совещании в 1990 г. в г. Уфе. Семихатов и др., 1991).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 94-05-17533).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авченко О.В., Попов В.С., Мишкин М.А. Минеральная геобаротермометрия гранат-пироксеновых кристаллосланцев сутаамского метаморфического комплекса // Геология и геофизика. 1994. № 12. С. 75–85.

Аранович Л.Я. Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М.: Наука, 1991. 253 с.

Другова Г.М., Морозова И.М., Левченко О.А. и др. Этапы развития раннего докембрия и проблема архейского фундамента западной части Алданского щита // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 138–146.

Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.

Зедгенизов А.Н. К вопросу о стратиграфии и корреляции архейских толщ Сутаамского блока // Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск: Якутскнигоиздат, 1971. С. 53–61.

Карпенко С.Ф., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А. и др. Изотопные и геохимические критерии происхождения бонинитов // Геохимия. 1984. № 7. С. 958–970.

Кастрыкина В.М. Петрология сутаамского метаморфического комплекса. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1974. 36 с.

Кориковский С.П., Кислякова Н.Г. Реакционные структуры и фазовые равновесия гиперстен-силлиманитовых кристаллосланцах сутаамского комплекса Алданского щита // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1976. С. 314–341.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Морозова И.М. и др. Раннепротерозойские гранитоиды северо-западной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 1993. № 2. С. 15–21.

Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.

Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 150 с.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.

Миронюк Е.П., Магнушевский Э.П., Саватьев Н.П. Стратиграфия архея южной части Алданского нагорья // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 106–114.

Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Геохимия литофильных элементов раннеархейских эндрбитов юга Алданского щита (Сутаамский блок) // ДАН. 1997. Т. 353. № 3. С. 387–391.

Мишкин М.А., Масловская М.Н., Лаврик С.Н. и др. Геохимия и Rb-Sr изотопия архейской метабазит-эндрбитовой формации юга Алданского щита (Сутаамский блок) // Геохимия (в печати).

Никитин В.М., Ахметов Р.Н. Геологическое положение и исходный состав нижнеархейских железоносных толщ Сутаамского района // Геология, вещественный состав и генезис железных руд зоны БАМ. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 53–70.

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.

Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. и др. Этапы формирования и эволюция коры Алданского щита: Sm-Nd данные по гранитоидам // XIII симпозиум по геохимии изотопов. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН. 1992. С. 172–173.

Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я. и др. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. 196 с.

Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутаамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал). ДАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.

Neymark Z.A., Kovach V.P., Nemchin A.A. et al. Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (Eastern Siberia): geochemical and isotopic study // Precambrian Res. 1993. V. 62. P. 453–472.

Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H. The Archaean Aldan Shield of Siberia, USSR. The Search for its oldest rocks and evidence for reworking in the mid-Proterozoic // Third Intern. Archaean Symp. Perth, Australia, 1990. Extended abstracts, 1990. P. 59–61.

Рецензенты Е.В. Бибилова, А.Б. Котов

УДК 551.7:551.734(234.851.3)

СТРАТИГРАФИЯ СЛАНЦЕВО-КРЕМНИСТЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЗОЯ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

© 2000 г. В. А. Аристов, С. В. Руженцев

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

Поступила в редакцию 08.06.98 г., получена после доработки 15.09.98 г.

Находки конодонтов в сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложениях разных тектонических зон Полярного Урала привели к новому пониманию стратиграфии палеозоя региона. Сланцево-кремнистые отложения Центральной подзоны Лемвинской зоны (черногорская серия), считавшиеся ранее средне-верхнеордовикскими, имеют среднеордовикско-позднедевонский возраст. В вулканогенно-кремнистых отложениях Грубешорской подзоны выделяются грубешорская (средний ордовик–силур) и малюдшорская (девон) свиты. Орангская свита Манитанырд-Пайпудынской зоны, обычно относимая к ордовику, на основании находок конодонтов должна быть отнесена к фамену–карбону. Новые данные по стратиграфии палеозоя Полярного Урала позволили пересмотреть представления об этом регионе как типичном примере пассивной континентальной окраины. Полярный Урал представляет собой структуру, развитие которой определялось тремя деструктивными этапами: позднекембрийско-тремадокским, средне-позднеордовикским и позднедевонским. Предполагается, что в позднедевонско-каменноугольное время на стыке Восточно-Европейского континента и примыкавшей к нему среднепалеозойской аккреционной системы Урала здесь возник новообразованный океанический бассейн, для которого предлагается название Урало-Арктический.

Ключевые слова. Стратиграфия, палеозой, конодонты, тектоническая зона, Полярный Урал.

На территории Полярного Урала тектонически совмещены различные палеозойские структурно-формационные комплексы. Они образуют систему покровов, разрезы в которых фациально различны (Войновский-Кригер, 1945; Дембовский, 1981; Шишкин, 1987; Руженцев, Савельев, 1997). Нижним элементом этой системы является карбонатная серия (O–C, относительный автохтон); выше следуют аллохтонные пластины, образованные преимущественно терригенными и кремнистыми отложениями (E₃–C) и магматическими комплексами (включая офиолиты), представляющие собой фрагменты Уральского палеоокеана (Савельев, Самыгин, 1979; Формирование..., 1986; Руженцев, Диденко, 1998). Естественно, что при столь сложной структуре палеогеографические и геодинамические реконструкции возможны только на основе детальной стратиграфии структурно-разобренных, разнофациальных комплексов. В первую очередь это касается кремнисто-сланцевых и вулканогенно-осадочных отложений, широко развитых на Полярном Урале. Стратиграфическое их расчленение и корреляция выделенных горизонтов проводились на основе изучения конодонтов. В отложениях нижнего палеозоя находки конодонтов редки, видовой состав комплексов обедненный. Ордовикские и силурий-

ские конодонты Полярного Урала характерны для Балто-Скандии и Канады. В девонских отложениях конодонты обильны, таксономически разнообразны и представлены космополитными таксонами, входящими в зональные комплексы стандартной конодонтовой шкалы. Результаты наших исследований представлены в предлагаемой статье.

Для удобства изложения фактического материала кратко остановимся на характеристике тектонической зональности Полярного Урала (рис. 1). С запада на восток здесь выделяются следующие зоны: Елецкая (карбонатная серия, O₁–C); Лемвинская (кремнисто-терригенные отложения, E₃–C); Манитанырд-Пайпудынская (выступ протоуральского докембрийского основания, перекрытого чехлом терригенных, карбонатных и кремнистых пород O₁–C); Харбейская (выступ метаморфических пород протоуральского основания), Наунтин-Нырдовоменшорская (офиолиты и вулканогенно-осадочная серия, D₃–C); Щучинско-Войкарская (офиолиты и вулканогенно-осадочные отложения (O–D) массивов Сыум-Кей, Рай-Из и Войкаро-Сыннинского). Наши исследования проводились в Лемвинской, Манитанырд-Пайпудынской и Наунтин-Нырдовоменшорской

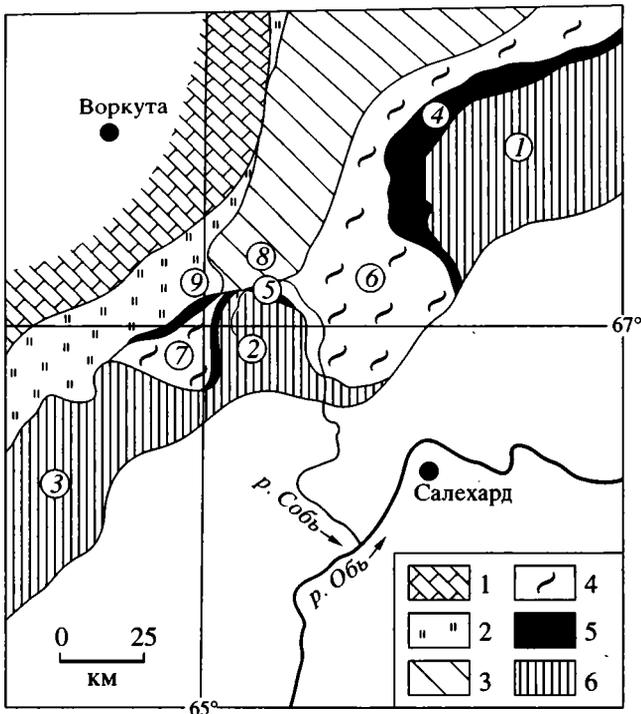


Рис. 1. Схема тектонической зональности Полярного Урала (на широте Собского поперечного поднятия). Тектонические зоны: 1 – Елецкая, 2 – Лемвинская, 3 – Манитаньрд-Пайпудынская, 4 – Харбейская, 5 – Наунтин-Нырдовоменшорская, 6 – Шучьинско-Войкарская. Цифры в кружках: 1–3 – офиолитовые массивы (1 – Сьум-Кей, 2 – Рай-Из, 3 – Войкаро-Сыньинский); 4 – горы Наунтин-Пэ; 5 – Нырдовоменшорский меланж; 6 – Харбейский и 7 – Хараматалоуский метаморфические комплексы; 8 – бассейн р. Б. Пайпудына, 9 – бассейн ручья Голубой.

зонах. Ниже дается характеристика типовых разрезов этих зон.

СТРАТИГРАФИЯ СЛАНЦЕВО-КРЕМНИСТЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Лемвинская зона. В ее пределах выделяются четыре подзоны (рис. 2): Западная, Центральная, Грубешорская и Восточная (Нелкинская) (Руженцев, Савельев, 1997). В основании разреза каждой залегают терригенная толща (*погурейская свита*), характеризующаяся непостоянством мощности, состава и гранулометрии отложений. Местами (Центральная подзона) последние ассоциируют с бимодальной базальт-риолитовой вулканогенной серией (*кокпельская свита*). До последнего времени возраст погурейской свиты на основании многочисленных находок брахиопод считался тремадокским (Войновский-Кригер, 1945; Дембовский и др., 1990). Нами в бассейне р. Погурей в известковистых песчаниках нижней части сви-

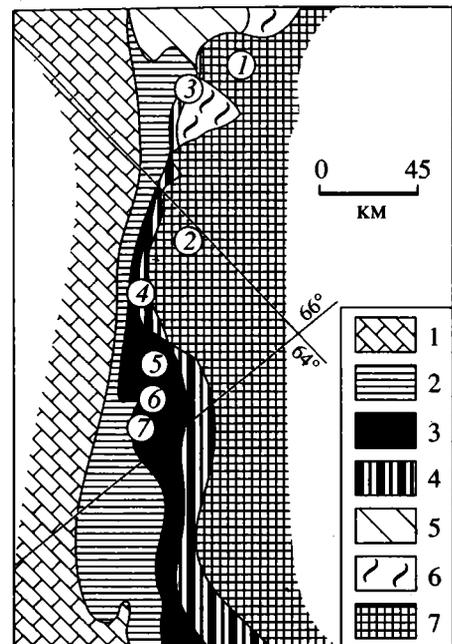


Рис. 2. Схема тектонической зональности южной части Полярного Урала. Тектонические зоны: 1 – Елецкая; 2–4 – Лемвинская (подзоны: 2 – Западная, 3 – Центральная, 4 – Грубешорская и Восточная); 5 – Манитаньрд-Пайпудынская; 6 – Харбейская; 7 – офиолиты.

Цифры в кружках: 1 – Райзский и 2 – Войкаро-Сыньинский массивы, 3 – бассейн р. Голубой, 4 – бассейн р. Грубешор, 5 – бассейн р. Пага, 6 – бассейн р. Погурей, 7 – Самсоновы горы.

ты собраны конодонты верхнего кембрия (рис. 3; точка 1 – *Proaccontiodus jiliensis* (Chen et Gong), *Cordylodus proavus* Mull., *Eoconodontus notchpeakensis* (Mill.) – пограничная с ордовиком позднекембрийская зона *proavus*; точки 2 и 3 – *Phakelodus cf. tenuis* (Mull.); определения С.В. Дубининой). Соответственно, возраст рассматриваемых отложений мы считаем позднекембрийско-тремадокским; их мощность варьирует в пределах 0.3–2 км.

Грубеинская свита (O_{1a}) на территории трех западных подзон представлена пестроцветными филлитизированными алевропелитами (до 600 м), переслаивающимися с туффитами. В Восточной подзоне в это время формировалась толща (до 1.5 км) пестроцветных филлитов и последовательно дифференцированных (от андезитобазальтов до риолитов) вулканитов, включающих наряду с эффузивами многочисленные горизонты туфов, вулканомитовых песчаников и конгломератов. Отличительной чертой средней и верхнеордовикских, силурийских и девонских отложений зоны является широкое развитие кремнистых осадков.

Западная подзона. Характеристика ее разреза дается кратко, так как рассмотрена в ряде специ-

альных работ (Корень, 1972; Елисеев, 1973; Пучков, 1979; Шишкин, 1987; Салдин, 1996 и др.). Снизу вверх здесь обнажаются черные глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, кремни и известняки качамылькской свиты (O_{2-3}); глинисто-кремнистые сланцы, кремни и известняки харотской свиты ($S-D_1$); песчаники, известняки и кремни пагинской свиты (D_{1-3}); глинисто-кремнистые сланцы, кремни и известняки няньворгинской свиты (D_3-C_1); глинистые сланцы и известняки яйюской свиты (C_{1-2}), флиш кечпельской свиты (C_3-P_1). Разрез хорошо охарактеризован разнообразной фауной, чему во многом способствует присутствие карбонатных отложений.

Центральная подзона характеризуется широким распространением бескарбонатных, углеродистых, глинисто-кремнистых и кремнистых пород, выделяемых как черногорская серия. Последняя соответствует чигимской свите, возраст которой считается средне-позднеордовикским (Гессе и др., 1976). Наши материалы позволяют существенно пересмотреть стратиграфию и возраст указанных отложений. Литологически это однообразные терригенно-кремнистые породы, образующие систему тектонических чешуй, вследствие чего не удалось составить достаточно полный разрез серии. Наиболее хорошо ее отложения обнажены в бассейне верхнего течения р. Погурей – район г. Черной (отм. 707 м). Здесь (см. рис. 2 и 3) выделяются несколько чешуй, в которых в разрозненных точках найдены конодонты среднего ордовика–фамена (Руженцев и др., 1996). По возрасту слагающих пород различаются три группы разновозрастных чешуй: среднеордовикско-раннесилурийские, силурийско-раннедевонские, средне-позднедевонские.

Чешуи первой группы (O_2-S_1) слагают гребень г. Черной и подножье ее восточного склона. Здесь обнажаются черные глинисто-кремнистые и глинистые сланцы, содержащие пласты (до 1 м) фтанитоидов. Породы охарактеризованы конодонтами (рис. 3): в точке 4 – *Drepanoistodus subrectus* (Br. et Mehl), O_2 ; 5 – *Oulodus* sp., O_3-S_1 ; 6 и 7 – *Pseudobelodella silurica* Armst., *Belodella* cf. *cooperi* Armst., *Carniodus* cf. *carnulus* (Wallis.), *Belodella* cf. *silurica* Barric, *Distomodus staurogathoides* Wallis., *Pterospathodus* sp., *Ozarkodina* sp., $S_1In_3-w_1$; 8 – *Pterospathodus pennatus* (Wallis.), *Ozarkodina* sp., *Belodella* sp., *Panderodus unicastatus* Br. et Mehl, $S_1In_3-w_1$. Видимая мощность толщи не превышает 350 м.

Силурийско-нижнедевонские отложения обнажены на восточном склоне г. Черной. Разрез здесь следующий (снизу вверх):

1. Глинисто-кремнистые сланцы с тонкими (5–10 см) прослоями фтанитов; конодонты: *Ozarkodina* sp., *Panderodus* sp. ($S-D_1$, точка 9). Видимая мощность до 80 м.

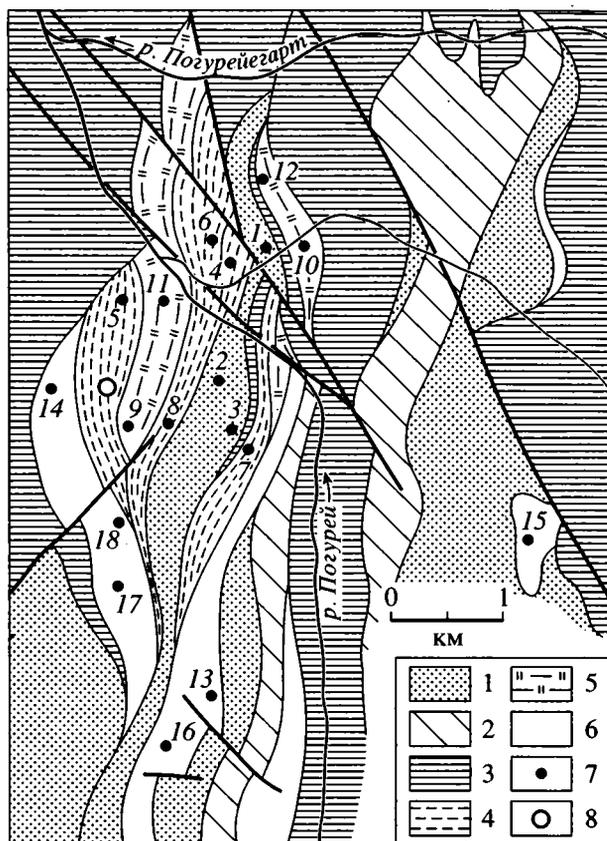


Рис. 3. Схематическая геологическая карта бассейна р. Погурей.

1 – погурейская свита (E_3-O_1t); 2 – кокпельская свита ($E_3?-O_1t$); 3 – грубеинская свита (O_1a); 4–6 – черногорская серия (O_2-D_3fm); 4 – O_2-S_1 , 5 – $S-D_1$, 6 – D_2-3 ; 7 – места сборов конодонтов (номера см. в тексте); 8 – гора Черная (отм. 707).

2. Фтаниты плитчатые, сложно сплюснутые и катаклазированные. Мощность до 20 м.

3. Переслаивание фтанитов, образующих прослои толщиной до 10 см, черных на склоне и светло-серых на поверхности, среднезернистых кварцевых песчаников; из фтанитов выделены конодонты: *Pandorinellina optima* (Mosk.), *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegl.), *Panderodus* sp. (D_1 , точка 11). Мощность около 130 м.

4. Песчаники кварцевые, серые, среднезернистые, губослоистые. Видимая мощность до 70–75 м.

В целом сходный разрез установлен на водоразделе рек Погурей и Погурейегарт, где наблюдается чередование выходов глинисто-кремнистых сланцев, кремней и аргиллитов мощностью до 150–170 м. Разрез здесь, по-видимому, перевернут: кремни его нижней части содержат конодонты: *Polygnathus foliformis* Snig., *Icriodus* sp., (D_1e , точка 12); верхней – *Pandorinellina optima* (Mosk.), *Ozarkodina remscheidensis* cf. *repetitor* Ziegl., *Belodella* sp. (D_1l-p , точка 10).

Отложения среднего-верхнего девона представлены в верховьях р. Погурей. По левому борту ее долины обнажаются (снизу вверх):

1. Углисто-кремнистые сланцы и черные аргиллиты. Видимая мощность 13 м.

2. Кварцевые песчаники черные, среднезернистые, грубослоистые. Мощность 30 м.

3. Горизонт переслаивающихся глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, фтанитов; конодонты: *Polygnathus ex gr. linguiformis* Hinde, *P. trigonicus* Bisch. et Ziegl., *P. angustipennatus* Bisch. et Ziegl., *Tortodus sp.*, *Icriodus sp.*, *Panderodus sp.* (D_2e , точка 13). Мощность до 60 м.

4. Кварцевые песчаники. Мощность 26 м.

5. Глинисто-кремнистые и глинистые сланцы с прослоями (до 0.5–1 м) перекристаллизованных серых кремней; конодонты *Polygnathus sp.* (D_{2-3} , точка 16). Мощность до 90–100 м.

На правобережье Погурей, по-видимому, вскрыта средняя часть этого разреза. Здесь обнажается пачка (около 15–17 м) тонко чередующихся глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов с конодонтами: *Polygnathus ex gr. varcus* Stauf. (D_{2zv} , точка 15). Выше залегает толща глинисто-кремнистых сланцев с прослоями черных кварцевых песчаников мощностью до 120 м.

Верхняя часть рассматриваемого разреза описана на западном склоне г. Черной, где выше пестроцветных филлитов аренига с тектоническим контактом залегают:

1. Глинисто-кремнистые сланцы с многочисленными прослоями (до 10 см) серых кремней; конодонты: *Panderodus sp.*, *Polygnathus sp.* (D_2 , точка 14). Видимая мощность 8–10 м.

2. Черные аргиллиты. Мощность 25–27 м.

3. Переслаивание черных кварцевых песчаников и фтанитов; конодонты: *Ancurognathus sp.*, *Polygnathus sp.* (D_3f , точка 17). Мощность 25 м.

4. Кварцевые песчаники черные, грубослоистые. Мощность 40–45 м.

5. Песчаники серые, слоистые, кварцевые (с “плавающими” фрагментами размером до 1 см фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев). Мощность 3–4 м.

6. Кремни серые, слоистые, с пропластками желтовато-серых и черных глинисто-кремнистых сланцев; конодонты: *Icriodus sp.*, *Polygnathus perplexus* Thomas (D_3fm_2 , точка 18); здесь же встречаются переотложенные конодонты среднего девона и франа. Видимая мощность 16–18 м.

Гораздо шире фаменские отложения распространены в нескольких километрах юго-западнее, в Самсоновых горах (рис. 2, пункт 7), где образуют ядро крупной антиформы. В ее пределах снизу вверх обнажаются:

1. Толща однообразных черных фтанитоидов и глинисто-кремнистых сланцев, содержащих пласты (до 3 м) серых кварцевых песчаников; из кремней выделены конодонты: *Polygnathus sp.*, *Palmatolepis sp.* (D_3). Мощность 180 м.

2. Переслаивание серых, светло-серых радиоляритов, черных фтанитов, серых глинисто-кремнистых сланцев с пропластками (до 0.5–1 см) зеленовато-серых, серых и черных аргиллитов; в кремнях верхней части толщи (примерно в 30–35 ниже кровли) собраны коно-

донты: *Palmatolepis glabra prima* Ziegl., *P. glabra lepta* Ziegl. et Huddle, *P. minuta loba* Helms (D_3fm_1 , зона Upper serpida). Мощность 130–140 м.

3. Структурно выше (контакт задернован) залегает толща тонкослоистых черных фтанитов, серых кремней, черных, желтовато-серых, местами осветленных (почти белых) кремнистых сланцев; примерно в 60–70 м выше ее подошвы собраны конодонты *Palmatolepis rugosa ampla* Mull. (D_3fm_2 , зоны *postera-expana*); здесь же присутствуют переотложенные конодонты нижнего фамена. Мощность до 250 м.

Сходные в фациальном отношении девонские отложения широко распространены на водоразделе рек Пага и Пальниктивис (рис. 2, пункт 5). Терригенно-кремнистые отложения здесь также сложно дислоцированы, образуя серию чешуй. По правому борту долины верхнего течения Паги выше базальтов кокпельской свиты (E_3-O_1t) и пестроцветных филлитов (O_1a) залегают:

1. Плитчатые кремни и глинисто-кремнистые сланцы с конодонтами: *Palmatolepis triangularis* Sann., *P. minuta loba* Helms, *P. delicatula* Br. et Mehl, *Icriodus alternatus* Br. et Mehl (D_3fm_1); кроме того, в комплексе присутствуют переотложенные конодонты эмса-франа. Видимая мощность около 45 м.

2. Слоистые фтаниты, сложно плейчатые, содержат тонкие прослои черных глинистых сланцев; конодонты *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegl.)- D_1l . Видимая мощность 20–25 м.

3. Глинисто-кремнистые сланцы с прослоями катаклазированных фтанитов; конодонты: *Ozarkodina sp.*, *Pandorinellina sp.*, *Icriodus sp.*, *Belodella sp.* (D_1). Мощность 110–115 м.

4. Аргиллиты, кремнистые аргиллиты черные, в верхней части прослой (0.5–1 м) кварцевых песчаников. Мощность 180–190 м.

5. Кварцевые песчаники. Мощность 15–18 м.

6. Переслаивание кварцевых песчаников и глинисто-кремнистых сланцев. Мощность 60–65 м.

7. Фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы; конодонты *Polygnathus cf. varcus* Stauf. (D_{2zv_2}). Мощность 8–10 м.

8. Кварцевые песчаники. Видимая мощность 17–20 м.

Несмотря на фрагментарность рассмотренных частных разрезов, удалось показать, что черногорская серия имеет стратиграфический объем от среднего ордовика до фамена. По составу встреченных конодонтов обосновано выделение практически всех отделов и большинства ярусов названного возрастного интервала. В литологическом отношении сводный разрез серии крайне однообразен. В основном это конденсированные глинисто-кремнистые осадки. Кварцевые песчаники, по-видимому, представляющие собой образования зерновых потоков, появляются в силуре, но максимальное развитие получают в девоне. Наличие переотложенных конодонтовых комплексов при отсутствии горизонтов с литическим переывом предполагает существование глубоководных хиатусов, максимально проявленных в позднем девоне.

Грубешорская подзона – это область развития вулканогенно-кремнистых отложений ордовика–

девона. Указанные породы слагают серию тектонических пластин, надвинутых на образования Центральной подзоны. Ордовикско-силурийская часть разреза выделяется как грубешорская, а девонская – малюдшорская свиты (Гессе и др., 1976). Впрочем выделение этих свит, учитывая большое разнообразие разреза, плохую его фаунистическую охарактеризованность и сложную структуру, не всегда является обоснованным.

Наиболее полный разрез грубешорской свиты изучен нами на севере подзоны по ручью Голубому (рис. 2, пункт 3). Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Пестроцветные филлиты, литологически сходные с таковыми грубеинской свиты (O_1a); видимая мощность 200–250 м.

2. Переслаивание фиолетовых филлитов, черных глинистых и глинисто-кремнистых сланцев; в последних известна находка конодонтов среднего ордовика (устное сообщение П.М. Кучерины). Мощность 18–20 м.

3. Глинисто-кремнистые сланцы, тонкоплитчатые кремнистые алевролиты. Мощность 80–90 м.

4. Толща рассланцованных темно-серых, зеленовато-серых спилитов, включающих пачки (до 3–5 м) черных глинисто-кремнистых сланцев и реже пласты (до 0.5–0.7 м) фтанитов; примерно в средней части толщи из фтанитов выделены конодонты *Panderodus liratus* Nowl. et Barn. (O_3-S_1). Видимая мощность 300–350 м.

Подобный характер разреза сохраняется и на юге подзоны в бассейне рек Восточная Кокпела, Игядейгард и Восточная Тамбулава. Однако здесь толща не охарактеризована фаунистически.

Малюдшорская свита образована спилитами, переслаивающимися с углисто-кремнистыми сланцами, фтанитами и реже кварцевыми алевролитами, среди которых местами (бассейн рек Средняя Лагорта, Пага и Малюдшор) присутствуют пачки литокластических туфов. Изредка (Средняя Лагорта) встречаются линзы известняков, содержащих остатки криноидей верхнего силура–нижнего девона. В разрезе по Средней Лагорте из кремней среди спилитов выделены конодонты: *Pandorinellina steinhornensis* (Ziegl.), *P. ex gr. optima* (Mosk.), *Polygnathus cf. inversus* Klap. et Johns. (D_1e).

В сходных отложениях в верховьях Паги в прослое кремнистых сланцев собраны конодонты: *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Ziegl.), *Polygnathus webbi* Stauff., *P. ex gr. decorosus* Stauff., *Beldella* sp. (D_3f_1). Мощность малюдшорской свиты оценивается весьма приблизительно в несколько сотен метров.

Сравнительно часто среди базальтов Грубешорской подзоны встречаются тектонические чешуи, сложенные более или менее катаклазированными, достаточно однообразными серыми и светло-серыми слоистыми кремнями. Как правило, они не содержат прослоев вулканических пород. Учитывая структурную позицию, мы условно включаем их в разрез Грубешорской подзоны. Возраст указанных кремней фаменский. Так, например, по правому борту долины р. Грубешор из таких

кремней выделены конодонты: *Palmatolepis rugosa ampla* Mull., *P. gracilis sigmoidalis* Ziegl. (D_3fm_2 , зона *postera*), а также переотложенные элементы нижнего девона, живета, франа, нижнего фамена.

На основании сказанного, стратиграфический объем вулканогенно-кремнистой толщи подзоны, охватывающий интервал средний ордовик–фран, в целом соответствует таковому для черногорской серии. Фаменские отложения, по-видимому, представляющие собой самостоятельную стратиграфическую единицу, в состав малюдшорской свиты мы не включаем.

Восточная (Нелкинская) подзона изучена сейчас сравнительно плохо. Рассматриваемый нами возрастной уровень представлен здесь толщей (до 800 м) немых кварцевых или олигомиктовых песчаников и алевролитов (нелкинская свита). В основном это слоистые, часто известковистые породы с хорошо отсортированным обломочным материалом, которые с постепенным переходом залегают на отложениях аренита. Возраст нижней части толщи мы поэтому условно считаем среднеордовикским. Верхний возрастной предел нелкинских песчаников не установлен.

Заканчивая характеристику разрезов Лемвинской зоны, отметим, что в пределах трех западных ее подзон сформировались более или менее глубоководные, фациально различающиеся толщи отложений среднего ордовика–фамена. Указанные отложения накапливались в бассейне с глубоководной осевой частью (бескарбонатные глинисто-кремнистая и вулканогенно-кремнистая серии) и относительно мелководными краевыми частями (существенно карбонатные осадки Западной и Восточной подзон).

Манитанырд-Пайпудынская зона. В пределах западной части зоны на значительных площадях вскрыты породы протоуральского основания, которое несогласно, с мощным (до 150 м) базальным конгломератом перекрыто карбонатно-терригенной (O) и карбонатной ($S-D_2$) толщами (Дембовский и др., 1990; Руженцев, Аристов, 1998). Все это более или менее мелководные, с бентосной фауной отложения, имеющие сходство с отложениями этого возрастного интервала Елецкой зоны. Характер разреза меняется в позднем девоне.

Франский разрез изучен нами на водоразделе ручьев Развильный и Дьявольский (правые притоки р. Большая Пайпудына, рис. 4, точка 1), где снизу вверх обнажаются:

1. Базальты зеленые или фиолетовые, образуют потоки, переслоенные пачками эпикластических пород. Мощность 120 м.

2. Песчаники серые, среднезернистые, кварцевые, известковистые, включающие блоки мраморов с конодонтами нижнего–среднего девона. Мощность 25–30 м.

3. Песчаные известняки с конодонтами: *Icriodus symmetricus* Br. et Mehl, *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp. – франский ярус верхнего девона. Мощность 12 м.

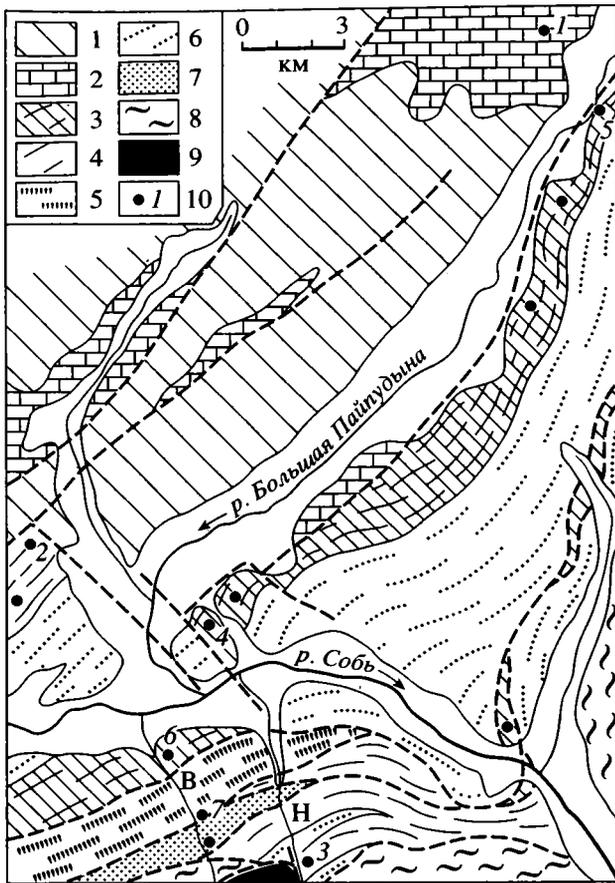


Рис. 4. Геологическая схема бассейна рек Собь и Б. Пайпудына.

1–7 – Манитаньрд-Пайпудынская зона: 1 – протуральское основание (Pt₃), 2 – терригенно-карбонатная серия (O₁–D₃f); 3 – няньворгинская (D₃fm–C₁) и яйюская (C_{1–3}) свиты, 4 – нижняя (D₃fm–C₁t), 5 – средняя (C_{1–3}) толщи орангской свиты, 6 – пестроцветная (D₃) и кремнисто-сланцевая (D₃fm–C₁) толщи войшорской свиты, 7 – граувакки райизской свиты (C₁v); 8 – Харбейская зона; 9 – Наунтин–Нырдовоменшорская зона; 10 – изученные разрезы, рассмотренные в тексте. В – ручей Войшор, Н – ручей Нырдовоменшор.

4. Ритмично переслаивающиеся кварцевые песчаники, алевролиты, пелитоморфные известняки; конодонты *Polygnathus* sp., *Palmatolepis* sp. – верхний девон, скорее всего франкий ярус. Мощность 170 м.

5. Переслаивание известковистых песчаников, глинисто-кремнистых сланцев, реже фтанитоидов. Мощность 70–75 м.

Появление в верхней части разреза карбонатно-терригенных турбидитов и кремнистых пород отражает смену неритовых условий седиментации баттиальными. Собственно баттиальная серия имеет фаменско-каменноугольный возраст. Отложения этого уровня слагают восточную часть зоны. Они интенсивно дислоцированы, образуя систему чешуй, что очень усложняет составление их сводного разреза. Фаменско-каменноугольные от-

ложения представлены в трех фациях: кремнисто-сланцевой (орангская свита), карбонатно-кремнисто-сланцевой (няньворгинская и яйюская свиты) и терригенной (войшорская и райизская свиты).

Орангская свита состоит из трех частей: кремнистой, кремнисто-сланцевой и песчано-алевролитовой. Она образует полосу выходов в бассейне р. Б. Пайпудына и по правобережью верхнего течения р. Собь (к северу от массива Рай-Из). В районе слияния рек Б. и М. Пайпудыны (высоты 381.0 и 336.0, рис. 4, точка 2) нами описан следующий разрез:

1. Переслаивание плитчатых серых кремней, фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев, кремнистых алевролитов; конодонты: *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl), *Palmatolepis minuta minuta* Br. et Mehl, *P. gracilis gracilis* Br. et Mehl, *P. gracilis sigmoidalis* Ziegl. (D₃fm_{2–3}). Видимая мощность 70 м.

2. Фтаниты, переслаивающиеся с глинисто-кремнистыми и глинистыми сланцами; количество пачек последних увеличивается вверх по разрезу. Из прослоя фтанитов толщиной 5 см в средней части толщи выделены конодонты: *Idiognathodus* sp., *Gondolella* sp. (C_{2–3}); здесь же присутствуют перетолженные конодонты: *Palmatolepis minuta minuta* Br. et Mehl, *P. gracilis gracilis* Br. et Mehl, *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl), *Siphonodella* sp., *Pseudopolygnathus* sp. (D₃–C₁t), *Lochriea* cf. *commutata* (Br. et Mehl), *L. multinodosa* (Wirth) – C₁v–s. Видимая мощность 230–250 м.

3. Переслаивание глинисто-кремнистых и глинистых сланцев с кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками. Мощность 120–130 м.

4. Песчаники олигомиктовые, среднезернистые, местами известковистые, ритмично переслаивающиеся с кварцевыми алевролитами. Видимая мощность 500–600 м.

Сходный разрез описан на правобережье р. Собь (среднее течение ее правого притока, ручья Нырдовоменшор, рис. 4, точка 3):

1. Фтаниты грубослоистые, брекчированные, содержат конодонты плохой сохранности: *Palmatolepis ex gr. minuta* Br. et Mehl, *P. sp.* (D₃fm). Видимая мощность 10–12 м.

2. Кремни тонкоплитчатые (“ленточные”) серые, черные, сложно слоенные; конодонты: *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl, *P. gracilis sigmoidalis* Ziegl., *P. minuta minuta* Br. et Mehl, *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl) – D₃fm_{2–3}. Мощность 40–50 м.

3. Плитчатые кремни, переслаивающиеся с глинисто-кремнистыми сланцами; конодонты: *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl), *Siphonodella* cf. *praesulcata* Sand. (D₃fm₃–C₁t₁). Мощность 40–45 м.

4. Филлиты серые, зеленовато-серые, содержащие прослой черных глинисто-кремнистых сланцев и кремней, редко линзы кварцевых песчаников; конодонты: *Gnathodus* sp. (*Paragnathodus* sp.?). – C. Мощность до 250 м.

5. Песчаники серые, зеленовато-серые, кварцевые или олигомиктовые, иногда слюдистые с прослоями кварцевых алевролитов и глинистых сланцев. Видимая мощность до 800 м.

Орангская свита длительное время считалась ордовикской. Приведенные нами материалы пока-

зывают, что возраст кремнистого горизонта – фаменский, кремнисто-сланцевой толщи в основном каменноугольный, а песчано-алевролитовой – позднекаменноугольный. Учитывая значительную мощность последней (свыше 1 км), мы допускаем пермский возраст ее верхней части.

Няньворгинская (D_3-C_1) и яйюская (C_{1-3}) свиты соответствуют карбонатно-кремнисто-сланцевой толще зоны. Отложения этого типа слагают протяженные тектонические чешуи среди пород орангской свиты. Фрагментарность их разреза очевидна, вследствие чего соотношение свит непосредственно в поле не наблюдалось.

Разрез няньворгинской свиты был изучен на водоразделе рек Сось и Б. Пайпудына в районе высот 286.6 и 168.0 (севернее железнодорожного моста, рис. 4, точка 4). Отложения смяты здесь в серию напряженных складок, осложненных разрывными нарушениями, вследствие чего последовательность слоев дается с известной долей условности.

1. Глинисто-кремнистые сланцы, фтаниты, из которых выделены конодонты: *Palmatolepis triangularis* Sann., *P. delicatula* Br. et Mehl, *Ancyrognathus cf. asymmetricus* (Ulrich et Bassl.), *Icriodus alternatus* Br. et Mehl (D_3fm_1). Видимая мощность 30–32 м.

2. Глинисто-кремнистые сланцы, фтаниты, кремнистые алевролиты, кремнистые известняки, образующие линзы толщиной до 30 см; из известняков выделены конодонты: *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl, *P. gracilis sigmoidalis* Ziegl. (D_3fm_{2-3}). Мощность 130–140 м.

3. Глинисто-кремнистые сланцы с тонкими (до 1–1.5 м) прослоями кварц-полевошпатовых песчаников. Видимая мощность 60 м.

Полоса карбонатно-кремнисто-глинистых отложений от указанного района прослеживается на север примерно на расстояние 30 км вдоль левого берега р. Б. Пайпудына. Обнаженность здесь плохая. Однако в обрывах реки вскрыты фрагменты разреза. Так, например, в обрывах левого берега Б. Пайпудыны (напротив устья ручья Мраморного, см. рис. 4, точка 5) обнажается сложно смятая пачка плитчатых фтанитов, углеродистых глинисто-кремнистых сланцев, кремнистых алевролитов и кремнистых известняков видимой мощностью до 80 м. Из фтанитов здесь выделены конодонты: *Streptognathodus* sp., *Gnathodus* sp. (C_2), а также переотложенные *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegl. (D_3fm_{2-3}). Рассмотренные отложения соответствуют уже яйюской свите, хотя в литологическом отношении ничем не отличаются от фаменских (няньворгинских).

Более характерный разрез яйюской свиты составлен нами по ручью Войшор (правый приток р. Сось, см. рис. 4, точка 6). Здесь в русловых обрывах снизу вверх обнажаются:

1. Глинистые и глинисто-кремнистые сланцы. Видимая мощность 10–12 м.

2. Известняки серые, битуминозные, пелитоморфные с прослоями глинистых сланцев; нижний прослой

известняков содержит конодонты *Gonodolella* s.l. (C_2m-C_3); переотложены: *Pandorinellina optima* (Mosk.), *P. philipi* Klap. (D_1l-p); *Eognathodus cf. sulcatus* Phil. (D_1p); *Polygnathus* sp. (D_1e-D_2), *Gnathodus bilineatus* (Roundy) – C_1v-s . Мощность 7 м.

3. Глинисто-кремнистые сланцы. Мощность 28–30 м.

4. Известняки, аналогичные описанным в слое 2. Мощность 24 м.

5. Глинистые сланцы с тонкими (1–2 см) пропластками кремнистых известняков. Видимая мощность около 20 м.

Терригенный (войшорский) тип разреза наиболее полно представлен в среднем и верхнем течении ручья Войшор (см. рис. 4, точка 7). Отложения здесь также смяты в серию напряженных, осложненных многочисленными продольными разрывами складок, вследствие чего соотношения отдельных элементов разреза не всегда ясны. По нашим данным этот тип разреза включает три толщ.

Нижняя толща:

1. Филлитизированные алевролиты и мелкозернистые песчаники зеленовато-серые, оливковые, фиолетовые, с тонкими (до 5 см) прослоями серых кремнистых сланцев (туффитов?). Внешне эти отложения чрезвычайно похожи на отложения грубеинской свиты (O_1a) Лемвинской зоны, с которыми они и сопоставлялись. Видимая мощность до 150 м.

2. Переслаивание зеленых, фиолетовых, серых филлитов с черными глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами; конодонты: *Palmatolepis rugosa grossi* Ziegl., *Polygnathus* sp. (D_3fm_2) с переотложением франских элементов. Мощность 12–15 м.

Средняя толща:

3. Глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с единичными прослоями (до 10 см) фтанитов. Мощность 20 м.

4. Глинисто-кремнистые и глинистые сланцы, алевролиты, прослой фтанитов и кремнистых известняков.

Далее вверх по течению ручья характер отложений мало меняется. В основном это многочисленные клинья интенсивно раздавленных и кливажированных глинисто-кремнистых сланцев, фтанитов, кремнистых алевролитов, известняков. Последние играют подчиненную роль, образуя отдельные прослой толщиной 2–10 см. По набору пород, их стратификации средняя толща похожа на няньворгинскую свиту.

Верхняя толща (райизская свита) обнажена в верхних ручьях Войшор, где выше карбонатно-кремнисто-сланцевой толщи (D_3fm-C_1t) с постепенным переходом залегают граувакковые турбидиты, видимой мощностью более 500 м. В основании разреза это относительно тонкие алевропелитовые осадки. Однако выше они сменяются песчаными турбидитами с линзами гравелитов и конгломератов, обломочный материал которых представляет собой смесь продуктов размыва пород Харбейской зоны и офиолитов массива Рай-Из. Возраст нижней части толщи визейский.

Заканчивая характеристику батиальных отложений Манитаньрд-Пайпудынской зоны, отметим, что пространственно-структурные соотношения бескарбонатных (орангских) и карбонатно-кремнистых (няньворгинских) отложений фамена-карбона не вполне ясны. Последние, по видимому, соответствуют внешней (западной в современных координатах), относительно мелководной части бассейна. Соответственно, бескарбонатная кремнисто-сланцевая серия формировалась во внутренней депрессионной зоне и характеризовалась конденсированным осадконакоплением. Далее необходимо отметить устойчивое увеличение роли терригенного материала в осадках карбона. Наблюдается смена кремнистых осадков, кремнисто-терригенными и, наконец, терригенными. Такая смена происходила на разных временных уровнях. Так, например, в войшорском разрезе она произошла в раннем карбоне (граувакковый флиш имеет здесь визейский возраст), в няньворгинском (карбонатно-кремнистом) и орангском (кремнисто-сланцевом) разрезах – на рубеже среднего и позднего карбона. Сказанное позволяет сделать вывод о том, что войшорский тип разреза сформировался в наиболее восточной части зоны, а граувакки райизской свиты фиксируют восточный край глубоководного прогиба, где уже в раннем карбоне накапливались значительные объемы обломочного материала, образовавшегося при размыве пород Харбейской и Наунтин-Нырдовоменшорской зон.

Наунтин-Нырдовоменшорская зона. В структурном плане она соответствует нижним офиолитовым аллохтонам массивов Сыум-Кеу и Рай-Из. Возможно, эти же образования простираются к югу от Рай-Из в пределы западного края Войкаро-Сыньинского массива (бассейн реки Яйю).

Массивы Сыум-Кеу и Рай-Из представляют собой синформы, каждая из которых состоит из двух пакетов пластин. Верхние характеризуются наиболее полным разрезом, включающим все элементы офиолитовой ассоциации. Их базальтоидная часть имеет позднесилурийский-раннедевонский возраст (Афанасьев, 1990; Sharma et al., 1995). Нижние – сильнее меланжированы; возраст базальтоидов считается ордовикско-раннесилурийским. Наши работы проводились в северо-западной части массива Сыум-Кеу (горы Наунтин-Пэ). Разрез нижнего аллохтона здесь следующий (снизу вверх):

1. Серпентинитовый меланж с глыбами габброидов, амфиболитов, диабазов.

2. Спилиты и диабазы зеленые и фиолетовые, рассланцованные, местами сохраняется подушечная отдельность. Толща насыщена телами диабазов; встречаются серпентинитовые просечки. Видимая мощность до 500 м.

3. Толща переслаивания базальтов и их эпикластических разностей; породы рассланцованы; в верхней части разреза встречены единичные прослои (до 5 см) катаклазированных мраморов, из которых (выс. 231.8) вы-

делены конодонты, относящиеся к родам: *Polygnathus* (фаменского облика) или *Siphonodella* (D_3fm-C_1t). Мощность 350–400 м.

4. Переслаивание кварц-серицитовых, кварц-графитистых сланцев, катаклазированных микрокварцитов (кремней), рассланцованных туфов и базальтов. Видимая мощность до 200 м.

Таким образом, возраст толщ 2 и 3 с некоторой долей условности мы считаем позднедевонско-раннекаменноугольным, 4-ой – каменноугольным.

Сходные результаты получены нами на массиве Рай-Из. Разрез, составленный в верхнем течении ручья Нырдовоменшор (северная часть массива), имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Кремни и глинисто-кремнистые сланцы орангской свиты (D_3fm-C_2).

2. Горизонт серпентинитового меланжа, мощность которого местами достигает 300–350 м. Серпентинитовая масса включает блоки пород орангской свиты, гарцбургитов, габбро, габбродиабазов, базальтов.

3. Толща зеленовато-серых афировых базальтов; чаще это пиллоу-лавы и аквабрексии, реже массивные потоки. Нижняя часть толщи насыщена телами диабазов. Осадочные прослои встречаются крайне редко и представлены фтанитами и кремнистыми туффитами. В нижней части толщи из линзы кремней выделен конодонт *Ozarkodina cf. sannemanni* Bish. et Ziegl. (предположительно $D_2zv_2-D_3f_1$). В средней части толщи (южный склон г. Скальной) из сантиметрового прослоя кремнистых туффитов выделены конодонты: *Palmatolepis transitans* Mull., *P. subrecta* Mull. et Youngq., *Ancyrodella cf. rotundiloba* (Bryant), *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Ziegl.), *Polygnathus webbi* Stauff., *P. decorosus* Stauff. (D_3f_1). Мощность до 1000 м.

4. Тефротурбидиты зеленовато-серые с толщиной ритмов до 50 см. Мощность 60–65 м.

5. Пестроцветный горизонт – переслаивание тефротурбидитов, фиолетовых алевропелитов; присутствуют прослои литических базальтовых туфов и реже потоки плагиопорфиритов. Мощность до 90 м.

6. Переслаивание кремнистых алевролитов, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, известняков, фтанитов; присутствуют единичные потоки афировых базальтов. Из фтанитов выделены конодонты: *Palmatolepis rhomboidea* Sann., *P. cf. crepida* Sann., *P. subperlobata* Br. et Mehl., *P. minuta minuta* Br. et Mehl., *P. minuta loba* Helms., *P. gracilis gracilis* Br. et Mehl., *P. cf. subgracilis* Bisch., *P. perlobata schindewolfi* Mull. (D_3fm_1). Видимая мощность 70–80 м.

7. Переслаивание тефротурбидитов, глинисто-кремнистых сланцев, кремнистых алевролитов, известняков; конодонты: *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl., *P. gracilis sigmoidalis* Ziegl., *P. minuta minuta* Br. et Mehl. (D_3fm_2). Мощность 110–120 м.

Горизонт 7 – верхний элемент нижнего аллохтона Рай-Иза. Он перекрыт ультрабазитами верхнего аллохтона и, как правило, сильно тектонизирован, часто приобретая форму серпентинитового меланжа. Базальты слоя 3 в основном относятся к нижнему франу, отложения слоев 4 и 5 – по видимому, к верхнему франу, 6 и 7 – к фамену. Намечаются как определенные черты сходства, так и различия в разрезах Сыум-Кеу и Рай-

Иза. Оба разреза построены однотипно: массивные базальты – внизу, вулканогенно-осадочная серия (тефротурбидиты, эпикласты, глинисто-кремнистые сланцы) – сверху. Очевидно, что базальты в основном имеют позднедевонский возраст. Возраст вулканогенно-осадочной серии в Рай-Изе фаменский, в Сыум-Кеу – фаменско-каменноугольный. Нельзя исключить, что эти различия связаны с неполнотой фактического материала. Однако возможно иное объяснение. Как уже отмечалось, массив Рай-Иза стал выдвигаться в область размыва уже в раннем карбоне, вследствие чего здесь сформировалась фронтальная зона грауваккового флиша (райизская свита), содержащего продукты размыва офиолитов. Этот процесс в секторе Сыум-Кеу начался только в позднем карбоне, что и определило значительное омоложение вулканогенно-осадочной части его разреза.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Приведенные выше материалы по стратиграфии палеозойских отложений Полярного Урала позволяют провести сопоставление разрезов выделяемых здесь зон, что является ключом к расшифровке особенностей геологического развития Палеоуральского бассейна. Становление последнего началось в позднем кембрии, когда на протоуральском (байкальском или кадомском) основании сформировалась рифтовая система, представлявшая собой серию грабенов, заполнявшихся разнообразным по составу и гранулометрии обломочным материалом (погурейская свита). Тесная пространственно-временная связь терригенных толщ с бимодальными базальт-риолитовыми вулканами (кокпельская свита) подтверждает эту точку зрения. Осевой грабен, отделивший Восточно-Европейский континент от Манитанырд-Харбейского микроконтинента (Манитанырд-Пайпудинская и Харбейская зоны), в современной структуре соответствует Восточной подзоне Лемвинской зоны. Закрытие этого грабена началось в тремадоке, вследствие чего в арениге здесь возникла серия дифференцированных от андезитобазальтов до риолитов) вулканитов, которые мы рассматриваем как образования надсубдукционного вулканического пояса, сформировавшегося на восточном (в современных координатах) краю Восточно-Европейского континента (Руженцев, Диденко, 1998).

Западнее вулканического пояса в это время оформился Лемвинский прогиб (три западные подзоны), представлявший собой обширный бассейн, заполнявшийся тонкими алевро-глинистыми и терригенными осадками (грубеинская свита), состав и строение которых указывают на предельную их дифференциацию, обусловленную удаленностью источников сноса.

В среднем ордовике геодинамическая ситуация меняется: в связи с коллизией Восточно-Европейского континента и Манитанырд-Харбейского микроконтинента отмирает Восточно-Лемвинский вулканический пояс и на его месте формируется толща сиалических терригенных отложений (нелкинская свита), маркирующих восточную окраину Лемвинского прогиба. С этого времени последний представлял собой глубоководный внутриконтинентальный бассейн, в пределах которого в условиях общей трансгрессии накапливались конденсированные кремнисто-глинистые осадки черногорской серии. Их полная бескарбонатность указывает на отложение ниже уровня карбонатной компенсации, а расчеты позволяют считать такую глубину близкой к 2.5 км (Шишкин, 1987). Средний и поздний ордовик был особым этапом в развитии Урала. Именно в это время возникли такие океанические бассейны, как Сакмарский, Магнитогорский, Денисовский и Тагильский. Отражением деструктивных процессов на Полярном Урале было становление осевого вулканического пояса Лемвинского прогиба (грубешорская и малюдшорская свиты). В отличие от Южного Урала здесь ордовикская деструкция не привела к появлению коры океанического типа (отсутствие соответствующих офиолитов).

Новый этап развития Полярного Урала начался на рубеже среднего и позднего девона. Выделение верхнедевонско-каменноугольных офиолитов (Наунтин-Нырдовоменшорская зона) позволило предположить, что деструктивные процессы в это время сместились к востоку, где на стыке Восточно-Европейского континента и примыкавшей к нему среднепалеозойской аккреционной системы Урала возник новообразованный океанический бассейн, для которого предлагается название Урало-Арктический. Его становление сопровождалось оформлением пассивной континентальной окраины. В пределах шельфа (Елецкая зона) в это время продолжали накапливаться преимущественно карбонатные отложения. В Лемвинской и Манитанырд-Пайпудинской зонах формировались батинальные осадки (няньворгинская, яйюская и орангская свиты). Смена карбонатных отложений ($S-D_2$) в Манитанырд-Пайпудинской зоне кремнистыми (D_3-C_3) хорошо коррелируется с появлением соответствующих офиолитов. По сути дела, начиная с франского века, Лемвинская и Манитанырд-Пайпудинская зоны могут рассматриваться как элементы сложно построенного склона Восточно-Европейского континента. Общее отмирание рассмотренных структур началось в карбоне в связи с образованием герцинской покровно-складчатой структуры, завершившимся уже в перми.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Находки конодонтов в сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложениях разных тектонических зон Полярного Урала привели к новому пониманию стратиграфии палеозоя региона. Следует отметить, что в этих отложениях конодонты являются практически единственными органическими остатками, по которым возможны датировка и расчленение толщ. Кроме конодонтов в кремнях встречаются также радиолярии, но они, как правило, полностью перекристаллизованы, деформированы и неопределимы даже до рода. Сланцево-кремнистые отложения (черногорская серия) Центральной подзоны Лемвинской зоны, считавшиеся ранее средне-верхнеордовикскими, теперь на основании находок конодонтов должны быть отнесены к среднему ордовику–позднему девону. Обосновано выделение практически всех отделов и большинства ярусов этого стратиграфического интервала. В вулканогенно-кремнистых отложениях Грубешорской подзоны выделяются грубешорская (средний ордовик–силур) и малюдшорская (девон) свиты. Орангская свита Манитанырд-Пайпудынской зоны, ранее относившаяся к ордовику, содержит фаменско-каменноугольные конодонты.

Новые данные по стратиграфии осадочных и вулканогенно-осадочных отложений палеозоя Полярного Урала позволили существенно пересмотреть представления об этом регионе как примере стандартно построенной пассивной континентальной окраины. Полярный Урал в среднем палеозое представлял собой структуру, развитие которой определялось по крайней мере тремя деструктивными этапами, рубежи которых сейчас обоснованы достаточно строго (E_3-O_1t , O_{2-3} , D_3-C). Каждому из них соответствует свой набор формационных комплексов, становление которых сопровождалось существенной перестройкой структурного плана региона. Предполагается, что в позднедевонско-каменноугольное время деструктивные процессы сместились к востоку, где на стыке Восточно-Европейского континента и приыкавшей к нему среднепалеозойской аккреционной системы Урала возник новообразованный океанический бассейн, для которого предлагается название Урало-Арктический.

Исследования проводились при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 96-05-64536, 98-05-64857 и 00-05-64104).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев А.К. Геология офиолитов Щучинского сектора Полярного Урала // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 20 с.

Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Советская геология. 1945. № 6. С. 27–45.

Гессе В.Н., Савельев А.А., Савельева Г.Н. Государственная геологическая карта СССР (лист Q-41-XVI) // Объяснительная записка. Свердловск: Недра, 1976. 129 с.

Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А. Ордовик Приполярного Урала. Свердловск: Уральский рабочий, 1990. 193 с.

Дембовский Б.Я. Внутреннее строение Лемвинского аллохтона (западный склон Полярного Урала) // Геотектоника. 1981. № 6. С. 48–53.

Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны Полярного Урала. Л.: Наука, 1973. 204 с.

Корень Т.Н. Граптолиты и зональное расчленение ландоверийских отложений западного склона Полярного Урала (Лемвинская фациальная зона) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1972. Сб. 7. С. 62–112.

Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

Руженцев С.В., Аристов В.А. Новые данные по геологии Полярного Урала // Фундаментальные проблемы стратиграфии и геодинамики Урала. М.: Наука, 1998. С. 25–41.

Руженцев С.В., Гаптулкадыров М.М., Аристов В.А. О возрасте кремнистых и вулканогенно-кремнистых отложений Лемвинской зоны Полярного Урала // Докл. АН. 1996. Т. 349. № 1. С. 78–80.

Руженцев С.В., Диденко А.Н. Тектоника и геодинамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 133–135.

Руженцев С.В., Савельев А.А. Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Докл. АН. 1997. Т. 352. № 4. С. 507–510.

Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.

Салдин В.А. Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ КНЦ, 1996. 23 с.

Формирование земной коры Урала (под ред. С.Н. Иванова и С.Г. Самыгина). М.: Наука, 1986. 247 с.

Шишкин М.А. Стратиграфическая модель фаций силурийских–среднедевонских отложений западного склона Полярного Урала и прогноз некоторых видов полезных ископаемых // Стратиграф. и палеогеогр. фанерозоя европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар: КНЦ, 1987. С. 28–32.

Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A. et al. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // Earth Planet. Sci. Letters. 1995. V. 135. № 1. P. 101–114.

Рецензенты Т.Н. Корень, А.С. Алексеев

УДК 551.733(571.5)

СТРАТИГРАФИЯ СИЛУРА ТИПОВЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

© 2000 г. Ю. И. Тесаков*, Н. Н. Предтеченский**, В. Г. Хромых*. А. Я. Бергер**

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

Поступила в редакцию 27.06.98 г.

Типовыми для силура Восточной Сибири являются три стратиграфических района (Мойеронский, Туруханский, Норильский), в которых развиты мелкошельфовые глинисто-карбонатные фации. Мойеронский район является типовым для мойероканского, хаастырского, агидыйского (лландовери) и хакомского (венлок) горизонтов; Туруханский – для тукальского горизонта (горсти); Норильский – для постничного горизонта (лудфорд, пржидоли). В типовых районах находятся стратотипы всех горизонтов силура Восточной Сибири, являющиеся одновременно стратотипами одноименных местных свит. Все свиты подразделены на подсвиты, которые, в свою очередь, подразделяются на местные хронозоны. Описание хронозон приводится по элементарным геологическим телам (геотемам), которые показаны на профилях. Описано 6 свит, 13 подсвит и 54 местные хронозоны, показаны их структура и фациальные изменения.

Ключевые слова. Силур, стратиграфия, типовой район, горизонт, хронозона.

Восточная Сибирь, как стратиграфический регион, включает Сибирскую платформу и п-ов Таймыр. На этой территории в силурийский период существовал единый эпиконтинентальный седиментационный бассейн платформенного типа. В нем отмечаются фации глубокого шельфа, открытого мелкого шельфа, отмельной баровой зоны, мелкого закрытого шельфа (лагуны) и прибрежной зоны (Тесаков и др., 1979). Терригенные осадки глубокого шельфа простираются в северной части Таймыра, на северо-западе и в центральной частях Тунгусской синеклизы. Терригенно-карбонатные фации открытого мелкого шельфа и отмельной баровой зоны распространены в центральной части Таймыра и по бортам Тунгусской синеклизы. Карбонатно-галогеенные и песчаные фации мелкого закрытого шельфа занимают юго-западную и южную части Сибирской платформы. По наборам местных стратиграфических подразделений (свит) в силуре Восточной Сибири выделено 15 стратиграфических районов (Тесаков и др., 1998а, рис. 1). Три из них (Мойеронский, Туруханский и Норильский) являются типовыми (рис. 1). Типовые районы характеризуются развитием мелкошельфовых фаций, наиболее полно охарактеризованных многочисленными остатками фауны и флоры (Тесаков и др., 1998б, 1999), что позволяет проведению их корреляции как с глубоководными, так и с мелководными отложениями. Ниже дается описание свит, подсвит и хронозон, выделенных в стратотипических районах. Основной единицей при описании хронозон явля-

ется геотема (Тесаков, 1978), определяемая как элементарное геологическое тело.

Мойеронский стратиграфический район расположен на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы и включает бассейны р. Мойеро и верхнего течения р. Котуй (см. рис. 1). Является типовым для мойероканского, хаастырского, агидыйского (лландовери) и хакомского (венлок) горизонтов. Типовыми для горизонтов определены одноименные свиты (мойероканская, хаастырская, агидыйская, хакомская) и их стратотипы. Наиболее полно лландовериийские и венлокские отложения этого района описаны в следующих работах (Никифорова, Андреева, 1961; Мягкова и др., 1963, 1977; Тесаков и др., 1979, 1985). Здесь приводится уточненная характеристика свит, подсвит и первоописание местных хронозон как подразделений подсвит с представлением профилей, выполненных по разрезам, вскрытых р. Мойеро (рис. 2).

Мойероканская свита (рис. 3) выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 16, 44). Название дано по р. Мойерокан (правый приток р. Мойеро). Стратотип: обн. 82, сл. 1–23; обн. 83, сл. 24–28; 111.0 м. В 1979 г. при выделении свиты авторы ориентировались на несмыкающиеся между собой обн. Н52–69 и П74–78. В 1985 г. в стратотипический разрез включались обн. П78–79 (сл. 9/5–7, описанные на с. 39, соответствующие сл. 79/1–3 на рис. 15), обн. П78–82 (сл. 4–24, с. 41, рис. 15) и обн. П78–83 (сл. 25–28, с. 50, рис. 15) (Тесаков и др.,

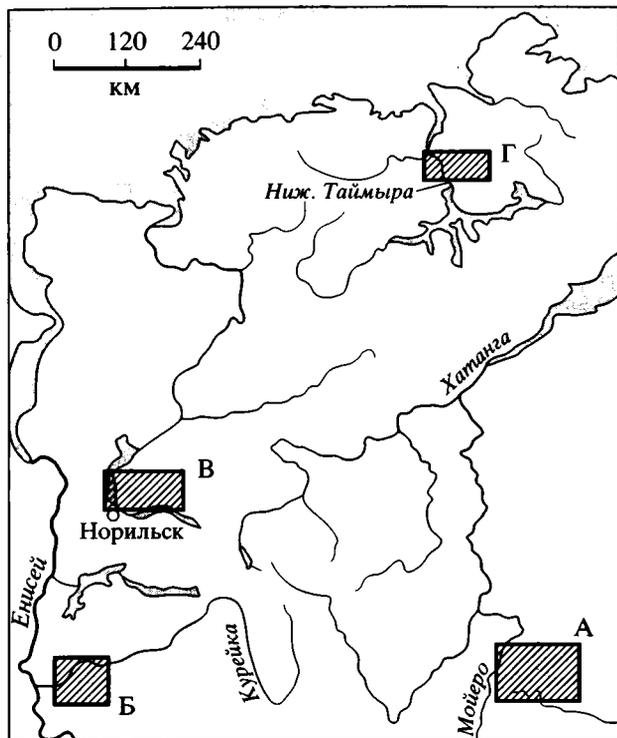


Рис. 1. Местонахождение типовых районов силура Восточной Сибири.

Типовые районы: А – Мойероканский, Б – Туруханский (Курейский), В – Норильский; Г – Миддендорфский парастратотипический район.

1985). Свита распространена в бассейнах среднего течения р. Мойеро и верхнего течения р. Котуй, кроме того она вскрыта скв. Чиринда-1 и Чиринда-2. Свита сложена сероцветными терригенными и терригенно-карбонатными породами (в нижней части) и карбонатными (в средней и верхней частях). Структура пластовая (пласты от 0.5 до 12.5 м). Внизу свиты развиты черные известняки и аргиллиты, выше сменяющиеся чередованием серых плитчатых известняков и черных аргиллитов. В средней части развиты бугристонаслоенные серые афанитовые известняки. Верх свиты представлен серыми комковатыми известняками. Органические остатки многочисленны. В низах свиты преобладают граптолиты, в средней части – трилобиты и в верхней – брахиоподы. Свита образует положительные формы рельефа и скальные обрывы. Нижняя и верхняя границы свиты четкие; мощность составляет около 110 м. Подразделяется на две подсвиты.

Нижнемойероканская подсвита (мг₁) выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 46). Стратотип: обн. 82, сл. 1–16; 54.0 м. В нижней части подсвиты преобладают черные аргиллиты, средняя часть представлена частым переслаиванием аргиллитов, мергелей и ровноплитчатых известняков, верхняя – бугристонаслоенными известняками.



Рис. 2. Местонахождение разрезов силура в Мойерокаском районе.

1 – местонахождение и номер разреза; 2 – линия профиля для мойероканской и хаастырской свит; 3 – линия профиля для агидьской и хакомской свит.

Из органических остатков в аргиллитах преобладают граптолиты, хиолиты и мелкие пелециподы. Остатки фауны в известняках немногочисленны и приурочены обычно к плоскостям напластования. Здесь преобладают трилобиты, спорадически

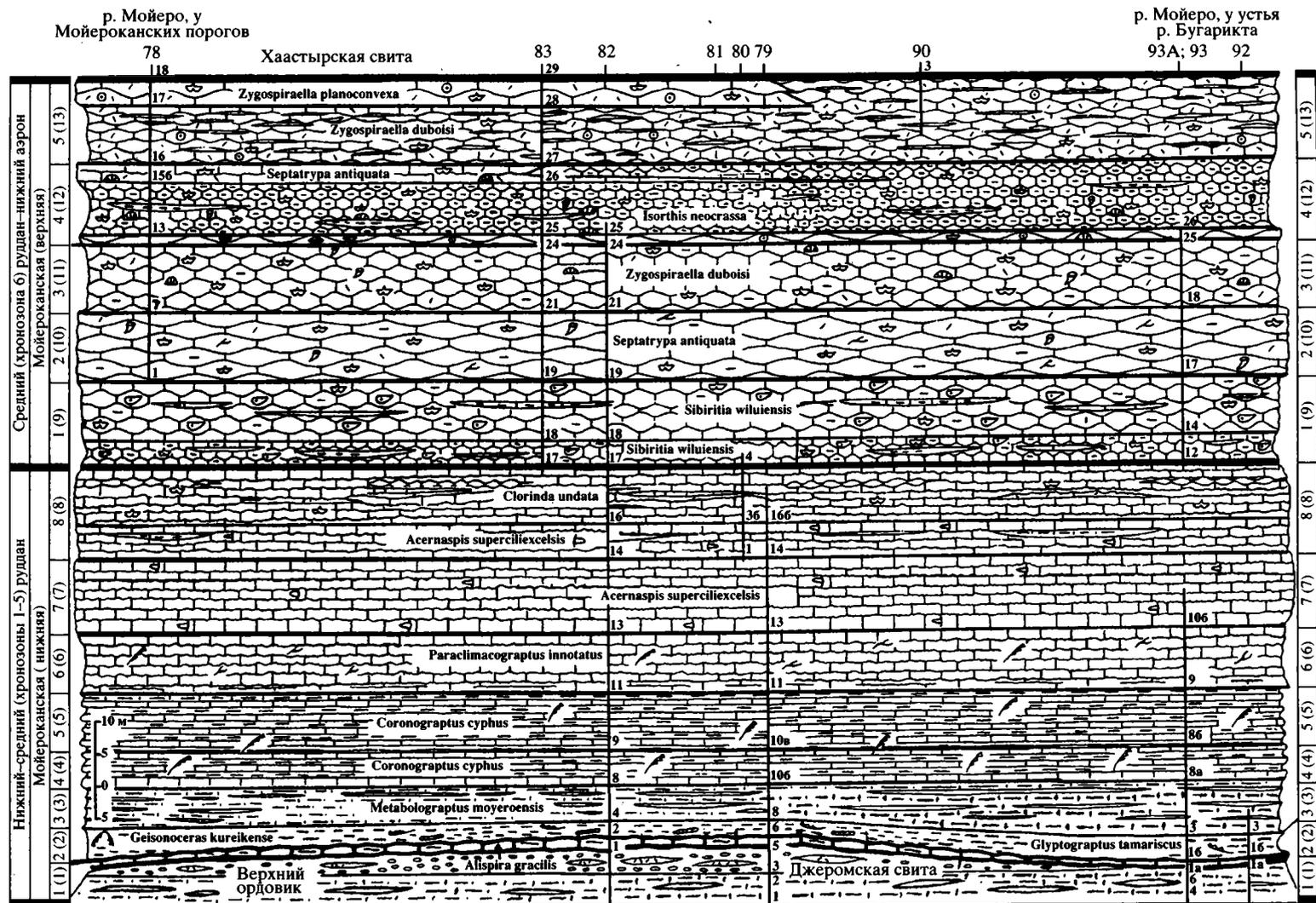


Рис. 3. Стратиграфо-формационный профиль moyerkанской свиты (рудан-нижний аэрон) Мойеронского стратиграфического района по линии вдоль долины р. Мойеро от устья р. Хаастыр на юге до устья р. Бугарикта на севере. Условные обозначения см. на рис. 8.

встречаются брахиоподы и гастроподы. В верхней части подсвита в бугристонаслоенных известняках доминируют брахиоподы и впервые появляются редкие остракоды, единичные мелкие колонии табуляты, ругоз, мшанок и членики криноидей. Подсвита залегает с параллельным или небольшим угловым несогласием на размытой поверхности джеромской свиты ордовика. Размыв охватывает верхнюю часть ашгиллского яруса, а местами и верхи карадока. Нижнемойероканская подсвита является типовой для нижнемойероканского подгоризонта и относится к нижнему–среднему руддану. Подразделяется на 8 местных хронозон.

1. Первая местная хронозона – $mg_{1(1)}$. Стратотип: сл. 82/1; 0.5 м. Представлена одной геотемой, сложенной известняками темно-серыми, тонко- и мелкозернистыми, битуминозными, с крупными конкрециями пирита, плотными, плитчатыми, с бугристыми поверхностями наслоения, переслоенными тонкими (1.0–1.5 см) четковидными прокладками черного аргиллита. Органические остатки частые, мелких размеров, захоронены рассеянно; в глинистых примазках редкие. Доминирует *Alispira gracilis*.

2. Вторая местная хронозона – $mg_{1(2)}$. Стратотип: сл. 82/23; 1.8 м. Представлена двумя геотемами. Нижняя геотема сложена известняками черными с массой цефалопод. Доминирует *Geisonoceras kureikense*. Верхняя геотема включает аргиллиты темно-серые, с многочисленными граптолитами. Доминирует *Glyptograptus tamasciscus*.

3. Третья местная хронозона – $mg_{1(3)}$. Стратотип: сл. 82/47; 5.0 м. Представлена одной геотемой, сложенной аргиллитами серыми и мергелями светло-серыми, с частыми линзами известняков светло-серых, глинистых, доломитистых, мелкозернистых, горизонтальнонаслоистых. Органические остатки частые, мелкие. Доминирует *Metabolograptus moyeroensis*.

4. Четвертая местная хронозона – $mg_{1(4)}$. Стратотип: сл. 82/8; 5.0 м.

5. Пятая местная хронозона – $mg_{1(5)}$. Стратотип: сл. 82/9–10; 8.5 м. Четвертая и пятая хронозоны представлены одной геотемой, сложенной аргиллитами серыми, известняковистыми, плотными и с очень частыми тонкими (2–3 см) линзами серых, глинистых, доломитистых, тонко- и мелкозернистых известняков с ровными или пологовогнутыми поверхностями наслоения. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены, в основном, по поверхностям наслоения аргиллитов. На поверхностях известняков широко представлены дихотомизирующие ходы илоедов разного диаметра (от 1 до 18 мм). Доминирует *Coenograptus cyphus*.

6. Шестая местная хронозона – $mg_{1(6)}$. Стратотип: сл. 82/11–12; 8.3 м. Представлена одной геотемой, сложенной известняками серыми, мелко- и тонкозернистыми, доломитистыми, слабоглинистыми, с мелкобугристыми поверхностями насло-

ения; в нижней части переслоенными тонкими (1–2 см) прокладками зеленовато-серого глинистого мергеля. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены рассеянно. На поверхностях напластования известняков ходы илоедов двух типов: крупные (10 мм) на плоскостях напластования и мелкие (до 1.3 мм), секущие слои. Доминирует *Paraclimacograptus innotatus*.

7. Седьмая местная хронозона – $mg_{1(7)}$. Стратотип: сл. 82/13; 11.0 м. Представлена одной пластовой геотемой. Структура однородная, тонкоплитчатая. Литоценоз известняков серых, тонкозернистых, бугристонаслоенных, плотных. Органические остатки частые, мелкие, захоронены, в основном, по поверхностям наслоения. Доминирует *Aceaspis superciliexcelsis*.

8. Восьмая местная хронозона – $mg_{1(8)}$. Стратотип: сл. 82/14–16; 13.7 м. Представлена двумя геотемами. Структура нижней геотемы (стратотип сл. 82/14–15) тонко-, бугристо-плитчатая и мелкоредколинзовидная. Основная литопарцелла сложена известняками серыми и зеленовато-серыми, тонкозернистыми, доломитистыми, слабоглинистыми, плотными. Линзы сложены мергелями зеленовато-серыми, рыхлыми и известняками светло-серыми, плотными, равноплитчатыми. Органические остатки редкие, мелкие. Доминирует *Aceaspis superciliexcelsis*. Верхняя геотема (стратотип сл. 82/16) бугристоплитчатая и редкотонколинзовидная. Сложена известняками серыми, тонкозернистыми, доломитистыми, слабоглинистыми, разделенными тонкими прокладками зеленовато-серого мергеля. Органические остатки частые, мелкие, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Clorinda undata*.

Вернемойероканская подсвита (mg_2) выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 46). Стратотип: обн. 82, сл. 17–23, обн. 83, сл. 24–28; 57.0 м. Сложена известняками серыми, комковатыми, тонкозернистыми, доломитистыми, глинистыми, детритовыми, пронизанными ходами илоедов и биотурбированными. Комки неправильной формы, разделены прокладками мергеля. Детрит не сортированный, содержание возрастает вверх по разрезу. Иногда встречаются тонкие линзы полидетритовых известняков. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, захоронены, в основном, рассеянно. Часто встречаются табуляты, брахиоподы, ругозы, остракоды, криноидеи. Нижняя граница подсвиты четкая, проводится по появлению комковатых известняков. Подсвита является типовой для верхнемойероканского подгоризонта, относится к верхам среднего руддана–нижнему аэруну. Подразделяется на 5 местных хронозон.

1. Первая местная хронозона – $mg_{2(1)}$. Стратотип: сл. 82/17–18; 11.8 м. Представлена двумя пластовыми геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 82/17) диморфная. Основная литопарцелла сложена известняками серыми, мелкокомковатыми

и бугристонаслоенными, тонкозернистыми, доломитистыми, слабоглинистыми, кавернозными. Второстепенные литопарцеллы (линзы) сложены мергелями зеленовато-серыми с линзочками бугристонаслоенных известняков. Органические остатки частые, средних и мелких размеров, захоронены рассеянно и гнездами. Доминирует *Sibiritia wiluensis*. Верхняя геотема (стратотип сл. 82/18), в общем, мономорфная, сложена известняками серыми, среднекомковатыми, доломитистыми, слабоглинистыми, кавернозными. В верхней части появляются линзы мергелей. Органические остатки многочисленные, мелкие, захоронены рассеянно и гнездами. Доминирует *Sibiritia wiluensis*.

2. Вторая местная хронозона – $m_{2(2)}$. Стратотип: сл. 82/19–20; 10.5 м. Представлена одной мономорфной геотемой. Сложена известняками серыми, крупнокомковатыми, тонкозернистыми, слабоглинистыми, с частым детритом. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно и гнездами. Доминирует *Septatrypa antiquata*.

3. Третья местная хронозона – $m_{2(3)}$. Стратотип: сл. 82/21–23; 10.2 м. Представлена одной мономорфной геотемой. Сложена известняками серыми, среднекомковатыми, доломитистыми, с прокладками зеленовато-серых рыхлых мергелей. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Zygospiraella duboisii*.

4. Четвертая местная хронозона – $m_{2(4)}$. Стратотип: сл. 83/24–26; 11.4 м. Представлена тремя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 83/24) мономорфна. Она сложена известняками темносерыми, крупнокомковатыми, тонкозернистыми, доломитистыми, слабоглинистыми, плотными. Органические остатки многочисленные, мелкие, захоронены, в основном, скоплениями и гнездами. Доминирует *Isorthis neocassa*. Вторая геотема диморфная, сложена известняками мелкокомковатыми, с прокладками и небольшими линзами зеленовато-серых мергелей. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Isorthis neocassa*. Третья геотема распространена только на юге района (стратотип 78/156). Она сложена известняками серыми, среднеплитчатыми, волнистонаслоенными, с детритом. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Septatrypa antiquata*.

5. Пятая местная хронозона – $m_{2(5)}$. Стратотип: сл. 83/27–28; 13.0 м. Представлена двумя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 83/27) имеет верхнюю диахронную границу. Она диморфна, сложена известняками серыми, среднекомковаты-

ми и бугристонаслоенными, с обильными прокладками зеленовато-серых мергелей и с частыми тонкими линзами плотных детритовых горизонтальных известняков. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно и гнездами. Доминирует *Zygospiraella duboisii*. Верхняя геотема распространена только на юге района (стратотип сл. 83/28), клинообразная. Она сложена известняками серыми, крупнокомковатыми, детритовыми. Органические остатки частые, мелкие, захоронены рассеянно и гнездами. Доминирует *Zygospiraella planoconvexa*.

Хаастырская свита (рис. 4) выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 48). Название дано по р. Хаастыр (левый приток р. Мойеро). Стратотип: обн. 78, сл. 18–31, обн. 90, сл. 18–21, обн. 77, сл. 11–43; 129.5 м. Свита распространена в бассейнах среднего течения р. Мойеро и верхнего течения р. Котуй. Вскрыта скважинами Ч-1 и Ч-2 (бассейн р. Чиринда). Сложена терригенно-карбонатными породами. В целом она состоит из сероцветных пачек комковатых известняков с детритовыми линзами и мергелей, также с детритом и аутигенной брекчией. Органические остатки многочисленные, в основном, средних размеров, захоронены рассеянно и скоплениями, преобладают табуляты и брахиоподы. В низах свиты развиты строматопоро-коралловые биогермы, а в средней части банки пентамерид. Структура пластовая. Свита создает гребенчатые формы рельефа. Нижняя и верхняя границы четкие. Толщина свиты около 130 м. Подразделяется на две подсвиты.

Нижнехаастырская подсвита (hs_1) выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 48). Стратотип: обн. 78, сл. 18–31, обн. 90, сл. 18–21, обн. 77, сл. 11–19; 79.5 м. Сложена чередованием известняков серых, комковатых, органогенно-полидетритовых, доломитистых, глинистых и мергелей зеленовато-серых, оскольчатых, рыхлых. По всему разрезу наблюдаются частые линзы плотных массивных, реже микрослоистых органогенно-полидетритовых слабоглинистых известняков, имеющих четкие эрозийные контакты, как бы врезанные в комковатые известняки и мергели. Характерно присутствие довольно крупных (до 4×16 м) и мелких (первые метры) строматопоро-коралловых биогермов. Органические остатки многочисленные, мелких, средних и крупных размеров, преобладают табуляты и брахиоподы, распространенные рассеянно и скоплениями. Нижняя граница подсвиты достаточно четкая, проводится по появлению врезанных полидетритовых линз и биогермов. Подсвита является типовой для нижнехаастырского подгоризонта, относится к нижней части среднего аэрона. Толщина около 80 м. Подразделяется на 4 местных хронозоны.

1. Первая местная хронозона – $hs_{1(1)}$. Стратотип: сл. 78/18–24; 20.3 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Сложена известняками серыми и коричневатосерыми, среднекомковатыми и

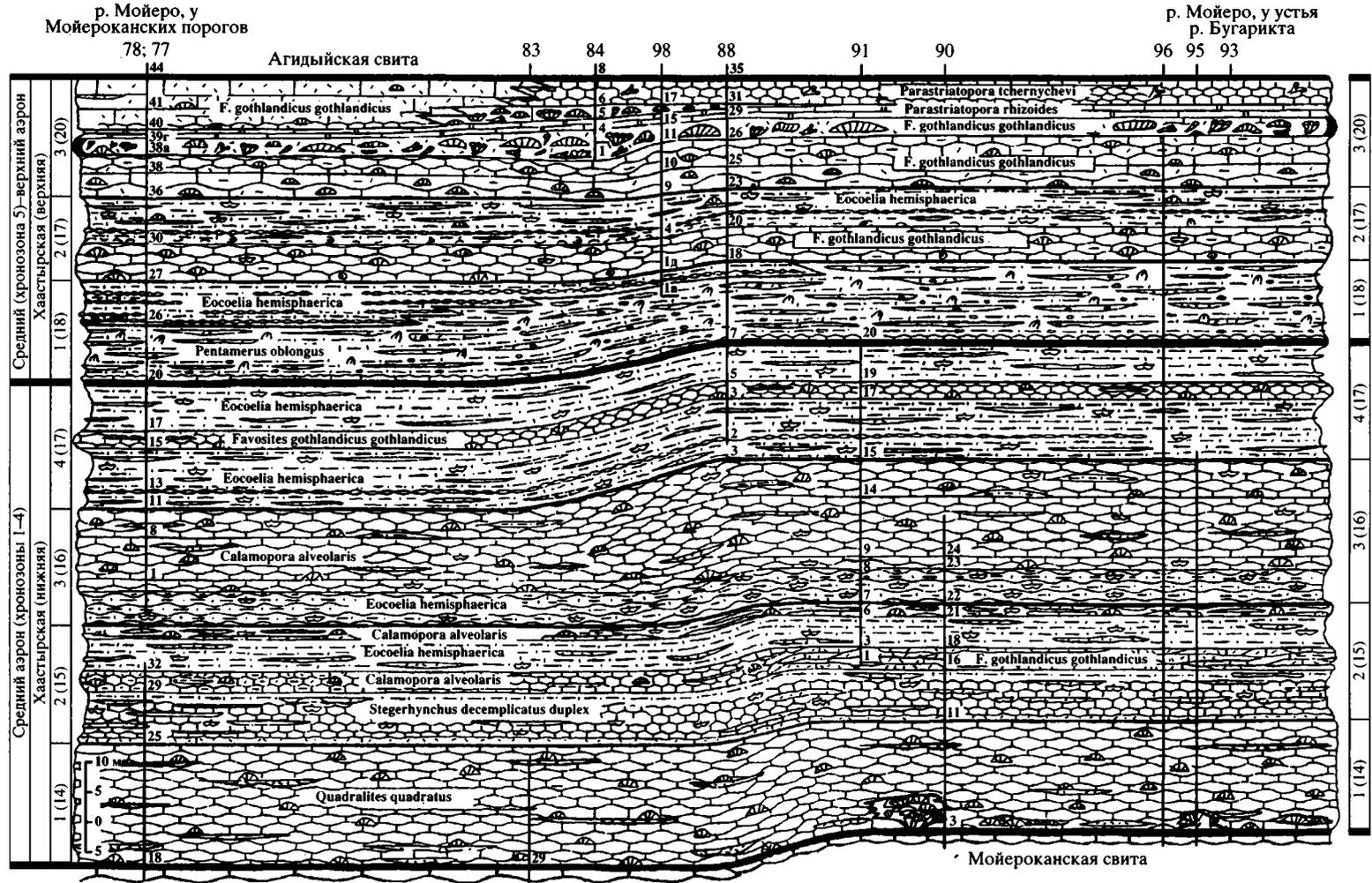


Рис. 4. Стратиграфо-формационный профиль хаастырской свиты (средний–верхний аэрон) Мойеронского стратиграфического района по линии вдоль долины р. Мойеро от устья р. Хаастыр на юге до устья р. Бугарикта на севере. Условные обозначения см. на рис. 8.

бугристонаслоенными, тонкозернистыми, глинистыми, с линзами органогенно-полидетритового серого известняка и биогермами. В полидетритовых линзах преобладают лентовидные мшанки. Биогермы представлены, в основном, кораллами. В комковатых известняках преобладают табуляты и брахиоподы, захороненные рассеянно. Доминирует *Quadralites quadratus*.

2. Вторая местная хронозона – $hs_{1(2)}$. Стратотип: сл. 78/25–31, 90/18–21; 20.3 м. Представлена четырьмя геотемами. Первая (нижняя) геотема (стратотип сл. 78/25–27) диморфна. Она сложена известняками серыми мелкокомковатыми, тонкозернистыми, детритовыми с линзами мшанково-криноидных детритовых известняков и линзочками зеленовато-серых мергелей. Органические остатки многочисленны, мелкие и средних размеров, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Stegerhynchus decemplicatus duplex*. Вторая геотема (стратотип сл. 78/28) представлена мергелями зеленовато-серыми, рыхлыми с частыми тонкими линзами органогенно-обломочных известняков. Органические остатки частые, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно и по плоскостям напластования известняков. Доминирует *Stegerhynchus decemplicatus duplex*. Третья геотема (стратотип сл. 78/29–31) сложена известняками серыми, мелкокомковатыми, органогенно-детритовыми, глинистыми, с тонкими линзами плотных полидетритовых известняков, а также мергелей. Органические остатки многочисленные, мелкие и средние, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Calamopora alveolaris*. Четвертая (верхняя) геотема (стратотип сл. 90/18–21) представлена мергелями зеленовато-серыми и зелеными, а также линзами серых полидетритовых плотных известняков, содержащих автокластическую брекчию. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, захоронены, в основном, по плоскостям наслоения известняков. Доминирует *Eocoelia hemisphaerica*.

3. Третья местная хронозона – $hs_{1(3)}$. Стратотип: сл. 90/22–23, 77/1–10; 18.0 м. Представлена двумя диморфными геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 90/22) сложена мергелями зеленовато-серыми, комковатыми, с редкими тонкими линзами известняков серых, детритовых, плотных. Органические остатки в основной литопарцелле (мергели) мелких, средних и крупных размеров, многочисленные, захоронены рассеянно; во второстепенных – (линзы известняков) частые, мелкие, захоронены, в основном, скоплениями. Доминирует *Eocoelia hemisphaerica*. Верхняя геотема (стратотип сл. 90/23, 77/1–10) сложена известняками серыми, комковатыми, мелкозернистыми, глинистыми, детритистыми, с редкими тонкими линзами плотных детритовых серых известняков и зеленовато-серых мергелей. Органические остатки многочисленные и обильные, мелких и средних разме-

ров, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Calamopora alveolaris*.

4. Четвертая местная хронозона – $hs_{1(4)}$. Стратотип: сл. 77/11–19; 21.0 м. Представлена тремя диморфными геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 77/11–14) сложена мергелями и аргиллитами зелеными, оскольчатými, с достаточно редкими тонкими линзами известняков серых, полидетритовых, неровнонаслоенных, плотных. Встречаются единичные линзы комковатых серых известняков. Органические остатки частые только в линзах известняков, мелких и средних размеров, захоронены скоплениями. Доминирует *Eocoelia hemisphaerica*. Средняя геотема (стратотип сл. 77/15–16) сложена известняками серыми, мелкокомковатыми, тонкозернистыми, доломитистыми, с обильным детритом. Скопления органических остатков наблюдаются в плотных детритовых известняках. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. Верхняя геотема (стратотип сл. 77/17–19) сложена аргиллитами зелеными, оскольчатými, с редкими тонкими линзами детритовых плотных известняков с неровной поверхностью наслоения. Органические остатки единичные, мелкие, захоронены, в основном, на поверхностях напластования известняков. Доминирует *Eocoelia hemisphaerica*.

Верхнехаастырская подсвита (hs_2) выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 48). Стратотип: обн. 77, сл. 20–43; 50.0 м. Распространена по всему Мойеронскому району. Сложена чередованием мергелей зеленых, зеленовато-серых и серых с линзами детритовых серых известняков и известняков серых, комковатых, доломитовых, биогенных. Характерна повышенная доломитистость, наличие обильных кораллов и банок пентамерид. Органические остатки многочисленные, в основном, средних и крупных размеров, захоронены рассеянно и скоплениями. Нижняя граница достаточно четкая и проводится по массовому появлению сильно сближенных детритовых прослоев известняков с многочисленной аутигенной брекчий. Подсвита является типовой для верхнехаастырского подгоризонта, относится к верхам среднего-верхнему аэруну. Толщина около 50.0 м. Подразделяется на три местных хронозоны.

1. Первая местная хронозона – $hs_{2(1)}$. Стратотип: сл. 77/20–26; 16.5 м. Представлена двумя диахронными геотемами. Нижняя геотема на севере района занимает весь объем хронозоны. На юге в нее вклинивается верхняя геотема со скользящей нижней границей. Нижняя геотема (стратотип сл. 77/20–25) сложена мергелями и аргиллитами зеленовато-серыми, оскольчатými, с частыми тонкими линзами известняков серых, полидетритовых, реже глинистых, комковатых. Органические остатки многочисленные только в известняках. Они мелкие и средние, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Pentamerus oblongus*. Верхняя геотема (стратотип сл. 77/26)

сложена мергелями и аргиллитами зеленовато-серыми, с частыми, достаточно толстыми линзами известняков серых, мелкокомковатых, полидетритовых, глинистых и редкими тонкими линзами детритовых и обломочно-детритовых серых известняков. Органические остатки частые, мелких и средних размеров, захоронены, в основном, в известняках. Доминирует *Eoscoelia hemisphaerica*.

2. Вторая местная хронозона – $hs_{2(2)}$. Стратотип: сл. 77/27–35; 13.6 м. Представлена двумя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 77/27–29) мономорфна, сложена известняками серыми, мелкокомковатыми, тонкозернистыми, детритовыми, доломитистыми, глинистыми, с тонкими линзочками зеленовато-серых мергелей и бугристонаслоенных желваковистых известняков. Органические остатки редкие, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. Верхняя геотема (стратотип сл. 77/30–35) полиморфна, сложена мергелями и аргиллитами зеленовато-серыми, оскольчатными, с частыми тонкими линзами известняков серых, детритовых и обломочно-детритовых. Органические остатки частые только в известняках и на поверхностях их напластований, мелкие и средние, захоронены, в основном, скоплениями. Доминирует *Eoscoelia hemisphaerica*.

3. Третья местная хронозона – $hs_{2(3)}$. Стратотип: сл. 77/36–43; 20.0 м. Представлена пятью геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 77/36–38) сложена известняками серыми и зеленовато-серыми, среднекомковатыми, тонкозернистыми, полидетритовыми, доломитистыми, глинистыми. Органические остатки частые и обильные, средних и крупных размеров, захоронены рассеянно и на отдельных уровнях скоплениями. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. Вторая геотема (стратотип сл. 77/39а–в) сложена известняками черными, плитчатыми, глинистыми, детритовыми, с обильными крупными кораллами. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. Третья геотема (стратотип сл. 77/39 г–е) сложена доломитизированными известняками зеленовато-серыми, листоватыми, с линзами серых глинистых комковатых известняков. Органические остатки средних размеров, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Parastriatorpora rhizoides*. Четвертая геотема (стратотип сл. 77/40–43) полиморфна, сложена средне- и толсто плитчатыми детритовыми серыми известняками, иногда комковатыми и тонкими плотными детритовыми линзами. Органические остатки средних и крупных размеров, захоронены рассеянно и часто скоплениями. Доминирует *Favosites gothlandicus gothlandicus*. Пятая геотема (стратотип сл. 84/5–7) представлена, в основном, известняками серыми, мелкокомковатыми, местами с большим скоплением кораллов. Доминирует *Parastriatorpora tchernychevi*.

Агидийская свита (рис. 5) выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 49). Название дано по

оз. Агиды. Стратотип: обн. 84–86, сл. 8–34, обн. 87, сл. 35–56; 84.5 м. Первоначально (Тесаков и др., 1979, с. 49, рис. 2) за стратотипические принимались обн. 84–86, 77 и 63, не имеющие между собой перекрытий. Впоследствии (Тесаков и др., 1985, с. 85, рис. 22) стратотипическими указаны только обн. 84–86. В настоящее время проведена послойная корреляция обн. 63 и 87, что позволило обн. 87 полностью отнести к верхнеагидийской подсвите (а не к хакомской свите, как это сделано в 1985 г.) и выбрать уточненный стратотип для агидийской свиты практически в одном разрезе (84–87). Свита распространена в бассейнах среднего течения р. Мойеро и верхнего течения р. Котуй. Вскрыта скважинами Ч-1 и Ч-2 (бассейн р. Чиринда). Свита имеет четкое трехчленное литологическое строение. Нижняя ее часть сложена плитчатыми и комковатыми известняками, средняя – мергелями и ббльшая верхняя – комковатыми известняками. В общем для свиты органические остатки частые, но их встречаемость сильно дифференцирована в зависимости от вмещающих пород, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно и скоплениями вплоть до биогермных ассоциаций. Структура пластовая. Свита, особенно ее верхняя часть, создает положительные формы рельефа. Толщина свиты около 84 м. Подразделяется на две подсвиты.

Нижнеагидийская подсвита (ag_1) в представленном объеме выделяется впервые. Стратотип: обн. 84–86, сл. 8–34; 42.5 м. Распространена по всему Мойеронскому району. Имеет четкое двучленное строение. Нижняя половина подсвиты представлена чередованием листоватых и плитчатых известняков серого цвета, часто доломитизированных и пестроцветных мергелей, реже комковатых серых известняков. Органические остатки здесь достаточно частые, но распространены по разрезу неравномерно, в основном, мелкие, преобладают остракоды и брахиоподы. Верхняя половина подсвиты сложена зелеными мергелями с линзами органогенно-детритовых серых известняков. Органические остатки частые только в известняках, мелких и средних размеров, захоронены скоплениями. Для мергелей характерны остракоды и брахиоподы, для известняков – кораллы. Часто встречаются аутигенные брекчии. Подсвита является типовой для нижнеагидийского подгоризонта, относится к нижнему–низам среднего телича. Толщина около 42 м. Подразделяется на две местные хронозоны.

1. Первая местная хронозона – $ag_{1(1)}$. Стратотип: сл. 84/8–15, 85/16–22; 21.6 м. Представлена шестью геотемами. Первая (нижняя) геотема (стратотип сл. 84/8–12) пластовая с четкой верхней границей на севере района (обн. 84) и нечеткой среди разноплитчатых известняков на юге (обн. 77). Сложена, в основном, листоватыми и тонкоплитчатыми известняками серыми, зеленовато-, желтовато-серыми и черными, часто сильно доломитизированными, с редкими прослоями

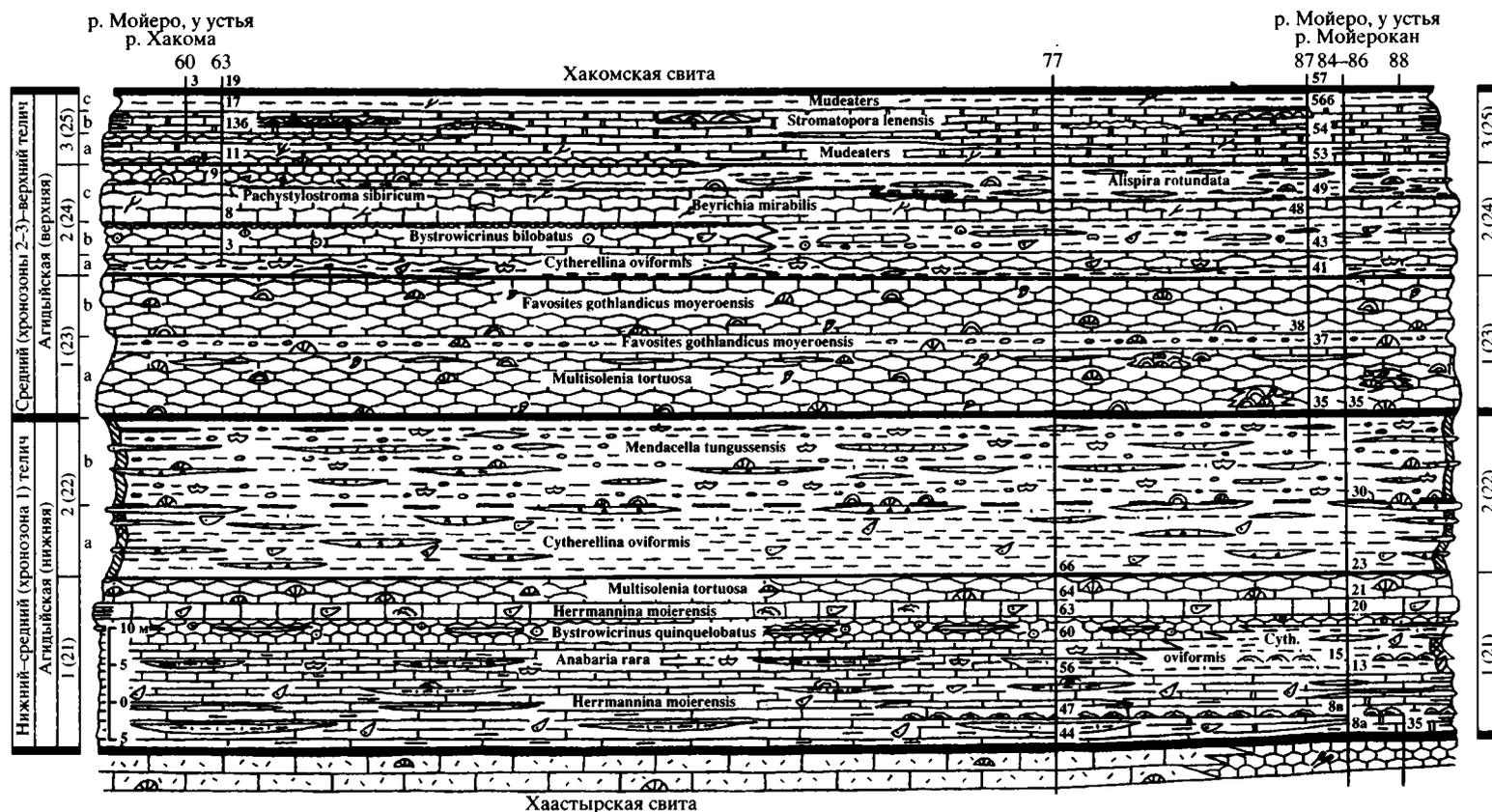


Рис. 5. Стратиграфо-формационный профиль агидийской свиты (телич) Мойеронского стратиграфического района по линии вдоль долины р. Мойеро от устья р. Хакома на юге до устья р. Мойерокан на север. Условные обозначения см. на рис. 8.

более массивных серых известняков и единичными линзочками зеленого мергеля. Органические остатки редкие, только единичные слои содержат многочисленных остракод. Доминирует *Nettmannina moierensis*. Вторая геотема (стратотип 84/13–15, 85/16–18) клиновидная, с диахронными четкими границами, полиморфна. Основная литопарцелла представлена мергелями зелеными, красными, зеленовато-серыми и пестроцветными, оскольчатые. Второстепенные литопарцеллы (линзы) сложены неровнонаслоенными серыми детритовыми известняками. Встречаются строматолитовые биостромы. Органические остатки частые, мелкие, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Cytherellina oviformis*. На юг района вторая геотема замещается третьей (сл. 77/56–59), которая состоит из плитчатых серых ровнонаслоенных известняков с редкими линзами зеленовато-серых мергелей. Доминирует *Anabaria gara*. Четвертая геотема (стратотип сл. 85/19) вновь распространена по всему району, с юга на север она несколько утоняется. Представлена известняками серыми и черными, мелкокомковатыми с линзами ровнонаслоенных известняков. Распространены, в основном, криноидеи, брахиоподы, остракоды. Фауна захоронена скоплениями. Доминирует *Bystrowicrinus bilobatus*. Вышележащая пятая геотема (стратотип сл. 86/20) сложена толстоплитчатыми серыми известняками с многочисленными калиптрами строматолитов. Органические остатки частые, мелкие, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Nettmannina moierensis*. Шестая геотема (стратотип сл. 86/21–22) сложена известняками серыми, мелкокомковатыми, с частыми органическими остатками мелких и средних размеров, захороненных, в основном, рассеянно. Доминирует *Multisolenia tortuosa*.

2. Вторая местная хронозона – $ag_{1(2)}$. Стратотип: 86/32–34; 20.9 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Основная литопарцелла сложена аргиллитами и мергелями зеленоцветными, оскольчатые, с мелкими комками серых известняков. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены рассеянно. Преобладают мелкие остракоды и брахиоподы. Второстепенные литопарцеллы представлены линзами разного размера и состава. Наиболее часто встречаются тонкие короткие линзы, сложенные серыми мелкодетритовыми известняками с автокластической брекчийей. К ним приурочены массовые скопления брахиопод, остракод, криноидей. Более крупные линзы встречаются значительно реже. Они сложены мелкокомковатыми серыми известняками с многочисленными кораллами и мшанками. Доминантом для нижнего хронозона (а) является *Cytherellina oviformis*, а для верхнего (b) *Mendacella tungussensis*.

Верхнеагидийская подсвета (ag_2) в представленном объеме выделяется впервые. Стратотип: обн. 87, сл. 35–56; 42.0 м. Распространена по всему

Мойеронскому району. Сложена чередованием комковатых плитчатых и листоватых серых известняков с редкими прослоями зеленовато-серых мергелей. В нижней части подсветы развиты биогермы. Органические остатки многочисленные только в нижней части, где они средних и крупных размеров, захоронены рассеянно и скоплениями. В средней части подсветы в небольших количествах развита мелкораквинная фауна, захороненная, в основном, в известняковых слоях. В верхах подсветы встречаются только мелкие брахиоподы и остракоды. Подсвета является типовой для верхнеагидийского подгоризонта, относится к верхам среднего–верхнему теличу. Толщина около 42 м. Подразделяется на три местных хронозоны.

1. Первая местная хронозона – $ag_{2(1)}$. Стратотип: сл. 87/35–40; 17.6 м. Представлена тремя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 87/35–36) полиморфна. Основная литопарцелла сложена среднекомковатыми известняками серыми, мелкозернистыми, детритовыми. Второстепенные литопарцеллы представлены небольшими редкими строматопоро-коралловыми биогермами и линзами плотных неяснокомковатых серых известняков. Органические остатки многочисленные, средних и крупных размеров, захоронены рассеянно в основной литопарцелле и скоплениями во второстепенных. Доминирует *Multisolenia tortuosa*. Средняя геотема (стратотип сл. 87/37) мономорфна, сложена мергелями зеленовато-серыми с комками глинистого известняка. Органические остатки частые, средних и мелких размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Favosites gothlandicus moyeroensis*. Верхняя геотема (стратотип сл. 87/38–40) мономорфна, сложена среднекомковатыми и неяснокомковатыми известняками серыми, мелкозернистыми, глинистыми, детритистыми. Органические остатки многочисленные, средних и крупных размеров, захоронены рассеянно, иногда скоплениями, образуя биоморфные известняки. Доминирует *Favosites gothlandicus moyeroensis*.

2. Вторая местная хронозона – $ag_{2(2)}$. Стратотип: сл. 87/41–52; 14.8 м. Представлена пятью геотемами. Первая (нижняя) геотема (стратотип сл. 87/41–47) полиморфна. Основная литопарцелла сложена мергелями зеленовато-серыми, оскольчатые, с комками известняка. Второстепенные литопарцеллы представлены крупными линзами среднекомковатых серых мелкозернистых глинистых известняков, содержащих значительное количество органических остатков, и более мелкими линзами плитчатых коричневатых известняков, с меньшим содержанием фауны. Доминирует *Cytherellina oviformis*. Вторая геотема (стратотип сл. 63/3–7) представлена комковатыми известняками с *Bystrowicrinus bilobatus*. Третья геотема (стратотип сл. 87/48) клиновидно утоняется к северу района, мономорфна, сложена известняками серыми, волнистонаслоенными, до-

ломитизированными, с редкими тонкими прослойками детритовых известняков или мергельными примазками. Доминирует *Beudanticia mirabilis*. Четвертая (северная) геотема (стратотип сл. 87/49–52) выклинивается к югу, диморфна, сложена мергелями зеленовато-серыми, с желваками и линзами известняков серых волнисто- или бугристонаслоенных, детритовых и с автокластами. Органические остатки редкие, мелкие. Доминирует *Alispira rotundata*. Пятая (южная) геотема стратотип (сл. 63/9–11) мономорфна, сложена мелкокомковатыми серыми глинистыми известняками с частыми органическими остатками мелких и средних размеров, захороненных рассеянно и скоплениями. Доминирует *Pachystylostroma sibiricum*.

3. Третья местная хронозона – $ag_{2(3)}$. Стратотип: сл. 87/53–56; 9.4 м. Представлена тремя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 87/53) сложена известняками серыми, тонкоплитчатыми, доломитовыми. В южной части района в низах и верхах геотемы имеются комковатые серые известняки с единичными, но достаточно разнообразными органическими остатками. В основной литопарцелле имеются только ходы илоедов. Средняя геотема (стратотип сл. 87/54–56а) диморфная, сложена известняками серыми, тонкослоистыми и листоватыми, бугристонаслоистыми, доломитизированными, с линзами темно-серых среднеплитчатых известняков с микрофитолитами и тонкими строматолитовыми биостромами. Органические остатки встречаются только на отдельных уровнях. Доминирует *Stromatopora lepenis*. Верхняя геотема (в стратотипе сл. 87/56б) сложена аргиллитами зеленовато-серыми, с редкими тонкими линзочками известняка и доломита. Отмечены только отпечатки створок остракод.

Хакомская свита (рис. 6) выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 50). Название дано по р. Хакоме (левый приток р. Мойеро). Стратотип: обн. 60, сл. 3–4; обн. 58А, сл. 4–8; обн. 58; сл. 2–22; обн. 64, сл. 12–18; обн. 66, сл. 16–31; 82.0 м. В 1979 г. опорными для выделения свиты считались обн. 60, 58А, 58 и 64. В 1985 г. (Тесаков и др., 1985, с. 97), кроме того, были выделены парастратотипы для нижней подсвиты обн. 87 и для верхней 66. В 1992 г. обн. 87 и 66 были введены для хакомской свиты как стратотипические (Тесаков и др., 1992, рис. 9). Дальнейшее изучение показало, что обн. 87 является стратиграфическим аналогом обн. 63 агидыйской свиты. Такое сложное становление стратотипического разреза хакомской свиты связано, во-первых, с ее пестрым фаціальным составом, а, во-вторых, трудной доступностью изучения и отбора фауны из скальных, в основном, сорокаметровых обрывов, которые очень сложно коррелировать. Свита распространена в бассейне среднего течения р. Мойеро и верхнего течения р. Котуй. Вскрыта скважинами Ч-1 и Ч-2 (бассейн р. Чиринда). Хакомская свита имеет очень пестрый литологический состав. Ха-

рактерной ее особенностью являются кораллово-водорослево-строматопороидные биогермы и биостромы, иногда достигающие по высоте 8 м. Межбиогермные и межбиостромные пространства занимают различного типа сероцветные известняки: ровно-, бугристо-, комковато-наслоенные, толсто-, средне-, тонко-, листоватоплитчатые; тонко- и крупнозернистые, детритовые и не содержащие детрита; биогенные и не содержащие органических остатков. Подобные характеристики имеют и доломиты, также широко распространенные в свите. Кроме того, имеются линзы обломочных известняков с аутигенной брекчией, мергельные линзы, и практически весь разрез содержит кремневые конкреции. Органические остатки обильные, средних и крупных размеров, захоронены рассеянно и скоплениями, в биогермах и биостромах образуют каркасы. Наиболее характерны строматопороиды, табуляты, ругозы, остракоды, гастроподы, наутилоиды, криноиды. Структура мозаичная. Свита создает положительные формы рельефа. Нижняя и верхняя границы четкие. Толщина свиты около 82 м. Подразделяется на две подсвиты.

Нижнехакомская подсвита (hk_1) выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 51). Стратотип: обн. 60, сл. 3–4, обн. 58А, сл. 2–8, обн. 58, сл. 2–22, обн. 64, сл. 12–18; 42.0 м. Общая характеристика нижней подсвиты полностью соответствует характеристике свиты в целом. Подсвита является типовой для нижнехакомского подгоризонта, относится к шейнвудскому ярусу. Толщина около 42 м. Подразделяется на пять местных хронозон.

1. Первая местная хронозона – $hk_{1(1)}$. Стратотип: сл. 60/3–4, 58А/2–3; 9.2 м. Подразделяется на три пластовые геотеми. Имеет циклическое строение. Нижняя геотема (стратотип сл. 60/3–4) полиморфна. Основная литопарцелла представлена плотными волнистонаслоенными известняками серого цвета, равноплитчатыми с многочисленными кишечноплодными. Из второстепенных парцелл наиболее характерны биогермы высотой до 5–7 м и биостромы удлинено-линзовидные и пластового типа. В целом доминирует *Labechia condensata*. Средняя геотема (стратотип сл. 58А/2) сложена мелкокомковатыми известняками серыми, мелкозернистыми. Органические остатки мелкие, редкие, захоронены рассеянно. Доминирует *Beudanticia mirabilis*. Верхняя геотема (стратотип сл. 58А/3) сложена известняками светло-серыми, тонкоплитчатыми и листоватыми, со знаками ряби. Органические остатки редкие, мелких размеров. Доминирует *Neptannina pana*.

2. Вторая местная хронозона – $hk_{1(2)}$. Стратотип: сл. 58А/4–8, 58/2–6; 8.3 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Литоценоз известняков серых, светло- и темно-серых, средне- и тонкоплитчатых, доломитовых, глинистых, строматопоровых, строматолитовых и онколитовых, детритовых; мергелей серо-зеленых, доломитовых;

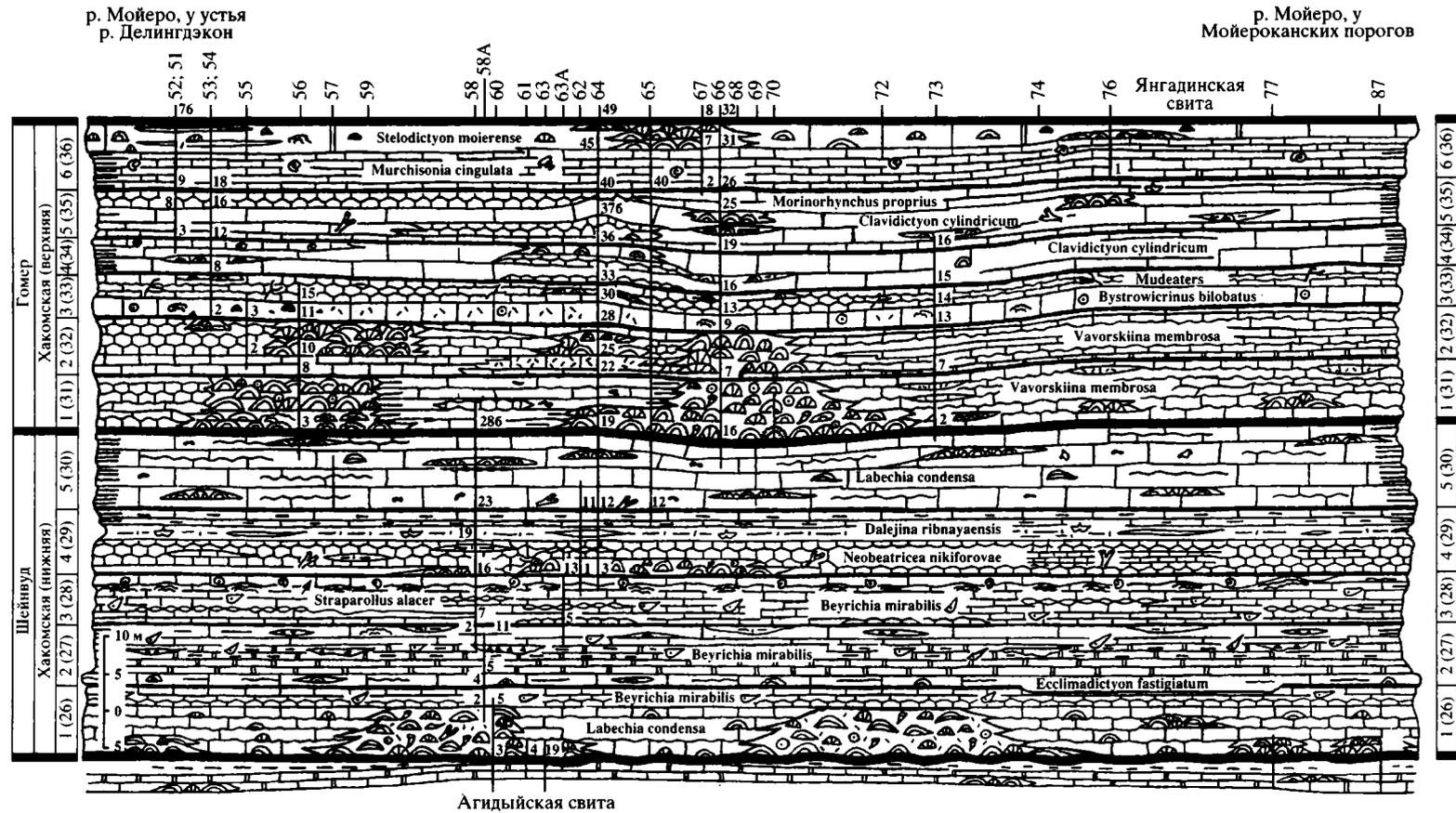


Рис. 6. Стратиграфо-формационный профиль хакомской свиты (венлок) Мойеронского стратиграфического района по линии вдоль долины р. Мойеро от устья р. Делингдэкон на юге до устья р. Мойерокан на севере. Условные обозначения см. на рис. 8.

аргиллитов зеленых, оскольчатых. Встречаются линзы известняков с аутигенной брекчией и мелкогалечных конгломератов. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены рассеянно, в отдельных слоях – скоплениями. Доминирует *Beurichia mirabilis*.

3. Третья местная хронозона – $hk_{1(3)}$. Стратотип: сл. 58/7–15; 6.2 м. Представлена двумя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 58/7–14) полиморфна, сложена тонкоплитчатыми серыми известняками с достаточно крупными линзами мелкокомковатых известняков серых, ступково-обломочных, детритистых и более мелкими линзами мергелей зеленовато-серых, доломитовых, рыхлых. Органические остатки частые, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Beurichia mirabilis*. Вторая геотема (стратотип сл. 58/15) полосчатая, сложена известняками черными, реже серыми, комковато-слоистыми, с тонкими строматолитовыми постройкиками. Органические остатки обильные, средних размеров, захоронены скоплениями, в основном, по плоскостям напластования. Доминирует *Straparollus alacer*.

4. Четвертая местная хронозона – $hk_{1(4)}$. Стратотип: сл. 58/16–22; 8.5 м. Представлена тремя пластовыми геотемами с четкими границами. Нижняя геотема (стратотип сл. 58/16–19) диморфна, сложена известняками серыми и зеленовато-серыми, слабокомковатыми и плитчатыми, детритовыми, глинистыми с редкими тонкими линзами зеленых мергелей и сильно глинистых известняков. Встречаются биостромы. Органические остатки частые, мелкие и средних размеров, захоронены неравномерно. Доминирует *Neobeaticea pikiforgvae*. Средняя геотема (стратотип сл. 58/20) диморфна, сложена мергелями серыми, рыхлыми, полосчатыми с тонкими линзами серого известняка и доломита. Органические остатки мелкие, редкие. Доминирует *Dalejina gibbaeensis*. Верхняя геотема (стратотип сл. 58/21–22) мономорфна, сложена доломитами серыми, тонкоплитчатыми до листоватыми. Органические остатки единичные, мелкие. Доминант тот же.

5. Пятая местная хронозона – $hk_{1(5)}$. Стратотип: сл. 64/12–18; 9.8 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Литоценоз средне- и толсто-плитчатых известняков серых, без фауны и органогенно-детритовых и линз комковатых серых известняков. Встречаются биостромы и стяжения кремня. Органические остатки обильные только в биостромах и комковатых известняках, средних и крупных размеров, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Labechia condensa*.

Верхнехакомская подсвита (hk_2). Выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 52). Стратотип: обн. 66, сл. 16–31; 40.0 м. Общая характеристика верхней подсвиты полностью соответствует характеристике свиты в целом. Граница между

нижней и верхней подсвитами проводится по основанию уровня с широким развитием мощных биогермов или толстоплитчатых известняков. Верхняя подсвита является типовой для верхнехакомского горизонта, относится к гомерскому ярусу. Толщина колеблется около 40 м. Подразделяется на шесть местных хронозон.

1. Первая местная хронозона – $hk_{2(1)}$. Стратотип: сл. 66/16–6; 8.0 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Литоценоз известняков серых, желтовато-, темно-, светло-серых, толсто- и среднеплитчатых, детритовых, полосчатых, тонко- и грубозернистых, с крупными кораллово-строматопоровыми биогермами, редкими небольшими линзами мелкокомковатых серых известняков и плотных серых детритовых известняков. Органические остатки крупных и средних размеров захоронены неравномерно, в биогермах образуют каркас. Доминирует *Yavorskiina membrosa*.

2. Вторая местная хронозона – $hk_{2(2)}$. Стратотип: сл. 66/7–8; 6.1 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Литоценоз известняков серых, ровно- и волнистонаслоенных, в основном, среднеплитчатых, часто мелкокомковатых и детритовых, с кораллово-строматопоровыми биогермами и биостромами достаточно больших размеров. Органические остатки в основной литопарцелле редкие, в биогермах и биостромах обильные, крупных размеров. В целом доминирует *Yavorskiina membrosa*.

3. Третья местная хронозона – $hk_{2(3)}$. Стратотип: сл. 66/9–14; 5.4 м. Представлена двумя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 66/9–12) полиморфна, сложена разноплитчатыми известняками серыми и коричневато-серыми, глинистыми, криноидно-детритовыми и строматолитовыми. Органические остатки редкие, захоронены по разрезу спорадически. Доминирует *Bystrowicrinus bilobatus*. Верхняя геотема (стратотип сл. 66/13–14) мономорфна, сложена мелкокомковатыми серыми известняками. Органические остатки единичны. Доминируют ходы илоедов.

4. Четвертая местная хронозона – $hk_{2(4)}$. Стратотип: сл. 66/15–18; 4.8 м. Представлена одной геотемой. Литоценоз известняков светло-серых и серых, тонкоплитчатых и листоватых, с линзами биоморфных оранжевых доломитов и серых комковатых известняков. Органические остатки многочисленные только в биоморфных линзах. Доминирует *Clavidictyon cylindricum*.

5. Пятая местная хронозона – $hk_{2(5)}$. Стратотип: сл. 66/19–25; 8.2 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Основная литопарцелла сложена известняками от светло- до темно-серых, в основном, листоватыми, с единичными мелкими органическими остатками. Второстепенные литопарцеллы (линзы) сложены либо доломитами светло-серыми без органических остатков, либо известняками темно-серыми, биогенными. На юге

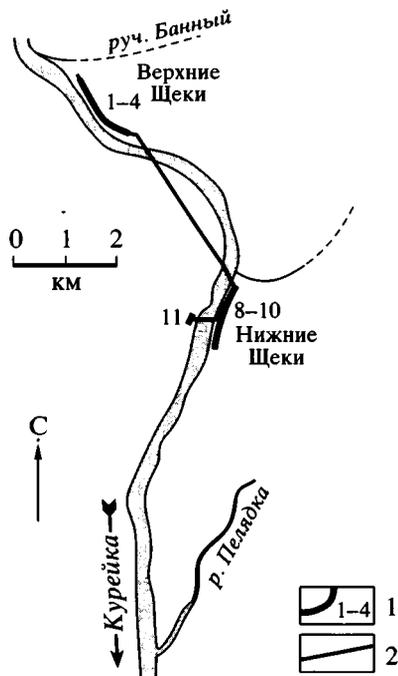


Рис. 7. Местонахождение разрезов силура в Туруханском (Курейском) районе.

1 – место нахождения и номер разреза; 2 – линия профиля для тукальской свиты.

района появляются крупные линзы мелкокомковатых серых известняков с частыми средних размеров органическими остатками. Доминирует *Clavdictyon cylindricum*.

6. Шестая местная хронозона – $hk_{2(6)}$. Стратотип: сл. 66/26–31; 8.0 м. Представлена двумя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 66/26–30) диморфна, сложена известняками черными, толстоплитчатыми, с редкими линзами тонкокомковатых темно-серых и тонкоплитчатых коричневато-серых известняков. Органические остатки редкие, прослоями частые, мелкие. Доминирует *Murchisonia singulata*. Верхняя геотема (стратотип сл. 66/31) диморфна, сложена известняками черными, толстоплитчатыми, с линзами строматолитовых и детритовых известняков и кораллово-строматопоровыми биостромами. Доминирует *Stelodictyon moierense*.

Курейский (Туруханский) стратиграфический район расположен на западной окраине Сибирской платформы (рис. 1). Является типовым для тукальского горизонта (горсти). Включает тукальскую свиту, профиль которой по р. Курейке дан на рис. 7.

Тукальская свита (рис. 8) выделена в 1979 г. (Тесаков и др., 1979, с. 83). Название дано по имени эвенкийского рода тукалов. Стратотип: обн. 11, сл. 3–17, обн. 3, сл. 2–30, обн. 2, сл. 1–18, обн. 1, сл. 1–16, обн. 4, сл. 2–14, обн. 10, сл. 28–40; 67.5 м. Все это разнообразие сводится к трем разрезам

на правом (обн. 11) и левом берегах р. Курейки (Тесаков и др., 1980, рис. 14, 15), включающих многочисленными разломами с небольшим смещением слоев, где каждый блок пронумерован как самостоятельное обнажение. Свита распространена в бассейне р. Курейка и в бассейне нижнего течения р. Нижняя Тунгуска, где, помимо естественных обнажений, вскрыта многочисленными скважинами. Тукальская свита характеризуется пестрым литологическим составом. Характерной особенностью свиты является также большое разнообразие структурных и текстурных типов слагающих ее пород. В ней широко распространены обломочные оолитовые водорослево-суглистые водорослевые строматолитовые, желваковые известняки; доломитистые мергели и мергели с комками известняка и “журавчиками”. Характерны следы биотурбаций осадков, ходы илоедов, трещины усыхания, аутигенные брекчии. Доминирующими являются остракодо-гастроподовые, брахиоподовые и водорослевые сообщества. Толщина колеблется около 65 м. Подразделяется на две подсвиты.

Нижнетукальская подсвита (tk_1) в принятом объеме выделена в 1992 г. (Тесаков и др., 1992, с. 82, рис. 9). Стратотип: обн. 11, сл. 3–17, обн. 3, сл. 2–28; 27.0 м. При первоначальном выделении объем ее был значительно больше (Тесаков и др., 1980, с. 79, рис. 24), но такое подразделение не нашло практического применения. Сложена, в основном, плитчатыми известняками темно-серыми, очень часто строматолитовыми и брекчированными, расслоенными серыми мергелями, часто с комками серых известняков и линзами с аутигенной брекчией. Органические остатки мелкие и средние, многочисленные только в отдельных слоях. Преобладают остракоды, брахиоподы, гастроподы, криноидеи. Подсвита является типовой для нижнетукальского подгоризонта, относится к нижней части горстийского яруса. Толщина около 27 м. Подразделяется на четыре местные хронозоны.

1. Первая местная хронозона – $tk_{1(1)}$. Стратотип: сл. 11/3–13; 7.9 м. Включает две геотемы. Первая геотема (стратотип сл. 11/3–10) полиморфна, сложена равноплитчатыми известняками серыми, темно-серыми, микрофитолитовыми, органическими, обломочными, детритовыми, с линзами серых строматолитовых известняков и мергелей коричневато-серых. Органические остатки частые только в отдельных линзах, мелкие, захоронены рассеянно и часто скоплениями. Доминируют строматолиты и *Eukloedenella kureikensis*. Вторая геотема (стратотип сл. 11/11–13) полиморфна с полосчатой структурой, сложена мергелями темно-серыми доломитистыми, с линзочками серого известняка, черного глинистого известняка, а также с линзами темно-серых обломочных известняков. Органические остатки частые только в обломочных известняках. Доминирует *Eukloedenella kureikensis*.

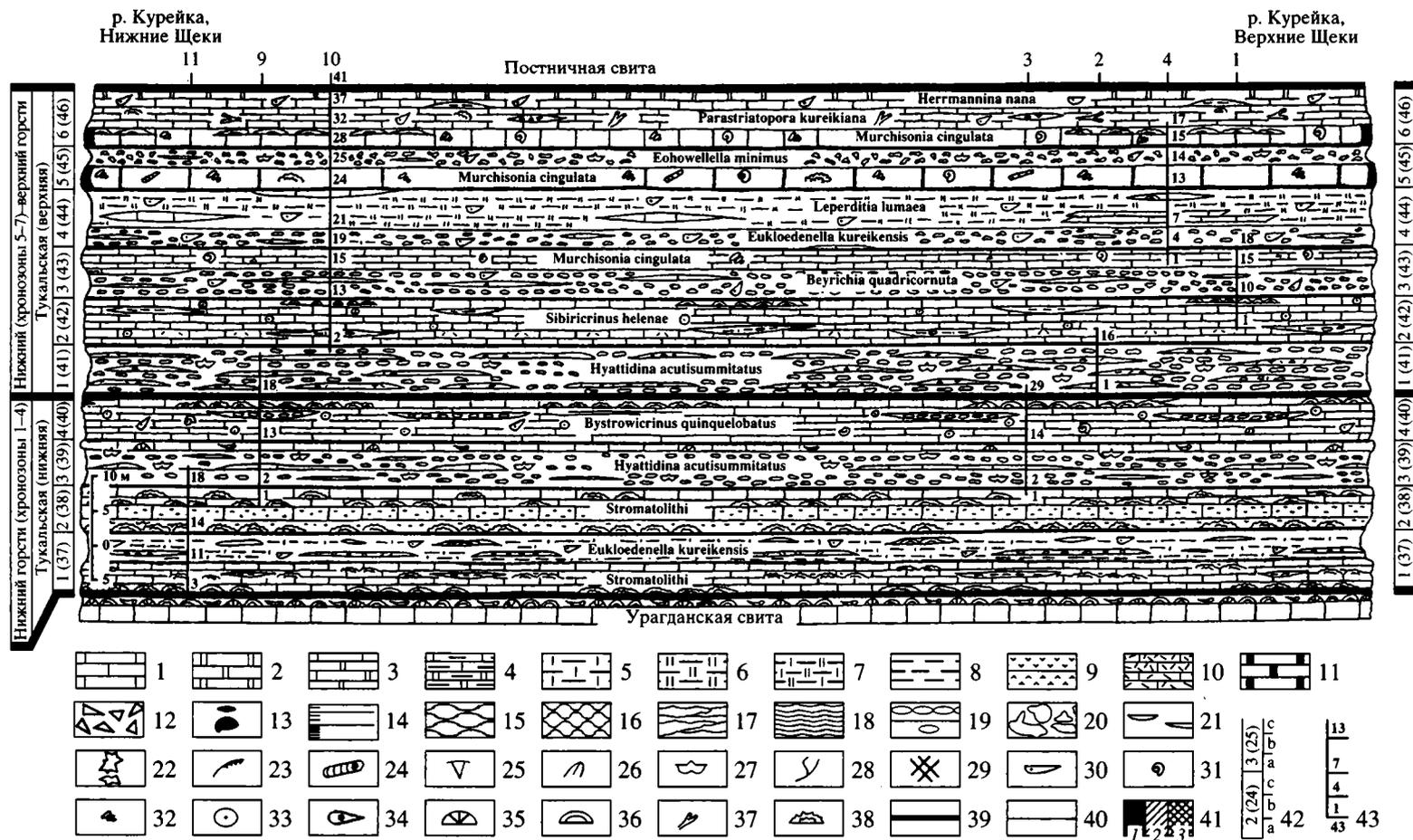


Рис. 8. Стратиграфо-формационный профиль тукальской свиты (горсти) Туруханского стратиграфического района вдоль долины р. Курейка от Нижних Щек на юге до Верхних Щек на севере.

1 – известняк; 2 – доломит; 3 – известняк доломитовый; 4 – известняк и доломит глинистые; 5 – мергель; 6 – домерит; 7 – мергель известково-доломитовый; 8 – аргиллит; 9 – гилс и ангидрит; 10 – известняк детритовый; 11 – известняк битуминозный; 12 – аутигенная брекчия; 13 – кремнистые конкреции; 14 – тонкая слоистость; 15 – крупная комковатость; 16 – мелкая комковатость; 17 – слоистая структура; 18 – бугристое наложение; 19 – желваковые прослои и отдельные желваки; 20 – неправильные желваки известняка (“журавчики”); 21 – линзы; 22 – каверны; 23 – граптолиты; 24 – цефалоподы; 25 – трилобиты; 26 – пентамериды; 27 – брахиоподы; 28 – илоеды; 29 – мшанки; 30 – остракоды; 31 – гастроподы уплощенные; 32 – гастроподы объемные; 33 – криноиды; 34 – ругозы; 35 – табуляты; 36 – строматопороиды; 37 – табуляты и строматопороиды ветвистые; 38 – строматолиты; 39 – границы свит и подсвит; 40 – границы хронозон; 41 – окраска пород (1 – темноцветная, 2 – зеленоцветная, 3 – пестроцветная); 42 – хронозональная шкала (первая цифра – порядковый номер хронозон подсвит; вторая, в скобках, – порядковый номер региональных хронозон); а, б, с – подразделения местных хронозон; 43 – разрезы и скважины (цифрами указаны номера слоев, в основании которых проходят границы литологических подразделений).

2. Вторая местная хронозона – tk₁₍₂₎. Стратотип: сл. 11/14–17; 6.4 м. Представлена одной диморфной геотемой. Литоценоз известняков темно-серых, толсто- и тонкоплитчатых, оолитовых со строматолитовыми известняками. Органические остатки единичные. Доминируют строматолиты и *Vystrowicrinus bilobatus*.

3. Третья местная хронозона – tk₁₍₃₎. Стратотип: сл. 3/2–13; 6.2 м. Представлена двумя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 3/2–12) мономорфна, сложена мергелями серыми, с комками серого известняка, с линзами строматолитовых, тонкоплитчатых, неяснокомковатых серых известняков. Органические остатки частые, мелкие, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Huattidina acutisummitatus*. Верхняя геотема (стратотип сл. 3/13) мономорфна, сложена известняками темно-серыми, полидетритовыми, глинистыми, массивными. Органические остатки многочисленны, мелких и средних размеров, захоронены рассеянно. Доминирует *Subalveolites subulosus*.

4. Четвертая местная хронозона – tk₁₍₄₎. Стратотип: сл. 3/14–28; 6.4 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Литоценоз известняков темно-серых и серых, тонко- и среднеплитчатых, с крупными линзами строматолитовых серых известняков и темно-серых мергелей, с комками и детритовыми линзочками известняков и тонкими линзами серых и темно-серых мергелей, а также темно-серых известняков с автокластами. Органические остатки многочисленные только в известняках, мелкие захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Vystrowicrinus quinquelobatus*.

Верхнетукальская подсвита (tk₂) в принятом объеме приводится впервые. Стратотип: обн. 3, сл. 29–30, обн. 2, сл. 1–18, обн. 1, сл. 9–16, обн. 4, сл. 2–14, обн. 10, сл. 28–40; 40.5 м. Ранее к верхнетукальской подсвите относилась небольшая верхняя пачка свиты (Тесаков и др., 1979, с. 85; 1980, с. 79, рис. 24; 1992, с. 81, рис. 9). Кроме того, в 1992 г. принималось трехчленное деление свиты. Верхняя подсвита, в принятом здесь объеме, сложена чередованием пакетов известняков с тонкими прослоями мергелей с пакетами мергелей с комками и тонкими прослоями известняков. Породы сероцветные. Органические остатки многочисленные, мелких и средних размеров, захоронены неравномерно. Преобладают ostracodes, брахиоподы, криноидеи и в верхах подсвиты ветвистые табулаты. Подсвита является типовой для верхнетукальского подгоризонта, относится к верхней части нижнего–верхнему горсти. Мощность около 40.0 м. Подразделяется на шесть местных хронозон.

1. Первая местная хронозона – tk₂₍₁₎. Стратотип: сл. 3/29–30, 2/4–15; 6.8 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Основная литопарцелла сложена мергелями зеленовато-серыми,

доломитистыми, с комками серого известняка и линзочками обломочно-детритовых известняков. Второстепенные литопарцеллы (линзы) сложены известняками серыми и темно-серыми, плитчатыми и листоватыми, детритовыми и органогенно-обломочными, глинистыми. Органические остатки распределены неравномерно, местами обильны, мелкие. Доминирует *Huattidina acutisummitatus*.

2. Вторая местная хронозона – tk₂₍₂₎. Стратотип: сл. 2/16–18, сл. 1/1–9; 6.0 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Основная литопарцелла сложена тонкоплитчатыми известняками серыми и темно-серыми, ровно- и бугристонаслоенными, доломитистыми, глинистыми, детритистыми. Второстепенные литопарцеллы (тонкие линзы) сложены мергелями зеленовато-серыми, темно-серыми, иногда с комками серого известняка, а также детритовыми серыми плотными известняками и тонкими строматолитовыми биостромами. Органические остатки распределены неравномерно, многочисленны только в детритовых известняках, мелких и средних размеров. В общем доминирует *Sibiricrinus helenaе*.

3. Третья местная хронозона – tk₂₍₃₎. Стратотип: сл. 1/10–16, 4/2–3; 6.7 м. Представлена двумя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 1/10–14) диморфна, сложена мергелями зеленовато-серыми, серыми, оскольчатыми, доломитистыми, с комками серых известняков и тонкими линзами известняков серых, детритовых, обломочно-детритовых с автокластами, глинистых, ровноплитчатых и с бугристыми поверхностями наложения. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены единично в мергелях и скоплениями в известняках. Доминирует *Beugichia quadricornuta*. Верхняя геотема (стратотип сл. 1/15–16, 4/2–3) мономорфна, сложена разноплитчатыми известняками серыми и темно-серыми, с ровными и бугристыми поверхностями наложения, детритовыми, глинистыми, обломочными, с редкими прокладками зеленых мергелей. Встречаются трещины усыхания. Органические остатки многочисленные, мелкие, захоронены рассеянно и скоплениями. Доминирует *Murchisonia cingulata*.

4. Четвертая местная хронозона – tk₂₍₄₎. Стратотип: сл. 4/4–12; 7.9 м. Представлена двумя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 4/4–6) диморфна, сложена мергелями серыми с комками и четками известняков серых, тонкозернистых, а также с тонкими линзами обломочно-детритовых серых известняков. Органические остатки редкие, мелкие, захоронены, в основном, в детритовых линзах. Доминирует *Eukloedenella kureikensis*. Верхняя геотема (стратотип сл. 4/7–12) полиморфна, сложена мергелями зеленовато-серыми и серыми, скорлуповатыми, тонкоплитчатыми или рыхлыми, с крупными линзами зеленовато-серых тонкоплитчатых тонкополосчатых доломитовых известняков и с тонкими линзами детритовых се-

рых известняков, реже доломитов. Органические остатки единичные, мелкие, захоронены скоплениями только в детритовых известняках. Доминирует *Leperditia lumaea*.

5. Пятая местная хронозона – tk₂₍₅₎. Стратотип: сл. 4/13–14; 5.1 м. Представлена двумя мономорфными геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 4/13) сложена известняками темно-серыми, плотными, массивными, сгустково-полидетритовыми. Органические остатки средних и крупных размеров, многочисленные, захоронены рассеяно и скоплениями, большинство из них обволачены мезофитолитами. Доминирует *Murchisonia singularata*. Верхняя геотема (стратотип сл. 4/14) сложена мергелями серыми, доломитистыми, с массой известняковых “журавчиков”, светло-серых, неправильной формы, глинистых, детритовых. Органические остатки единичные, приурочены, в основном, к детритовым известнякам. Доминирует *Eohowellella minimus*.

6. Шестая местная хронозона – tk₂₍₆₎. Стратотип: сл. 10/28–40; 7.7 м. Сложена тремя геотемами. Нижняя геотема (стратотип сл. 10/28–31) полиморфна, сложена известняками черными, неясноплитчатыми, детритово-сгустковыми, алевроитистыми, битуминозными, со строматолитовыми биостромами и линзочками детритовых известняков. Органические остатки захоронены неравномерно, многочисленны только на отдельных уровнях, средних и мелких размеров. В верхней части скопления ветвистых табулят. Доминирует *Murchisonia singularata*. Средняя геотема (стратотип сл. 10/32–36) полиморфна, сложена тонкоплитчатыми и листоватыми известняками и доломитами с линзовидными прослоями водорослевых строматолитов и брекчированных серых органогенно-обломочных известняков с ветвистыми табулятами. Органические остатки многочисленные только на отдельных уровнях, мелкие. Доминирует *Parastriatorpora kureikiana*. Верхняя геотема (стратотип сл. 10/37–40) мономорфна, сложена, в основном, доломитами зеленовато-серыми и известняками темно-серыми, с единичными органическими остатками. Доминирует *Nettmannina nana*.

Норильский стратиграфический район расположен на северо-западе Сибирской платформы (рис. 1). Является типовым для постничного горизонта (лудфорд, пржидоли). Включает постничную свиту, профиль которой дан на рис. 9.

Постничная свита (рис. 10) выделена в 1982 г. (Предтеченский, Тесаков, 1982, с. 19). Название дано по руч. Постничный (правый приток р. Имангды). Стратотип: скв. ТТ-1, сл. 106–140; 81.0 м. Сложена доломитовыми мергелями зелеными, зеленовато-серыми, темно-серыми и пестроцветными, полосчатыми, с крупными линзами серых и светло-серых плитчатых доломитов и с тонкими линзами голубовато-серых ангидритов и брекчированных серых доломитов. Органические остатки единичные. Структура крупно- и мелко-

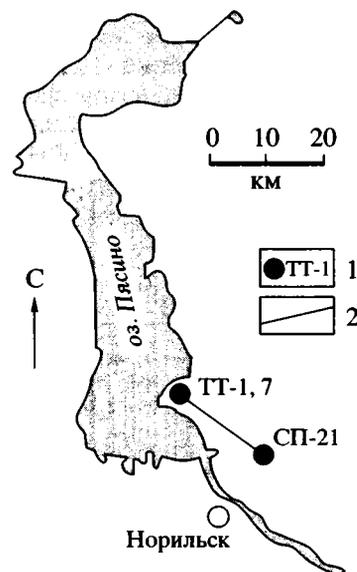


Рис. 9. Местонахождение скважин в Норильском районе.

1 – местонахождение и номер скважины; 2 – линия профиля для постничной свиты.

линзовидная. Границы свиты четкие. Свита создает отрицательные формы рельефа, слабо обнажена. Толщина около 80.0 м. Подразделяется на три подсвиты.

Нижнепостничная подсвита (ps₁) выделялась ранее как нижняя толща (Предтеченский, Тесаков, 1982, с. 19). Стратотип: скв. ТТ-1, сл. 106–115; 29.0 м. Подсвита сложена мергелями доломитовыми, серыми и зеленовато-серыми, с линзами серых доломитов и ангидритов и белых гипсов. Нижняя граница подсвиты четкая, проводится по появлению гипсов или полосчатых загипсованных домеритов. Подсвита является типовой для нижнепостничного подгоризонта, относится к лудфордскому ярусу. Толщина около 30.0 м. Подразделяется на три местных хронозоны.

1. Первая местная хронозона – ps₁₍₁₎. Стратотип: сл. ТТ-1/106–111; 9.3 м. Представлена одной полиморфной геотемой. Сложена домеритами серыми, зелеными и зеленовато-серыми, с частыми линзами полосчатых серых доломитов, доломитовых брекчий и белых гипсов.

2. Вторая местная хронозона – ps₁₍₂₎. Стратотип: сл. ТТ-1/112–114а; 11.2 м. Представлена одной геотемой. Сложена домеритами серыми, зеленовато-серыми, полосчатыми, с достаточно редкими линзами серых массивных ангидритов и ангидрито-доломитовых брекчий.

3. Третья местная хронозона – ps₁₍₃₎. Стратотип: сл. ТТ-1/114б–115; 7.9 м. Представлена двумя диахронными геотемами. В центральных частях района (скв. СП-21) развита доломитовая геотема с линзами ангидритов. На остальной территории –

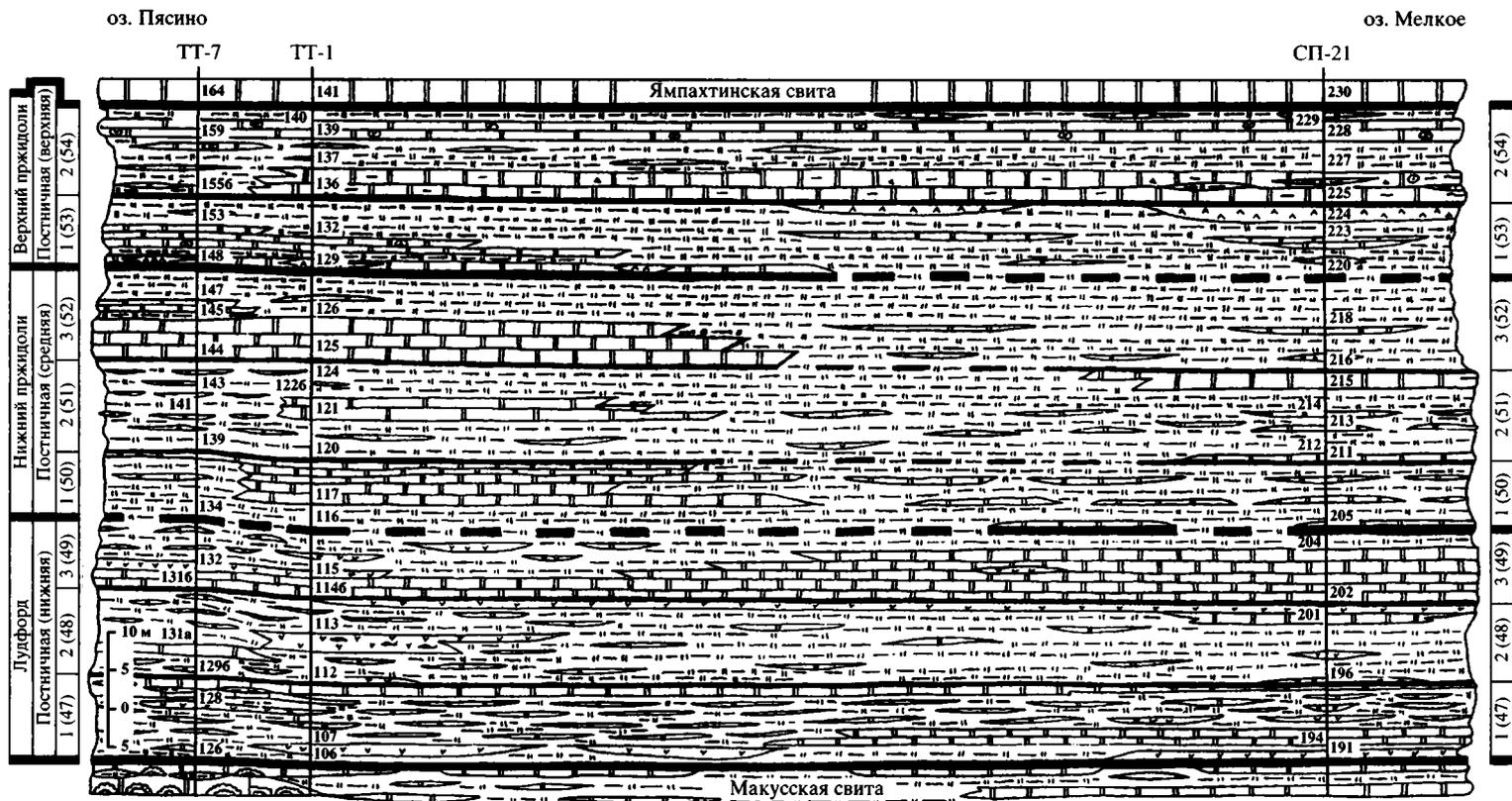


Рис. 10. Стратиграфо-формационный профиль постнической свиты (лудфорд–пржидоли) Норильского стратиграфического района по линии от скважины ТТ-7 на северо-западе до скважины СП-21 на юго-востоке. Условные обозначения см. на рис. 8.

домеритовая геотема, также с линзами ангидритов и полосчатых доломитов.

Среднепостническая подсвита (ps_2) выделяется впервые. Стратотип: скв. ТТ-1, сл. 116–128; 31.5 м. Сложена доломитовыми мергелями серыми и темно-серыми, полосчатыми, с крупными и мелкими линзами серых полосчатых доломитов и тонкими достаточно редкими линзами ангидритов. Нижняя граница нечеткая. Подсвита является типовой для среднепостничного подгоризонта, относится к нижнепржидолийскому подъярису. Толщина около 31.0 м. Подразделяется на три местных хронозоны.

1. Первая местная хронозона – $ps_{2(1)}$. Стратотип: сл. ТТ-1/116–119; 8.5 м. Представлена одной геотемой, сложенной серыми домеритами, полосчатыми, с редкими крупными линзами серых полосчатых доломитов и с тонкими линзами тех же доломитов и серых ангидритов.

2. Вторая местная хронозона – $ps_{2(2)}$. Стратотип: сл. ТТ-1/120–124; 11.8 м. Представлена одной геотемой, сложенной серыми домеритами с достаточно редкими тонкими и средней толщины линзами серых полосчатых доломитов и ангидритов.

3. Третья местная хронозона – $ps_{2(3)}$. Стратотип: сл. ТТ-1/125–128; 11.2 м. Представлена двумя диахронными геотемами. Домеритовая геотема распространена по всему району и в центральной части (скв. СП-21) занимает весь объем хронозоны. Доломитовая геотема распространена на северо-западе района (скв. ТТ-1.7) и только в нижней части хронозоны.

Верхнепостническая подсвита (ps_3), выделяется впервые. Стратотип: скв. ТТ-1, сл. 129–140; 20.5 м. Сложена домеритами серыми и темно-серыми, сульфатоносными, с линзами серых полосчатых доломитов и светлых ангидритов и доломитами серыми, полосчатыми, с гнездами ангидритов. Является типовой для верхнепостничного подгоризонта, относится к верхнепржидолийскому подъярису. Толщина около 20.0 м. Подразделяется на две местные хронозоны.

1. Первая местная хронозона – $ps_{3(1)}$. Стратотип: сл. ТТ-1/129–135; 9.1 м. Представлена одной геотемой, сложенной домеритами серыми и темно-серыми, полосчатыми, с достаточно крупными линзами доломитов серых, полосчатых и ангидритов серых, иногда брекчированных.

2. Вторая местная хронозона – $ps_{3(2)}$. Стратотип: сл. ТТ-1/136–140; 11.2 м. Представлена двумя доломитовыми и двумя домеритовыми геотемами, чередующимися между собой. Доломитовые геотеми (стратотипы: сл. ТТ-1/136 и ТТ-1/139) сложены серыми доломитами, точно гипсоносными, с аутигенной брекчией. Органические остатки единичные, мелкие, представлены обломками эвриптерид и бивальвий. Домеритовые геотеми (стратотип сл. ТТ-1/137–138 и 140) сложены серыми домеритами полосчатыми, с линзочками

серых доломитов, аутигенных брекчий и светлых ангидритов.

Выше залегает ямпахтинская свита девона, представленная массивными толстоплитчатыми светло-серыми доломитами со строматолитами (Предтеченский, Тесаков, 1982).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-05-65237).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Мягкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа). Новосибирск: Наука, 1977. 175 с.

Мягкова Е.И., Никифорова О.И., Высоцкий А.А., Ивановский А.Б. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины р. Мойеро. Сибирская платформа. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 64 с.

Никифорова О.И., Андреева О.Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 412 с.

Предтеченский Н.Н., Тесаков Ю.И. Новые местные стратиграфические подразделения силура и нижнего девона Норильского района // Силур Сибирской платформы. Разрезы, фауна и флора северо-западной части Тунгусской синеклизы. М.: Наука, 1982. С. 12–23.

Тесаков Ю.И. Табуляты. Популяционный, биогеоценотический и биостратиграфический анализ. М.: Наука, 1978. 262 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базаров Л.С. и др. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. Новосибирск: Наука, 1979. 93 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Базаров 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. Разрезы и фауна силура севера Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1992. 193 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Стратиграфическая шкала силура Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998а. № 4. С. 39–51.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Стандартный разрез силура Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998б. № 6. С. 17–34.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я. Фауна и флора подслоного стандарта силура Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 4. С. 14–28.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 551.735.15:563(470.57)

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ СЮРАНСКОГО ГОРИЗОНТА БАШКИРСКОГО ЯРУСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ ПО АММОНОИДЕЯМ, КОНОДОНТАМ, ФОРАМИНИФЕРАМ И ОСТРАКОДАМ

© 2000 г. Е. И. Кулагина*, В. Н. Пазухин*, С. В. Николаева**, Н. Н. Кочетова*

* Институт геологии Уфимского научного центра РАН,
450025 Уфа, просп. Карла Маркса, 16/2, Россия

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

Поступила в редакцию 29.10.98 г.

Приведены результаты комплексных биостратиграфических исследований сюранского и богдановского горизонтов в стратотипической местности. Детально изучена последовательность комплексов аммоноидей, конодонтов, фораминифер, остракод в стратотипах этих горизонтов. Уточнено соотношение аммоноидных генозон *Nomoceras-Hudsonoceras* и *Reticuloceras-Bashkortoceras* с фораминиферовыми, конодонтовыми и остракодовыми подразделениями, выделяемыми на Южном Урале и проведена корреляция с разновозрастными отложениями других регионов.

Ключевые слова. Башкирский ярус, богдановский горизонт, сюранский горизонт, стратотип, аммоноидеи, конодонты, фораминиферы, остракоды, биостратиграфия.

В связи с разработкой планетарной шкалы каменноугольной системы особую актуальность приобретает детальная характеристика ее общих подразделений, обоснование их границ и уточнение объемов. Башкирский ярус, установленный в 1934 г. С.В. Семихатовой в Горной Башкирии, является нижним подразделением среднего отдела каменноугольной системы стратиграфической шкалы Северной Евразии и несомненно может использоваться глобально. Нижняя граница яруса совпадает со срединно-каменноугольной границей, стратотип которой (GSSP) установлен в разрезе Эрроу Каньон (Штат Невада, США) (Lane et al., 1994). Она определяется в основании аммоноидной генозоны *Nomoceras-Hudsonoceras* и конодонтовой зоны *Declinognathodus noduliferus*. Нижним подразделением башкирского яруса в стратиграфических схемах Урала с 1968 г. считается сюранский горизонт. Название "сюранский" впервые употребил Л.С. Либрович (1947, с. 59), описав сюранскую фауну известняков по р. Сурень (Сюран) на западном склоне Южного Урала, которая характеризуется одновременным присутствием гониатитовой и фораминиферовой фауны. Разрез в бассейне р. Б. Сурень у хут. Богдановский (ныне пос. Нов. Богдановский), впоследствии названный Л.С. Либровичем и А.А. Султанаевым (1977, с. 362) стратотипом сюранского горизонта, постоянно привлекал внимание исследователей. Находки фауны аммоноидей в нем стали известны по работе В.Н. Крестовникова (1935). Позже аммоноидеи изучались Л.С. Либровичем (1947),

В.Е. Руженцевым, М.Ф. Богословской (1978). О.Л. Эйнон, Р.С. Фурдуй, В.А. Александров (1973), Эйнон и др. (1973), исследуя слои с аммоноидеями по ручью, левому притоку р. Б. Сурень в 1 км к югу от с. Богдановка (пос. Нов. Богдановский) выделили нижнюю часть сюранских слоев с аммоноидеями зоны *Nomoceras* в самостоятельный богдановский горизонт, который описали по двум разрезам. За стратотип был принят разрез у пос. Нов. Богдановский (обнажение 4) (рис. 1), в котором, как предполагалось авторами, обнажена верхняя часть горизонта, которую они отнесли к аммоноидной зоне H_2 . Нижняя часть горизонта была описана в разрезе у с. Кугарчи, отстоящем в 2 км к востоку. Фораминиферы из богдановского горизонта описала Е.А. Рейтлингер (1980). Позже в богдановском горизонте были обнаружены аммоноидеи зоны H_1 (Эйнон, 1992). Однако до сих пор в литературе отсутствует детальная характеристика этого уникального разреза, в котором совместно с аммоноидеями на нескольких стратиграфических уровнях встречаются конодонты, фораминиферы, остракоды. Объем сюранского горизонта понимался различными исследователями неоднозначно и являлся предметом постоянных дискуссий (Николаев, 1989; Эйнон, 1992). Так, в стратиграфических схемах Урала он первоначально приравнивался к зоне *Reticuloceras* (Униф. и корр. схемы..., 1968, 1980), тогда как в последней схеме (Стратиграфические схемы..., 1993) принят в объеме двух генозон: *Nomoceras-Hudsonoceras* и *Reticuloceras-Bashkortoceras*. По-



Рис. 1. Положение стратотипического разреза богдановского горизонта на карте Горной Башкирии.

следний вариант схемы принят в настоящей работе. Авторы данной статьи детально изучили и описали разрез, который может рассматриваться как стратотип одновременно сюранского и богдановского горизонтов и изучили послойные сборы амmonoидей, конодонтов, фораминифер и остракод.

МАТЕРИАЛ

Послойное изучение типовых разрезов сюранского и богдановского горизонтов проводились В.Н. Пазухиным, Е.И. Кулагиной, С.В. Николаевой и Н.Н. Кочетовой в период 1986–1997 гг. Для анализа последовательности амmonoидей были привлечены также более ранние сборы О.Л. Эйнора, Р.С. Фурдуй и В.А. Александрова, сделанные в 1971 г. из тех же обнажений и переданные в то же время в Палеонтологический институт РАН. Изученная коллекция амmonoидей № 4715 хранится в Палеонтологическом институте РАН.

Коллекции конодонтов, фораминифер и остракод хранятся в Институте геологии Уфимского научного центра РАН под № 104, 121 и 66.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез расположен на западном склоне Южно-Урала в пределах Призилайрской подзоны Центрально-Уральской структурно-фациальной зоны (Стратиграфические схемы..., 1993), в 1 км к юго-востоку от пос. Нов. Богдановский, на левом берегу р. Б. Сурень (рис. 1). Здесь в двух основных обнажениях прослеживается антиклинальная структура меридионального простирания (Богдановская антиклиналь) (рис. 2). Она сложена карбонатными и терригенно-карбонатными породами тонко- и среднеслоистыми, иногда листоватыми. О.Л. Эйнор и др. (1973) эти два обнажения обозначили номерами: ближнее к пос. Нов. Богдановский – обн. 3, а дальнее, отстоящее на 200 м к югу от последнего, – обн. 4 (Эйнор, 1992). Нами принята их нумерация.

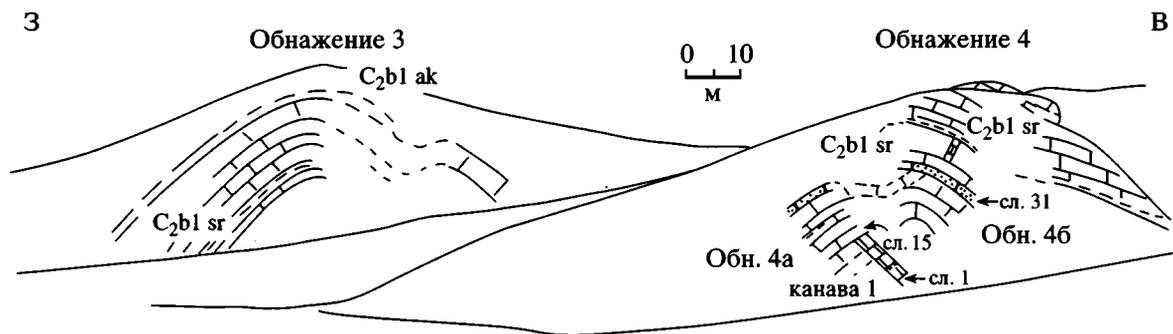


Рис. 2. Схематический профиль горы Каменная, показывающий взаимное расположение разрезов А и Б обнажений 4 и 3.

Наиболее древние слои вскрыты в обнажении 4.

ОБНАЖЕНИЕ 4

Это обнажение находится на юго-восточном склоне горы Каменная, вскрывает слои с аммоноидеями генозоны *Notoscegas-Hudsonoceras* и может рассматриваться как стратотип богдановского горизонта. Оно представляет из себя два обнажения 4А и 4Б, расположенные соответственно на западном и восточном крыльях антиклинальной структуры и разделенные примерно 20 м задернованного склона (рис. 2). В более ранней публикации приведена сводная колонка этих обнажений (Кулагина и др., 1992), номера слоев в которой соответствуют в данном описании номерам пачек.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ОБНАЖЕНИЯ 4 (ОБНАЖЕНИЕ 4А)

Обнажение 4А находится на западном крыле антиклинальной складки, где слои известняков падают по азимуту 270°–295°, под углом 25°–30°. Самые нижние слои 1–13 (рис. 3) вскрыты канавой, по-видимому ранее они не наблюдались ни Л.С. Либровичем, ни О.Л. Эйнором. В основании – желтые глины (0.05 м), залегающие на почти черных кремнях. Стратиграфически выше наблюдается следующая последовательность слоев, объединенных в пачки.

Пачка 1. 1. Известняк серый органогенно-обломочный (лито-биокластический грейнстоун), в нижней части слоя окремненный, с мшанками, водорослями, криноидеями, фораминиферами, остракодами. 0.45 м (обр. П-05 Б, П-05А, П-05).

2. Глина желтая с обломками окремненных известняков и кремней. 0.05 м.

3. Известняк серый детритовый (грейнстоун) с кремнисто-глинистым прослоем в основании, с криноидеями, брахиоподами, личинками аммоноидей, спикулами губок. 0.25 м (обр. П-1Б).

4. Известняк серый органогенно-детритовый с пелитоморфно-тонкозернистым цементом (вакстоун), с мелкими брахиоподами, фораминиферами, остракодами. 0.65 м (обр. П-1А).

5. Известняк серый, органогенно-детритовый, в верхней части органогенно-обломочный (от вакстоунов до лито-биокластических грейнстоунов) с фораминиферами, водорослями, детритом брахиопод, мшанок, иглокожих, кораллов, обломочным материалом в виде литокластов и песчаных зерен, редкими оолитами. 0.83 м (обр. П-2, П-3аБ, 04).

Пачка 2. 6. Известняк серый микритовый (микрит) с редкими остатками однокамерных фораминифер и сфер, слабо глинистый. 0.35 м (обр. П-4).

Пачка 3. 7. Известняк серый органогенно-обломочный (лито-биокластический грейнстоун-пакстоун), переходящий в известняковую брекчию с оолитами, фо-

раминиферами, мшанками, криноидеями, детритом брахиопод. 0.15 м (обр. 03/2).

8. Известняк серый микритовый, глинистый, спикуловый (вакстоун), слабо алевритистый. 0.1 м (обр. П-5).

9. Известняк серый микритовый, тонкозернистый и сферово-стуктовый (мадстоун-вакстоун) с фораминиферами, аммоноидеями, спикулами губок. 0.57 м (обр. П-6, П-7).

10. Известняк серый органогенно-детритовый с пелитоморфно-тонкозернистым цементом (биокластический вакстоун-пакстоун) с оолитами, онколитами, фораминиферами, аммоноидеями. 0.3 м (обр. 03).

11. Известняк серый микритовый (мадстоун) с редким мелким детритом, слабо глинистый. 0.85 м (обр. 02).

Пачка 4. 12. Известняк серый микритовый, глинистый, спикуловый. 0.2 м (обр. П-8).

13. Известняк серый микритовый и стуктовый. 1 м (обр. 01).

Пачка 5. 14. Известняк серый микритовый и стуктовый со сферами и мелкими раковинами фораминифер (биопельспарит). 0.85 м (обр. П-9).

15. Известняк темно-серый микритовый со скоплениями фораминифер и аммоноидей (вакстоун). 0.65 м (обр. П-10).

Пачка 6. 16. Известняк серый микритовый с невыдержанными органогенными прослоями и незначительной примесью песчаного материала, частыми фораминиферами, остракодами, детритом брахиопод и аммоноидей (биокластический вакстоун). 0.5 м (обр. П-11).

17. Известняк серый микритовый (микрит). 0.42 м.

Пачка 7. 18. Известняк серый микритовый, слабо глинистый, со спикулами губок. 0.2 м.

19. Известняк серый микритовый, тонкозернистый, сферово-стуктовый. В верхней части имеется прослой органогенно-обломочного известняка (литобиокластический пакстоун) с водорослями, криноидеями, брахиоподами, аммоноидеями. 0.4 м (обр. П-12, П-13).

Пачка 8. 20. Аргиллит известковистый с редкими спикулами губок, с примесью алевритового материала. 0.2 м (обр. П-14).

21. Известняк серый микритовый (микрит) и стуквово-комковатый (биопельмикрит) с тонким прослоем (0.02 м) спикулового известняка. 1.4 м (обр. П-15).

22. Известняк серый микритовый (микрит) со скоплениями раковин фораминифер, аммоноидей, остракод, брахиопод, детритом мшанок (вакстоун). В основании прослой известняка 0.02 м буровато-серого, глинистого, спикулового 0.65 м (обр. 16а).

Пачка 9. 23. Известняк серый микритовый, в верхней части органогенный, с фораминиферами, аммоноидеями. 0.9 м (обр. П-16, П-17).

Пачка 10. 24. Известняк серый тонкозернистый, с тонкими линзочками кремней, с аммоноидеями. 0.3 м (обр. П-17А).

25. Тонкое переслаивание известняков микритовых, глинистых и спикуловых. 0.8 м (обр. 17Б).

26–27. Известняк серый микритовый (микрит). 1.2 м (обр. П-17В, П-17Г, П-17Д).

Пачка 11. 28. Пласт известняка микритового и сферово-стуктового, со скоплениями детрита, по простиранию расслаивающийся на два пласта, прослеживается

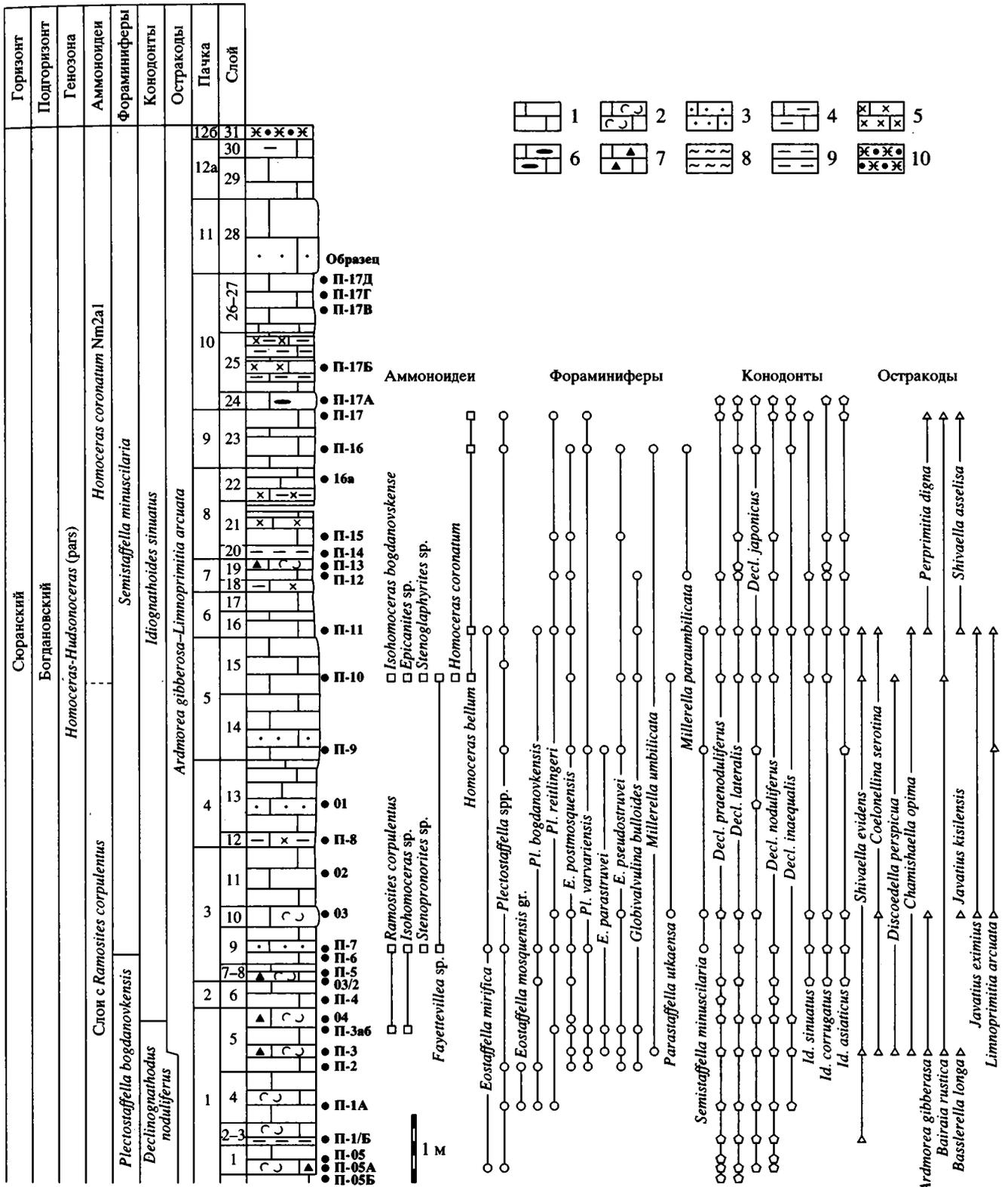


Рис. 3. Разрез среднего карбона горы Каменная (обнажение 4а) и распределение аммоноидей, фораминифер и конодонтов: 1-7 – известняки: 1 – микритовые, органогенные вакустоны, 2 – органогенные и биокластические пакстоны и грейнстоны, 3 – сферово-стуктовые (пельскриты, пельспариты), 4 – глинистые, 5 – спикуловые, 6 – с конкрециями кремней, 7 – обломочные (био-литокластические); 8 – глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы; 9 – аргиллиты; 10 – песчаники.

по расчисткам вдоль склона к обн. 46, образуя синкли-
нальную, а затем антиклинальную складки. 1.3 м (обр.
174, 172, 173 – в обн. 46).

Пачка 12а. 29. Известняк серый, микритовый (мик-
рит). 0.65 м.

30. Известняк серый микритовый (микрит), глинист-
тый. 0.35 м.

Пачка 12б. 31. Песчаник коричневатого-серый, мелко-
зернистый, микрослоистый.
0.15–0.2 м (обр. 28А в обн. 46).

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ОБНАЖЕНИЯ 4 (ОБНАЖЕНИЕ 46)

Это обнажение расположено на правом крыле
антиклинальной складки, в котором слои имеют
падение 70°–95°, угол 30°–40° (рис. 4). Здесь повто-
ряются пачки 5–126, описанные в обн. 4а. Отложе-
ния, развитые стратиграфически выше, объедине-
ны последовательно в пачки 12–20.

Пачка 12б. 32. Известняк серый микритовый (микрит)
со спикулами губок. 0.15 м (обр. П-28).

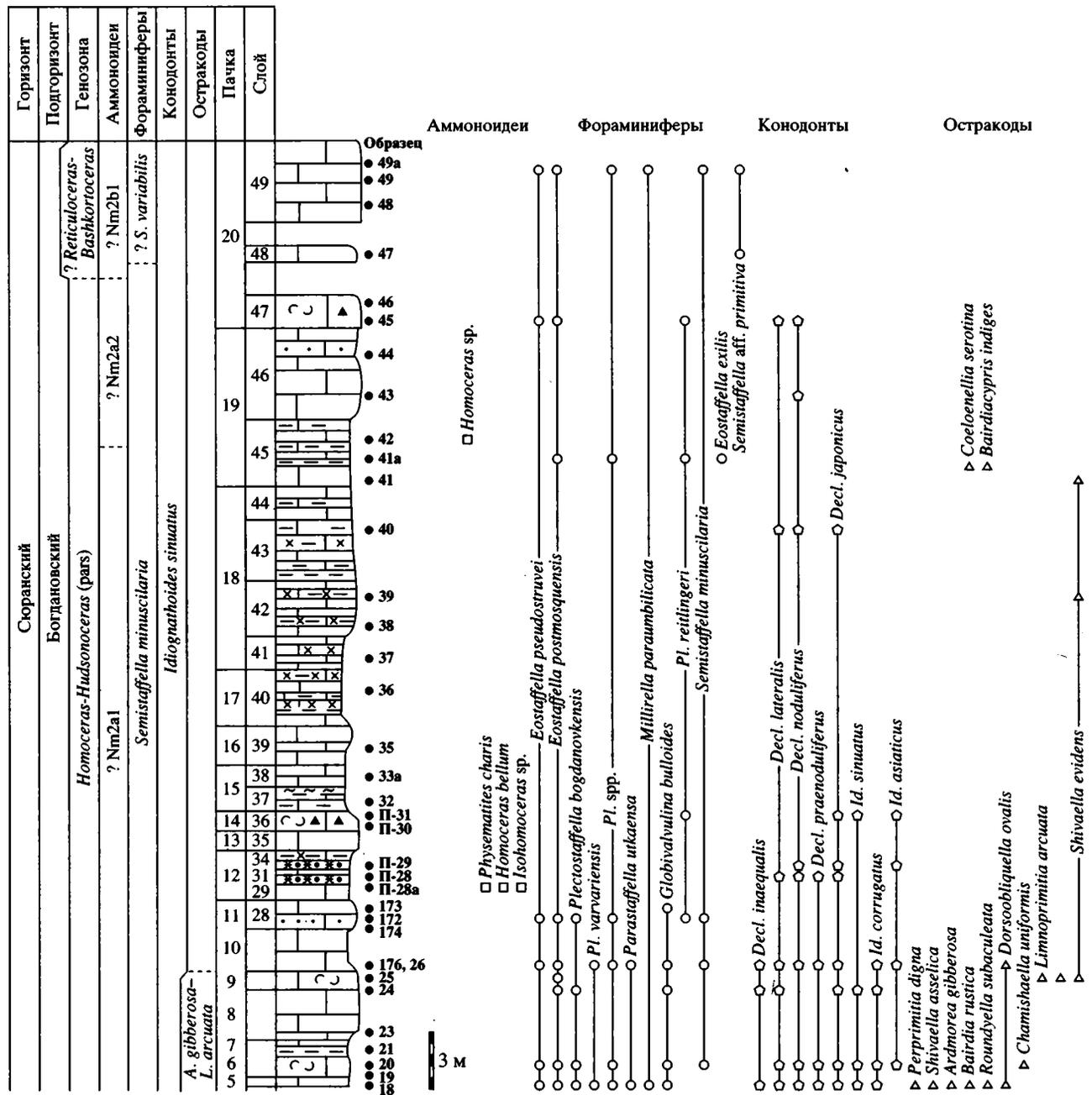


Рис. 4. Разрез среднего карбона горы Каменная (обнажение 46) и распределение аммоноидей, фораминифер и конодонтов. Условные обозначения см. на рис. 3.

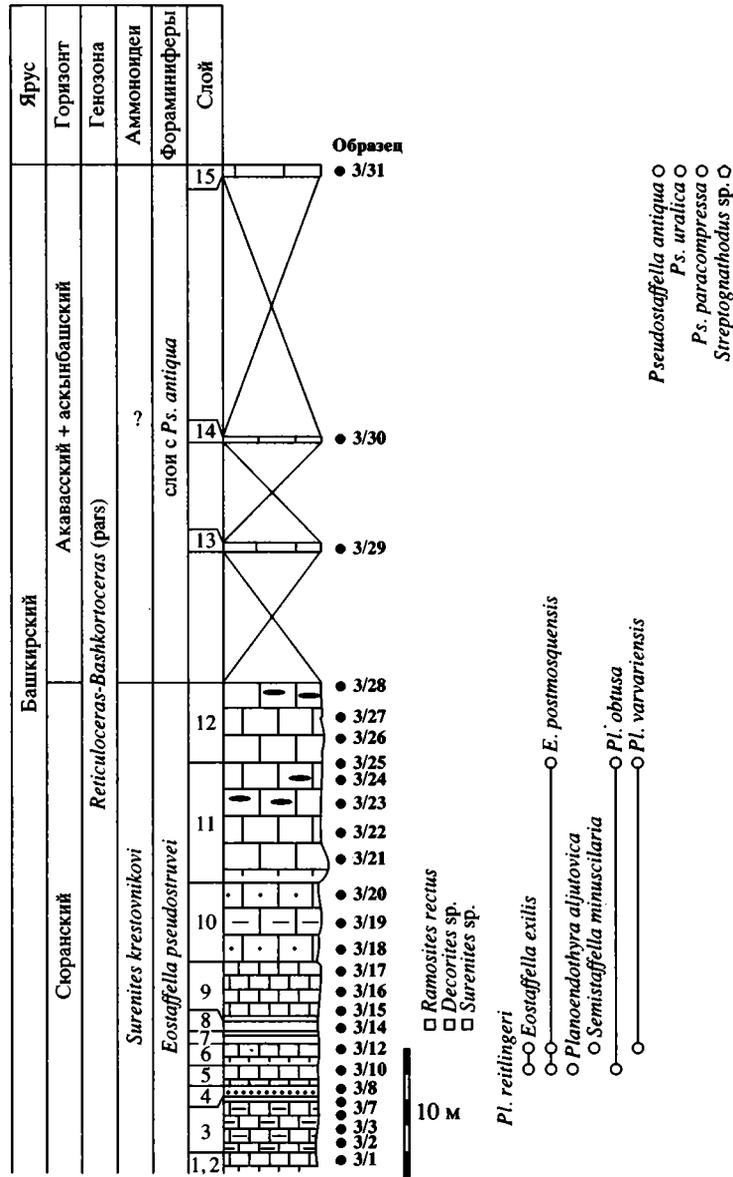


Рис. 5. Разрез среднего карбона горы Каменная (обнажение 3) и распределение аммонидей (Амм); фораминифер (Фор.) и конодонтов. Условные обозначения см. на рис. 3.

33. Песчаник коричневато-серый, мелко-среднезернистый. 0.4 м.

34. Известняк серый микритовый, прослоями глинистый, со спикулами губок. 0.6 м (обр. П-29).

Пачка 13. 35. Известняк серый микритовый (микрит). 1.1 м.

Пачка 14. 36. Пласт известняка внизу – органогенно-обломочного, переходящего в известняковую брекчию, вверху – микритового 0.85 м (обр. П-30, П-30а, П-31).

Пачки 15–17 (слои 37–40) вскрыты канавой.

Пачка 15. 37. Тонкое переслаивание известняков микритовых, глинистых известняков и кремней. 0.9 м (обр. П-32).

38. Известняк серый микритовый. 1.7 м (обр. П-33а).

Пачка 16. 39. Известняк серый микритовый. Верхняя часть слоя (0.5 м) образует естественный выход. 1.8 м (обр. П-35).

Пачка 17. 40. Известняк серый микритовый, прослоями глинистый. 2.7 м (обр. 36).

Пачка 18. 41. Известняк серый микритовый. 1.7 м (обр. 37).

42. Известняк серый, микритовый, прослоями глинистый, спикуловый. 3 м (обр. 38, 39).

43–44. Известняк серый микритовый, прослоями глинистый с редкими спикулами губок. 4.9 м (обр. 40).

Пачка 19. 45. В основании – пласт известняка (0.7 м) микритового, выше – тонкое переслаивание известняков микритовых и глинистых. 3.8 м (обр. 41, 41А, 42).

46. Известняк серый микритовый, тонкозернистый, с редкими фораминиферами и мелким детритом, прослоями пахисферово-сгустковый. 4.8 м (обр. 43, 44).

Пачка 20. 47. Известняк серый органогенно-детритовый с пелитоморфно-тонкозернистым цементом, с фораминиферами, мшанками, иглокожими. Слой образует синклиналию, а затем антиклиналию складку, трассируемую вдоль склона. 1 м (обр. 45, 46).

Закрыто 1.4 м.

48. Известняк серый микритовый, глинистый. 0.2 м (обр. 47).

Закрыто 1.2 м.

49. Известняк серый микритовый, с редкими прослоями органогенно-детритового известняка с тонкозернистым цементом. 4 м (обр. 48, 49, 49а, 50).

В настоящее время этот слой на вершине г. Каменная разрушен при разработке карьера.

ОБНАЖЕНИЕ 3

Это обнажение расположено в 200 м к северо-западу от обнажения 4, на южном склоне горы, соседней с горой Каменная (рис. 2). В обнажении вскрыты отложения с аммоноидеями генозоны *Reticuloceras-Bashkortoceras* (рис. 5). На западном крыле складки снизу вверх залегают:

Известняк серый микритовый. 0.25 м (обр. 3/1).

2. Известняк серый микритовый, прослоями с редкими мелкими раковинами фораминифер и скоплениями по микрослоистости мелкого детрита. 1.3 м (обр. 3/2).

3. Известняк серый микритовый, слабо глинистый со спикулами губок, прослоями тонкозернистый, иногда с примазками углисто-глинистого вещества. 3.8 м (обр. 3/3–3/7).

4. Калькарениит органогенный. 0.3 м (обр. 3/8).

5. Известняк серый микритовый, спикуловый, слабо глинистый с прослоем известняка микритового, тонкозернистого с фораминиферами и спикулами губок. 1.8 м (обр. 3/9, 3/10).

6. Известняк серый микритовый, глинистый, микрослоистый со спикулами губок, образующих скопления по слоистости. 1.4 м (обр. 3/11, 3/12).

7. Известняк серый органогенно-детритовый с пелитоморфно-тонкозернистым цементом, с фораминиферами, раковинами аммоноидей, спикулами губок. 0.2 м (обр. 3/13).

8. Известняк серый органогенно-обломочный с микритовым цементом (биолитокластический вакстоун-пакстоун), состоящий из крупных раковин фораминифер *Tolurammina*, частично окатанных, раковин аммо-

ноидей, детрита, оолитов, пеллет, интракластов. 0.25 м (обр. 3/14).

9. Известняк серый микритовый, глинистый, со спикулами губок, прослоями переходящий в спикуловый. 3.6 м (обр. 3/15–3/17).

10. Переслаивание известняков микритовых и глинистых, спикуловых. 8 м (обр. 3/18, 3/20).

11. Известняк серый микритовый, с желваками кремней, прослоями буровато-серый, глинистый, спикуловый. 9.1 м (обр. 3/21, 3/22, 3/23, 3/24, 3/25).

12. Известняк серый микритовый. 6 м (обр. 3/26, 3/27, 3/28). Закрыто 10 м.

13. Известняк серый микритовый. 0.2 м (обр. 3/29). Закрыто 7 м.

14. Известняк серый микритовый, с мелкими конкрециями кремней. 0.2 м (обр. 30). Закрыто 19 м.

15. Известняк серый органогенно-обломочный с многочисленными фораминиферами, водорослями, мшанками (биоластический вакстоун). 0.3 м (обр. 3/31).

БИОСТРАТИГРАФИЯ

В изученных обнажениях установлены зональные подразделения по аммоноидеям, конодонтам, фораминиферам, остракодам, которые сопоставлены с зонами пограничного интервала нижнего и среднего карбона в других разрезах Урала, в Средней Азии, нижнего и верхнего карбона в Западной Европе и зонами на границе миссисипия и пенсильвания в Северной Америке.

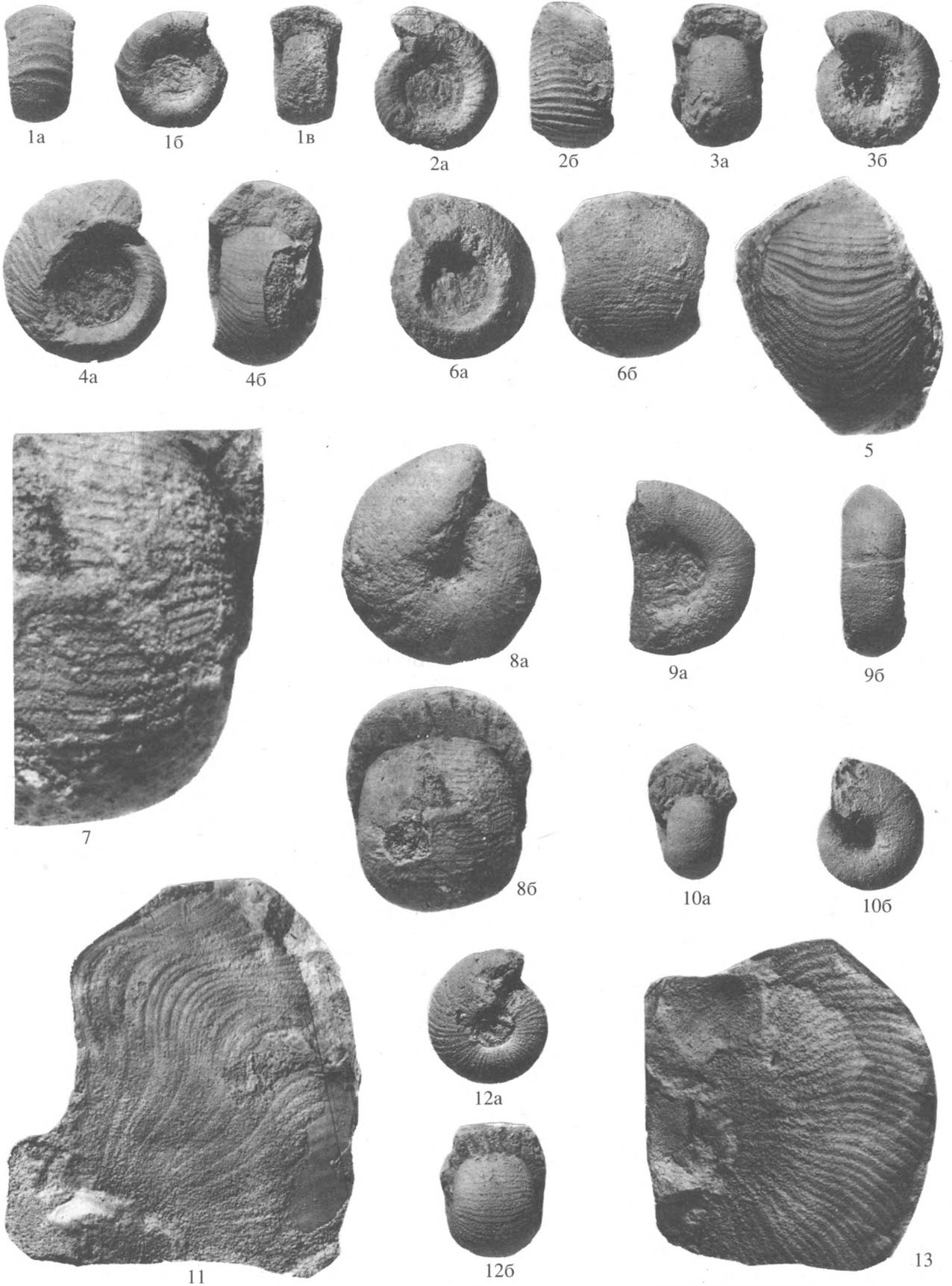
АММОНОИДЕИ

Аммоноидеи были обнаружены в обнажениях 4А (на шести уровнях), 4Б (на двух уровнях), в обнажении 3 (на двух уровнях). Собранные нами аммоноидеи в обнажении 3 соответствуют комплексу, описанному В.Е. Руженцевым и М.Ф. Богословской (1978, с. 15) из выборки 3. Остальные выборки В.Е. Руженцева и М.Ф. Богословской (1978) из богдановского разреза собраны из этого же обнажения к востоку от выборки 3. В результате изучения аммоноидей на девяти уровнях удалось выделить шесть последовательных комплексов, относящихся к двум аммоноидным генозонам: *Homoceras-Hudsonoceras* и *Reticuloceras-Bashkortoceras* (фототабл. I).

К первой генозоне отнесены аммоноидеи из слоев 5, 9, 15, 16, 23 и 24 из обн. 4а и из сл. 31 обнажения 4Б. Комплекс соответствует комплексу

Таблица I. Аммоноидеи из разреза по правому берегу р. Большая Сурень у пос. Ново-Богдановский.

1–5 – *Homoceras bellum* Nikolaeva; 1 – экз. 4475/15 (×3); 2 – голотип 4475/18 (×3); 3 – экз. 4475/30 (×5); 4 – экз. 4475/13 (×3); 5 – экз. 4475/14 (×3); обнажение 4а, 1 и 2 – обр. 4/1, 3 – обр. П-28, 4 и 5 – обр. П-16. 6 – *Homoceras coronatum* (Haug), экз. 4475/20 (×3); обнажение 4а обр. 4/1 (П-10). 7–8 – *Physematites charis* Ruzhencev et Bogoslovskaya; экз. 4475/406 (7 – ×10, 8 – ×5); обнажение 4б, обр. П-28. 9 – *Stenoglyphyrites* sp., экз. 4475/16 (×3), обнажение 4а к Богдановский, обр. 4/1 (П-10). 10 – *Fayettevillea* sp.; экз. 4475/17 (3); обнажение 4а, обр. 4/1 (П-10). 11 – *Isomoceras* sp., экз. 4475/41 (×3), обнажение 4а, обр. П-7. 12 – *Isomoceras bogdanovskense* Nikolaeva; голотип 4475/19 (×3), обнажение 4а, обр. 4/1 (П-10). 13 – *Ramosites copulentus*; экз. № 4475/35 (×3); обнажение 4а, обр. П-7.



зоны *Homoceras coronatum* (нижней в генозоне *Homoceras-Hudsonoceras*), впервые выделенной на Шолак-Сае (Руженцев, Богословская, 1978). Ниже слоя 5 (обр. Заб) в 1.8 м известняков аммоноидеи не встречены. Этот базальный интервал мы условно относим к генозоне *Homoceras-Hudsonoceras*. В целом, данный комплекс очень близок к шолаксайскому, поскольку включает те же самые или близкие виды. Обнаруживается сходство родового состава со среднеазиатской синхроничной фауной (Николаева, 1994; Nikolaeva, 1995), которая намного разнообразнее одновозрастного комплекса из Западной Европы (Bisat, 1924; Riley, 1987), включающего только роды *Isohomoceras* и *Homoceras*. Ее характерной особенностью является присутствие типично раннекаменноугольного рода *Fayettevillea* в ассоциации со среднекаменноугольным родом *Isohomoceras*. Следует отметить отсутствие рода *Proshumardites*, который был найден в ассоциации с родом *Isohomoceras* в Шолак-Сае и в Средней Азии.

К генозоне *Reticuloceras-Bashkortoceras* отнесены слои, изученные в обн. 3. Комплекс включает *Surenites krestovnikovi*, *Decorites* sp. и *Ramosites rectus*. Это характерные аммоноидеи зоны *Surenites krestovnikovi* (Руженцев, Богословская, 1978).

Генозона *Homoceras-Hudsonoceras*

1. Слои с *Ramosites corpulentus*. Комплекс 1 собран из слоев 5 и 9, примерно в 1.8 м (обр. Заб) и в 3.4 (обр. 7) выше основания разреза. Он содержит представителей родов *Stenopronorites*, *Isohomoceras*, *Fayettevillea* и *Ramosites*, всего около 50 экземпляров.

В комплексе количественно преобладает *Ramosites corpulentus* Ruzh. et Bogosl. (около 40 экз.). Присутствие этого вида и рода *Isohomoceras* указывает на низы генозоны *Homoceras-Hudsonoceras*. Этот уровень, возможно, соответствует 0.75 м немых известняков между последними находками аммоноидей генозоны *Fayettevillea-Delepinoceras* (выборка 3 – зона *Delepinoceras bressoni*) и первыми находками аммоноидей генозоны *Homoceras-Hudsonoceras* (выборка 4 – зона *Homoceras coronatum*) в разрезе Шолак-Сай (Руженцев, Богословская, 1978), поскольку содержит род *Fayettevillea* и не содержит рода *Homoceras*. В отличие от разреза Шолак-Сай комплекс 1 не содержит *Homoceras coronatum* и поэтому интервал разреза с этим комплексом обозначен как слои с *Ramosites corpulentus*. Этот комплекс предположительно близок по возрасту к комплексу зоны *Isohomoceras ventrosum* Средней Азии (Николаева, 1994) и моложе комплекса зоны *Isohomoceras subglobosum* Средней Азии и Англии (Riley et al., 1987; Николаева, 1994; Nikolayeva, 1994).

Мощность слоев с *Ramosites corpulentus* в обнажении 4А составляет 4.06 м.

2. Слои с *Homoceras coronatum*. Комплекс 2 обнаружен на двух уровнях: в слоях 15 и 16 (обр. 10, 11), в 6.6 и 7.25 м выше основания разреза. С этого же уровня происходят аммоноидеи рода *Homoceras*, указанные ранее О.Л. Эйнором и др. (1973).

Комплекс содержит *Epicanites* sp., *Stenoglyphites* sp., *Isohomoceras bogdanovskense* Nikolaeva, *Homoceras bellum* Nikolaeva, *H. coronatum* (Haug) и *Fayettevillea* sp. Следует отметить совместное присутствие родов *Homoceras* и *Isohomoceras*, впервые указанное на Шолак-Сае (Руженцев, Богословская, 1978) и не отмеченное на этом уровне во многих разрезах Европы и Азии (Riley et al., 1987; Николаева, Нигмаджанов, 1992; Николаева, 1994; Nikolayeva, 1994). В. Мангер и др. (Manger et al., 1985) отмечают совместное присутствие этих родов в низах зоны *Homoceras* в Алжире, однако алжирский комплекс, возможно, несколько моложе описываемого. Присутствие рода *Homoceras* свидетельствует о том, что этот комплекс моложе комплексов зон *Isohomoceras subglobosum* и *Isohomoceras ventrosum*, описанных Николаевой (1994) из разрезов 1–4 на левом берегу Аксу и из разреза 13 ручья Пешкаут (Тянь-Шань), а также зоны *Isohomoceras subglobosum* в разрезе Стоунхед Бек, Англия (Riley et al., 1987).

Возможно, присутствие рода *Fayettevillea* в комплексе 2 богдановского разреза (фототабл. I, фиг. 9) может указывать на то, что вмещающие слои все же несколько древнее слоев с выборкой 4 на Шолак-Сае, поскольку в последних род *Fayettevillea* не был отмечен.

Комплекс 3 обнаружен на двух уровнях в сл. 23 (обр. П-16, П-17) примерно в 10.9 и в 11.4 м выше основания разреза. Он включает *Homoceras bellum* Nikolaeva (Николаева, 1999). Ранее эти аммоноидеи были определены как *Homoceras aff. haugi* Ruzh. et Bogosl. (Кулагина и др., 1992). Сходство данного вида с *Homoceras coronatum* позволяет относить вмещающие слои к зоне *Homoceras coronatum*. Мощность слоев, относимых к зоне *Homoceras coronatum* в разрезе 4а, составляет немногим более 10 м. Комплексы 4 и 5 обнаружены в разрезе 4б.

Комплекс 4. Данный комплекс был встречен в слое 32 (обр. П-28) в 11.5 м выше основания обнажения. Комплекс включает *Homoceras bellum*, *Isohomoceras* sp. и *Physematites charis* Ruzh. et Bogosl. (фототабл. I, фиг. 4 и 11). Данная ассоциация характеризует зону *H. coronatum*, поскольку *Homoceras* и *Physematites charis* встречены совместно на Шолак-Сае пределах зоны *Homoceras coronatum* (Руженцев, Богословская, 1978).

Мощность слоев, относимых к зоне *Homoceras coronatum* в обнажении 4б, составляет приблизительно 11 м. Верхняя граница зоны не установлена.

на. Общая мощность отложений, относимых к зоне *Nomoceras coronatum* составляет около 33 м.

3. Слои с *Nomoceras* sp. Комплекс 5. В 1 м выше уровня образца 42 (слой 45) в 35 м выше основания обнажения найдены раковины плохой сохранности, принадлежащие *Nomoceras* sp. Представители рода *Nomoceras*, обнаруженные на этом уровне, имеют тонкую скульптуру, которая схожа со скульптурой видов, встречающихся в зоне P_2 в Западной Европе (например, *Nomoceras undulatum* (Brown)). Однако сохранность нашего материала не позволяет с уверенностью определить видовую принадлежность, и поэтому мы условно относим слои с данной формой к верхней части генозоны *Nomoceras-Hudsonoceras* (возможно, к зоне *Hudsonoceras proteum*). Таким образом, нами пересмотрен возраст пачек 13–19 (слои 35–46) мощностью 34 м, залегающих выше пачки 12 с песчаником, относившихся О.Л. Эйнором и др. (1973) к генозоне *Reticuloceras-Bashkortoceras*. Пачку 12 с песчаником Эйнором и др. (1973) считали маркирующим слоем в кровле богдановского горизонта. Предположительно эти слои соответствуют зоне H_2 , при этом общая мощность генозоны *Nomoceras-Hudsonoceras* составляет более 44 м.

Генозона Reticuloceras-Bashkortoceras,
зона Surenites krestovnikovi

Предположительно, в разрезе 46 присутствует граница между генозонами *Nomoceras-Hudsonoceras* и *Reticuloceras-Bashkortoceras*. На это указывали Эйнором (1992) и Эйнором и др. (1973) на основании находок аммоноидей зоны *Reticuloceras-Bashkortoceras*, которые присутствуют в коллекциях Палеонтологического института. Однако верхняя часть разреза на вершине горы в последние годы практически уничтожена разработками карьера и недоступна для изучения. Комплекс 6 из сл. 8 обнажения 3 включает *Ramosites rectus* Ruzh. et Bogosl., *Decorites* sp. и *Surenites* sp. и указывает на низы генозоны *Reticuloceras-Bashkortoceras*. С этого же уровня происходят находки *Surenites krestovnikovi* Ruzh. et Bogosl., отмеченные Руженцевым и Богословской (1978) (выборка 3). Выше по разрезу Руженцев и Богословская (1978, с. 15) указали *Baschkirites planus* Ruzh. et Bogosl., *Proshumardites karpinskii* Raus., *Paraschartymites repens* Ruzh. et Bogosl., *Fallacites aff. portentosus* Ruzh. et Bogosl., *Phillipsoceras gammarhipaeum* Ruzh. et Bogosl., *P. carinatum* Ruzh. et Bogosl. и *Reticuloceras excultum* Ruzh. et Bogosl. Этот комплекс характерен для верхов генозоны *Reticuloceras-Bashkortoceras* и сопоставляется с западноевропейской зоной *Reticuloceras reticulatum* и, возможно, частично с зоной *Phillipsoceras gracile*.

КОНОДОНТЫ

Первые данные о конодонтах богдановского и сюранского горизонтов бассейна р. Б. Сурень получены Р.С. Фурдуюем (Эйнором и др., 1973). В этой и последующих работах Р.С. Фурдуюем (1975) приводятся обобщенные комплексы из разрезов Богдановка, Ямашлы, Ускалык, Аскын без зонального расчленения. В комплексах приведены формы, характерные для серпуховского и башкирского ярусов.

Изученная нами коллекция конодонтов из обн. 4, в этом числе и из ранее не вскрытой части, насчитывает более 1500 экземпляров, полученных из 33 проб. Более 90% коллекции составляют платформенные элементы, около 8% коллекции – переотложенные конодонты, главным образом, из серпуховских, реже фаменских и визейских отложений. В отложениях богдановского горизонта, вскрытых в обнажении 4, выделяются конодонтовые зоны *D. noduliferus* и *Id. sinuatus* (фото-табл. II). Первая зона представлена верхней подзоной *Late D. noduliferus* (Пазухин, 1995), тогда как нижняя подзона *Early D. noduliferus* не обнажена. Уровень первого появления *Declinognathodus noduliferus* в типовой местности богдановского и сюранского горизонтов не зафиксирован.

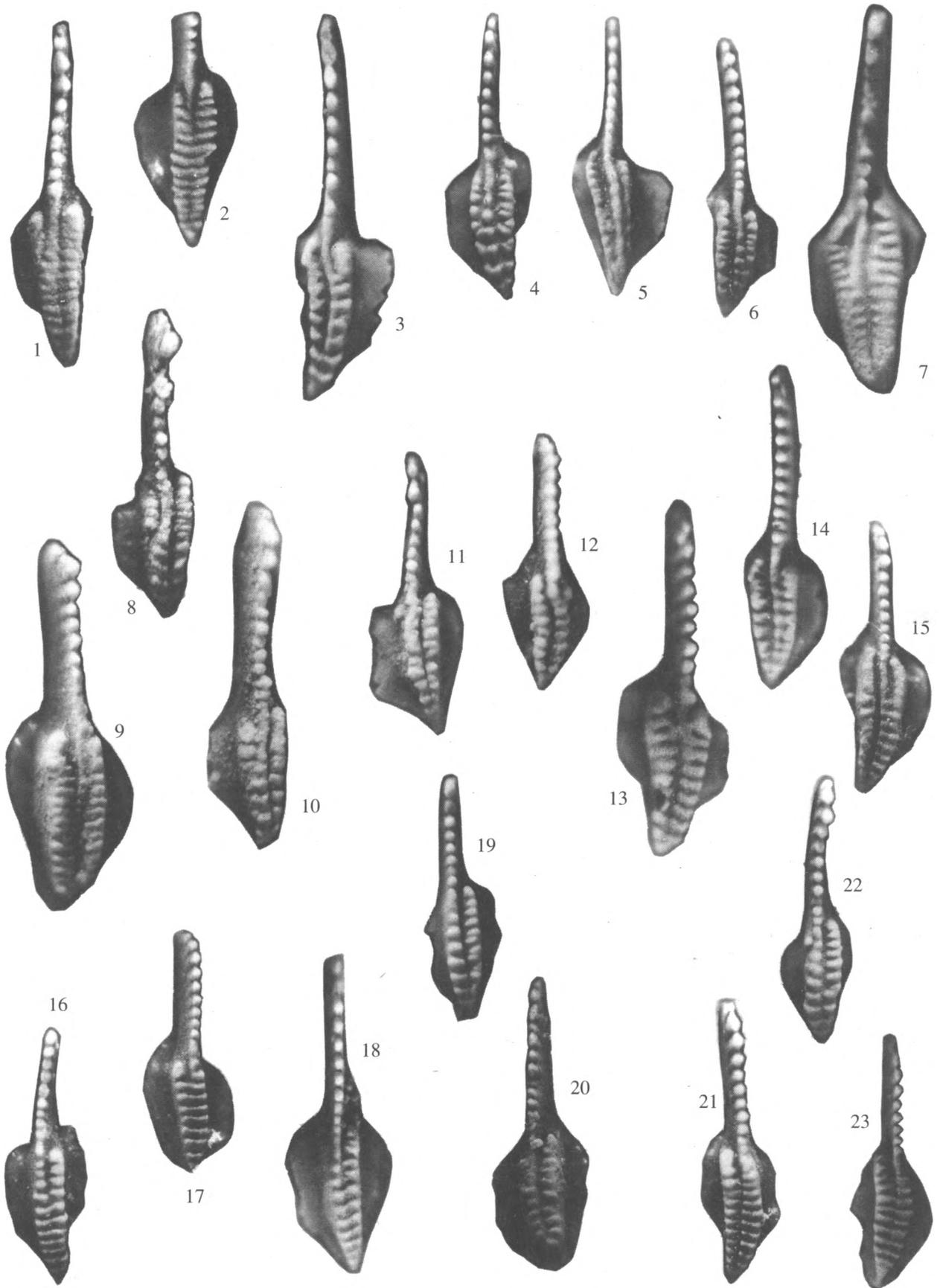
Зона Declinognathodus noduliferus

Подзона Late Declinognathodus noduliferus

Подзона *Late Declinognathodus noduliferus* охватывает слои 1–5 обнажения 4а (мощность 2.6 м). Из стратиграфически важных видов встречены *Declinognathodus inaequalis* (Hig.), *D. lateralis* (Hig. et Bouck.), *D. japonicus* (Igo et Koike), *D. noduliferus* (Ell. et Grav.), *D. praenoduliferus* Nigm. et Nem. Также встречены переотложенные *Lochriea cruciformis*, *Gnathodus bilineatus bollandensis*, *Lochriea commutatus*, *Gnathodus texanus* (по всей зоне). Комплекс *Late D. noduliferus* также прослежен на западном и восточном склонах Южного Урала (Кулагина и др., 1992; 1997). Этот комплекс соответствует комплексу зоны *D. noduliferus* Англии (Higgins, 1975; Ramsbottom et al., 1979).

Зона Idiognathoides sinuatus

Зона *Id. sinuatus* установлена со слоя 6 и выше в обн. 4а и во всех слоях обн. 4б. Комплекс представлен видами, переходящими из зоны *D. noduliferus*, наряду с которыми встречены *Idiognathoides asiaticus* Nigm. et Nem., *Id. corrugatus* Har. et Holl., *Id. sinuatus* Har. et Holl., а также переотложенные *Gnathodus bilineatus bollandensis*, *Gnathodus bilineatus bilineatus*, *Lochriea nodosus*, *Lochriea mononodosus*, *Lochriea commutatus*, *Polygnathus inornatus*. Нижняя граница зоны в данном разрезе проходит в отложениях с аммоноидеями низов зоны *Nomoceras coronatum*. Близкий, по-видимому изохронный,



уровень прослежен во многих разрезах западного и восточного склонов Южного Урала (Кулагина и др., 1992; 1997; Путеводитель..., 1995).

Корреляция комплекса конодонтов с таковыми из гипостратотипа башкирского яруса по р. Аскын затруднена, поскольку в последнем конодонты редки и характеризуются комплексом мелководной рахистогнатусово-деклиногнатодусовой биофации. В нижней части богдановского горизонта разреза Аскын пока не обнаружен комплекс подзоны Early D. noduliferus, а комплекс зоны Id. sinuatus появляется значительно позднее, чем в более глубоководных разрезах (Nemirovskaya, Alekseev, 1995; Путеводитель..., 1995).

ФОРАМИНИФЕРЫ

Фораминиферы бассейна р. Б. Сурень изучали Г.Д. Киреева, Е.Г. Миняева, Е.А. Рейтлингер (Эйнон и др., 1973а; Эйнон и др., 1973). Е.А. Рейтлингер (1980) описала комплекс фораминифер богдановского горизонта из трех разрезов (Богдановка, Ямашлы, Ускалык) с характерным видом *Plectostaffella bogdanovkensis*, ставшим впоследствии зональным. Этим автором, а также ранее Г.Д. Киреевой (1978) отмечалась близость богдановского комплекса ассоциации фораминифер краснополянского горизонта Русской платформы. Исследования З.А. Синицыной и др. (1984) гипостратотипа башкирского яруса по р. Аскын показали, что зона *Pl. bogdanovkensis* соответствует нижней части зоны *Eostaffella pseudostruvei*–*E. postmosquensis*–*E. varvariensis* общей шкалы России, и к богдановскому горизонту в разрезе Аскын этими авторами были отнесены слои, ранее включавшиеся в сюрранский горизонт. Исследования М.В. Постоляко (Стратиграфические схемы..., 1993) большего числа разрезов башкирского яруса показали, что вид *Pl. bogdanovkensis* появляется одновременно с типично “сюрранским” комплексом фораминифер. Поэтому богдановский горизонт не получил стратиграфической самостоятельности. Комплекс зоны *E. pseudostruvei*–*E. postmosquensis*–*E. varvariensis* прослеживается без существенных изме-

нений до кровли сюрранского горизонта. На его фоне появляется и постепенно эволюционирует род *Semistaffella* до появления *Pseudostaffella antiqua*. В связи с этим правильнее выделять зону *Eostaffella pseudostruvei* s.l. с тремя подзонами (Кулагина, Sinitsyna, 1997). В изученных обнажениях фораминиферы встречаются в сферово-сгустковых (биопельспаритах), органогенно-обломочных (литобокластических пакстоунах и грейнстоунах) и органогенных известняках (биокластических вакстоунах и пакстоунах). К сферово-сгустковым известнякам (обр. П-7, П-9, П-15, П-24, П-25, 172–174, П-41, П-44, П-48, 3/10, 3/24) приурочен обедненный в видовом отношении комплекс, состоящий из очень мелких раковин родов *Mediocris*, *Endostaffella*, реже *Eostaffella*, *Plectostaffella*, *Biseriella*, *Asteroarchaediscus*, часто трудно определяемых до вида. Эта эндоштаффеллидовая биофация распространена как в серпуховских, так и в нижнебашкирских отложениях. К детритусово-фораминиферовым известнякам (вакстоунам и биокластическим пакстоунам, обр. П-1–П-3, 03, П-10–П-12, П-17, П-18, П-20, П-22, П-24, П-26, 176) приурочена эндотиридо-эоштаффеллидовая биофация. Характерные виды: *Tolyrammina fortis* Reitl., *Haplophragmina beschevensis* Brazhn., *Pseudoglossomspira* spp., *Endothyra bowmani* Phill., *E. phrissa* Zeller, *Semiendothyra surenica* Reitl., *Endotaxis brazhnikovae* (Bog. et Juf.), *Eostaffellina paraprotvae* Raus., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.) с подвидами, *E. ovoidea* Brazhn. et Pot., *E. pseudoovoidea* Reitl., группа *E. parastruvei* Raus., *Plectostaffella bogdanovkensis* Reitl., *Pl. reitlingerii* Groves, *Pl. varvariensis* (Brazhn. et Pot.), *Biseriella minima* Reitl., *Globivalvulina bulloides* (Brady). Реже встречаются *E. (Rectoendothyra) donbassica* Brazhn., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Br. concinna* Reitl., архедисциды, ховчинииды, тетратиксииды, палеотекстулярииды. В органогенно-обломочных известняках (обр. 05Б, 04, 03/2, П-13, П-30) распространен обедненный эндотиридо-эоштаффеллидовый комплекс фораминифер (фототабл. III).

←
Таблица II. Конодонты из разреза по правому берегу р. Большая Сурень у пос. Ново-Богдановский. Увеличение во всех случаях ×50.

1–3 – *Declinognathodus praenoduliferus* Nigmatganov et Nemirovskaya. 1 – экз. 104/600, обн. 4а, обр. П-1; 2 – экз. 104/601, обн. 4а, обр. П-11; 3 – экз. 104/602, обн. 4б, обр. П-18. 4–6, 14 – *Declinognathodus inaequalis* (Higgins). 4 – экз. 104/603, обн. 4б, обр. П-26; 5 – экз. 104/604, обн. а, обр. П-11; 6 – экз. 104/605, обн. 4а, обр. П-17; 14 – экз. 104/621, обн. 4а, обр. П-11; 6 – экз. 104/605, обн. 4а, обр. П-17; 14 – экз. 104/621, обн. 4а, обр. П-11. 7, 13, 15 – *Declinognathodus lateralis* (Higgins et Bouckaert). 7 – экз. 104/606, обн. 4б, обр. П-18; 13 – экз. 104/607, обн. 4а, обр. П-11; 15 – экз. 104/608, обн. 4а, обр. П-11. 8, 10 – *Declinognathodus noduliferus* (Ellison et Graves). 8 – экз. 104/609, обн. 4а, обр. П-1; 10 – экз. 104/610, обн. 4а, обр. П-04. 9 – *Declinognathodus aff. lateralis* (Higgins et Bouckaert). Экз. 104/620, обн. 4а, обр. П-11. Фиг. 11, 12, 22 – *Declinognathodus japonicus* (Igo et Koike): 11 – экз. 104/611, обн. 4а, обр. П-04; 12 – экз. 104/612, обн. 4а, обр. П-1; 22 – экз. 104/622, обн. 4а, обр. П-7. 16–18 – *Idiognathoides asiaticus* Nigmatganov et Nemirovskaya. 16 – экз. 104/613, обн. 4а, обр. П-7; 17 – экз. 104/614, обн. 4а, обр. П-03; 18 – экз. 104/615, обн. 4а, обр. П-11. 19, 20 – *Idiognathoides sinuatus* Harris et Hollingsworth. 19 – экз. 104/616, обн. 4б, обр. П-28; 20 – экз. 104/617, обн. 4а, обр. П-03. 21, 23 – *Idiognathoides corrugatus* Harris et Hollingsworth. 21 – экз. 04/618, обн. 4а, обр. П-7; 23 – экз. 104/619, обн. 4а, обр. П-03.



Приведенный комплекс фораминифер в целом соответствует зоне *Eostaffella pseudostruvei* s.l., в которой выделяются следующие подзоны.

Подзона *Plectostaffella bogdanovkensis* включает слои 1–9 обн. 4а. Здесь преобладают органогенно-детритовые известняки с богатым комплексом фораминифер эндотиридо-зоштаффеллидовой биофации. Кроме того встречены редкие *Plectostaffella evolutica* (Rum.), *Pl. aff. varvariensisformis* Brazhn. et Vdov., *Pl. jakhensis* Reitl., *Eostaffella parastruvei* Raus., *E. mirifica* Brazhn., *E. mosquensis* Viss., *Archaediscus krestovnikovii* Raus., *A. vicherensis* (Grozdl. et Leb.), *Asteroarchaediscus bashkiricus* Krest. et Theod., *Ast. rugosus* (Raus.), *Neoarchaediscus post-rugosus* (Reitl.), *Monotaxinoides transitorius* Brazhn. et Pot., *Eolasiiodiscus donbassicus* Reitl., единичные *Howchinia gibba* (Moell.), *Mesolasiiodiscus?* sp. Присутствуют палеотекстулярииды и тетратакисы. В стратотипе башкирского яруса по р. Аскын этой зоне соответствуют слои 5–7 (Синицына, Синицын, 1987).

Подзона *Semistaffella minuscularia* охватывает слои 10–37 обн. 4а, слои 10–47 обн. 4б и, возможно, слои 1–6 обн. 3. Выделяется по появлению вида-индекса. В обн. 4а преобладают виды, переходящие из подстилающих отложений. Впервые появляются *Millerella paraumbilicata* Man., *Globivalvulina kamensis* Reitl. В отдельных прослоях (обр. 10, 18) встречены *Parastaffella struvei* (Moell.), *Par. utkaensa* Post., *Pseudoendothyra illustrata* (Viss.), *Ps. schlykovaе* (Durk.). Слои 29–47 обн. 4б и 1–11 обн. 3 фораминиферами охарактеризованы слабо. В редких прослоях мелкодетритовых известняков встречены виды, характерные для зоны *Eostaffella pseudostruvei*. Подзона коррелируется со слоями 7 (верхи)–11 разреза Аскын (Kulagina, Sinitsyna, 1997). Подзона *Semistaffella variabilis* выделена предположительно в слоях 48–49 обн. 4б по появлению *Semistaffella aff. primitiva* Reitl. (обр. 47).

Здесь преобладают пелитоморфные известняки, лишенные фораминифер. В редких прослоях встречены *Eostaffella postmosquensis*, *Millerella paraumbilicata*, *Plectostaffella* sp., *Semistaffella* sp. Возможно, к этой же зоне относятся слои 7–11 обн. 3, также с очень бедными фораминиферами. В обр. 3 после значительного по мощности закрытого участка залегают известняк с *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. uralica* Raus., *Ps. paracompressa* Raus. и другими, характерными для акавасского и выше лежащих горизонтов башкирского яруса. Учитывая мощность сюранского горизонта в данной структурно-фациальной зоне, его верхняя граница, возможно, расположена между 12 и 13 слоями.

Подразделения фораминифер сюранского горизонта хорошо сопоставляются с зонами фораминифер Среднего Тянь-Шаня (Румянцев, 1989), а также коррелируются с комплексами фораминифер Донбасса и Северной Америки (табл. 2).

ОСТРАКОДЫ

В стратотипе у пос. Нов. Богдановский богдановский и сюранский горизонты охарактеризованы комплексом остракод зоны *Ardmorea gibberosa-Limnoprimitia arcuata*, установленной Н.М. Кочетковой (1983) во многих разрезах Южного Урала. В составе комплекса более 50 видов, относящихся к 31 роду из 18 семейств палеокопид, кладокопид, платикопид, метакопид и подокопид (рис. 6). Самые нижние слои горизонта (обн. 4а, обр. 05-Б, 05-А, П-1/Б) охарактеризованы парапархитидо-бэрдиидовой ассоциацией с немногочисленными раковинами *Polycope perminuta* (Kellett), *Shishaella claytonensis* (Knight), *Shish. circinata* N. Kotch., *Shivaella evidens* Kotsch., *Chamishaella uniformis* Kotsch., *Microcoeloenella orbiculata* Kotsch., *Healdia procerula* Kotsch., *Bairdia alula* Kotsch., *B. laklyensis* Kotsch., *B. chudolasensis* Kotsch., *Acratia cf. grandis* Kotsch.

←
Таблица III. Фораминиферы из разреза по правому берегу р. Большая Сурень у пос. Ново-Богдановский.

Все экземпляры, кроме указанных, происходят из обн. 4.

1–3 – *Eostaffella pseudostruvei* (Rauser et Belayev), ×85. 1 – экз. 121/847, обр. П-1А; 2 – экз. 121/443, обр. П-18; 3 – экз. 121/848, обр. П-2. 4, 5 – *Eostaffella pseudostruvei angusta* Kireeva. 4 – ×85, экз. 121/849, обр. 36; 5 – экз. 121/446, обр. П-20. 6 – *Eostaffella ovoidea* Brazhnikova et Potiyevskaya, ×75, экз. 121/438, обр. П-18. 7 – *Eostaffella pseudoovoidea* Reitlinger, ×85, экз. 121/850, обр. П-3. 8 – *Eostaffella postmosquensis* Kireeva, ×85, экз. 121/851, обн. 3, обр. 3/13. 9 – *Eostaffella postmosquensis acutiformis* Kireeva, ×85, экз. 121/852, обр. П-10. 10 – *Eostaffella nauvalia* Rumjanzeva, ×85, экз. 121/853, обр. П-1А. 11 – *Millerella paraumbilicata* Manukalova, ×85, экз. 121/854, обр. П-20. 12 – *Plectostaffella evolutica* (Rumjanzeva), ×75, экз. 121/442, обр. П-26. 13–14 – *Plectostaffella varvariensis* Brazhnikova et Potiyevskaya, ×85, обн. 3, обр. 3/25; 13 – экз. 121/855; 14 – экз. 121/856. 15–16 – *Plectostaffella ex. gr. varvariensis* Brazhnikova et Potiyevskaya, ×75. 15 – экз. 121/456, обр. 176; 16 – экз. 121/857, обр. П-20. 17 – *Plectostaffella* sp., ×85, экз. 121/858, обр. 172. 18, 19 – *Plectostaffella bogdanovkensis* Reitlinger. 18 – ×85, экз. 121/859, обр. П-1А; 19 – ×75, экз. 121/453, обр. П-20. 20 – *Plectostaffella jakhensis* Reitlinger, ×85, экз. 121/860, обнажение 3, обр. 3/14. 21 – *Plectostaffella obtusa* Reitlinger, ×75, экз. 121/837, обнажение 3, обр. 3/10. 22 – *Plectostaffella aff. varvariensisformis* Brazhnikova et Vdovenko, ×85, экз. 121/861, обр. П-2. 23 – *Semistaffella?* sp., ×100, экз. 121/862, обр. П-2. 24, 25, 28, 29 – *Semistaffella minuscularia* Reitlinger, ×100. 24 – экз. 121/863, обр. 03; 25 – экз. 121/864, обр. 172; 28 – экз. 121/865, обр. П-11; 29 – экз. 121/866; обр. П-45. 26, 27 – *Plectostaffella reitlingeri* Groves, ×100. 26 – экз. 121/867, обр. П-36; 27 – экз. 121/868, обр. 03. 30 – *Pseudostaffella aff. primitiva* Reitlinger, ×100, экз. 121/869, обр. П-47. 31 – *Pseudostaffella antiqua* (Dutkevich), ×85, экз. 121/870, обн. 3, обр. 3/31. 32 – *Pseudostaffella uralica* Kireeva, ×85, экз. 121/871, обр. 3/31.

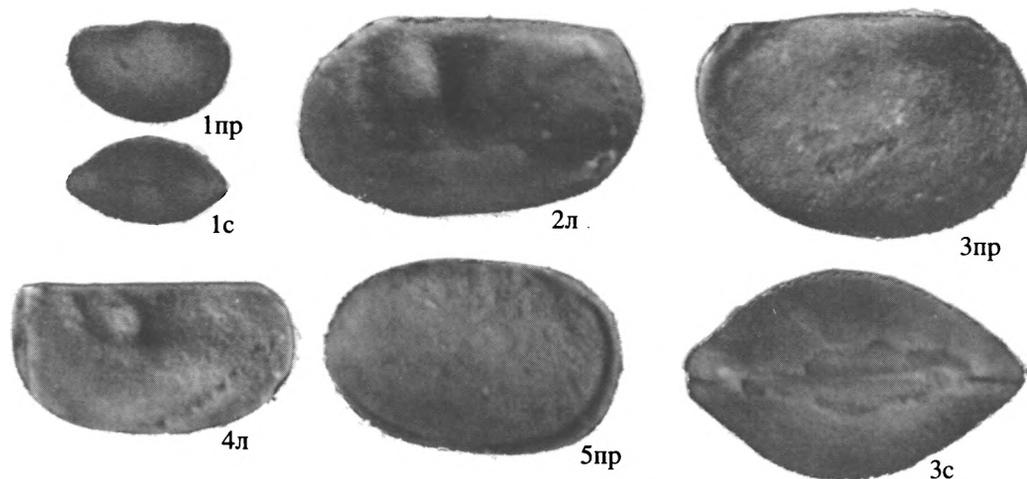


Рис. 6. Остракоды из разреза среднего карбона горы Каменная. Все экз. из обн. 4а, к юго-востоку от пос. Ново-Богдановский, $\times 50$. 1 – *Ardmorea gibberosa* (Knight), экз. 66–53, обр. 04/1; 2 – *Perprimitia digna* N. Kochetova; экз. 66–210, обр. П-11; 3 – *Chamishaella opima* Kochetkova; 4 – *Limnoprimitia arcuata* (Bean), экз. 66–26, обр. 04/1; 5 – *Javatus kisilensis* (Kochetkova), экз. 66–1, обр. 03. Обозначения: пр – вид со стороны правой створки, л – вид со стороны левой створки, с – вид со спинного края.

Вышележащие слои (обн. 4а, обр. 0-4/1 и выше; обн. 4б, обр. П-18, П-25, П-26, П-39, П-41) содержат наиболее представительный комплекс зоны, в котором, наряду с указанными выше, встречены *Javatus eximius* Kotsch., *Coeloenellina ultima* Kotsch., *C. serotina* Kotsch., *Glyptopleura* cf. *subvarians* Kotsch., *Idiomorphina subsimplex* N. Kotch., *Polycope?* *rugosa* Kotsch., *Discoidella perspicua* Kotsch., *Shivaella asselica* Jag., *Bairdia rustica* Kotsch., *B. bogdanovkaensis* N. Kotch., *B. gibbus* Kotsch., *Bairdiacypris subconspicuous* Kotsch., *B. indiges* Kotsch., *B. obtusus* Kotsch., *Acratia demissa* Kotsch., *Roundyella subaculeata* N. Kotch., *Macrocypris lenticularis* Cooper, M. cf. *menardensis* Harlton, а также единичные *Ectodemites planus* Cooper, *Kirkbyina tenella* N. Kotch., *Bolbozoella inflata* Grundle, *Rectonaria accepta* N. Kotch., *Triplacera imperspicua* N. Kotch., *Basslerella longa* N. Kotch., обычно встречающиеся в верхнесерпуховских отложениях. Следует отметить присутствие представителей родов *Kirkbyella*, *Coryellina*, *Cavellina*, *Paraberounella*. Характерно присутствие видов-индексов *Limnoprimitia arcuata* (Bean) и *Ardmorea gibberosa* (Knight) совместно с единичными *Javatus kisilensis* (Kotsch.), а также *Perprimitia digna* N. Kotch и *Chamishaella opima* Kotsch.

Верхняя часть обн. 4Б (обр. 49) и слои 5–11 обн. 3 (обр. 3/10, 3/13, 3/24, 3/25) охарактеризованы обедненным комплексом зоны *Ard. gibberosa*–*L. arcuata*, включающим единичные *Perprimitia* sp., *Glyptopleura* sp., *Microcoeloenella orbiculata* Kotsch., *Dorsoobliquella ovalis* Kotsch. В обн. 3 кроме того встречены *Coryellina* sp., *Kirkbya* sp., *Limnoprimitia* cf. *arcuata* (Bean), *Idiomorphina* sp., *Glyptolichwinella postuma* Kotsch., неполные раковины парипархи-

тид и бэрдий, редко определяемых до вида из-за плохой сохранности.

Сюранский горизонт по остракодам сопоставляется с одновозрастными отложениями Средне-го Тянь-Шаня, охарактеризованными двумя комплексами – слоями с *Perprimitia digna* и с *Javatus kisilensis*–*Chamishaella opima*, видовой состав которых близок к таковому уральской зоны *Ard. gibberosa*–*L. arcuata*, но не содержит ее видов-индексов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Детальное изучение разрезов в типовой местности сюранского и богдановского горизонтов подтвердило, что оба горизонта выделены по одним и тем же выходам известняков на левом берегу р. Большая Сурень. При этом богдановскому горизонту отвечает нижняя часть обнажения 4 (терминология Эйнора и др. (1973)), а сюранскому – верхняя часть обнажения 4 и обнажение 3 (табл. 1). Выделенный Эйнором и др. (1973) богдановский горизонт фактически представляет собой нижнюю часть сюранского горизонта в объеме аммоноидной зоны *Homoceras* (в шкале карбона России – генозоны *Homoceras*–*Hudsonoceras*). Долгое время считалось, что большая часть обнажения 4 относится к генозоне *Reticuloceras*–*Bashkortoceras*, а генозоне *Homoceras*–*Hudsonoceras* отводилась небольшая часть разреза, соответствующая слоям 16–34 в данной работе, так как слои 1–15 описаны по канаве, заложенной много позднее (Кулагина и др. 1992). Однако находки аммоноидей выше по разрезу доказывают, что к богдановскому горизонту следует отнести еще 34 м вы-

Таблица 1. Соотношение аммоноидных, фораминиферовых, конодонтовых и остракодовых подразделений в сюранском горизонте на Южном Урале

Отдел	Ярус	Горизонт	Подгоризонт	Генозоны аммоноидей	аммоноидные зоны Западной Европы	Зоны, подзоны, слои				Разрезы						
						фораминиферы	конодонты	остракоды		Ново-Богдановский		Мурадымово	Аскын			
						Обн. 3	Обн. 4									
Средний карбон	Башкирский	Акаваский		Bilinguites-Cancelloceras	G1	Pseudostaffella antiqua	Neognathodus askynensis	Coryellina inflata-Kirkbyella aperta								
					R2											
		Сюранский	Богдановский	?	Reticuloceras-Bashkortoceras	R1	E. pseudostrovei	Semistaffella variabilis	Idiognathoides sinuatus					Ardmorea gibberosa-Limnoprimitia arcuata		
						H2		Semistaffella minuscularia								
						H1	Homoceras-Hudsonoceras	Plectostaffella bogdanovkensis	D. noduliferus							Late
								Plectostaffella varvariensis								Early
Нижний карбон	Серпуховский	Староуткинский		Fayettevillea-Delepinoceras	E2	E. explicata M. subplana	Monataxinoides transitorius	Gnathodus bilineatus bollandensis	Carbonita ? subquadrata-Aurigerites solitarius Anachuacia rara							

шележащих слоев. В стратотипе богдановского горизонта не вскрыта его нижняя граница, соответствующая основанию аммоноидной генозоны Homoceras и отсутствуют самые низы горизонта, отвечающие аммоноидной зоне Isohomoceras subglobosum и конодонтовой подзоне Early D. noduliferus. Этот уровень установлен в ряде разрезов западного и восточного склонов Южного Урала и в полном объеме представлен в разрезе у д. Мурадымово, который расположен в той же структурно-фациальной зоне, что стратотип и хорошо с ним коррелируется (Кулагина и др., 1992; Путеводитель..., 1995).

В разрезе Мурадымово нижняя граница сюранского горизонта определяется в основании подзоны Early D. noduliferus по появлению конодонтов D. noduliferus (Ell. et Grav.) и D. inaequalis (Hig.). В этой подзоне доминируют виды, возникшие в визейское и серпуховское время – Gnathodus bilineatus bilineatus (Roundy), Gn. bilineatus bollandensis Hig. et Bouck., Gn. postbilineatus Nigm. et Nem., Lochriea commutata (Br. et Mehl), L. costata (Paz. et Nem.), L. monocostata (Paz. et Nem.), L. mononodosa (Rh., Aust. et Dr.), L. nodosa (Bisch.), L. zieglerei Nem., Per. et Meisch. Реже встречаются Cavusgnathus unicornis Youngq. et

Mill. и Mestognathus bipluti Hig. Подзона сопоставляется с нижней частью вознесенского горизонта Донбасса (известняки D 5 8 – D 5 9), содержащей D. noduliferis и Gn. bilineatus bollandensis (Верхне-серпуховский подъярус..., 1983; Nemirovskaya, Nigmatganov, 1994). В суффинской свите Гиссарского хребта Южного Тянь-Шаня (разрезы Аксу 1 и Аксу 4) выявлен интервал совместного нахождения серпуховских и башкирских конодонтов (Nigmatganov, Nemirovskaya, 1992; Nemirovskaya, Nigmatganov, 1994). В отличие от уральской последовательности в разрезах Гиссарского хребта D. praenoduliferus появляется раньше других представителей рода Declinognathodus и почти одновременно с его появлением встречены Idiognathoides asiaticus и I. sulcatus. Уровень нижней подзоны зоны D. noduliferis в стратотипе срединной границы карбона – разрезе Эрроу Каньон представлен в более мелководной биофации и характеризуется совместным нахождением представителей родов Declinognathodus, Adetognathus, Rhachistognathus и Gnathodus (группа girtyi и deflectus) (Brenckle et al., 1997). По фораминиферам в стратиграфических схемах Урала (Стратиграфические схемы, 1993) нижняя граница башкирского яруса проведена в основании зоны E. postmosquensis–Pl. jakhensis,

Таблица 2. Соотношение зон по фораминиферам в разных регионах

Фораминиферовые зоны общей шкалы (Решение..., 1990)	Урал (Стратиграфические..., 1993) Западный, Восточный субрегионы	Южный Урал (Kulagina, Sinitsyna, 1997)	Срединный Тянь-Шань (Румянцева, 1989)	Донбасс (Вдовенко и др., 1989)	Сев. Америка, Эрроу Каньон (Brenckle et al., 1997; Ross, 1997)	
<i>Ps. antiqua</i>	<i>Ps. antiqua</i>	<i>Ps. antiqua</i>	<i>Ps. antiqua</i>	<i>Ps. antiqua</i>	<i>Pseudostaffella</i> sp.	
<i>Pl. varvariensis</i> <i>E. pseudostruvei</i> <i>E. postmosquensis</i>	<i>E. postmosquensis</i> <i>Pl. jakhensis</i>	<i>E. pseudostruvei</i>	<i>S. variabilis</i>	<i>S. variabilis</i>	<i>E. postmosquensis</i> <i>E. pseudostruvei</i> <i>Pl. varvariensis</i>	<i>Millerella marblensis</i>
			<i>S. minuscillaria</i>	<i>Pl. seslavica</i>		
<i>Pl. bogdanovkensis</i>	<i>Parastaffella utkaensa-Eoplect. acuminata</i> <i>Br. cribrostomata</i> <i>Pl. varvariensis</i>	<i>E. pseudostruvei</i>	<i>Pl. bogdanovkensis</i>	<i>Pl. bogdanovkensis</i>	<i>Pl. berestovensish-E. angusta</i>	<i>Mill. pressa</i>
			<i>Pl. varvariensis*</i>	<i>Pl. posochovae*</i>		
<i>Eosigmoilina explicata</i> <i>Monotaxinoides subplana</i>			<i>M. transitorius</i>	<i>Eos. explicata</i>	<i>Loeblichia* minima</i> - <i>M. transitorius</i> <i>Eos. explicata</i>	<i>Breckleina rugosa*</i> <i>Eosigmoilina robertsoni</i>

* Появление *Declinognathodus noduliferus*.

которой соответствуют зоны *Pl. bogdanovkensis* и *E. pseudostruvei*-*E. postmosquensis*-*Pl. varvariensis* общей шкалы России. Зона *Pl. bogdanovkensis* в этой схеме сопоставляется с аммоидной зоной *Homoceras*. Однако детальные исследования на Южном Урале показывают, что первое появление *D. noduliferus* отмечается в слоях с серпуховским комплексом фораминифер (Кулагина и др., 1992) (табл. 2). Такая же картина наблюдается в Донбассе (Верхнесерпуховский подъярус..., 1983; Вдовенко и др., 1989). В разрезе Мурадымово приблизительно с первыми *D. noduliferus* на фоне верхнесерпуховских видов встречены редкие *Plectostaffella varvariensis* Brazhn. и *Planoendothyra aljutovica* Reitl. Слои с этими формами выделены нами в подзону *Pl. varvariensis*, которая сопоставляется с верхней частью зоны *Eosigmoilina explicata*-*Monotaxinoides subplanus* общей шкалы (табл. 1). Эта зона, вероятно, соответствует зоне *Plectostaffella posochovae* (Румянцева, 1989; Кулагина и др., 1992), которая подстилает зону *Pl. bogdanovkensis* в Среднем Тянь-Шане.

В разрезе Мурадымово совместно с первыми находками конодонтов *D. noduliferus* (слои 9а, 9б) встречен переходный комплекс остракод, выделенный нами в слои с *Fellerites gratus*. Отличительной чертой этого комплекса является появление редких нижнебашкирских форм *Bairdia chudolasensis* Kotsch., *Bairdiacypris indiges* Kotsch., *Basslerella simonovae* Kotsch. и *Bass. subcrassa* Kotsch. на фоне преобладающих серпуховских видов *Kirkbyina tenella* N. Kotch., *Healdia uralica* N. Kotch., *H. ikensis* N. Kotch., *Bolbozoella nodosa* Robinson, *Bolb. inflata* Grundel, *Bairdiocypris subalia* N. Kotch. и др. и своеобразного фациального комплекса киркбиацей из представителей родов *Kirkbya*, *Amphissites*, *Ectodemites*, *Amphizona*, *Kelletina*. Характерно появление редких *Fellerites gratus*

N. Kotch. et Vak. В вышележащем слое появляются немногочисленные раковины остракод, характерные уже для зоны *Ardmorea gibberosa*-*Limnoprimitia arcuata*, в том числе и виды-индексы (Кулагина и др., 1992). Таким образом, сюранский горизонт Лут соответствует двум аммоидным генозонам *Homoceras*-*Hudsonoceras* и *Reticuloceras*-*Bashkortoceras*, двум конодонтовым зонам - *Declinognathodus noduliferus* (с двумя подзонами *Early D. noduliferus* и *Late D. noduliferus*) и *Idiognathoides sinuatus*, фораминиферовой подзоне *Plectostaffella varvariensis* и зоне *Eostaffella pseudostruvei* с тремя подзонами, остракодовым слоям с *Fellerites gratus* и зоне *Ardmorea gibberosa*-*Limnoprimitia arcuata* (табл. 1). Смена конодонтовых комплексов (в частности появление *Idiognathoides sinuatus*) происходит примерно одновременно с появлением *Semistaffella minuscillaria* внутри зоны H_1 . По числу аммоидных генозон сюранский горизонт превышает остальные горизонты серпуховского и башкирского ярусов, которые соответствуют либо одной генозоне, либо ее части. Богдановский горизонт отвечает генозоне *Homoceras*-*Hudsonoceras*, представляет часть сюранского горизонта и может быть включен в стратиграфическую схему Урала в качестве подгоризонта. Мощность богдановского горизонта в стратотипе по нашим данным составляет около 44 м. Вышележащие отложения, соответствующие генозоне *Reticuloceras*-*Bashkortoceras*, вероятно, следует выделять как новый подгоризонт. Нижняя граница последнего, соответствующая нижней границе аммоидной зоны *Surenites krestovnikovi*, вероятно близка к нижней границе фораминиферовой подзоны *Semistaffella variabilis*.

Вопрос о выделении этой части разреза в новый горизонт ставился ранее (Николаев, 1989; Эйно, 1992). Вопрос о проведении верхней гра-

ницы сюранского горизонта по аммоноидеям остается открытым, пока не будет изучена последовательность аммоноидей в низах вышележащего акавасского горизонта.

ВЫВОДЫ

1. В стратотипе сюранского горизонта не вскрыта его нижняя граница, соответствующая основанию среднего карбона. В стратотипе отсутствуют самые низы горизонта, отвечающие аммоноидной зоне *Isohomoceras subglobosum*, конодонтовой подзоне *Early D. noduliferus*, фораминиферовой подзоне *Pl. varvariensis*, остракодовым слоям с *Fellerites gratus*. Этот пограничный интервал в полном объеме представлен в разрезе у д. Мурадымово, который предлагается в качестве гипостратотипа сюранского горизонта.

2. Сюранскому горизонту соответствуют следующие биостратиграфические подразделения: аммоноидные генозоны *Homoceras-Hudsonoceras* и *Reticuloceras-Bashkortoceras*; конодонтовые зоны *D. noduliferus* (с двумя подзонами *Early* и *Late*) и *Id. sinuatus*; фораминиферовые подразделения – подзона *Pl. varvariensis* (верхняя часть зоны *Monotaxinoides subplanus-Eosigmoilina explicata*), зона *E. pseudostruvei* с тремя подзонами *Pl. bogdanovkensis*, *S. minuscularia*, *S. variabilis*, остракодовые слои с *Fellerites gratus* и зона *Ardmorea gibberosa-Limporimitia arcuata*.

3. Богдановский горизонт фактически представляет собой нижнюю часть сюранского горизонта. Его следует включить в Унифицированную схему Урала в качестве нижнего подгоризонта сюранского горизонта, в объеме аммоноидной генозоны *Homoceras-Hudsonoceras*. В стратотипе богдановского подгоризонта генозона *Homoceras-Hudsonoceras* охарактеризована аммоноидеями зоны *Homoceras coronatum*; зона *Hudsonoceras proteum* условно определена по присутствию *Homoceras* с тонкой скульптурой.

Авторы признательны А.С. Алексеву, М.Ф. Богословской, И.С. Барскову за критические замечания и полезные советы. Работа поддержана РФФИ, грант № 97-05-65029. Полевые работы С.В. Николаевой были поддержаны из фонда Х. Раусинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вдовенко М.В., Айзенберг Д.Е., Бражникова Н.Е. и др. Зональные стратиграфические схемы нижнего карбона Донбасса // *Тектоника и стратиграфия*. 1989. Т. 30. С. 52–53.

Верхнесерпуховский подъярус Донецкого бассейна (палеонтологическая характеристика) // Киев: Наукова думка, 1983. 164 с.

Киреева Г.Д. Изменение фораминифер у границы нижнего и среднего карбона // *Вопросы стратиграфии палеозоя*. М.: Наука, 1978. С. 164–167.

Кочеткова Н.М. Остракоды среднего карбона Южного Урала. М.: Наука, 1983. 120 с.

Крестовников В.Н. К стратиграфии гониативного карбона бассейна р. Сюран на Южном Урале // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1935. Т. 13. Вып. 1. С. 15–27.

Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Кочетова Н.Н. Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего карбона Южного Урала // *Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов (доклады Первого Международного симпозиума, ВНИГРИ, декабрь 1994 г., Санкт-Петербург, Россия)*. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1997. С. 125–133.

Кулагина Е.И., Румянцева З.С., Пазухин В.Н., Кочетова Н.Н. Граница нижнего–среднего карбона на Южном Урале и Среднем Тянь-Шане. М.: Наука, 1992. 112 с.

Либрович Л.С. Гониатитовые фауны карбона СССР и их значение для стратиграфии этих отложений // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1947. Т. 22. Вып. 5. С. 51–68.

Либрович Л.С., Султанаев А.А. Сюранский горизонт (фауна, слои, свита) // *Стратиграфический словарь СССР*. Карбон. Пермь. Л.: Недра, 1977. 362 с.

Немировская Т.И. Конодонты нижней части Башкирского яруса Донбасса // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1987. Т. 62. Вып. 4. С. 104–126.

Николаев А.И. Детальная корреляция башкирского яруса западного склона Урала и востока Русской платформы по фораминиферам // *Методические аспекты стратиграфических исследований в нефтегазоносных бассейнах*. Л., 1989. С. 92–112.

Николаева С.В. Серпуховские и башкирские аммоноидеи Средней Азии // *Тр. Палеонтол. ин-та РАН*. 1994. Т. 259. 143 с.

Николаева С.В. Аммоноидеи из богдановского горизонта (средний карбон) Южного Урала // *Палеонтол. журн.* 1999. № 1. С. 10–18.

Николаева С.В., Нигмаджанов И.М. Пограничные отложения нижнего и среднего карбона в Южном Тянь-Шане // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1992. № 2. С. 97–104.

Пазухин В.Н. Биостратиграфия нижнего карбона западного борта Зилаирского мегасинклинория по конодонтам // *Ежегодник-1994. Информ. материалы*. Уфа: УНЦ РАН, 1995. С. 37–38.

Палеонтологическая характеристика основных подразделений карбона. М.: Наука, 1979. С. 85–99.

Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья / Ред. Козлов В.И., Пучков В.Н. Уфа, 1995. 177 с.

Рейтлингер Е.А. К вопросу о границе богдановского и краснополянского горизонтов (фораминиферы зоны *Homoceras*) // *Вопросы микропалеонтологии*. М.: Наука, 1980. Вып. 23. С. 23–38.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Л., 1988.

Каменноугольная система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 95 с.

Руженцев В.Е., Богословская М.Ф. Намюрский этап в эволюции аммоноидей.

- Позднеамюрские аммоноиды // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1978. Т. 167. 338 с.
- Румянцева З.С.* Зональное расчленение серпуховского и башкирского ярусов Среднего Тянь-Шаня по фораминиферам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 3. С. 124.
- Синицына З.А., Лапина Н.Н., Синицын И.И.* Разрез среднего карбона по р. Аскын // Путеводитель экскурсии 047. Южный Урал. 27-й Международный геологический конгресс. М.: Наука, 1984. С. 38–53.
- Синицына З.А., Синицын И.И.* Биостратиграфия башкирского яруса в стратотипе. Уфа: БФАН СССР, 1987. 76 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1968.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 123 с.
- Фурдуй Р.С.* О расчленении карбона на Южном Урале по конодонтам // Стратиграфия и Биогеография морей и суши каменноугольного периода на территории СССР. Киев: Вища школа, 1975. С. 104–109.
- Эйно О.Л.* Проблемы расчленения башкирского яруса стратотипического района (Горная Башкирия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 2. С. 67–79.
- Эйно О.Л., Фурдуй Р.С., Александров В.А.* Сюранский горизонт и проблема границы нижнего и среднего карбона на Южном Урале // Материалы по геологии, гидрогеологии, геохимии и геофизике Украины, Белоруссии, Армении, Урала, Казахстана и Сибири. Сборник научных работ № 9. Изд-во Киевск. ун-та, 1973а. С. 92–102.
- Эйно О.Л., Фурдуй Р.С., Александров В.А. и др.* Богдановский и сюранский горизонты каменноугольной системы в бассейне р. Бол. Сурень (Горная Башкирия) // Докл. АН СССР. 1973б. Т. 213. № 5. С. 1155–1157.
- Bisat W.C.* The Carboniferous Goniatites of the North of England and Their Continental Equivalents // Proc. Yorkshire Geol. Soc. New Ser. 1924. V. 20. Part 1. P. 40–124.
- Brenckle P.L., Baesemann J.F., Lane H.R. et al.* Arrow Canyon, the Mid-Carboniferous boundary Stratotype / *Brenckle P.L., Rage W.R.* (eds) Guidebook: Arrow Canyon Range, Nevada. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Spec. Publ. 36. 1997. C. 13–32.
- Kulagina E.I., Sinityna Z.A.* Foraminiferal zonation of the Lower Bashkirian in the Askyn Section, South Urals, Russia // Late Paleozoic Foraminifera; Their biostratigraphy, evolution, and paleoecology; and the Mid-Carboniferous boundary, Cushman Foundation or Foraminiferal Research. Spec. Publ. 36. 1997. P. 83–87.
- Lane H.R., Brenckle P., Higgins A.C.* Mid-Carboniferous Boundary Working Group decision. Newsletter on Carboniferous Stratigraphy, IUGS Subcommittee on Carboniferous Stratigraphy. 1994. V. 12. P. 3.
- Manger W.L., Weyant M., Pareyn C.* Mid-carboniferous ammonoid biostratigraphy, Bechar Region, Algeria // Cour. Forschung. Inst. Senckenberg. 1985. Bd. 74. S. 181–196.
- Higgins A.C.* Conodont zonation of the late Visean–early Westphalian strata of the south and central Pennines of northern England // Bull. Geol. Surv. of Great Britain, 1975. V. 53. P. 1–90.
- Nemirovskaya N.I., Alekseev A.S.* The Bashkirian conodonts of the Askyn section, Bashkirian Mountains, Russia // Bull. Soc. Belge Geol. 1994. T. 103. № 1–2. P. 109–133.
- Nigmatganov I.M., Nemirovskaya N.I.* Mid-Carboniferous boundary conodonts from the Gissar Range // Cour. Forschung. Inst. Senckenberg. 1992. V. 154. S. 253–275.
- Nikolaeva S.V.* Ammonoid biostratigraphy for the proposed Mid-Carboniferous Boundary Stratotype, Aksu River, South Tien-Shan, Central Asia // Ann. Soc. geol. Belgique. 1994. V. 116. P. 265–273.
- Nikolaeva S.V.* Ammonoids from the late Lower and early Upper Carboniferous of Central Asia // Cour. Forschung. Inst. Senckenberg. 1995. Bd. 179. 90 s.
- Ramsbottom W.H.C., Higgins A.C., Owens B.* Palaeontological characterisation of the Namurian of the stratotype area (a report of the Namurian Working Group) // Палеонтологическая характеристика основных подразделений карбона. М.: Наука, 1979. С. 85–99.
- Riley N.J.* Type ammonoids from the Mid-Carboniferous boundary interval in Britain // Cour. Forsch. Inst. Senckenberg. 1987. Bd. 98. S. 25–37.
- Riley N.J., Varker W.J., Owens B. et al.* Stonehead Beck, Cowling, North Yorkshire, England: A British proposal for the Mid-Carboniferous boundary stratotype // Cour. Forsch. Inst. Senckenberg. 1987. Bd. 98. S. 159–177.

Рецензент А.С. Алексеев, А.Ю. Розанов

УДК 561:551.734.3(574.3)

ЭЙФЕЛЬСКАЯ РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАНДШАФТА

© 2000 г. А. Л. Юрина, О. Е. Беляев

Московский государственный университет, 119899 Москва, Университетская пл., 1, Россия

Поступила в редакцию 28.01.98 г.

Для эйфельских флор Центрального Казахстана оценивается таксономический состав и структуры растительных сообществ, влияние на распределение таксонов орографических факторов. Построены циклограммы выбранных таксонов флоры свит континентального генезиса и свит с элементами морского осадконакопления. Полученные данные, а также анализ жизненных форм растений, характер рельефа учитываются при первых реконструкциях эйфельских ландшафтов девонского вулканического пояса и части прилегающих к нему герцинид. В условиях более высокого и расчлененного рельефа вулканического пояса растительность богаче и разнообразнее, чем в пределах дельтовых маршей или заливных террас на территории герцинид. В обоих случаях растения не составляли единого растительного покрова, существовали лишь отдельные участки их произрастания, увлажненные или вблизи водоемов.

Ключевые слова. Центральный Казахстан, эйфель, континентальные отложения, флора, реконструкция ландшафта.

ВВЕДЕНИЕ

Эйфельский флористический комплекс Центрального Казахстана впервые был установлен М.А. Сенкевич (1957, 1959) и состоял из четырех видов (*Protolepidodendron scharianum* Krejci, *Blasaria sibirica* (Krysh.) Zal., *Calamophyton* sp., *Dicranophyton niaysiense* Zal.). Основным видом считался *Blasaria sibirica* (Krysh.) Zal., распространенный в Северном Прибалхашье – районе развития морских фаций. Комплекс остальных видов приводился для северной части Центрального Казахстана, где его эйфельский возраст определялся по положению в разрезе. Развитие предположений о комплексах эйфельской флоры, главным образом, для морских отложений в дальнейшем рассмотрено в следующих работах М.А. Сенкевич (Сенкевич, 1982; Каплун, Сенкевич, 1971, Сенкевич, Каплун, 1982; Дубатовол и др., 1977). Среди проблем геологии Центрального Казахстана большое место занимала проблема выделения отложений эйфельского яруса особенно в континентальных фациях, поставленная А.А. Богдановым еще в 60-е годы (Богданов и др., 1960). Тогда эта задача ставилась для южных окраин Карагандинского бассейна, где эйфельские отложения выделялись условно на основании стратиграфического положения. Предполагалось, что в течение эйфельского времени происходило накопление нижней части андезито-базальтовой толщи, так как породы этой толщи залегают в непрерывном вулканогенном разрезе между горизонтами с нижнедевонской и живетской флорой. Считалось, что накопление толщ происходило на вос-

токе Карагандинского бассейна, а западная часть характеризовалась восходящим движением и отсутствием эйфельских отложений и что эйфельскому времени здесь соответствовал перерыв в осадконакоплении. А.А. Богдановым особенно подчеркивалась важность выявления палеонтологически охарактеризованных континентальных образований эйфеля. Со временем стало ясно, что проблема выделения эйфельского яруса в континентальных фациях касается не только южных окраин Карагандинского бассейна, но и многих структур палеозойд Центрального Казахстана. Наряду с геологической съемкой разного масштаба, А.А. Богдановым были поставлены специальные тематические стратиграфические и палеоботанические работы. Последним уделялось особое внимание, так как зачастую континентальные образования охарактеризованы только остатками растений. Над решением задачи выявления эйфельских отложений под руководством А.А. Богданова работал большой коллектив сотрудников Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ: О.Е. Беляев, Е.А. Биленко, Б.Я. Журавлев, В.Н. Завражнов, Ю.Ф. Кабанов, А.Л. Котляр, О.А. Мазарович, С.П. Малиновская, И.А. Пославская, А.В. Рязанцев, А.П. Урываева, Г.Т. Ушатинская, Т.О. Федоров, Н.П. Четверикова, Н.Л. Чечик, Л.А. Щеголева, М.Н. Щербакова, А.Л. Юрина. Использовались данные геологов других организаций: М.К. Бахтеева (МГРИ, г. Москва), Ю.А. Васюкова (Центрказгеология, г. Караганда), В.М. Шужанова (ИГН КазССР, г. Алма-Ата), также работавших над

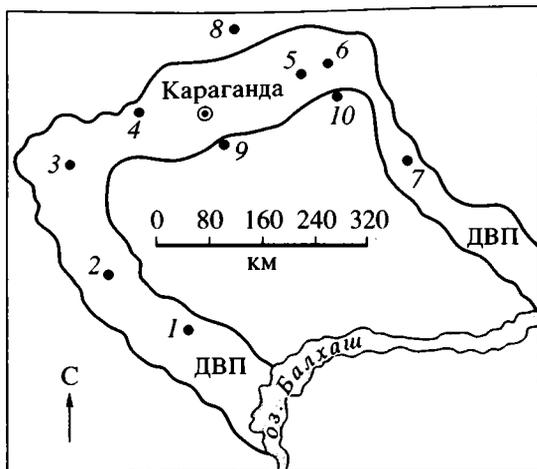


Рис. 1. Схема расположения местонахождений флоры в эйфельских свитах Центрального Казахстана. 1 – дегрезской; 2 – угузтауской; 3 – талдысайской; 4–6 – жиландыбулакской; 7 – иргайлинской; 8 – куртозекской; 9 – карабастауской; 10 – крыкошакской; ДВП – девонский вулканический пояс.

этой проблемой. А.Л. Юрина начала изучать девонскую флору в областях распространения континентальных отложений Центрального Казахстана. Все упомянутые коллеги, наряду с авторами, внесли большой вклад в разработку стратиграфии вулканогенно-осадочных девонских толщ и сборы растительных остатков, за что авторы выражают им свою признательность и благодарность.

СТРАТИГРАФИЯ

Наличие непрерывных разрезов, состоящих из вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, в пределах девонского вулканического пояса (ДВП) и к северу от него в отдельных наложенных мульдах в области каледонид Казахстана, содержащих в низах флористический раннедевонский комплекс, а в верхах – живетский, указывало на присутствие в этих разрезах и эйфельских отложений и на необходимость целенаправленных поисков флоры этого уровня. Вначале это были сборы остатков растений плохой сохранности или имеющих достаточно широкий интервал стратиграфического распространения (средний девон в целом). На основании этих определений флоры, положения в разрезе и литологической корреляции ко II Стратиграфическому совещанию в Казахстане, прошедшему осенью 1971 г., к эйфельскому уровню были отнесены иргайлинская свита юго-восточного сегмента ДВП, нижние части разреза жиландыбулакской и салкинтауской свит широтного сегмента ДВП, верхи комадырской (впоследствии карабастауской) свиты

прилегающего к нему с юга Нурина синклиория (Четверикова и др., 1971).

В последние десятилетия, уже после безвременной кончины А.А. Богданова, постепенно, благодаря массовым поискам и сборам флористических остатков в процессе детальных геолого-съемочных и тематических работ, все более четко обрисовывался и пополнялся комплекс флоры эйфельских континентальных отложений в Центральном Казахстане, что позволило уже к следующему, III Стратиграфическому совещанию, проводившемуся в 1986 г., выделить континентальные палеоботанически охарактеризованные эйфельские отложения и провести более четко корреляцию свит ДВП и прилегающих частей каледонид и варисцид (Мазарович и др., 1977, 1985; Малиновская, Юрина, 1975, 1978, 1983; Юрина и др., 1982).

Работы, проведенные после этого совещания в пределах ДВП и его северной периферии, дополнили эйфельскую флору как по разнообразию найденных форм, так и в количественном отношении (Журавлев и др., 1989). Удалось также с большой степенью достоверности провести корреляцию континентальных свит широтного сегмента ДВП и морских разрезов прилегающего с юга Карасорского синклиория, детально изучив прибрежно-морские отложения его северной части в окрестностях оз. Саумалколь и горы Крыкошак с выделением крыкошакской свиты, соответствующей по своей литологической характеристике жиландыбулакской и иргайлинской свитам (Беляев и др., 1996). Расчленение отложений, выделение биостратиграфических подразделений и сопоставление свит по комплексам эйфельской флоры подробно показаны А.Л. Юриной (Юрина, 1988; Малиновская, Юрина, 1975, 1978, 1983). Зоны по флорам для эйфеля Казахстана разработаны совместно М.А. Сенкевич и А.Л. Юриной (Бахтеев и др., 1984). Однако реконструкции растительности эйфеля Центрального Казахстана вышеупомянутыми авторами до сих пор не приводились. Первая попытка предпринята в настоящей статье. Мы будем оперировать флорами следующих свит, распространенных в различных сегментах краевого девонского вулканического пояса (рис. 1): дегрезской, угузтауской и талдысайской (юго-западный сегмент), жиландыбулакской (широтный сегмент) и иргайлинской (северо-восточный сегмент), а также флорой куртозекской свиты из Казахстанско-Тяньшаньского каледонского массива. Отложения указанных свит относятся к континентальным. Кроме того, рассмотрим флору крыкошакской и нижней части карабастауской свит из Нурина синклиория (Джунгаро-Балхашская герцинская геосинклинальная область, характеризующаяся развитием преимущественно морских отложений). Уже одно перечисление шести свит континентального происхождения, содержащих

флору, по которой устанавливается эйфельский возраст, показывает, что проблема, поставленная А.А. Богдановым, в значительной мере решена коллективом его учеников.

ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФЛОРЫ

Для получения характеристики общего комплекса флоры в каждой эйфельской свите необходимо иметь данные о количественных соотношениях между видами. При одном и том же видовом составе эти соотношения могут быть различными, что в определенной степени может отражать характер отдельных экологических группировок. Оценка количественных соотношений проводилась для каждого местонахождения любого возраста при личных сборах практически с начала изучения (с 1953 г.) А.Л. Юриной девонской флоры Казахстана. Некоторые трудности с подсчетом в отдельных местонахождениях возникали при сборе флоры геологами, когда соотношения собранных видов зависели от ряда привходящих обстоятельств: времени для сбора, умения геолога “видеть” в обнажении отпечатки флоры и других причин. Это касается, в частности, дегрезской свиты, из которой личные сборы флоры не производились. Поэтому данные по этой флоре в анализе используются ограниченно.

Среди эйфельских растений рассматриваемых районов Центрального Казахстана имеются представители водорослей, риниофитов, плауновидных, кладоксилеевых, прогимноспермов и растений неопределенного систематического положения – *incertae sedis*. Для удобства построения циклограмм перечисленные категории растений распределены между десятью группами, большинство из которых имеют определенное стратиграфическое значение для расчленения эйфельских отложений Центрального Казахстана (рис. 2). Для каждой группы в диаграммах дается процентное содержание от общего числа видов в комплексе. Все водоросли объединяются в одну группу; среди риниофитов выделены три группы – группа *Kaplunella lissa* Senk., группа *Parapsilophyton balkhashense* Senk., так как эти два вида являются зональными для эйфельских отложений Казахстана (Бахтеев и др., 1984) и группа других риниофитов, в которую отнесены роды *Taenioocrada*, *Pectinophyton*, *Sawdonia*, *Psilophytites*, *Hostinella*; для плауновидных предлагаются четыре группы: *Artschaliphyton unicum* Senk. – зональный вид; *Protolpidodendron scharianum* Krejci – широко распространенный вид в течение всего среднего девона; *Prelepidodendropsis kornilovae* Senk. – характерный вид среднего девона, но пока эндемичный, казахстанский, группа других плауновидных, включающая роды *Lidasimophyton*, *Sugambrophyton*, *Blasaria*, *Barrandeina*, *Lycopodites*; в одну группу объе-

диняются кладоксилеевые (роды *Calamophyton*, *Pseudosporochnus*) и прогимноспермы (род *Rellimia*); род *Arganatiella* – неясного систематического положения (*incertae sedis*), характерный особенно для нижнеэйфельских отложений, также выделен в отдельную группу.

Комплексы флор из континентальных свит (КК) отличаются от комплексов из свит с элементами морского осадконакопления (КМ), хотя между ними есть и общее. Главное и существенное различие заключается в том, что в первых присутствуют все вышеназванные категории растений в довольно большом разнообразии. В составе КМ выделяются только три категории: водоросли, риниофиты и плауновидные. Сравнивая циклограммы таксономического состава флоры каждой свиты континентального и морского происхождения и их обобщенные по генезису варианты (рис. 3), можно сделать следующие выводы. Соотношение групп растений в общей форме в КК остается таким же, как в КМ – значительно преобладают плауновидные (в КК 66–80%, в среднем 72%; в КМ 87–90%, в среднем 88%). В этом заключается сходство комплексов флор свит разного генезиса. Но процентное распределение по группам среди плауновидных разное: в КМ значительно преобладает *Protolpidodendron scharianum* – 45% в среднем (в нижней части карабастауской свиты до 70%), тогда как в КК этот вид в среднем составляет 26% и только в отдельных районах распространения жиландыбулакской свиты – до 76%. Зональный вид *Artschaliphyton unicum* присутствует во всех КК (2–30%, в среднем 12%), в КМ его не больше 5%. Группа других плауновидных представлена в КК пятью родами, составляющими в среднем 26% комплекса, в КМ только двумя – *Blasaria*, *Barrandeina* – (в среднем 10%).

Риниофиты в обоих типах комплексов весьма немногочисленны и приблизительно равны по количеству: 10% в КМ, 13% в КК. В последних они достаточно разнообразны: присутствуют оба зональных вида, занимающих в среднем по 3–5%. Исключение представляет дегрезская свита, где зональный вид *Parapsilophyton balkhashense* составляет 25% комплекса. Однако выше уже упоминалось об ограниченности использования данных по флоре этой свиты. Группа других риниофитов (5 родов), установлена во всех свитах ДВП и в куртозекской свите каледонского массива, хотя количественно достигает 1–10%, в среднем 5%. Зональные виды риниофитов в крыкошакской свите и нижней части карабастауской свиты отсутствуют, а группа других риниофитов сокращена до двух родов (*Psilophyton* и *Hostinella*), которые составляют 10% комплекса.

Водоросли и растения к ним причисляемые также известны в обоих типах комплексов, но

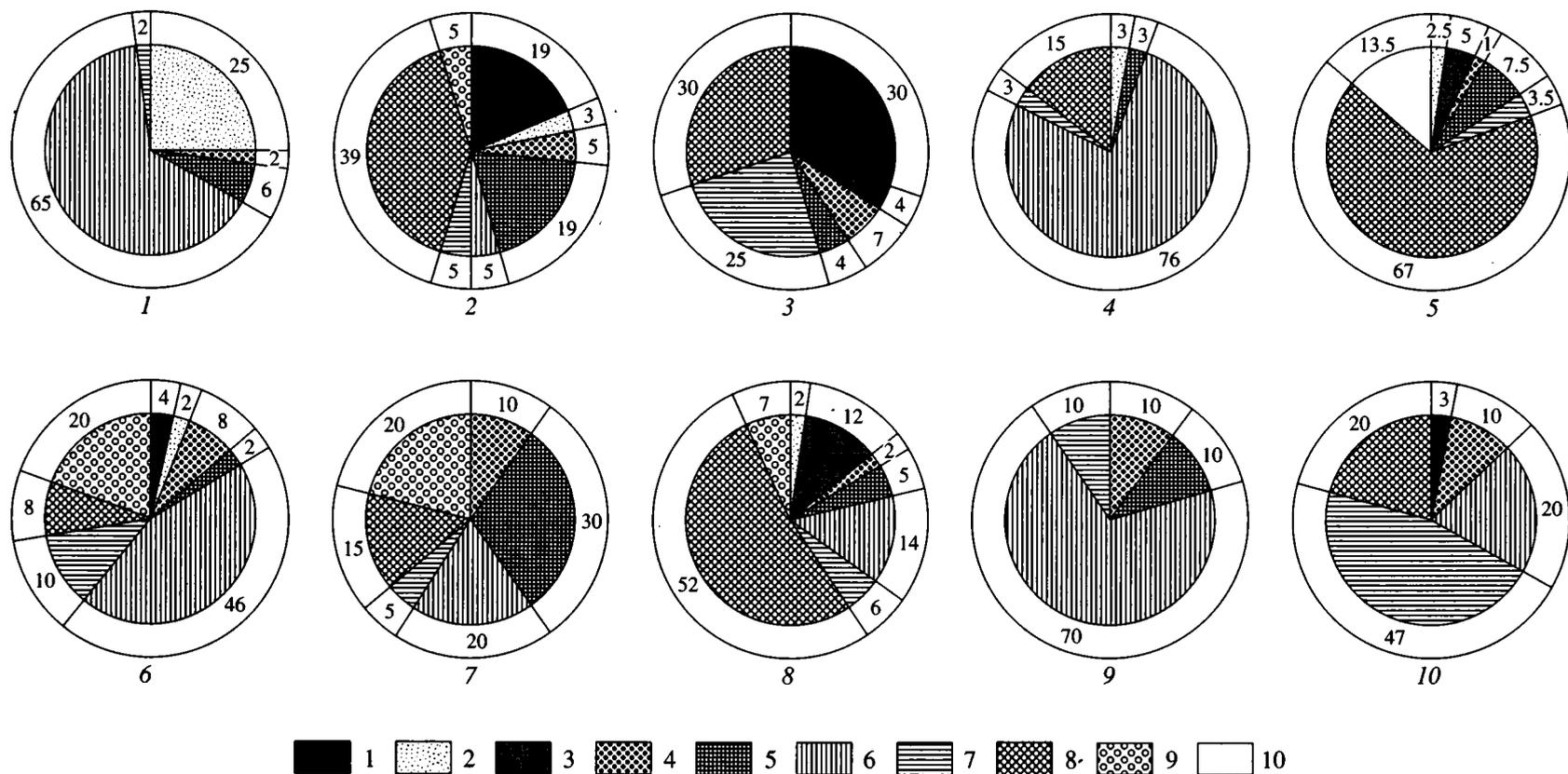


Рис. 2. Циклограммы соотношения таксонов флоры в эйфельских свитах Центрального Казахстана.

1 – водоросли; 2 – *Parapsilophyton balkhashense*; 3 – *Karplunella lissa*, 4 – другие риниофиты; 5 – *Artschaliphyton unicum*; 6 – *Protolipidodendron scharianum*; 7 – *Prelipidodendropsis kornilovae*; 8 – другие плауновидные; 9 – кладосилеевые и прогимноспермы; 10 – растения неопределенного систематического положения. Цифры во внешних кругах секторов обозначают процентное содержание таксона от общего числа видов в данной флоре; цифры под циклограммами соответствуют номерам эйфельских свит на рис. 1.

Систематический состав растений в эйфельских отложениях Центрального Казахстана

Виды	Континентальные отложения						Морские отложения	
	кургозекская свита	дегрезская свита	угузтауская свита	нижнеталдысайская подсвита	жиландыбулакская свита	иргайлинская свита	крыкошакская свита	карабастауская свита
Водоросли								
<i>Krupchenkella katbasensis</i> Senk.							+	
<i>Orestovia</i> sp.			+		+			
<i>Thamnocladus</i> sp.				+				
Риниофиты								
<i>Taeniocrada decheniana</i> (Goepf.) Kr. et W.	+				+	+		
<i>Pectinophyton</i> sp.					+			
<i>Sawdonia ornata</i> (Daws.) Hueber	+							
<i>Kaplunella lissa</i> Senk	+			+	+			
<i>Parapsilophyton balkhashense</i> Senk.	+	+	+		+			
<i>Psilophytites</i> sp.				+		+	+	
<i>Hostinella</i> sp.	+	+	+		+	+	+	+
Плауновидные								
<i>Lidasimophyton</i> aff. <i>akkermensis</i> Senk.	+		+	+				
<i>Lidasimophyton</i> sp.	+		+		+			
<i>Sugambrophyton</i> sp.	+							
<i>Protolpidodendron scharianum</i> Krejci	+	+	+		+	+	+	+
<i>Artschaliphyton unicum</i> Senk.	+	+	+	+	+	+		+
<i>Blasaria sibirica</i> (Krysht.) Zal.	+				+	+	+	
<i>Lycopodites</i> aff. <i>runcariana</i> Stockm.				+				
<i>Prelepidodendropsis kornilovae</i> Senk.	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Barrandeina elongata</i> Senk. (in msc.)	+				+		+	
Кладоксилеевые								
<i>Calamophyton primaevum</i> Kr. et W.	+		+		+	+		
<i>Pseudosporochnus</i> sp.						+		
Прогимноспермы								
<i>Rellimia</i> aff. <i>thomsonii</i> (Daws.)	+							
Lecl. et Bonamo								
Incertae sedis								
<i>Arganatiella indistinctus</i> Stuk. et Senk.					+			

занимают только подчиненное положение, составляя 1.5% в морских свитах и около 7% в континентальных.

Кладоксилеевые и прогимноспермы объединены в одну группу по техническим причинам построения циклограмм, но это объединение очень условно, поскольку их не связывает родство. Кладоксилеевые – своеобразная группа расте-

ний, чаще всего ее рассматривают среди папоротников или членистостебельных. На наш взгляд (Юрина, 1988), эти растения занимают самостоятельное положение в отделе Pteridophyta, но скорее всего представляют слепую ветвь развития. Класс прогимноспермовых однозначно относится к птеридофитам и от них выводят многие голосеменные. Кладоксилеевые и прогимноспермы

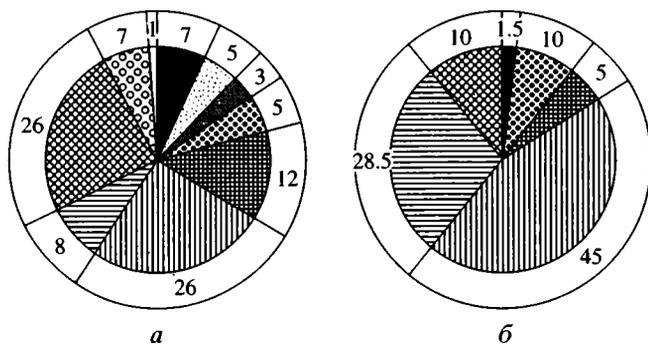


Рис. 3. Обобщенные циклограммы эйфельской флоры Центрального Казахстана.

a – для континентальных; *b* – морских отложений. Условные обозначения см. на рис. 2.

будут играть ведущую роль в более молодых флорах (живетских, фаменских и раннекаменноугольных). В эйфеле же Центрального Казахстана отмечается лишь первое их появление. Они установлены в трех свитах вулканического пояса (угузтауской, жиландыбулакской, иргайлинской) и в куртозекской свите каледонского массива, т.е. в отложениях только континентального происхождения. Интересно отметить, что во всех указанных свитах вулканического пояса присутствуют только кладоксилеевые (5–20%), а в куртозекской свите, наряду с кладоксилеевыми, впервые появляются прогимноспермы, которые составляют только 1% комплекса этой свиты, а кладоксилеевые 6%.

Общий итог таксономического анализа заключается в следующем. Эйфельские комплексы в морских и континентальных отложениях богаты плауновидными. КК наряду с сохранившимися элементами более древних, процветавших в раннем девоне риниофитов, характеризуются развитием пусть и немногочисленных (до 7%), но более молодых форм – кладоксилеевых и прогимноспермов, в КМ они отсутствуют. В последних известно 7 видов растений, относящихся к водорослям, риниофитам и плауновидным, тогда как в континентальных отложениях ДВП и каледонского массива 22 вида, составляющих водоросли, риниофиты, плауновидные, кладоксилеевые, прогимноспермы и растения неизвестного систематического положения (таблица). Обобщенная циклограмма таксономического состава флоры свит континентального генезиса более всего отвечает циклограмме куртозекской свиты каледонского массива и угузтауской ДВП.

РЕКОНСТРУИРОВАНИЕ ЛАНДШАФТА

При реконструкциях мы будем исходить из факта, что интересующие нас знания об ископаемых объектах являются не абсолютно полными,

а с большой степенью допущения. Предлагаемые В.А. Красиловым (1972) и С.В. Мейеном (1988) методы реконструкции растительности прошлого трудно применимы к девону и особенно среднему, поскольку отсутствует большинство из необходимых параметров. Тем не менее, мы попытались составить представление о растительности эйфеля Центрального Казахстана, пусть очень гипотетические, и обращаем внимание на то, что прежде подобные реконструкции не производились. Мы признательны палеоботанику С.В. Наугольных (ГИН РАН, Москва) за творческое выполнение рисунка реконструкции эйфельского ландшафта, эскиз которого был составлен А.Л. Юриной. Процедура реконструкции будет опираться на следующие факторы: 1) жизненные формы растений, 2) участие разных таксонов, 3) характер рельефа, 4) тип вмещающих отложений.

При реконструкции рельефа (рис. 4) использованы данные Т.О. Федорова, О.Е. Беляева и др. (1996) относительно первичных форм залегания вулканитов ДВП. Эти исследователи отмечали, что самой распространенной первичной формой являлись вулканические плато или равнины с отдельными стратовулканами; местами с высоких вулканических гор спускались делювиально-пролювиальные шлейфы. Следует также иметь в виду и наличие здесь водоемов типа неглубоких озер или потоков. Для территории герцинид, примыкающей к ДВП, где развиты отложения с элементами морского осадконакопления, вероятно будут характерны дельтовые марши или заливные террасы, как это предлагается в реконструкциях фаменской растительности свиты Хэмпшир США (Scheckler, 1986). Представляется, что условия как в пределах ДВП, так и герцинид были достаточно разнообразны и более сложны, чем описанные нами, но специальных работ по восстановлению характера рельефа в Казахстане пока не производилось. В настоящий момент можно констатировать, что в условиях более высокого и расчлененного рельефа (ДВП) растительность богаче и разнообразнее, чем в пределах низких террас, пойм и т.д. Заметим, что в обоих случаях растения не составляли единого растительного покрова, а видимо существовали отдельные участки их произрастания, увлажненные или вблизи водоемов.

Эйфельские сообщества растений, произраставшие в условиях расчлененного рельефа, примечательны тем, что в них сохранились риниофиты – доминанты раннего девона. Здесь они представлены немногочисленными невысокими прямостоячими растениями с ветвящимися осями, голыми или несущими маленькие боковые придатки (эмергенцы) в виде колючек. Самыми высокими из них (до 50 см) были представители рода *Sawdonia*. Лентовидные ветвящиеся побеги *Taeniocnada*, возможно, стелились горизонтально. Основ-



Рис. 4. Реконструкция эйфельских ландшафтов ДВП и части прилегающих к нему герцинид. А – Artschaliphyton, С – Calamophyton, Ld – Lidasimophyton, P – Protolepidodendron, Ps – Pseudosporochnus, S – Sawdonia, T – Taenio-crada.

ными компонентами высокогорных равнин были плауновидные, представлявшие собой травянистые растения до 30–50 см высоты с дихотомически ветвящимися ползучими осями, от которых поднимались воздушные обильно ветвящиеся оси, плотно покрытые в разной степени вильчатыми настоящими микролистьями. Наличие последних давало возможность фотосинтезировать более активно и в этом их конкурентное преимущество в сравнении с риниофитами. Обильный среди плауновидных род *Protolepidodendron* нередко образовывал монозаросли. Замечательной особенностью эйфельской растительности описываемого ландшафта было присутствие не известных в более древних флорах и впервые появившихся кладосилеевых и прогимноспермов. Они не составляли заметных групп в биотопах, а, видимо, произрастали в виде единичных экземпляров. Кладосилеевые – это маленькие деревья. *Pseudosporochnus* и похожий на него *Calamophyton* достигали по крайней мере до 1.5–2 м высоты и состояли из главного стебля с корноподобным

пучком ветвей с настоящими листьями на его вершине. *Rellimia* – один из наиболее древних, пока еще весьма примитивных прогимноспермов – тоже маленькое дерево с крепким стволом, с конечными системами ветвей, голыми или несущими сплюсненные боковые придатки (последние обычно спирально свернутые). Проводящая система кладосилеевых и прогимноспермов более совершенна, чем у риниофитов и плауновидных. Она механически крепче, проводимость воды лучше. Способность расти выше и пластинчатые фотосинтезирующие органы давали им большое преимущество в приспособлении к разным экологическим условиям. И если в эйфеле они произрастали только на высокогорных равнинах или около высоких гор, то в дальнейшем они займут и другие экологические ниши. Так С. Шеклер (Schekler, 1986) при реконструкциях фаменских ландшафтов предполагал, что прогимноспермы, правда другие, нежели эйфельские, предпочитали более сухие места, но на заливных террасах.

Территория герцинид Центрального Казахстана, примыкающая к ДВП, вероятно, напоминала обширные марши с очень слабо расчлененным рельефом. Они время от времени могли заливаться морем и, видимо, болотистая обстановка была обычной. В этих условиях произрастали не столь разнообразные, как в ДВП, травянистые плауновидные с преобладавшим *Protolepidodendron*. Редко среди плауновидных отмечались единичные риниофиты.

Возникает вопрос, представляла ли растительность рассматриваемых территорий герцинид первичные сообщества, либо растительный материал крыкошакской и карабастауской свит подвергся транспортировке со стороны суши. Процессы захоронения *in situ* и переноса палеоботанического материала подробно рассмотрены В.А. Красиловым (1972). К сожалению, приведенные примеры касаются более молодых флор, нежели девонские. Мы склоняемся к точке зрения, что растения двух вышеупомянутых свит скорее всего сохранились автохтонно. Это подтверждается следующими обстоятельствами. Прежде всего растения этих свит произрастали на аккумулятивных низинах. Сохранность материала довольно хорошая: у *Protolepidodendron scharianum* Krejci отмечаются дихотомически ветвящиеся оси, покрытые мелкими, дихотомически разделенными на самом кончике листьями, на верхней стороне листа наблюдаются одиночные свободно лежащие, неприкрепленные спорангии. Все это свидетельствует в пользу захоронения, близкого к прижизненному.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные здесь впервые реконструкции растительности эйфеля Центрального Казахстана неотделимы от флористических исследований, связанных, в свою очередь, тесным образом со стратиграфией. Новые палеоботанические данные были бы невозможны без широкого комплекса геологических работ, задачи для которых были поставлены А.А. Богдановым.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бахтеев М.К., Сенкевич М.А., Юрина А.Л.* Палеофлористическое расчленение осадочно-вулканогенных отложений девона Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. № 5. С. 82–92.
- Беляев О.Е., Сороколетов М.В., Щеголева Л.А., Юрина А.Л.* Новые данные о возрасте ниже-среднедевонских толщ в северной части Карасорского синклиниория (Центральный Казахстан) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1996. № 3. С. 41–48.
- Богданов А.А., Кабанов Ю.Ф., Канфельд О.М. и др.* Стратиграфия и фации отложений девона окраин Карагандинского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35. № 6. С. 3–34.
- Дубатов В.Н., Каплун Л.И., Сенкевич М.А.* Биогеография Казахстана в девонский период // Палеобиогеографическое районирование и биостратиграфия. Новосибирск: Наука, 1977. С. 64–103.
- Журавлев Б.Я., Беляев О.Е., Биленко Е.А., Юрина А.Л.* Континентальные толщи нижнего и среднего девона Предчиргизья // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 3. С. 83–87.
- Каплун Л.И., Сенкевич М.А.* Средний девон Северного Прибалхашья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. Вып. 4(29). С. 70–84.
- Красилов В.А.* Палеоэкология наземных растений. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1972. 212 с.
- Мазарович О.А., Малиновская С.П., Мартынова М.В. и др.* К региональной стратиграфической схеме девона Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977. С. 116–131.
- Мазарович О.А., Малиновская С.П., Юрина А.Л. и др.* Современное состояние стратиграфической схемы девона Центрального Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 6. С. 71–94.
- Малиновская С.П., Юрина А.Л.* Обоснование возраста континентальных отложений девона Центрального Казахстана по флоре и рыбам // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1975. № 6. С. 32–37.
- Малиновская С.П., Юрина А.Л.* О стратотипе эйфельских континентальных отложений Оленты-Шидертинской впадины северо-востока Центрального Казахстана // Тез. сообщ. по биостратиграфии пограничных слоев нижнего и среднего девона СССР на полевой сесс. Междунар. подкомис. по стратиграфии девона. Л.: ВСЕГЕИ. 1978. С. 46–47.
- Малиновская С.П., Юрина А.Л.* О границе эйфельских и живецких континентальных отложений Центрального Казахстана // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение: Тез. докл. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 78–79.
- Мейен С.В.* Методы палеогеоботанических реконструкций // Современная палеонтология. Методы, направления, практическое приложение: Справочное пособие: в 2-х томах / Под ред. Меннера В.В., Макридина В.П. М.: Недра, 1988. Т. 2. С. 44–56.
- Сенкевич М.А.* Флора девона Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1957. № 3(28). С. 3–18.
- Сенкевич М.А.* Палеофлористическое обоснование стратиграфии континентальных фаций девона // Вопросы биостратиграфии континентальных толщ. М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 149–151.
- Сенкевич М.А.* Стратиграфическое значение плауновидных девона // Стратиграфия и палеонтология девона и карбона. М.: Наука, 1982. С. 84–90.
- Сенкевич М.А., Каплун Л.И.* К вопросу о границе нижнего и среднего девона в Казахстане // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Л.: Наука, 1982. С. 134–138.

Федоров Т.О., Беляев О.Е., Завражнов В.Н. Первичные формы залегания и проблемы происхождения девонского вулканического пояса Казахстана // Московская школа геологов в Казахстане. К сорокалетию Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ. Сб. докладов. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 60–66.

Четверикова Н.П., Ушатинская Г.Т., Беляев О.Е. и др. Стратиграфия девона северной части герцинид Центрального Казахстана и краевого вулканического пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1971. № 6. С. 3–16.

Юрина А.Л. Флора среднего и позднего девона Северной Евразии // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1988. Т. 227. С. 1–176.

Юрина А.Л., Завражнов В.Н., Чечик Н.Л., Федоров Т.О. Новые данные о возрасте девонских вулканических образований южной части Сарысу-Тенизского поднятия (Центральный Казахстан) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1982. № 1. С. 33–37.

Scheckler S. Geology, floristics and paleoecology of Late Devonian coal swamps from Appalachian Laurentia (USA) // Ann. Soc. geol. Belg. 1986. T. 109. P. 209–212.

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

УДК 551.763.11(477.75)

РАЗРЕЗ БЕРРИАСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНЕ РЕКИ БЕЛЬБЕК (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

© 2000 г. Б. Т. Янин, Е. Ю. Барабошкин

*Московский государственный университет, геологический факультет
119899 Москва, Университетская пл., 1, Россия*

Поступила в редакцию 25.06.96 г., получена после доработки 18.06.98 г.

Приведено описание разреза берриасских отложений, обнажающихся в правом борту долины р. Бельбек (Юго-Западный Крым). Выделено 10 пачек и дана их литологическая и палеонтологическая характеристика. Предложена новая схема расчленения берриаса в бельбекском разрезе: выделены снизу вверх зона *Dalmaniceras crassicostatum* (нижний берриас), слои с *Weberithyris moisseevi* и слои с *Megadiceras koinautense* (верхний берриас), залегающие ниже зоны *Thurmanniceras pertransiens* (нижний валанжин).

Ключевые слова. Стратиграфия, нижний мел, берриас, Крым.

Отложения берриасского яруса в Юго-Западном Крыму на участке между перевалом Бечку (водораздел р. Черная–Бельбек) и горой Кая-Тепе (водораздел р. Хару–Кача) наиболее полно обнажаются по правому борту долины р. Бельбек в оврагах и промоинах на склонах возвышенностей, слагающих южную полосу второй гряды Крымских гор (рис. 1). Самые лучшие выходы берриаса расположены в Кабаньем логе, Безымянном и Ореховом оврагах (рис. 3), где они изучались Б.Т. Яниным в 1959, 1968, 1990 гг. и Е.Ю. Барабошкиным в 1992–1997 гг. Обобщение этих данных позволяет построить сводный разрез берриаса этого района, который характеризуется рядом особенностей: 1) развитием мелководных фаций (конгломератов, песчаников и известняков); 2) обилием перерывов; 3) непостоянством мощностей отдельных пачек; 4) обилием ископаемой фауны, но ее неравномерным распределением. Несмотря на эти особенности, данный разрез берриаса является наиболее типичным и полным для всего Юго-Западного Крыма. Поэтому детальное описание разреза и его фаунистическая характеристика имеют большое значение для последующих геологических работ. Развернутая характеристика бельбекского разреза и является предметом настоящей статьи.

Помимо собственных данных по аммонитам (Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин в работе Аркадьева и др., 1997) и двустворкам (Янин, Смирнова, 1981; Янин, Вишневецкий, 1989), приводятся определения фоссилий по данным Т.Н. Горбачик и др. (1970, 1975) – фораминиферы; Е.И. Кузьмичевой (1960, 1972) – кораллы, М.А. Голвиной и др. (1970) – гастроподы; В.В. Друщица (1956, 1960) – аммониты; Г.К. Кабанова (1960) – белемниты; Т.Н. Смирновой (1972, 1984) и С.В. Ло-

бачевой (1983) – брахиоподы; Ю.А. Арендта (1974) и В.Г. Кликушина (Klikushin, 1987; Кликушин, 1992) – морские лилии с уточнениями по различным группам ископаемых по “Атласу меловой фауны...” (Аркадьев и др., 1997). Изучение и описание шлифов произведено Л.Е. Вишневецким.

Бельбекский разрез берриаса имеет длительную историю изучения (табл. 1). Благодаря исследованиям палеонтологических материалов, постоянно пересматривались и уточнялись границы и объем тех или иных пачек. К примеру, если в 30-х и 40-х годах текущего столетия пачка известняков с коралловыми биогермами считалась ургонской (барремской), то в конце 50-х годов ее трактовали как валанжинскую, а ныне она рассматривается как верхнеберриасская. Только за период с 1956 г. возраст кварцевых конгломератов, перекрывающих упомянутые биогермные известняки, был понижен с позднего альба до позднего берриаса.

В последние годы благодаря новым находкам и ревизии уже описанных аммонитов был пересмотрен возраст пачки пудинговых песчаников с раннеготеривского на ранневаланжинский, а также проведено их сопоставление с нижней частью разреза в районе с. Верхоречье (р. Кача) (Барабошкин и др., 1994; Барабошкин, 1997; Барабошкин, Янин, 1997; Аркадьев и др., 1997).

К сожалению, редкость находок аммонитов не дает возможности проведения точной датировки части разреза (пачки I, V–X) и привязки их к аммонитовой шкале. Этот недостаток компенсируется находками других руководящих ископаемых (брахиопод, рудистов и др.), позволяющих с той или иной долей уверенности судить о возрасте описанных пачек.

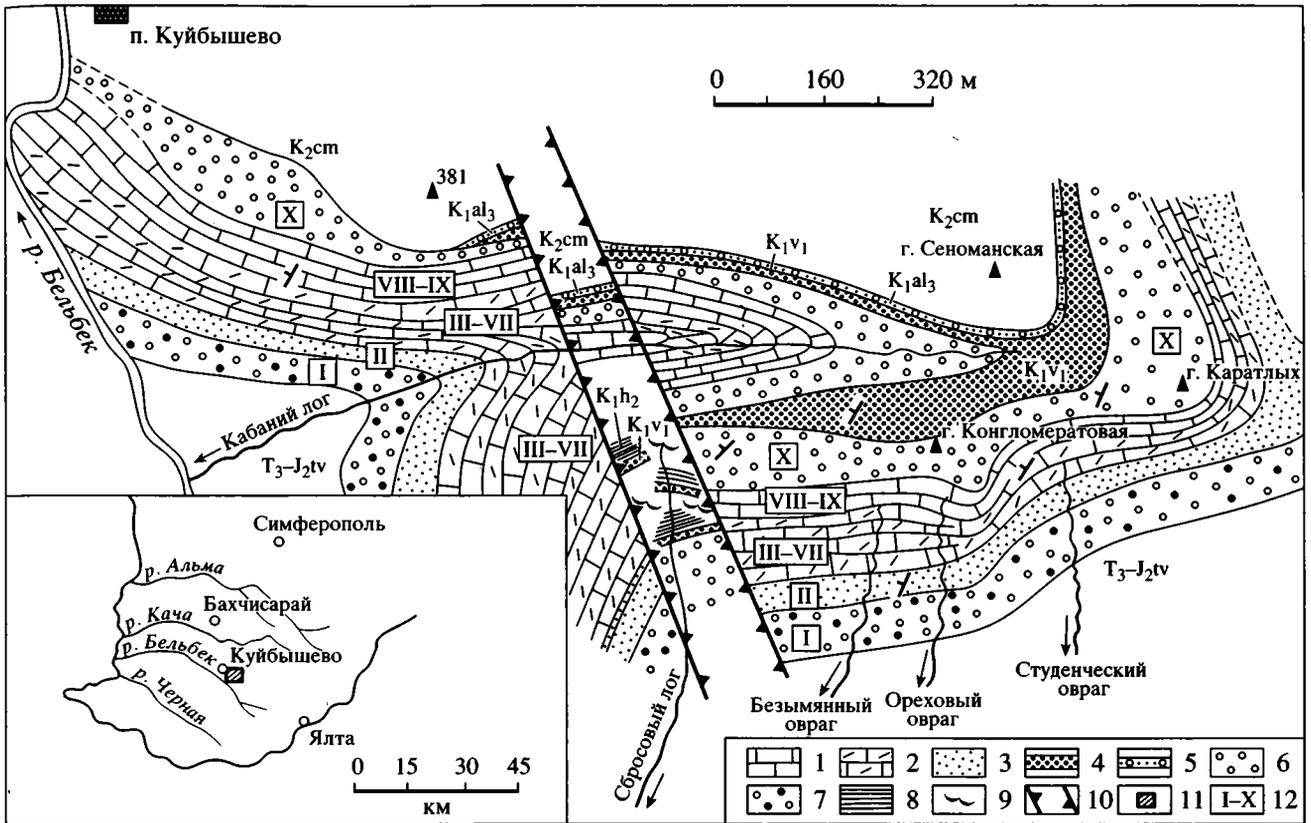


Рис. 1. Схема распространения нижнемеловых отложений на правобережье р. Бельбек.

1, 2 – известняки: 1 – органогенно-обломочные и биогермные, 2 – микрофилитовые, детритусовые и песчанистые; 3 – переслаивание рыхлых и плотных песчаников; 4 – пудинговые песчаники; 5 – глауконитовые песчаники с галькой; 6, 7 – конгломераты: 6 – преимущественно кварцевые, 7 – полимиктовые; 8 – глины с аптихами, 9 – оползневой рельеф; 10 – полоса грабена; 11 – район исследований; 12 – номера выделенных пачек. Индексы обозначают: K_2cm – сеноманский ярус, K_1al_3 – верхнеальбский подъярус, K_1h – готеривский ярус, K_1v – валанжинский ярус, T_3-J_2tv – таврическая серия. Составлена Б.Т. Яниным.

Ниже дается описание сводного разреза берриасских отложений по правому борту долины р. Бельбек (снизу – вверх, рис. 2).

Подстилающие отложения представлены ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов таврической серии (верхний триас–средняя юра), обнажающихся в глубоких промоинах на юго-западном склоне Конгломератовой горы.

Пачка I (40 м) – конгломераты темно-серого и буровато-серого цвета, мелкогалечные, полимиктовые, залегают со стратиграфическим и структурным несогласием на размытой поверхности пород таврической серии. Размеры галек варьируют от 25–35 (23–39%) до 35–50 (4–10%); реже – более 50 мм (8–10%). Изредка встречаются валуны 20 см в диаметре. По составу в гальках преобладают кварц и кварцит (30–50%), алевролит и песчаник (40–46%), в меньшей степени аргиллит (6–18%), изверженные породы и метаморфические сланцы (5–10%).

Гальки крепко сцементированы темно-серым глинисто-известковым цементом базального типа (до 15–30% породы), местами ожелезненным. Текстура конгломератов линзовидно-слоистая и косослоистая. Толща содержит прослои песчаников (0.2–1.2 м), алевролитов и глин. Песчаники плохосортированные от грубо- до мелкозернистых, полимиктовые, с глинистым цементом; алевролиты преимущественно кварцевые, с хорошо выраженной косой слоистостью; глины гидрослюдистые, алевролитовые. В конгломератах изредка присутствуют фрагменты обугленной древесины. В Кабаньем логе в линзе глин, залегающих в кровле конгломератов, встречены редкие фораминиферы *Lenticulina ex gr. macra* Gorb., *Trocholina alpina* Leup., *Epistomina caracolla caracolla* (Roem.).

Пачка II (14.5 м) – чередование плотных и слабо сцементированных песчаников. Пачка хорошо обнажена в правом борту Кабаньего лога и на склоне Конгломератовой горы (рис. 3). В основании имеется прослой базальных конгломератов,

Таблица 1. К истории изучения берриасских отложений в долине р. Бельбек

Ярус, подъярус	Пачка (мощность, м.)	Литологическая характеристика	Зоны, слои с фауной	Толща	Каракаш, 1907	Вебер, 1937	Мурагов, 1947	Друщиц, 1956	Эристави, 1957	Друщиц и др., 1958; Лычагин, 1969; Мурагов, 1960, 1973; Цейслер, 1959; Шалая и др., 1959; Горбачик и др., 1970; Головинова и др., 1970; Плотникова и др., 1984	Личагин и др., 1971	Горбачик и др., 1975; Янин и др., 1981	Druschits, 1975	Кравцев и др., 1978	Алиев и др., 1985; Друщиц и др., 1986; Кузнецова и др., 1985; Янин и др., 1989	Богданова и др., 1981	Nikishin et al., 1993	Аркадьев и др., 1997																																																																				
K_1v_1		Пудинговые песчаники	Thurmaniceras pertransiens	Каратлыкская		K_{1al}	K_{1al}	K_{1al}^2		K_{1h}	K_{1h_1}	K_{1h_1}		K_{1h}			K_{1v_1}																																																																					
$K_{1b_2}?$	X (5-10)	Кварцевые конгломераты		Верхняя конгломератовая					K_{1al}		K_{1v_2}	K_{1v_2}		K_{1v_2}																																																																								
K_{1b_2}	IX (2-3)	Органогенно-обломочные известняки	Слой с Megadiceras koinautense	Кучкинская	K_{1nc}	?	K_{1h-br}	K_{1v_2-3}	K_{1ur}	K_{1br}	K_{1v_1}	K_{1v_1}	K_{1v}	K_{1v_1}	K_{1v}	K_{1v_1}	K_{1v}																																																																					
	VIII (3-7)	Биогермные известняки	Слой с Weberithyrus moissevi															K_{1ur}	K_{1br}	K_{1v_1}	K_{1v_1}	K_{1v}																																																																
	VII (12.3)	Известняки органо-генно-обломочные и мелкоонколитовые																													K_{1h}	K_{1br}	K_{1v_1}	K_{1v_1}	K_{1v_1}	K_{1v}																																																		
	VI (14)	Переслаивание мелкоонколитово-детритовых известняков и песчаников																																											K_{1h}	K_{1br}	K_{1v_1}	K_{1v_1}	K_{1v_1}	K_{1v}																																				
	V (4.7)	Песчаники с прослоями известняков																																																									K_{1h}	K_{1br}	K_{1v_1}	K_{1v_1}	K_{1v_1}	K_{1v}																						
	IV (6)	Известняки мелкоонколитовые																																																																							K_{1h}	K_{1br}	K_{1v_1}	K_{1v_1}	K_{1v_1}	K_{1v}								
	III (10.3)	Переслаивание мелкоонколитовых известняков и песчаников																																																																																				
K_{1b_1}	II (14.5)	Переслаивание рыхлых и плотных песчаников	Dalmsiceras crassicostatum	Песчано-алевритовая			K_{1h}		K_{1v}	K_{1v_1}	K_{1b}	K_{1b}		K_{1b}			K_{1b}																																																																					
$K_{1b_1}?$	I (10)	Полимиктовые конгломераты		Нижняя конгломератовая		J_3	K_{1v_1}		K_{1v_1}	$K_{1b}(J_3t)$	K_{1b}	K_{1b}	K_{1b}^{1-2}	J_3t	K_{1b_1}	K_{1b_1}	K_{1b_1}																																																																					

Примечание. al – альбский ярус, br – барремский ярус, h – готеривский ярус, v – валанжинский ярус, b – берриасский ярус, t – титонский ярус, nc – неоком, ur – ургон, J_{1tv} – таврическая серия.

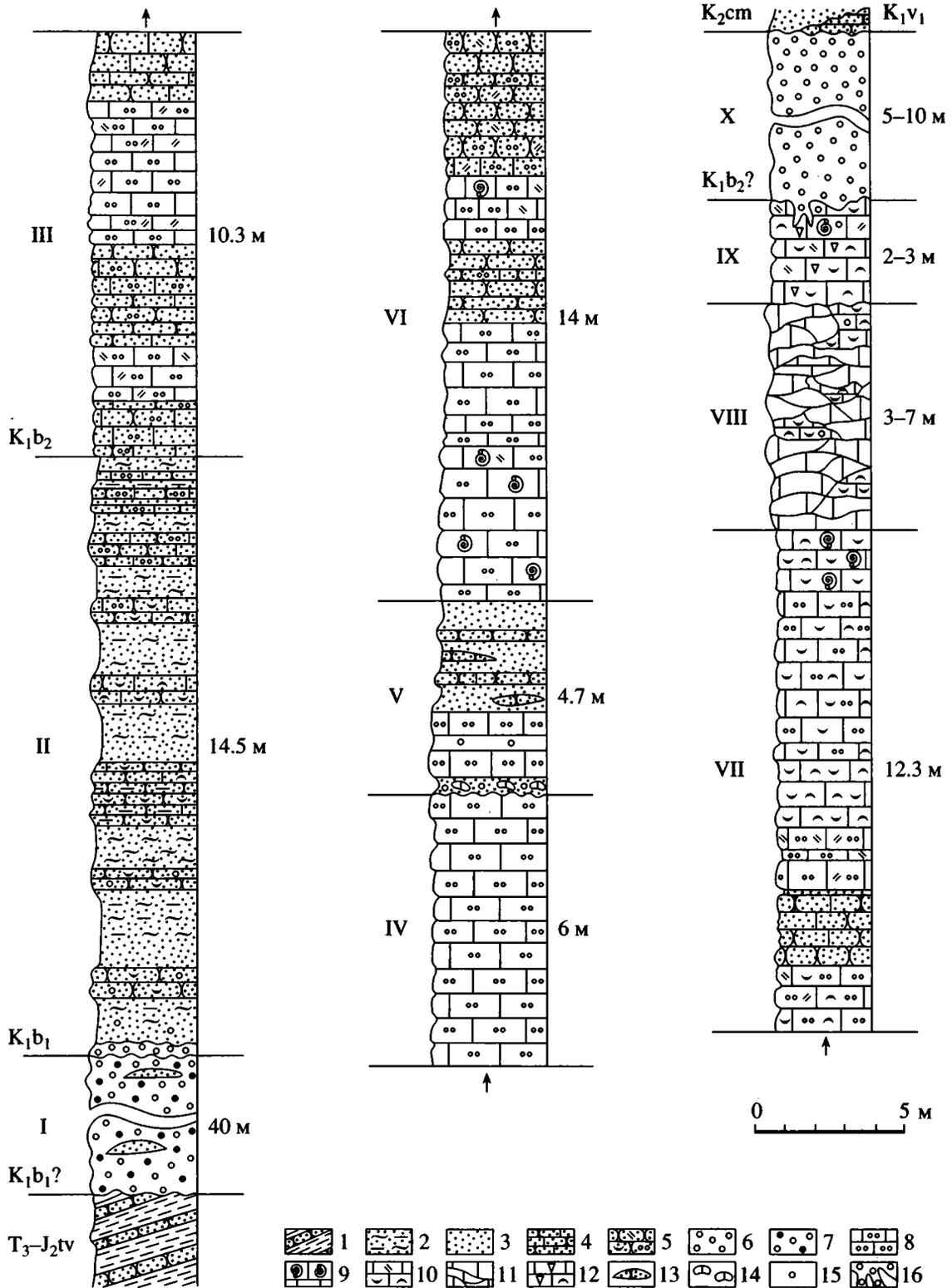


Рис. 2. Разрез берриасских отложений на правобережье р. Бельбек: 1 – переслаивание песчаников и аргиллитов таврической серии; 2–5 – песчаники: 2 – глинистые и алевритистые, 3 – слабо известковистые (рыхлые), 4 – сильно известковистые (плотные), 5 – с детритом и онколитами, местами ракушняковые; 6–7 – конгломераты: 6 – преимущественно кварцевые, 7 – полимиктовые; 8–12 – известняки: 8 – мелкоонколитовые, 9 – крупноонколитовые, 10 – органогенно-обломочные, 11 – биогермовые (преимущественно коралловые), 12 – рудистовые; 13 – линзы песчаников; 14 – валуны известняков в горизонте перемыва; 15 – отдельные гальки; 16 – нептические дайки.

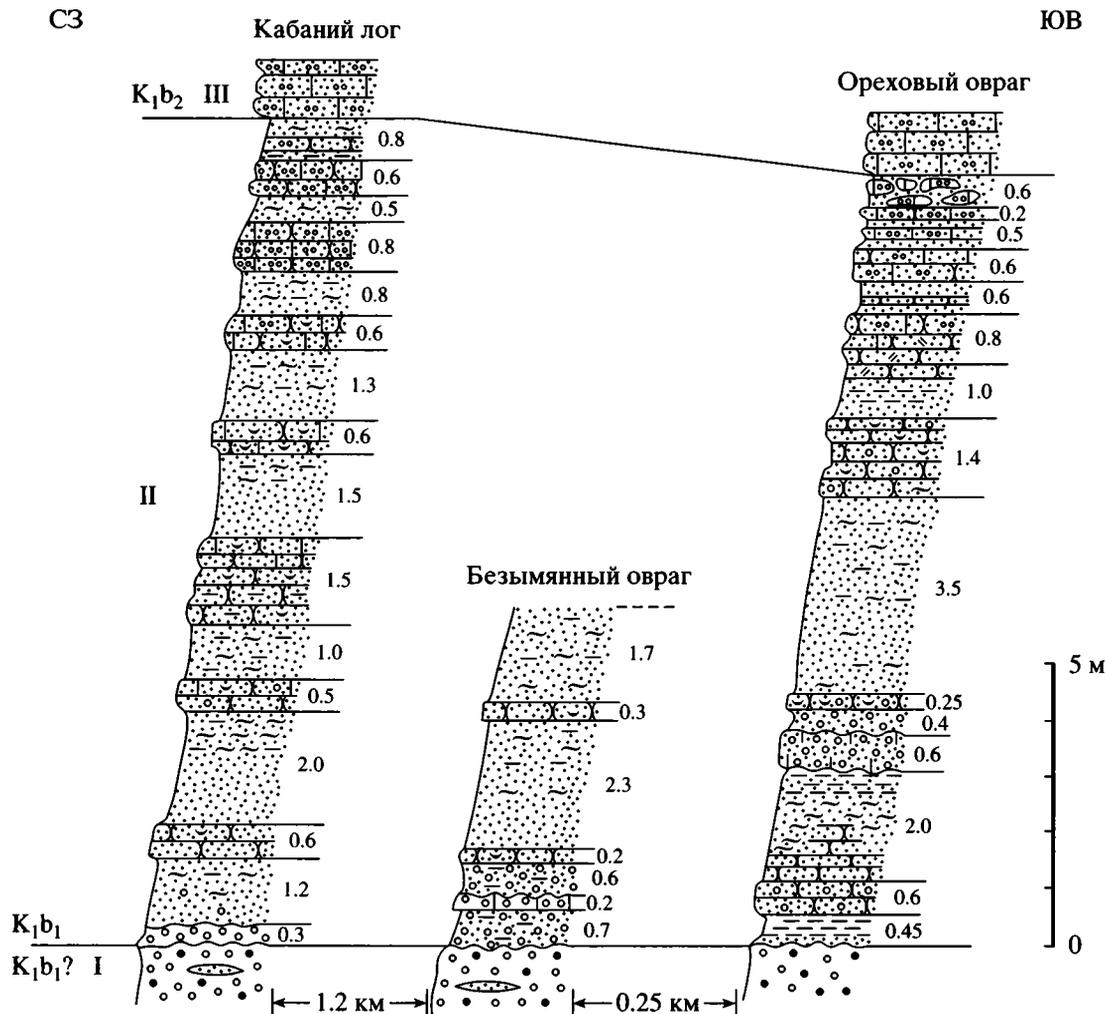


Рис. 3. Схема сопоставления пачек I–III в Кабаньем логе, Безымянном и Ореховом оврагах. Цифры справа указывают мощность слоев в метрах. Условные обозначения см. на рис. 2.

залегавших на размытой поверхности конгломератов пачки I, от которых первые отличаются большим количеством гравийных зерен и более однообразным составом галек.

Базальные конгломераты преимущественно темно-серые, местами буровато-серые, состоят из гальки и гравия кварца и кремнистых пород (82%), реже присутствует галька алевролитов, аргиллитов и полимиктовых песчаников. Размер галек от 10–25 (31%) до >35 мм (6%). Они неодинаково сцементированы: в средней части залегает плотная плита (0.2 м) пестроцветных конгломератов, которые подстилаются и перекрываются рыхлыми, песчанстыми галечниками. В Кабаньем логе этот горизонт представлен маломощным прослоем (0.3 м) рыхлых конгломератов с сильно размытой кровлей. Собственно переслаивание песчаников в типичном виде наиболее полно обнажается в Кабаньем логе. Здесь пачка содержит 8 плит и уплотненных прослоев сильно известковистых и раз-

деляющих их слабо известковистых песчаников. В результате неравномерного выветривания пород склон имеет ступенчатый характер (рис. 4).

Наибольшую мощность (1.5 м) конгломерат имеет в промоинах на склоне Конгломератовой горы (Безымянный и Ореховый овраги). В конгломератах в Безымянном овраге встречены разнообразные фоссилии: двусторчатые моллюски *Gervillella anceps* (Desh.), *Entolium germanicus* (Woll.), *Neithea valangiensis* (Pict. et Camp.), *Pterotrigonia caudata* (Ag.), *Linotrigonia belbekensis* Yanin, *Sphaera belbekensis* Yanin, *Protocardia sphaeroidea* (Forb.), брахиоподы *Sellithyris uniplicata* Smirn., морские ежи *Toxaster* sp.

Песчаники грязно- и темно-серые, мелкозернистые, известковистые, преимущественно кварцевые (50–70%), с зернами известняков (15–20%) и кварцитов (10–15%), а также единичными зернами полевых шпатов, лимонита, глауконита, циркона, турмалина, граната и др. Обломки пло-

хо сортированные, размер зерен от 0.1 до 0.25 (60%), реже до 0.25–0.5 мм (10%); изредка встречаются гравийные зерна и гальки от 2 до 15 мм. Зерна обычно полуокатанные и угловатые, часто содержится алевритовая примесь (30–40%). Прослой слабо сцементированных песчаников содержат значительное количество (до 40%) алевритовых зерен. В породе повсеместно встречаются обугленные растительные остатки размером от 2 до 40 мм.

Отдельные прослой содержат обильные остатки беспозвоночных, в основном раковины двустворчатых моллюсков. Они образуют в некоторых горизонтах ракушечники, а местами – раковинные мостовые, свидетельствующие о высокодинамичной (волновой) обстановке осадконакопления. Отмечается постепенное возрастание карбонатности пород в верхней части пачки как за счет цементирующего материала, так и за счет увеличения количества онколитов. Наибольшее число находок фауны приходится на нижнюю и среднюю части пачки, откуда определены: фораминиферы *Rhizammina indiviza* Brady, *Triplasia emslandensis acuta* Bart. et Brand, *Gaudryina neocomica* Chal., *G. subglobosa* Ant., *Trocholina alpina* (Leup.), *Lenticulina macra* Gorb., *Citharina cristellarioides* Reuss, *Dentalina nana* Reuss, *Tristix insignina* (Reuss), *Planularia crepidularis* Roem., *Epistomia caracolla caracolla* (Roem.), *Conorboides valendisensis* (Bart. et Brand) и др.; склерактинии *Montlivaltia kaufmani* Koby, *M. minima* Kusm., *M. crimea* Kusm., *M. conica* Kusm., *Paramontlivaltia valanginensis* Kusm., *Monocyclastraea alpina* (Koby), *Microsolena guttata* Koby, *Synastrea icaunensis* (d'Orb.), *Diplosmilium taurica* Kusm.; гастроподы *Scurria balaclavensis* Pchel., *Turbinopsis multicostulata* Pchel., *Ampullospira cossmanni* Pchel., *Mitriomphalus subclathratus* (d'Orb.), *Cyphosolenus valanginensis* (Pict. et Camp.), *C. robinaldinus* (Pict.), *Perissoptera acuta* (d'Orb.), *Trochonatica submexilhoeirensis* (Pchel.), *Narpagodes jaccardi* Pict. et Camp., *Aptyxiella belbecensis* Pchel.; двустворчатые моллюски *Idonearca gabrielis* (Leym.), *I. forbesi* (Pict. et Camp.), *Cosmetodon carteroni* (d'Orb.), *Gervillia anceps* (Desh.), *Gervillaria allaudiensis* (Math.), *Entolium germanicus* (Woll.), *Prohinnites renevieri* (Coq.), *Neitheia valanginensis* (Pict. et Camp.), *M. simplex* Mordv., *Antiquilima dubisiensis* (Pict. et Camp.), *Plagiostoma aubersonensis* (Pict. et Camp.), *Acesta longa* (Roem.), "Lima" *nicoleti* (Pict. et Camp.), *Limatula tombeckiana* (d'Orb.), *Spondylus roemeri* Desh., *Рычодонте weberae* Yanin, *Ceratostreon minos* (Coq.), *Arcomytilus couloni* (Marcou), *Inoperna gillieronii* (Pict. et Camp.), *Myophorella loewinsonlessingi* (Renng.), *M. mordvilkoae* Yanin, *Rutitrigonia longa* (Ag.), *Pterotrigonia caudata* (Ag.), *Linotrigonia belbekensis* Yanin, *Eriphylla crimica* Yanin, *Sphaera belbekensis* Yanin, *Isocardia neocomiensis* d'Orb., *Tortartica weberi* (Mordv.), *Protocardia peregrina* (d'Orb.), *P. sphaeroidea* (Forb.),

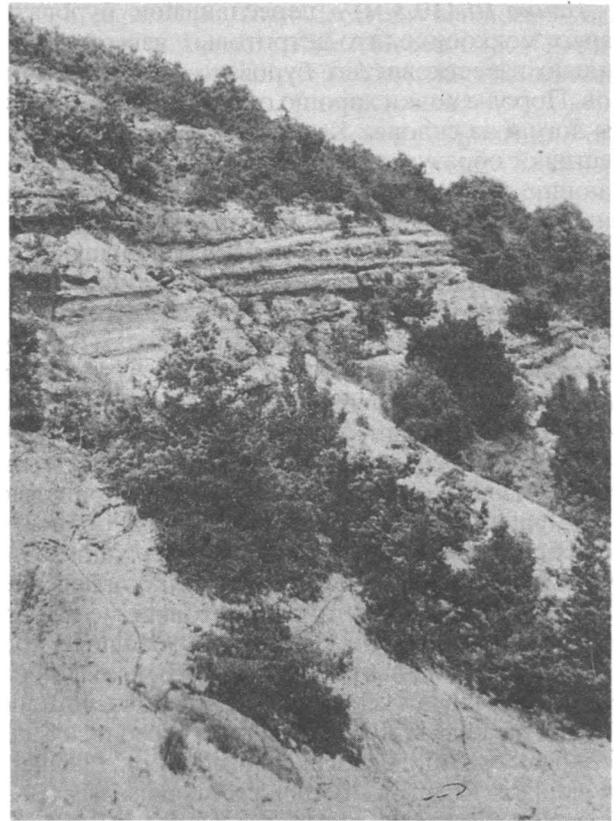


Рис. 4. Обнажение пород берриаса на правом склоне Кабаньего лога. Фото Б.Т. Янина.

Integricardium deshaysianum (Leym.), *Ptychomya robinaldina* (d'Orb.), "Gari" *valangiensis* (Pict. et Camp.), *Panopea neocomiensis* (Leym.), *Laternula agassizi* (d'Orb.), *Pholadomya gigantea* (Sow.), *Pachymya crimica* Yanin, *Goniomya archiaci* (Pict. et Ren.); аммониты *Ptychophylloceras semisulcatum* (d'Orb.), *P. ptychoicum* (Quenst.), *Holcophylloceras callypso* (d'Orb.), *Biasaloceras liebigi* (Opp.), *Protetragonites tauricus* Kulj–Vor., *Haploceras carachtheis* (Zeuschn.), *H. ex gr. elimatum* (Opp.), *Spiticeras orientale* Kil., *Dalmasiceras crassicoatum* (Djan.), *D. aff. crassicoatum* (Djan.), *D. sp.*, *Malbosiceras sp.*, ? *Euthymiceras sp.*, ? *Neocosmoceras sp.*; белемниты *Duvalia lata* (Bl.); брахиоподы *Praecyclothyris gracilis* Lob., *Cyclothyris airgulensis* (Moiss.), *C. multiformis* (Roem.), *C. mutabilis* Lob., *C. minor* (Lor.), *Sulcirhychia semenovi* (Moiss.), *Sellithyris uniplicatus* Smirn., *Simphythyris arguinensis* (Moiss.), *Tropeothyris salevensis* (Pict.), *Loriolithyris valdensis* (Lor.), *Dictyothyris spinulosa* Smirn., *Psilothyris airgulensis* (Moiss.), *Zeillerina walkeriformis* Smirn., морские лилии *Isocrinites lisajouxii* (Lor.); морские ежи *Orthopsis cf. repellini* Gras., *Pygopyrina uncisa* (Ag.), *Pygurus rostratus* (Ag.), *Collyropsis iheyraii* (Ooster), *Toxaster granosus* (d'Orb.).

Пачка III (10.3 м) – переслаивание буровато-серых мелкоонколито-детритовых известняков и сильно известковистых буровато-серых песчаников. Породы пачки хорошо обнажаются в Кабаньем логе и на склонах Конгломератовой горы. Известняки образуют толстые плиты, четко выступающие в рельефе. Они содержат обилие мелких онколитов, относящихся к группе *Osagia* и имеющих размер от 0.04 до 0.12 мм, и скелетные обломки той же размерности, принадлежащие к различным организмам: иглокожим, склерактиниям, двустворчатым моллюскам, брахиоподам и фораминиферам. Скелетные фрагменты этих беспозвоночных, как правило, образуют ядра онколитов. В известняках содержится незначительная (до 5%) примесь терригенного материала. Песчаники неяснослоистые, мелко- и среднезернистые, преимущественно кварцевые (до 60% обломочной составляющей), с заметным содержанием (до 10%) порфиринов; присутствуют онколиты и скелетный детрит. Цемент кальцитовый мелкозернистый. Песчаники образуют линзовидные прослои до 2.5 м мощности. В пачке встречены: фораминиферы *Triplasia emslandensis acuta* Bart. et Brand, *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Gaudryina neocomica* Chal., *G. subglobosa* Ant., *Lenticulina macra* Gorb., *Planularia crepidularis* Roem., *Conorboides valendisensis* (Bart. et Brand), *Discorbis praelongus* Gorb., *D. crimicus* Schokh.; склерактинии *Monocyclastraea alpina* (Koby); гастроподы *Ampullospira cossmanni* Pchel.; двустворчатые моллюски *Cosmetodon carteroni* (d'Orb.), *Gervillella anceps* (Desh.), *Entolium germanicus* (Woll.), *Prohinnites renevieri* (Coq.), *Neithea simplex* Mordv., *N. valangiensis* (Pict. et Camp.), *Antiquilima dubisiensis* (Pict. et Camp.), *Limatula tombeckiana* (d'Orb.), *Rhynchostreon tombeckianum* (d'Orb.), *Myophorella loewinsonlessingi* (Renng.), *M. mordvilkoae* Yanin, *Eriphyla crimica* Yanin, *Tortartica weberi* (Mordv.), *Protocardia sphaeroidea* (Forb.), *Integricardium deshayesianum* (Lor.), *Latemula agassizi* (d'Orb.); белемниты *Duvalia dilatata* (Bl.); брахиоподы *Cyclothyris airgulensis* (Moiss.), *Weberithyris moisseevi* (Weber), *Sellithyris uniplicatus* Smirn., *Psilothyris airgulensis* (Moiss.), *Zeillerina walkeriformis* Smirn.; морские лилии *Solanocrinus infracretaceus* (Ooster); морские ежи *Toxaster granosus* (d'Orb.).

Пачка IV (6 м) – известняки онколитовые, буровато-серые, неяснослоистые, толстоплитчатые (образуют на склоне резко выраженные обрывы и уступы). По составу аналогичны известнякам пачки III. В кровле пачки развита поверхность *hard ground*. Встречены: фораминиферы *Lenticulina macra* Gorb.; двустворчатые моллюски *Neithea simplex* Mordv., *N. valangiensis* (Pict. et Camp.), *Antiquilima dubisiensis* (Pict. et Camp.); брахиоподы *Monticlarella desori* (Pict.), *Cyclothyris airgulensis* (Moiss.), *Sulcirhynchia semenovi* (Moiss.), *Sellithyris uniplicatus* Smirn., *Terebrataliopsis quadrata* Smirn.

Пачка V (4.7 м) – песчаники желто-серые, равномерно сцементированные (от рыхлых до плотных сильноизвестковистых разностей, образующих линзовидные прослои и конкрециевидные стяжения). В рыхлых песчаниках местами наблюдается обилие мелкой кварцевой гальки. В нижней половине пачки прослеживаются две плиты (по 0.6 м) плотных светло-серых онколитовых известняков. В основании пачки в Кабаньем логе наблюдается базальный горизонт с хорошо окатанной галькой из скелетов колониальных и одиночных кораллов и раковин двустворок. Галька залегает на размытой неровной поверхности подстилающих известняков. В горизонте перебива встречаются: фораминиферы *Trocholina elongata* (Leup.), *T. burlini* Gorb., *T. molesta* Gorb., *Discorbis crimicus* Schokh.; склерактинии (сотни экземпляров) *Montivaltia kaufmani* (Koby); двустворки *Entolium germanicus* (Woll.), *Prohinnites renevieri* (Coq.), *Neithea valangiensis* (Pict. et Camp.), *Acesta longa* (Roem.), *Antiquilima dubisiensis* (Pict. et Camp.), *Myophorella loewinsonlessingi* (Renng.), *M. mordvilkoae* Yanin, *Rutitrigonia longa* (Ag.), *Eriphyla crimica* Yanin, *Coelopsis beneckeii* (Boehm.), *Tortartica weberi* (Mordv.); брахиоподы *Terebrataliopsis quadrata* Smirn.

Пачка VI (14 м) – переслаивание детритусово-мелкоонколитовых толстоплитчатых известняков и сильно известковистых неяснослоистых песчаников. Известняки практически аналогичны известнякам из пачек IV и V. В основании (4 м) залегают известняки, содержащие более крупные онколиты. Песчаники граувакковые, среднезернистые, неслоистые, с базальным кальцитовым мелкозернистым цементом. В обломках – кварц, кварцитопесчаники, кремнистые породы, вулканиды, микритовые известняки; встречается детрит раковин двустворок, фораминифер, водорослей. Отсюда определены: фораминиферы *Lenticulina aff. muensteri* (Roem.); двустворки *Prohinnites renevieri* (Coq.), *Neithea valangiensis* (Pict. et Camp.), *Spondylus roemeri* Desh.; брахиоподы *Terebrataliopsis quadrata* Smirn., *Psilothyris airgulensis* (Moiss.).

Пачка VII (12.3 м) – известняки органогенно-обломочные и онколитовые, серые, неяснослоистые, толстоплитчатые, в нижней части с прослоем (2 м) песчаников, аналогичных песчаникам пачки VI. В известняках встречен детрит раковин двустворок, брахиопод и фораминифер, склерактиний, морских лилий и морских ежей, водорослей. Обломки биоморфных (коралловых) и микритовых известняков (до 30%) сопровождаются небольшой (до 5–10%) примесью зерен кварца и кварцитопесчаников. Цемент кальцитовый, мелкозернистый, базальный и поровый. В основании пачки (1.6 м) залегает слой известняка, переполненного раковинами брахиопод (брахиоподовый горизонт).

В пачке встречены: фораминиферы *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Hoeglundina* aff. *angusticostata* Ant. et Gned.; склерактинии *Thamnasteria digitata* From., *Stylina multiseptata* Kusm.; двустворки *Prohinnites renevieri* (Coq.), *Neithea valangiensis* (Pict. et Camp.), *N. simplex* Mordv., *Plagiostoma aubersonensis* (Pict. et Camp.), “Lima” *neocomiensis* (d’Orb.), *Limatula tombeckiana* (d’Orb.), *Spondylus roemeri* Desh., *Rastellum rectangularis* (Roem.), *Ceratostreon minos* (Coq.), *C. tuberculiferum* (Koch et Dunk.); брахиоподы *Monticlairella desori* (Lor.), *Cyclothyris airgulensis* (Moiss.), *Weberithyris moisseevi* (Weber), *Sellithyris uniplicatus* Smirn., *Terebrataliopsis quadrata* Smirn., *Advenina villersensis* (Lor.), *Zeillerina baksanensis* Smirn., *Z. walkeriformis* Smirn.; криноидеи *Apiocrinus* cf. *valangiensis* Lor., *Isocrinites lissajouxii* Lor.

Пачка VIII (3–7 м) – известняки серые органо-обломочные, узловатые, неяснослоистые, местами массивные, содержат тела биогермов до 3–5 м по высоте и 1.5–4 м по ширине выходов. Биогермы сложены кустовидными и желваковидными колониями кораллов, корковыми и желваковыми водорослями. Среди склерактиний многочисленны *Thamnastraea mammelonata* Turn., *Dermosmia cretacea* Turn., *Placophyllia grata* Bugr., *Cyathophora excavata* From., *Diplocoenia octoseptata* Kusm., *D. polygonalis* Kusm., *D. decaseptata* Kusm., *Calamophyllia compressa* (d’Orb.), *Stylina pachystylina* Kobu. Биогермные известняки кавернозные, полости между органогенными остатками в них выполнены разнотельным кальцитом. Пространство между биогермами выполнено органо-обломочными известняками, состоящими из обломков скелетов кораллов, губок, мшанок и водорослей, раковин двустворок, фрагментов морских лилий и морских ежей. Некоторые обломки биоморфных известняков и органогенных остатков имеют тонкую микритовую “оболочку” и слабо прокрашены гидроокислами железа. Зерна в известняках, как правило, имеют, гравийную размерность и содержат обломки биоморфных известняков, скелетов колониальных кораллов, губок и мшанок, серпулид, раковин гастропод, фораминифер, члеников криноидей и иголок морских ежей, а также терригенные зерна (до 10%) алевропесчаной размерности – кварца, кварцитопесчаников, кремнистых пород и выветрелых железных вулканитов. Иногда терригенная примесь может быть значительной и достигать 40%. Цемент кальцитовый разнотельный.

Из пачки определены: фораминиферы *Trocholina molesta* Gorb.; двустворчатые моллюски *Prohinnites* sp., *Rastellum rectangularis* (Roem.), *Ceratostreon* sp., *Trichites* sp., сверлящие двустворки *Lithophaga avellana* (d’Orb.); брахиоподы *Craniscus* sp., *Weberithyris moisseevi* (Weber), *Terebrataliopsis quadrata* Smirn.; морские ежи *Diplocidaris* sp., *Balanocidaris maresi* (Cott.); морские лилии “*Isocrinus*” *arrierensis* Lor., *Apiocrinites* sp., *Burdigalocrinus maximus* Klik., *Loriolocrinus perforatus* Klik., *L. laevis*

Klik., *L. asper* Klik., *Conoideocrinus conoideus* Klik., *Umbocrinus umbonatus* Klik., *Hebertocrinus heberti* (Lor.), *H. irregularis* Klik., *Thiollierocrinus belbekensis* Klik., *T. elongatus* Klik., *T. torosus* Klik.

Пачка IX (2–3 м) – известняки органо-обломочные, серые, неяснослоистые, местами плитчатые, состоят преимущественно из обломков скелетов колониальных ветвистых и желваковидных кораллов разной окатанности, морских лилий и морских ежей, водорослей из группы *Solenopora*, раковин рудистов, брахиопод и др. Все скелетные остатки исверлены двустворками – литофагами. Большинство обломков покрыто темной онколитовой корочкой со слоистой или сетчатой структурой. Местами в породе много обломков мелкозернистых известняков (размером 10 × 10 мм) – продуктов разрушения пород подстилающего слоя. В кровле известняки опесчаниваются и обогащаются крупной галькой и валунами (до 15 см) разнообразного состава: белого и дымчатого (редко) кварца, сливного песчаника и темно-серого известняка. Порода местами напоминает пудинг.

Встречены фораминиферы *Trocholina molesta* Gorb.; склерактинии *Stylina pachystylina* Kobu, *Isastraea geometrica* Kobu; гастроподы *Turbinopsis multicostulata* (Pchel.); двустворки *Acesta orbignyana* (Math.), *Ceratostreon tuberculiferum* (Koch et Dunk.), а также рудисты *Megadiceras koinautense* Pchel., *Paradiceras* spp., *Valletia* spp. (раковины местами образуют рудистовые банки); морские лилии *Apiocrinites* cf. *valangiensis* Lor.; морские ежи: *Cidaris problematicus* Cott.

Пачка X (5–10 м) – конгломераты и гравелиты серые и буровато-серые, сильно ожелезненные, с хорошо окатанной мелкой и средней галькой (1.4–3, реже до 8 см); преимущественно кварцевые, с небольшим содержанием галек и гравийных зерен песчаника, алевролита, аргиллита, кварцита, микрокварцита, кремнистых пород. Цемент представлен гидроокислами железа. В пачке встречаются линзы (до 0.5–1.0 м) алевритистых глин и ко-слоистых песчаников. Конгломераты залегают с глубоким размывом на подстилающих известняках пачек IX и VIII. На склоне непосредственно над шоссе, в районе ЛЭП, в кровле подстилающих известняков пачки IX можно наблюдать нептунические дайки, прослеживаемые на глубину более 4 м и заполненные кварцевыми конгломератами и гравелитами, а также неокатанными обломками известняка – продуктов разрушения стенок даек (рис. 5). Фаунистические остатки в породах пачки не встречены. Мощность конгломератов колеблется от 5–10 м в Кабаньем логе до 70 м восточнее, на Конгломератовой горе.

Западнее описываемого обнажения, над шоссе, местами наблюдается трансгрессивное перекрытие пачек IX и VIII глауконитовыми песчаниками нижнего сеномана; восточнее, в Сбросовом логе и на Конгломератовой горе и на горе Карат-

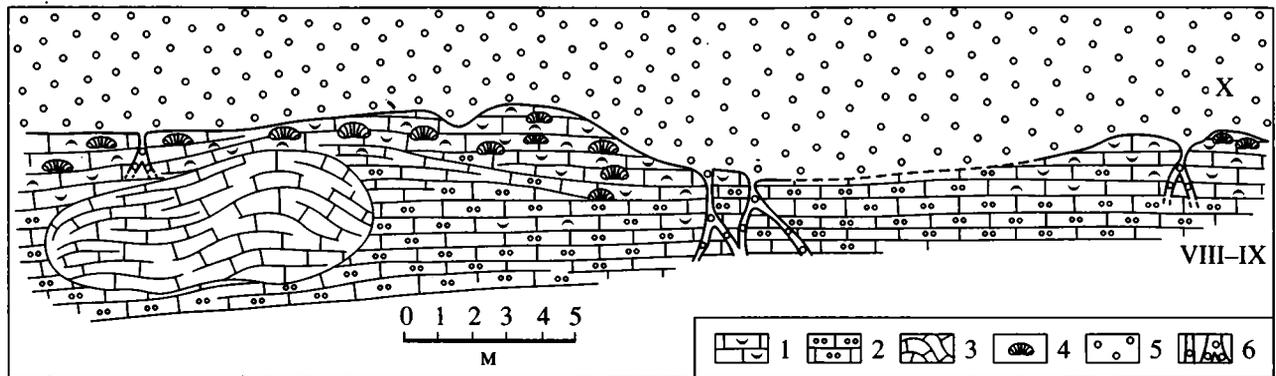


Рис. 5. Характер залегания кварцевых конгломератов п. X на эродированной поверхности известняков (пачек VIII–IX) в правом борту долины р. Бельбек непосредственно над километровым знаком 15/57 на шоссе Куйбышево–Соколиное: 1, 2 – известняки: 1 – органогенно-обломочные; 2 – мелкоонколитовые; 3 – коралловый биогерм; 4 – мелкие желваковые колоннальные кораллы; 5 – кварцевые конгломераты и гравелиты; 6 – непунические дайки в известняках, заполненные кварцевой галькой, гравием и продуктами разрушения стенок “карманов”. Составлено Б.Т. Яниным.

лых кварцевые конгломераты пачки X перекрываются трансгрессивно залегающими “пудинговыми” песчаниками нижнего валанжина, в горизонте конденсации. В их кровле в Сбросовом логе встречены аммониты *Euphyloceras* sp., ?*Protetragonites* sp., *Neolissoceras grasianum* (d’Orb.), *N. sp.*, *Olcostephanus* (*Olcostephanus*) cf. *globosus* Spath, *Thurmanniceras* cf. *pertransiens* (Sayn), *T. cf. valdrumensis* (Sayn), *T. sp.*, *Belbekiceras belbeki* Barabosch., *Pseudacanthodiscus crumicus* Barabosch. и др. (Аркадьев и др., 1997; в этой же работе дана детальная литологическая характеристика “пудингов”).

Прежде чем перейти к обоснованию возраста выделенных пачек, необходимо отметить, что авторы придерживаются точки зрения о двучленном разделении берриасского яруса, наиболее четко сформулированном в работах А.С. Сахарова (1990 и др., см. табл. 2). При этом нижняя и верхняя границы берриаса принимаются в соответствии с рекомендациями международной рабочей группы (Zakharov et al., 1996).

Пачка I по стратиграфическому положению и палеонтологическим данным, видимо, соответствует основанию нижнего берриаса. В кровле конгломератов пачки I встречены фораминиферы *Epistomina sacacolla*, характерные для берриасоготерива. По данным А.Г. Кравцова и А.И. Шалимова (1978) в одной из промоин на южном склоне г. Каратлых в этом же горизонте найдена двустворка *Muorphorella loewinsonlessingi* – вид, типичный для берриаса Крыма, Северного Кавказа и Мангышлака. Указание на находку в “нижних конгломератах” бассейна р. Бельбек верхнетонского аммонита “*Perisphinctes*” *transitorius* Opp. (Вебер, 1937) представляется сомнительным и нуждается в подтверждении.

Находки аммонитов *Dalmasiceras crassicostatum* (Djan.), *D. aff. crassicostatum* (Djan.), *D. sp.*, *Malbosiceras* sp. и др. в породах пачки II позволяют с уверенностью относить ее к зоне *Dalmasiceras*

crassicostatum нижнего берриаса. Сопутствующие аммониты *Ptychophylloceras semisulcatum*, *P. ptychoicum*, *Holcophylloceras callypso*, *Biasaloceras liebigi*, *Protetragonites tauricus*, *Haploceras carachtheis*, *H. ex gr. elimatum* и *Spiticeras orientale* также типичны для нижнего берриаса Крыма (Богданова и др., 1984). Представители *Euthymiceras* sp. и *Neocosmoceras* sp. описаны из данного разреза (Аркадьев и др., 1997), но плохая сохранность экземпляров не позволяет, на наш взгляд, достоверно обосновать их родовую принадлежность и, следовательно, судить о положении границы нижнего и верхнего берриаса в данном разрезе. Кроме того, в разрезах Юго-Восточной Франции (Le Hegarat, 1973) и Балкан (Nikolov, 1982) аммониты этих родов впервые появляются в верхах нижнего берриаса совместно с *Dalmasiceras*.

Все вышележащие пачки описанного разреза нами отнесены к верхнему берриасу. Пачки III–VIII на основании находок в них характерных брахиопод выделены в слои с *Weberithyris moisseevi*. Данный вид найден на уровне пачек III, VI и VIII. Он также характерен для толщи органогенно-обломочных и биогермовых известняков Центрально-го Крыма (с. Межгорье, гора Баксан).

Пачка IX, залегающая на р. Бельбек в кровле толщи известняков, на основании находок рудистов и по стратиграфическому положению отнесена к верхнему берриасу. В ней в Кабаньем логе нами (Янин, 1989) встречен местный вид рудистов *Megadiceras koinautense*, установленный ранее в верхней части толщи известняков Койнаутской скалы на р. Бурульча (Пчелинцев, 1959). Здесь же встречен вид *Heterodiceras crumicus* Yanin (Янин, 1989), очень близкий к *H. luci* (Defr.) из берриаса (инфраваланжина) гор Мон-Салев (Юго-Восточная Франция, Joukowsky et Favre, 1913). Ранее эта форма была описана из известняков в долине р. Зуя как *H. luci* (Янин, 1958). В районе Мон-Салев в разрезе Grande Varappe этот вид встречен в

Таблица 2. Схема корреляции берриасских отложений долины р. Бельбек с биостратиграфическими подразделениями Крыма, Северного Кавказа и "Стандартной" средиземноморской шкалой

Ярус	"Стандартная шкала" (Hoedemaeker et al., 1993)		Северный Кавказ, р. Урух (Сей, Калачева, 1997)		Крым (Богданова и др., 1981)		Юго-Зап. Крым, р. Бельбек, данная статья				
	Подъярус	Зона, подзона	Подъярус	Зона, подзона	Ярус	Зона, подзона	Подъярус	Зона, слои			
Берриасский	верхний	Fauriella boissieri	верхний	Fauriella boissieri	Берриасский	Слои с "Zeillerina" baksanensis	верхний	Кварцевые конгломераты (пачка X)			
									Timovella alpillensis	Слои с Jabronella paquieri-Berriasella callisto	Слои с Megadiceras koinautense (пачка IX)
									Berriasella picteti	Riasanites rjasanensis-Riasanites angulicostatus	Слои с Weberithyris moisseevi (пачки III-VIII)
		Malboscieras paramimounum		Euthymiceras euthymi							
		Timovella occitanica		Riasanites rjasanensis-Spiticeras cautleyi							
				Dalmasiceras dalmasi		Слои с Tauricoceras crassicostatum					
	средний	Timovella occitanica	нижний	Timovella occitanica	Берриасский	Лона Dalmasiceras crassicostatum	Слои с Euthymiceras и Neocosmoceras	нижний	Dalmasiceras crassicostatum (пачка II)		
										Berriasella privasensis	Timovella occitanica
										Timovella subalpina	Mazenoticeras malbosiforme
	нижний	Berriasella jacobi	нижний	Berriasella jacobi	Берриасский	Зона Pseudosubplanites ponticeus-Pseudosubplanites grandis	Слои с Malboscieras ? sp.	нижний	Полимиктовые конгломераты (пачка I)		

нижней части толщи известняков. По его находкам выделены "слои с Heterodiceras luci". К сожалению, в известняковых и мергелистых фациях берриаса разреза в Мон-Салев аммониты не найдены, поэтому невозможно определить к какой стандартной зоне относятся слои с H. luci.

Кроме того, в верхней части толщи известняков Центрального Крыма (р. Бештерек и Зуя) вместе с Heterodiceras crimicus встречаются крупнораквинные гастроподы рода Leviathania (Головинова, 1982), позднее отнесенные к роду Tuberleviathania и к новому виду T. beshterekensis (Головинова, Коротков, 1986). Левиафании имеют широкое распространение в карбонатных фациях низов нижнего мела в Юго-Восточной Франции, Испании и Португалии. Так, в горах Мон-Салев в берриасе выделены "слои с Natica leviathan" (расположенные непосредственно над "слоями с Heterodiceras luci": Joukowsky et Favre, 1913), а в южной Испании (Аликанте) в горах Кастрил и Мариола данная форма под названием Ampullina leviathan встречается вместе с кальпионеллами Calpionellopsis simplex (Foucault, 1974). В Португалии (Эстремадура) вид Leviathania leviathan рас-

пространен в средней и верхней части верхнего берриаса и в нижнем валанжине (Reybernes et al., 1975). По данным Ю. Ремане (Remane, 1989) вид Calpionellopsis simplex является зональной формой для нижней подзоны стандартной зоны Calpionellopsis simplex (Д), выделенной в Воконтской впадине (Южная Франция). Данная подзона сопоставлена с нижней аммонитовой зоной (paramimounum) зоны boissieri верхнего берриаса (Le Hegarat, 1971).

Исходя из этих косвенных данных, мы предполагаем, что верхняя часть толщи рифогенных и органогенно-обломочных известняков Центрального Крыма, содержащих рудистов Megadiceras koinautense, Heterodiceras crimicus и левиафаний Tuberleviathania beshterekensis, может быть отнесена к верхнему берриасу, что подтверждает высказанную ранее точку зрения Т.Н. Богдановой и др. (1981; см. табл. 2) и С.В. Лобачевой (1983). Ряд предшествующих авторов считали эти известняки валанжинскими (Друщиц и др., 1956; Друщиц, 1960; Лысенко и др., 1979). Так как мы рассматриваем пачку органогенно-обломочных (пачка IX) известняков бельбекского разреза в

качестве аналогов верхов известняковой толщи Центрального Крыма, образовавшейся в едином морском бассейне и в сходных обстановках, то указанную пачку в изученном районе мы вправе отнести к верхнему берриасу и к слоям с *Megadicerias koinautense*.

Что касается пачки X, то она нами условно помещена в верхний берриас. Маловероятно, чтобы породы данной пачки могли относиться к основанию валанжина. Это проистекает из следующих соображений. Как указано выше, в кровле несогласно их перекрывающей толщи “пудинговых” мелкогалечных конгломератов и песчаников встречены аммониты зоны *Thurmanniceras pertransiens* (Аркадьев и др., 1997) – второй снизу зоны нижнего валанжина (Busnardo et al., 1979). Нижележащая часть этих “пудингов” может быть сопоставлена с основанием разреза аналогичных пород по р. Кача, где присутствует и нижняя зона валанжина *Kilianella otoreta* (Барабошкин, 1997; Барабошкин, Михайлова, 1994; Барабошкин, Янин, 1997). Следовательно, возраст конгломератов пачки X будет не моложе позднего берриаса, поскольку сами “пудинги” сформировались в результате перемыва подстилающих конгломератов.

ВЫВОДЫ

1. В берриасских отложениях бельбекского разреза выделено десять литологических пачек, для которых дана литолого-палеонтологическая характеристика.

2. Проведено биостратиграфическое расчленение берриасских отложений на зону *Dalmasiceras crassicoatum* (пачка II) – нижний подъярус и слои с *Weberithyris moisseevi* (пачки III–VIII) и слои с *Megadicerias koinautense* (пачка IX) – верхний подъярус. Нижние полимиктовые конгломераты (пачка I) условно отнесены к нижнему, а верхние, – кварцевые конгломераты (пачка X) условно отнесены к нижнему, а верхние – кварцевые конгломераты (пачка X), – к верхнему берриасу. Последние перекрываются пудинговыми песчаниками зоны *Thurmanniceras pertransiens* нижнего валанжина.

3. Дано сопоставление отдельных пачек разреза берриаса Юго-Западного и Центрального Крыма с одновозрастными отложениями Юго-Восточной Франции и Испании, представленными мелководными фациями карбонатной платформы.

Авторы благодарят программу “Университеты России” (проект “Геоэволюция”), Российский фонд фундаментальных исследований (грант № 98-05-64195) и проект 362 МПГК за финансовую поддержку работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алиев М.М., Друщиц В.В., Крылов Н.А. и др. Нижний мел Юга СССР. М.: Наука, 1985. 224 с.

Арендт Ю.А. Морские лилии циртокриниды. М.: Наука, 1974. 252 с.

Аркадьев В.В., Атабекян А.А., Барабошкин Е.Ю. и др. Atlas меловой фауны Юго-Западного Крыма. Санкт-Петербург: Пангея, 1997. 357 с.

Барабошкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья р. Кача–Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1997. № 3. С. 22–29.

Барабошкин Е.Ю., Михайлова И.А. К ревизии неокомских аммонитов Крыма: роды *Neohoplloceras* Spath и *Luprovella* Nikolov // Палеонт. журн. 1994. № 3. С. 41–54.

Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т. Корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма // Очерки геологии Крыма. Москва: Изд. геол. ф-та МГУ, 1997. С. 4–26.

Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А. и др. О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вестн. ЛГУ. Сер. геол.-геогр. 1981. № 6. Вып. 1. С. 5–14.

Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А. и др. Берриас Восточного Крыма и граница юры и мела // Тр. ИГиГ АН СССР. Вып. 644. 1984. С. 28–35.

Вебер Г.Ф. От Ялты через д. Коккоз до Бахчисарая. Путеводитель экскурсий XVII Междунар. геол. конгр., Крымская АССР, Южная экскурсия. 1937. С. 48–58.

Головинова М.А. Новый вид *Leviathania* Pchel. из нижнего валанжина Центрального Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1982. № 5. С. 96–98.

Головинова М.А., Коротков В.А. К ревизии рода *Leviathania* (гастроподы) // Палеонтол. журн. 1986. № 1. С. 115–117.

Головинова М.А., Чекалина С.С., Янин Б.Т. Стратиграфическое распространение брюхоногих моллюсков в отложениях берриаса и валанжина Крыма // Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1970. № 1. С. 97–105.

Горбачик Т.Н., Друщиц В.В., Янин Б.Т. Особенности берриасского и валанжинского бассейнов Крыма и их населения // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1970. № 3. С. 16–25.

Горбачик Т.Н., Друщиц В.В., Янин Б.Т. Нижнемеловые отложения междуречья Бельбек–Альма (Крым) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1975. № 6. С. 19–31.

Друщиц В.В. Нижнемеловые аммониты Крыма и Северного Кавказа. (Литоцератида, тетрагонитиды и филлоцератида.) М.: Изд-во Моск. ун-та. 1956. 150 с.

Друщиц В.В. Нижнемеловые отложения Крыма // Atlas нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 53–73.

Друщиц В.В., Горбачик Т.Н., Каменецкий А.Е. и др. Региональные стратиграфические очерки. Крым. Нижний отдел // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом I. М.: Недра, 1986. С. 127–135.

Друщиц В.В., Янин Б.Т. Новое расчленение нижнемеловых отложений по р. Бельбек (Крым) // Научн. докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки. 1956. № 1. С. 172–175.

Друщиц В.В., Янин Б.Т. Нижнемеловые отложения Центрального Крыма // Вестник МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр. 1958. № 1. С. 115–120.

Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. Справочное пособие. М.: Недра, 1991. 160 с.

Кабанов Г.К. Белемниты // Atlas нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 356–369.

- Каракаш Н.И.* Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна. СПб.: Тип. М. Меркушева, 1907. 482 с.
- Кликушин В.Г.* Ископаемые морские лилии пентакрииды. СПб.: Ленинградская Палеонтологическая лаборатория. 1992. 358 с.
- Кравцов А.Г., Шалимов А.И.* Стратиграфия нижнемеловых отложений в бассейне среднего течения р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв. 1978. № 9. С. 43–53.
- Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н.* Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 136 с.
- Кузьмичева Е.И.* Шестилучевые кораллы // Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 125–142.
- Кузьмичева Е.И.* Берриасские склерактинии Горного Крыма // Палеонтол. журнал. 1972. № 2. С. 47–52.
- Личагин Г.О., Пермьяков В.В.* Стратиграфия. Нижняя крейда // Стратиграфия УРСР. Т. VIII. Крейда. Київ: Наукова думка, 1971. С. 160–177.
- Лобачева С.В.* О берриасских брахиоподах Крыма // Ежегодн. Всес. палеонтол. о-ва. 1983. Т. 26. С. 184–206.
- Лысенко Н.И., Янин Б.Т.* Биостратиграфическая характеристика типового разреза верхней юры и нижнего мела Центрального Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 70–80.
- Лычагин Г.А.* Меловая система. Нижний отдел // Геология СССР. Т. VIII. Крым. М.: Недра, 1969. С. 155–179.
- Муратов М.В.* Меловая система: нижний мел // Геология СССР. Т. VIII. Крым. М.–Л.: Госиздгеоллит. 1947. С. 116–137.
- Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 207 с.
- Муратов М.В.* Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. М.: Недра, 1973. 191 с.
- Плотникова Л.Ф., Богаец А.Т., Бондаренко В.Г. и др.* Меловая система. Нижний отдел // Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984. С. 58–74.
- Пчелинцев В.Ф.* Рудисты мезозоя Горного Крыма. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 178 с.
- Сахаров А.С.* Зональная стратиграфия и корреляция титона, берриаса и валанжина Северо-Восточного Кавказа и сопредельных регионов по аммонитам // Тр. ИГиГ АН СССР. 1990. Вып. 699. С. 86–93.
- Сей И.И., Калачева Е.Д.* Граница юрской и меловой систем в бореальной области (Биостратиграфия, бореально-тетическая корреляция) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 42–59.
- Смирнова Т.Н.* Раннемеловые брахиоподы Крыма и Северного Кавказа. М.: Наука, 1972. 143 с.
- Смирнова Т.Н.* Раннемеловые брахиоподы. М.: Наука, 1984. 200 с.
- Цейслер В.М.* Новые данные по стратиграфии и распространению нижнемеловых отложений в юго-западном Крыму // Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв. 1959. № 3. С. 19–30.
- Шаля А.А., Сальман Г.Б.* Неокомские отложения Юго-Западного и степного Крыма в свете новых данных // Тр. ВНИИГаз. 1959. Вып. 7. № 15. Гостоптехиздат. С. 36–47.
- Эристави М.С.* Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и Крыма. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 182 с.
- Янин Б.Т.* Новые находки рудистов в валанжине Крыма // Науч. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки. 1958. № 2. С. 127–133.
- Янин Б.Т.* Юрские и меловые рудисты (стратиграфическое и географическое распространение). М.: Наука, 1989. 214 с.
- Янин Б.Т., Вишневский Л.М.* Меловая система. Нижний отдел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 80–126.
- Янин Б.Т., Смирнова Т.Н.* Стратиграфическое распространение двусторчатых моллюсков и брахиопод в берриасе и валанжине Крыма // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 1. С. 82–94.
- Busnardo R., Thieuloy J.-P., Moullade M. et al.* Hypostratotype mesogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France) // Les stratotypes Français. V. 6. 1979. 143 p.
- Druschits V.V.* The Berriasian of the Crimea and its stratigraphical relations. Coll. sur la limite Jurassique-Cretace (Lyon, Neuchatel, sept. 1973) // Mem. B.R.G.M. 1975. № 86. P. 337–541.
- Foucault A.* L'âge d'Ampullina ex Natica) leviathan precise en Espagne du Sud (zone prebetique) grace a des Calpionelles (Berriasien et Berriasien-Valanginien inferieur) // Bol. Geol. Miner. 1974. Т. 85. № 1. P. 4–9.
- Hoedemaeker P.J. et al.* Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region; basis for the stratigraphic correlations within IGCP-project 262 // Rev. Espanola de Paleont. 1993. V. 8. № 1. P. 117–120.
- Joukowsky E., Favre J.* Monographie geologique et paleontologique du Saleve // Mem. Soc. phys. et hist. nat. Geneve. 1913. V. 37. Fasc. 1. P. 3–295.
- Klikushin V.G.* Thiolliericrid Crinoids from the Lower Cretaceous of Crimea // Geobios. 1987. № 20. Fasc. 5. P. 625–665.
- Le Hegarat G.* Le Berriasien du Sud-Est de la France // Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon. 1971. Т. 43. Fasc. 2. 576 p.
- Le Hegarat G.* Le Berriasien du Sud-Est de la France. These. Lyon. № 149. Fasc. 1. 1973. 308 p.
- Nikishin A.M., Alekseev A.S., Kopaevich L.F. et al.* Cretaceous-Eocene sedimentation in the shelf Alma basin of Cimmerian mobile belt (Crimea): Eustatic and tectonic influences // Sequence stratigraphy workshop / Vail P.R. (ed.). Book. 4: Crimea Field Guide Book. Moscow-Amsterdam, 1993. 74 p.
- Nikolov T.G.* Les ammonites de la famille Berriasellidae Spath, 1922. Tithonique superieur-Berriasien. Sofia, 1982. 251 p.
- Peybernes B., Rey J.* Choffatella pyreneica n. sp., nouveau Lituolidé du Neocomien des Pyrenees et du Portugal // Geol. Mediterr. 1975. Т. II. № 1. P. 11–22.
- Remane J.* Calpeonellidae / Bolli H.M. et al. (eds). Plankton stratigraphy. V. 1. Planktonic foraminifera, calcareous nanofossils and calpionellids. 1989. Cambridge University Press. P. 555–572.
- Zakharov V.A., Bown P., Rawson P.F.* The Berriasian stage and the Jurassic-Cretaceous boundary // Bull. Inst. Royal Sci. Nat. Belgique. Sci. de la terre. 1996. V. 66-supplement. P. 7–10.

Рецензенты В.А. Басов, К.И. Кузнецова

УДК 551.782.11(571.1)

БЕЩЕУЛЬСКИЙ ГОРИЗОНТ МИОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОБОТАНИКА, ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

© 2000 г. В. А. Мартынов*, З. Н. Гнибиденко**, В. П. Никитин*

* ОАО "Новосибирскгеология",
630099 Новосибирск, ул. Романова, 28, Россия

** Институт геофизики СО РАН, 630090 Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3, Россия

Поступила в редакцию 07.04.98 г.

В середине миоцена в природной среде Западной Сибири произошли существенные изменения – связанное с поднятием горного обрамления развитие речной сети и образование латерального ряда аллювиальных свит, а также перестройка ландшафтов, коснувшаяся, в частности, растительного покрова (угасание лесной мезофильной тургайской флоры и формирование лесостепной послетургайской). Эти изменения отражены в отложениях бещеульского горизонта, представляющего собой рубежное региональное стратиграфическое подразделение, выше которого в разрезе платформенного чехла Западно-Сибирской плиты серия гумидных сероцветных отложений олигоцена и раннего-среднего миоцена сменяется новой, уже семиаридной серией осадков второй половины миоцена–плиоцена. В статье рассматриваются опорные разрезы горизонта (на Иртыше и Оби) и их биостратиграфическая и палеомагнитная характеристики. Обобщены собранные за многие годы палеоботанические данные, позволяющие проследить моменты эволюции послетургайской флоры и наметить уровни ее развития. Составлен сводный магнитостратиграфический разрез горизонта, в котором выделено пять крупных магнитозон прямой и обратной полярности. Собранные данные позволяют уточнить стратиграфический объем горизонта – бурдигал–сerrавалий.

Ключевые слова. Стратиграфия, палеокарпология, палинология, палеомагнетизм, нижний–средний миоцен, бещеульский горизонт, свита, флористический уровень, магнитозона, Западная Сибирь.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья продолжает серию публикаций, посвященных детализации стратиграфических схем неогена Западной Сибири на основе комплексных исследований. В предыдущих работах, в частности, были представлены магнитостратиграфические опорные разрезы неогена средней части Обь-Иртышского междуречья (Гнибиденко и др., 1989), Омского (Гнибиденко, 1990; Гнибиденко и др., 1991) и Тарского (Гнибиденко и др., 1996; Мартынов и др., 1997) Прииртышья, построенные по естественным разрезам и материалам специального картировочного бурения. Предмет настоящего обсуждения – бещеульский, или петропавловский (Мартынов, 1965), региональный горизонт, выше которого в разрезе платформенного чехла Западно-Сибирской плиты серия гумидных сероцветных отложений олигоцена и раннего-среднего миоцена сменяется новой, уже семиаридной серией осадков второй половины миоцена–плиоцена. Подчеркнем, что континентальные отложения кайнозоя Западно-Сибирской плиты образуют многоярусные серии со сложной внутренней этажной и латеральной стратификацией, связанной с длительными миграциями или растеканием по обширной почти плоской равнине аллювиальных, аллювиально-

озерных и озерно-болотных образований (Мартынов, 1969, 1980). В этом коренное отличие строения континентальных отложений великой Западно-Сибирской аккумулятивной равнины от близких по фациям толщ, заполняющих глубокие межгорные впадины типа, например, Зайсанской или других.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Изучение стратиграфии неогена Западной Сибири имеет более чем вековую историю. Уже в 60-е годы завершающегося столетия стало возможным составление корреляционных схем неогена с охватом большого числа районов равнины и расчленение сложных по составу континентальных серий на дробные стратоны – свиты и горизонты. В 1967 г. в стратиграфическую схему были введены абросимовский и бещеульский региональные горизонты, причем первый был отнесен тогда еще к верхнему олигоцену, а второй – к нижнему миоцену (главным образом из-за довольно резкой смены фаций и состава спорово-пыльцевых комплексов). Бещеульский горизонт объединил ряд близких по возрасту аллювиальных и аллювиально-озерных свит, выделенных при геологической съемке как в окраинных районах рав-

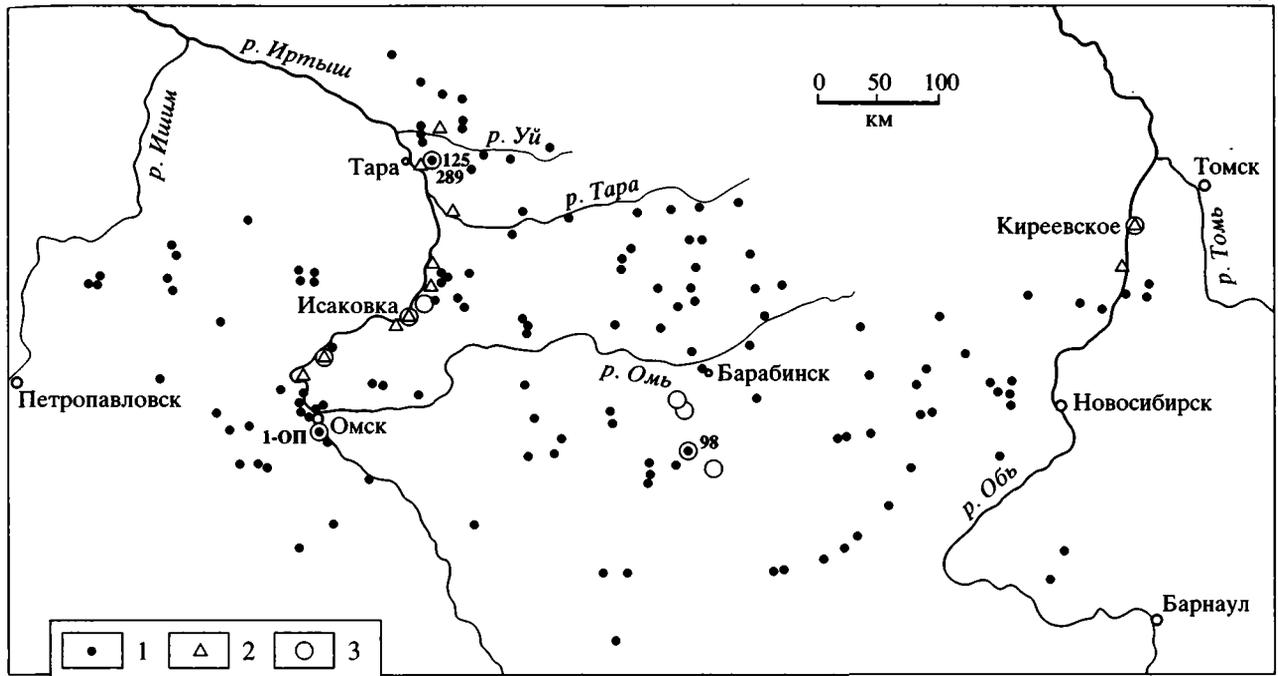


Рис. 1. Схема местонахождений флоры и палеомагнитных разрезов (скважин и обнажений) бещеульского горизонта. 1 – скважина; 2 – обнажение; 3 – палеомагнитные разрезы.

нины, так и в ее срединной части. Так, вдоль южной приказахстанской окраины Западно-Сибирской равнины и в предгорьях Алтая выделены шидертинская и крутихинская свиты, которые были связаны с древними речными долинами и сложены в нижней части разнозернистыми, часто ожелезненными песками с гравием и галькой, а в верхней – пятнисто окрашенными или белесыми глинами-алевритами. Далее в глубь территории были выделены петропавловская, бещеульская, касковская, сузунская свиты песчаного и песчано-алевритово-глинистого состава. В юго-восточной части равнины, в Томском Приобье, были выделены болотнинская и ее аналог – таганская свиты аллювиальных разнозернистых песков с гравием и галькой, с крошкой и обломками каменного угля, принесенными, по-видимому, Палео-Томью из Кузбасса. Таганская свита распространена и к северу в бассейне р. Чулым. В приенисейской части Западной Сибири грубый аллювий этого же стратиграфического уровня представлен кирнаевской свитой. Заметим, что в соседнем Тургае к перечисленным свитам близки по возрасту кушукские слои и другие аллювиальные образования, сходные с ними по времени и по условиям образования.

Анализ материалов площадных исследований показал, что рассмотренный латеральный ряд стратонов образует горизонт, представляющий отдельный седиментационный этап, проявившийся в активизации эрозионных и аккумулятивных

процессов. При отсутствии представительных комплексов фауны возраст перечисленных свит устанавливается, главным образом, на основании корреляции с однотипными по характеру фаций стратонами смежных регионов с использованием палеоботанических данных: изучения сравнительно редких макроостатков (отпечатков листьев и др.), массовых спорово-пыльцевых анализов и палеокарпологических исследований – изучения остатков ископаемых плодов и семян из многочисленных местонахождений. При этом только в широтной полосе от Прииртышья до Приобья насчитывается более 150 местонахождений ископаемых семенных флор бещеульского горизонта (рис. 1). Ниже рассматриваются опорные разрезы горизонта.

Город Петропавловск (правый берег р. Ишим, у телебашни). При выделении горизонта как самостоятельной стратиграфической единицы регионального ранга в роли опорных рассматривались естественные разрезы неогеновых отложений на Иртыше, Ишиме и Оби. В качестве стратотипического предлагался кажущийся наиболее полным разрез в г. Петропавловске на Ишиме, известный по публикациям А.Г. Бер, В.В. Лаврова, Б.Е. Антыпко, В.А. Мартынова. В этом разрезе (Мартынов, Никитин, 1968) над урезом воды прослежены слои абросимовского горизонта – слоистые песчаные и алевритовые глины видимой мощностью 7 м, насыщенные растительным детритом, щепой и обломками обугленной

древесины и содержащие семенные комплексы. В основании вышележащей толщи (петропавловской свиты) залегает пачка аллювиальных косослоистых разнозернистых песков (6–7 м), в нижней части гравелистых, местами цементированных в железистые песчаники. В соседних районах Казахстана такие пески и песчаники относились к шидертинской свите; близки они и к кушукским слоям Тургая, в которых обнаружены остатки бурдигальской фауны млекопитающих (гомфотерии) и мелколистная раннемиоценовая флора. Средняя часть разреза – это чередование пачек слоистых песчаных глин и тонко переслаивающихся глин, алевроитов и тонкозернистых песков, часто с тонкораспыленным растительным детритом (около 6 м). Непосредственно в петропавловском обнажении эти слои, к сожалению, не содержат ископаемых семян и плодов, но охарактеризованы богатыми спорово-пыльцевыми комплексами. По данным Г.М. Братцевой, К.А. Меркуловой и Л.А. Пановой, здесь среди преобладающей пыльцы цветковых господствуют *Alnus* и всевозможные травянистые (*Sparganium*, *Potamogeton*, *Poaceae*, *Polygonaceae*, *Asteraceae*), однако еще присутствует пыльца широколиственных – *Juglans*, *Pterocarya*, *Carpinus*, *Corylus*, *Quercus sibirica* Pan., *Ulmus*). Среди пыльцы хвойных доминируют *Pinaceae*, таксодиевые почти полностью отсутствуют; споры принадлежат главным образом *Polypodiaceae*. Известны здесь и отпечатки листьев, к сожалению, стратиграфически мало показательные: *Arundo goerpertii* Heer, *Phragmites oeningsis* (A. Br.) Heer, *Salix lingulata* Goepf., *Populus balsamoides* Goepf., *Pterocarya castanaefolia* Goepf. и др. (определения А.Н. Криштофовича и И.В. Васильева). Следует заметить, что в 5 км ниже по течению р. Ишим, в овраге близ с. Борки, в этих слоях обнаружена богатая семенная флора, близкая к флоре д. Исаковки на р. Иртыш. Верхняя часть разреза, включающая отбеленные мучнистые слоистые алевроиты, в нижней части с прослоем кварцевого песка с косточками рыб и мелких млекопитающих (6 м), выделялась как самостоятельная ишимская свита. Перекрывают описанные слои толщей зелено-серых тонкодисперсных глин с известковыми конкрециями (10–12 м), относящейся уже к верхнемиоценовой-нижнеплиоценовой семиаридной серии осадков. Изучение неогеновых разрезов в долине р. Ишим особенно актуально, поскольку имеется возможность их прямой корреляции с одновозрастными отложениями Тургая и Северного Приаралья.

Деревня Исаковка (правый берег р. Иртыш). Этот разрез стал конкурирующим в качестве стратотипа для горизонта. Развитые здесь характерные слои В.А. Николаев в 1947 г. выделил в “бещеульскую свиту”, опираясь, по-видимому, на неопубликованные данные по разрезу у с. Бещеул. На МРСС 1967 г., когда после острой дискуссии

было принято выделение одноименного горизонта, в качестве его стратотипа предложен детально изученный в 1963 г. разрез, вскрытый на правом берегу Иртыша, в 3.5 км ниже д. Исаковка (П. Никитин, 1978). В этом разрезе в нижней части бещеульской свиты, подошва которой не обнажена, но вскрыта шурфом, выделяется песчаная аллювиальная пачка мощностью 10–12 м – пески мелко- и тонкозернистые с обломками древесины и мелким растительным детритом, со следами внутреннего перемива и глиняной галькой, особенно обильной у основания (рис. 2). Выше залегает пачка переслаивающихся алевроитовых песков, алевроитов, алевроитовых глин с намывами тонкого растительного детрита (10–11 м). Увечаны отложения бещеульской свиты двумя сближенными горизонтами погребенных почв, прослеживаемыми на всем протяжении обрывистого берега и ниже по течению, над которыми залегает явно размытая пачка буроватых, в сухом состоянии отбеленных глинистых алевроитов (3 м). Верхняя часть этого разреза (14 м), серые полимиктовые слюдястые пески и сменяющие их вверху глины с известковыми конкрециями, относятся к миоцен-плиоценовой павлодарской свите (s. l.) или ее нижнеильинским и новостаничным слоям (Мартынов, 1967).

Нижняя граница бещеульской свиты в рассматриваемом разрезе не обнажена, однако шурф, пройденный в основании обрыва под базальными слоями свиты, вскрыл горизонтально слоистую пачку видимой мощностью 1 м – глину с обломками обугленной древесины, алевроит, прослоенный глиной, насыщенный растительной трухой песок, – породы сильно обводненные, не давшие вскрыть бурый уголь, о наличии которого можно судить по выдавленным оползнями образованиям. По-видимому, это верхние слои абросимовской свиты (они содержат семенной комплекс, близкий к комплексам васюганоярского флористического уровня – Никитин, 1984).

Среди остатков семенных комплексов бещеульской свиты приблизительно 300 видов ископаемых растений, установленных здесь к настоящему времени и образующих флору исаковского уровня, или исаковскую флору, резко преобладают семена и плоды водно-болотных трав. В качестве наиболее характерных можно отметить *Sparganium beszeulicum* Dorof., *S. juzepczukianum* Dorof., *Potamogeton erosus* P. Nikit., *P. corticosus* P. Nikit., *P. pectinatus* L., *P. beszeulicus* Dorof., *P. tertarius* Dorof., *Caulinia itryshensis* Dorof., *C. reticulata* Dorof., *Najas major* All., *Caldesia cylindrica* Dorof., *Stratiotes intermedius* Chandl., *Butomus umbellatus* L., *Carex flagellata* C. et E. Reid, *C. paucifloraeformis* V. P. Nikit., *Scirpus nikitinii* G. Bal., *S. longispermus* Dorof., *S. kipianiae* V. P. Nikit., *S. tertarius* Dorof., *S. palibinii* P. Nikit., *Acorus tertarius* V. P. Nikit., *Epipremnum crassum* C. et E. Reid, *Lemnospermum pistiforme* V. P. Nikit., *Ir-*

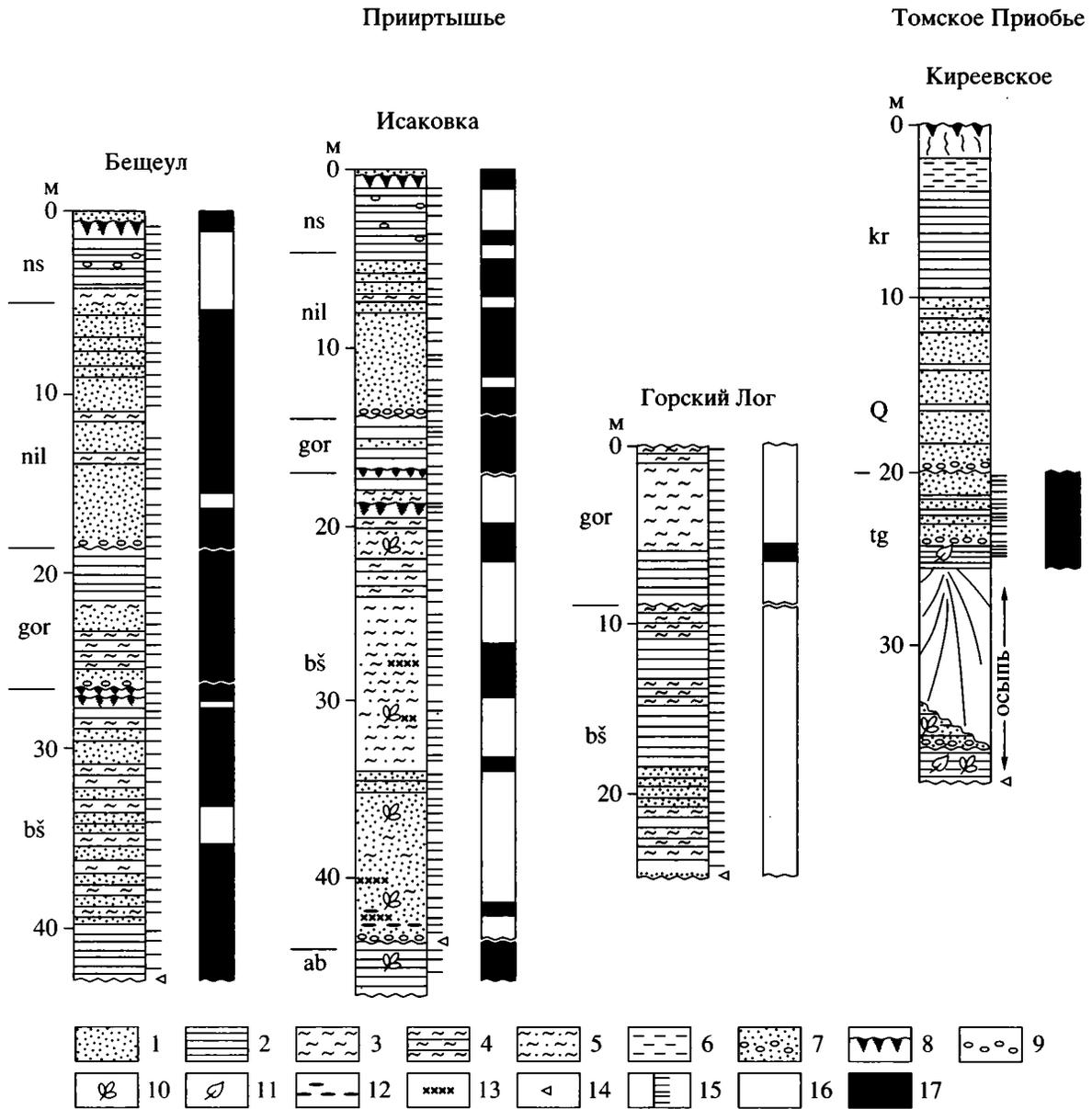


Рис. 2. Опорные лито- и магнитостратиграфические разрезы бещеульского горизонта.

1 – песок; 2 – глина; 3 – алеврит; 4 – переслаивание глины и алеврита; 5 – переслаивание песка и алеврита; 6 – супесь; 7 – галечник; 8 – ископаемая почва; 9 – конкреции; 10 – семенные комплексы; 11 – отпечатки листьев; 12 – обломки лигнитизированной древесины; 13 – растительный детрит; 14 – урез воды; 15 – уровни отбора образцов; 16 – обратная полярность; 17 – прямая полярность; ns – новостаничные слои; nil – нижеильинские слои; gor – горские слои; bš – бещеульская свита; tg – таганская свита; kr – киреевская свита; ab – абросимовская свита; Q – четвертичные отложения.

tyshenia tenuicostata Dorof., *Palaeoeyrualе sukaczewii* Dorof., *Myriophyllum pulchellum* Dorof. Встречаются и лугово-степные травы или, по крайней мере, представители разнотравья: *Rumex*, *Polygonum*, *Cleome rugosa* Dorof., *Potentilla pliocenica* C. et E. Reid, *Valeriana tertiaria* V. P. Nikit., *Trichosanthes fragilis* C. et E. Reid, отдельные представители семейств *Roaceae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae*, *Brassicaceae*, *Ariaceae*, *Asteraceae* и др. Остатки древесных растений редки и относительно

немногочисленны; чаще других встречаются *Morus tertiaria* Dorof., реже – *Humulus*, *Comptonia*, *Betula*, *Alnus*, *Liriodendron*, *Vitis*; остатки хвойных (*Picea*, *Pinus*) еще более редки. Количество родов, представители которых встречаются в Западной Сибири до наших дней, составляет 53–55% родового состава флоры.

Как уже отмечалось (Никитин, 1984, 1988), семенные комплексы исаковского флористического уровня достаточно широко распространены на

территории равнины (более 50 местонахождений) и характеризуют уже послетургайский этап развития западносибирской флоры и растительности, отражая лесостепной ландшафт, существовавший при умеренном (существенно более мягком по сравнению с современным) семигумидном климате. Аналогичную картину отражают и спорово-пыльцевые комплексы разреза у д. Исаковки (Меркулова, 1966, 1971; Александрова, 1969). Палинологи отмечают, что в спектрах здесь почти исчезают таксодиевые, единичными пыльцевыми зернами представлены тургайские Juglandaceae, Quercus, Carpinus, Nyssa. Среди пыльцы древесных растений доминируют бореальные Alnus, Betula, Ulmus, заметную роль (в отдельных спектрах до 35–44%) приобретают травы – представители семейств Sparganiaceae, Poaceae, Chenopodiaceae, Asteraceae, Apiaceae, Ranunculaceae, Cyperaceae, Polygonaceae и др.

На этом разрезе впервые выполнены палеомагнитные исследования, в результате которых характеристику получили отложения всех слоев и свит, слагающих разрез (рис. 2). В толще, охарактеризованной исаковской флорой, мощностью 27 м, зафиксирована обратная полярность с четырьмя маломощными интервалами прямо намагниченных пород – магнитозона R.

Село Бещеул (правый берег р. Иртыш, в 5-ти км вниз по течению от д. Исаковка). В разрезе у с. Бещеул отложения бещеульской свиты представлены уже иными (по-видимому, главным образом озерными) фациями – бурыми глинами с “бурундучными” прослоями песков и алевроитов и имеют мощность около 20 м. Семенные комплексы отсюда пока не удалось получить; послойное изучение разреза спорово-пыльцевым методом, выполненное Л.А. Пановой (Волкова, Панова, 1975), показало, что, по сравнению с разрезом у д. Исаковки, здесь несколько более обильна пыльца широколиственных пород, чаще встречаются таксодиевые (от 0.4 до 4%), а роль пыльцы трав относительно менее заметна (20–25%). Геологические наблюдения над особенностями напластования пород в обнажениях у д. Исаковки и у с. Бещеул в совокупности с палинологическими данными позволяют предполагать, что у с. Бещеул развиты, по-видимому, более древние по сравнению с разрезом у д. Исаковки, латеральные слои бещеульской свиты. Однако hiatus между флорой абросимовской свиты и исаковской флорой очевиден – содержание пыльцы травянистых растений даже в верхних слоях первой невелико и не превышает 5%.

Все породы разреза у с. Бещеул, так же, как и предыдущего разреза, получили палеомагнитную характеристику, но бещеульская свита в изученном пересечении (мощность 18 м) имеет прямую

полярность (магнитозона N) с одним интервалом обратно намагниченных пород (рис. 2).

Разрозненные выходы бещеульской свиты на правом обрывистом берегу Иртыша можно наблюдать от пос. Чернолучье, что севернее г. Омска, до с. Екатерининского, южнее г. Тары, и далее по правому притоку Иртыша р. Уй. В палеомагнитном разрезе у с. Горский Лог в бещеульской свите (16 м) установлена магнитозона обратной полярности (магнитозона R) (рис. 2).

С рядом разрезов связаны местонахождения исаковской флоры (Чернолучье, Лежанка, Карташово и др.), а в районе с. Екатерининского и на р. Уй – и каськовской флоры этого же горизонта (см. ниже). Кроме того, в ряде пунктов подробно изучены спорово-пыльцевые комплексы, главным образом для слоев с исаковской флорой. По палинологическим данным эти палинофлоры также характеризуют послетургайский тип растительности – распространение лесостепных группировок с Alnus, Betula, Ulmus, обильными Polypodiaceae и возрастающей ролью травянистых – Sparganiaceae, Poaceae, Chenopodiaceae, Apiaceae, Asteraceae и т.п. (Мартынов, Меркулова, 1965). Из фаунистических остатков известны связанные с бещеульской свитой отпечатки скелетов рыб, а также раковины моллюсков.

Собственно, в каждом разрезе могут быть представлены разные фации – русловые, пойменные, озерные, горизонтально и косо наложенные породы. Такое же их разнообразие можно наблюдать и в скважинах, где бещеульская свита выделяется в промешутке между угленосными образованиями абросимовского горизонта и толщей глин таволжанской свиты. Флористические комплексы также характеризуются некоторой изменчивостью и появлением в ряде разрезов флор более древнего уровня этого горизонта.

Разрезы Обь-Иртышского междуречья. В восточной части междуречья на уровне бещеульского горизонта выделяется аллювиальная каськовская свита (стратотип – в скважине № 14 близ с. Каськовка севернее г. Чулыма, интервал 87.5–121.5 м), сложенная в нижней части песками мелкозернистыми, чисто отмытыми, а в верхней – тонкозернистыми, алевроитовыми и глинистыми. По всей толще встречаются прослой растительного детрита. Свита залегает на подстилающих образованиях с глубоким размывом, а перекрывается толщей миоцен-плиоценовых и четвертичных отложений.

Семенные комплексы каськовского флористического уровня (Никитин, 1965, 1984, 1988) установлены в стратотипическом разрезе на глубинах 88 и 100 м и широко представлены на исследуемой территории (более 70 местонахождений). Они в общих чертах близки к исаковским флорам, но отличаются от последних несколько меньшим содержанием ныне местных родов (в

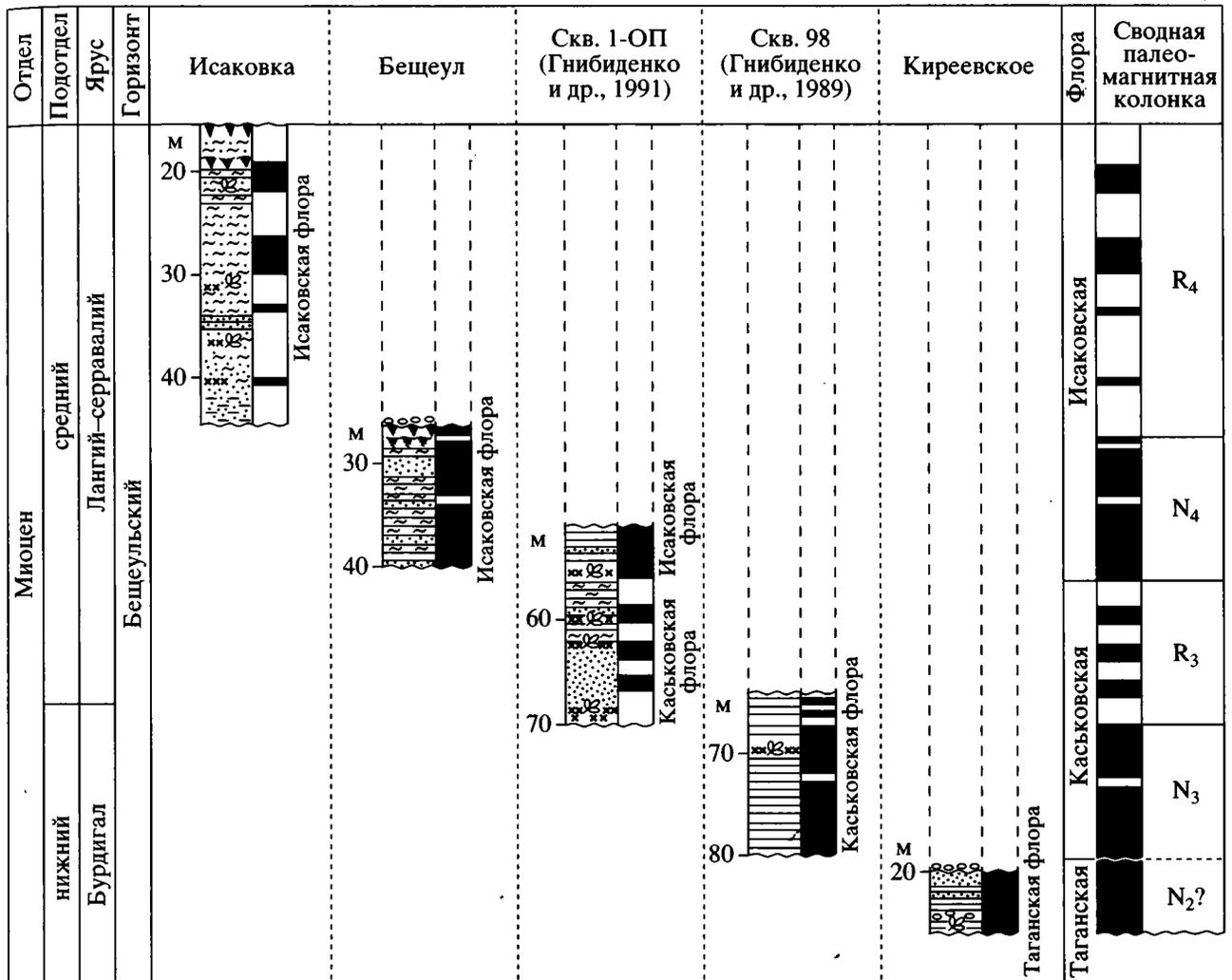


Рис. 3. Сводный магнитостратиграфический разрез отложений бещеульского горизонта. Усл. обозначения см. на рис. 2.

среднем 49%), большим участием тургайских реликтов (еще встречаются *Metasequoia*, *Taxodium*, *Potamogeton rotundus* V. P. Nikit., *Scirpus ruthenicus* V. P. Nikit., *Betula ex sect. palaeocostata*, *Thalictrum lanceolatum* P. Nitit., *Liriodendron geminatum* Kirchh., *Staphylea*, возможно, *Humularia*, *Poliothyrsis*, *Diclidocarya sibirica* P. Nikit. и *Nyssa*); в то же время для каськовской флоры характерно присутствие *Potamogeton trichoides* Cham. et Schlecht., *Hydrocharis morsus-ranae* L., *Boehmeria dubia* V. P. Nikit., *Urtica pliocenica* Dorof., *Chenopodium polyspermum* L., *Thalictrum simplex* L., *Diervilla tertiaria* V. P. Nikit. и целого ряда других растений, типичных уже для послетургайской или даже современной флоры. Спорово-пыльцевые комплексы слоев с каськовской флорой характеризуются господством пыльцы цветковых растений, принадлежащей в основном *Alnus* (до 25%), *Betula* (до 10%), *Ulmus*, *Salix*, *Juglans*, *Carya* etc. Пыльца трав достаточно разнообразна, но количество ее не превышает 15–20%;

доля пыльцы хвойных составляет 8–10% (ель, сосна, туга, пихта, единичные таксодиевые); среди спор преобладают *Polypodiaceae* (Меркулова, 1971; Волкова, Панова, 1975). Судя по палеоботаническим данным, господствовавшим в “каськовское” время типом ландшафтов на юге Западной Сибири были разреженные леса, местами переходящие в лесостепь.

Палеомагнитные исследования слоев с каськовской флорой, выполненные по керну скважин, пройденных южнее г. Барабинска (Гнибиденко и др., 1989) и близ г. Омска (Гнибиденко и др., 1991), показали, что в этих слоях представлены две магнитозоны – внизу прямой (N) и вверху обратной (R) полярности с узкими интервалами противоположной намагниченности в каждой из них (рис. 3).

Село Киреевское. Томское Приобье – восточный фланг рассматриваемой территории. Высокие слои неогена здесь давно выделялись на берегах Оби у сел Вороново и Киреевское и у пос. За-

обский. На Обь-Томском междуречье скважинами была вскрыта болотинская свита, продолжением которой являются слои, обнажающиеся у с. Киреевского (правый берег р. Обь) и названные М.П. Нагорским (1962 г.) таганской свитой. Это характерная аллювиальная толща, состоящая из неоднократного чередования слоев диагонально слоистых разнозернистых песков с крашкой и обломками каменного угля, прослоев конгломератов, а также песчаных глин, лимонитизированных или сидеритизированных (Мизеров и др., 1971). Такие глинистые прослои отмечены в средней и верхней частях разреза; в одном из них, вверху, С.Г. Жилин обнаружил многочисленные отпечатки листьев. Таганская свита залегает на обнаженном, но чаще скрытом под оползнями и осыпями цоколе, сложенном синевато-серыми, местами коричневатými глинами, поднимающимися над урезом воды на 4–6 м. Это – известные киреевские слои (свита) абросимовского горизонта, в которых в разное время были собраны отпечатки листьев, ископаемые семена и плоды, определены спорово-пыльцевые комплексы.

Семенные комплексы таганского флористического уровня до сих пор выявлены относительно слабо. В общих чертах таганская флора лишь незначительно отличается от флор нижележащего абросимовского горизонта. Правда, леса этого времени утратили многие термофильные элементы, на смену которым пришли сообщества с ольхой, березой, грабом, лещиной и другими представителями умеренной флоры и, по-видимому, начали покидать водоразделы, постепенно опускаясь в речные долины. В таганской флоре уже реже встречаются и менее разнообразны остатки таксодиевых, отсутствуют обычные на самых молодых уровнях “абросимовской” флоры *Sparganium sibiricum* Dorof., *Sagisma turgida* P. Nikit., *Tavdenia*, *Evodia* и т.п., зато появляются *Caulinia graminea* Tzvel., *Eleocharis praemaximowiczii* Dorof., *Chenopodium hybridum* L., *Palaeoeyryale sukacevii* Dorof., *Bunias*, первые *Asteraceae*, широко распространившиеся в южных районах равнины уже в более позднее время. Однако и по общему составу, и по основным биогеографическим показателям (в среднем 44% родов, доживающих в Западной Сибири до наших дней, 43% экзотических и 13% вымерших родов) таганская флора с равной степенью обоснованности могла бы быть включена и в группу флор абросимовского этапа, и в группу более молодых бещеульских флор. Решающим фактором в выделении самостоятельного таганского флористического уровня (Никитин, 1984) явились соображения, связанные с общей геологической историей региона: таганская свита залегает в стратотипе с явным размывом на подстилающих образованиях киреевской свиты и, по-видимому, соответствует начальной фазе нового седиментационного этапа. Таким образом,

семенные комплексы таганского флористического уровня происходят, вероятно, из самых нижних слоев бещеульского регионального горизонта, в целом же близкие по составу и возрасту комплексы таганского и киреевского уровней рассматриваются нами как завершающее звено в развитии западносибирской тургайской флоры. При этом не исключена возможность, что именно киреевскому–таганскому этапам отвечает среднемиоценовый климатический оптимум, столь четко выраженный в Европе и в Пацифике, хотя положительных доказательств этого палеоботанические материалы не дают.

По данным палинологов (Меркулова, 1966б; Головеров, Кабанова, 1984), спорово-пыльцевые комплексы таганской свиты также имеют переходный характер. С одной стороны, в них еще относительно много пыльцы широколиственных пород (главным образом виды *Quercus*, близкие к современным, а также *Ulmus* и *Juglandaceae*) и сравнительно мало пыльцы трав и кустарничков, а с другой стороны – пыльца широколиственных принадлежит ограниченному числу родов с широкой экологической амплитудой, много пыльцевых зерен *Betula* и особенно *Alnus* (иногда до 45%), среди пыльцы хвойных преобладают *Pinus* и *Picea*, пыльца *Taxodiaceae* встречается спорадически и приурочена к нижним слоям свиты, а травянистые растения достаточно разнообразны (*Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Ariaceae* etc.).

В обнажении у с. Киреевского образцы для палеомагнитных исследований удалось отобрать лишь из вскрытой 6-метровой верхней части таганской свиты, включая и слой с обнаруженными и еще не определенными отпечатками листьев. Здесь установлена положительная намагниченность горных пород – магнитозона N (рис. 2).

ОБОБЩЕНИЕ ПАЛЕБОТАНИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Накопленные за многие годы и обобщенные в последнее время палеоботанические материалы показывают, что отложения бещеульского регионального горизонта формировались в эпоху значительных изменений флоры и растительности юга Западно-Сибирской равнины, когда на смену умеренно теплолюбивым мезофильным тургайским лесам позднего олигоцена–раннего миоцена в условиях постепенно ухудшавшегося климата пришли уже преимущественно лесостепные ландшафты. На карте (рис. 1) показаны 154 местонахождения 222-х семенных комплексов разных флористических уровней (лон) бещеульского горизонта; как видно, этими комплексами охарактеризована практически вся изученная часть Обь-Иртышского междуречья. Как уже отмечалось, эволюционные особенности комплексов

позволяют наметить в бещеульском горизонте три последовательно сменяющих друг друга флористических уровня. Самый нижний член этого горизонта – слои с таганской флорой. Семенные комплексы таганского уровня достоверно известны пока только из немногих разрезов в Томском Приобье и трактуются как завершающие историю тургайских флор Западной Сибири. Со следующего, уже широко представленного уровня, каськовского, на юге равнины началось развитие своеобразной переходной флоры, названной послетургайской. Комплексы этого уровня установлены в многочисленных скважинах на востоке Барабинской равнины и в Барнаульском Приобье, а в последние годы выявлены и в ряде разрезов Омско-Тарского Прииртышья. Если в ископаемых семенных флорах самых верхних слоев абросимовского горизонта содержится не более 41–43% ныне местных родов, то их количество в каськовской флоре составляет в среднем около 50%. Она уже близка к известным семенным комплексам собственно бещеульской свиты правобережного Прииртышья, хотя и отличается от последних несколько большим участием тургайских реликтов; в то же время для каськовского уровня характерно появление целого ряда растений, типичных уже для послетургайского или даже современного флористического этапа. Климат каськовского времени отличается явной тенденцией к похолоданию и аридизации, зимы были уже относительно продолжительными, с морозами, достигавшими, возможно, минус 10–12°C.

Третий, самый молодой флористический уровень бещеульского горизонта – исаковский. Детальный анализ состава ископаемых семенных комплексов показал, что флора бещеульской свиты береговых разрезов Иртыша и прилегающих районов Барабинской и Ишимской степей отличается от каськовской не только провинциальными и тафономическими особенностями, но и геологическим возрастом: она более прогрессивна (в среднем 55% ныне местных родов) и, следовательно, более молода. Следует подчеркнуть, однако, что, наряду с флорой исаковского уровня, в слоях бещеульской свиты в Омском и Тарском Прииртышье обнаружена и каськовская флора; это видно, например, по опорному разрезу скважины 1-ОП на южной окраине Омска, в котором бещеульская свита характеризуется флорами отмеченных двух уровней (Гнибиденко и др., 1991):

ОБСУЖДЕНИЕ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

С введением в практику стратиграфических исследований палеомагнитного метода стали возможными не только расчленение и корреляция сложно построенных толщ отдельных регионов,

но и оценка изотопного возраста стратонев и их привязка к мировой магнитохронологической шкале (Berggren et al., 1985, 1995). В последние годы для различных возрастных подразделений верхнего кайнозоя ряда районов Западной Сибири – бассейны Оби, Иртыша и их междуречье – были составлены опорные магнитостратиграфические разрезы и схемы, где региональные горизонты неогена Западной Сибири, в том числе и бещеульский, получили палеомагнитную характеристику в их непрерывной стратиграфической последовательности. Так, в Обь-Иртышском междуречье (Гнибиденко и др., 1989) бещеульский горизонт представлен каськовскими слоями, которые характеризуются снизу вверх двумя магнитозонами: прямой (N) и обратной (R) полярности мощностью 10 и 6 м соответственно (рис. 3). Результаты комплексного исследования керна скважины 1-ОП в Омском Прииртышье (Гнибиденко и др., 1991) показали, что бещеульский горизонт, представленный уже слоями с флорой каськовского и исаковского уровней, состоит также из двух магнитозон – обратной (R) мощностью 16 м (слои с каськовской флорой) и прямой (N) мощностью 6 м (слои с исаковской флорой) (рис. 3).

Магнитостратиграфические исследования стратотипических и опорных разрезов – обнажений таганской и бещеульской свиты в бассейнах Оби и Иртыша – позволили впервые получить палеомагнитные данные по отложениям таганской свиты (обнажения у с. Киреевское), расширить наши представления об объеме слоев с исаковской флорой, которые по предыдущим исследованиям характеризовались только прямой намагниченностью, а по последним данным состоят уже из двух магнитозон – прямой (N) и обратной (R) полярности (обнажения Исаковка, Бещеул, Горский Лог) и внести тем самым коррективы в региональный магнитостратиграфический разрез неогена Западной Сибири.

Палеомагнитные исследования всех разрезов бещеульского горизонта выполнены на ориентированных образцах – кубиках размером 2.4 и 2 см по методике, принятой для такого рода исследований. Палеомагнитные разрезы отложений построены по направлению характеристического компонента намагниченности, выделенного с помощью компонентного анализа. Последний выполнен путем построения векторных диаграмм по результатам ступенчатого терморазмагничивания.

В результате сопоставления и увязки палеомагнитных разрезов слоев с таганской, каськовской и исаковской флорами по опорным скважинам и обнажениям в уточненном региональном магнитостратиграфическом разрезе бещеульского горизонта (s. l.) выделено пять крупных магнитозон прямой и обратной полярности (рис. 3). Положение и последовательность магнитозон в региональном

разрезах контролируется палеоботаническими данными и коррелируется с биостратиграфическими лонами, или флористическими уровнями. Анализ полученных магнитостратиграфических данных показал, что магнитозоны имеют региональный характер. Эти магнитозоны обозначены нами снизу вверх (с учетом уже ранее выделенных в абросимовском горизонте – Гнибиденко и др., 1996; Мартынов и др., 1997) как $N_2?$, N_3 , R_3 , N_4 , R_4 (рис. 3). Со временем выделенным магнитозонам могут быть даны местные названия, что позволит строить местные разрезы других районов и сводить их в общую региональную магнитостратиграфическую схему, не переделывая нумерацию при обнаружении новых магнитозон.

Выделенные в магнитостратиграфическом разрезе бещеульского горизонта Западной Сибири магнитозоны на данном этапе палеомагнитных и биостратиграфических исследований пока еще трудно однозначно сопоставлять с мировой магнитохронологической шкалой. В предыдущих работах авторов показано, что формирование абросимовской свиты завершилось в начале бурдигальского века (Гнибиденко и др., 1996; Мартынов и др., 1997). Учитывая, что региональный разрез бещеульского горизонта начинается с таганской свиты (магнитозона $N_2?$), сопоставимой с кушукскими слоями, которые содержат бурдигальскую фауну гомфотерия и имеют прямую намагниченность (наши неопубликованные данные), можно считать, что формирование нижних слоев горизонта началось еще в бурдигальском веке. Выше лежащие слои бещеульского горизонта (каськовские и исаковские – магнитозоны N_3 , R_3 , N_4 , R_4) наращивают разрез вверх и, по-видимому, располагаются на уровне верхов бурдигальского яруса, лангия и части сerratavalia. Отметим, что в связи с отсутствием ортогрупп ископаемых организмов в неогене Западной Сибири уверенное использование общей геохронологической шкалы крайне затруднено, поэтому приведенные выше сопоставления следует рассматривать как предварительные.

ВЫВОДЫ

Бещеульский (петропавловский) горизонт представляет собой рубежное региональное стратиграфическое подразделение, отразившее произошедшие в середине миоцена существенные изменения в природной среде Западной Сибири: связанное с поднятиями горного обрамления равнины оживление эрозионных процессов, развитие речной сети и формирование латерального ряда аллювиальных свит, а также преобразование ландшафтов, в связи с климатическими изменениями особенно отразившееся на характере флоры и растительности, вступивших в послетургайскую фазу развития. Детальное стратиграфи-

ческое изучение образований горизонта с использованием палеоботанических и магнитостратиграфических данных позволяет уточнить его стратиграфический объем – формирование его началось, по-видимому, в бурдигальском веке приблизительно 20–19 млн. лет назад и продолжалось в лангии и сerratavalia.

В связи с тем, что для каждого из региональных горизонтов и для многих свит трудно или даже невозможно предложить универсальный стратотип, приходится пользоваться составными опорными разрезами, интегрирующими латерально разнообразные стратотипы (Мартынов, 1984). Это касается и стратотипа, предложенного для бещеульского горизонта и одноименной свиты, – оказалось, что стратотипический разрез у д. Исаковки представляет, по-видимому, лишь верхнюю часть бещеульской свиты, ее исаковские слои, характеризующиеся обратной намагниченностью (магнитозона R_4). Как следует из палеомагнитных данных, разрез свиты должен наращиваться слоями с той же флорой исаковского уровня, но имеющими прямую намагниченность (магнитозона N_4). Но наращивание сводного разреза горизонта на этом не заканчивается: ниже располагаются слои с каськовской флорой, также относящиеся к двум разнополярным зонам – обратной R_3 и прямой N_3 . И, наконец, слои с флорой таганского уровня тоже могут нарастить стратиграфическую колонку, если не относить прямо намагниченные слои (магнитозоны N_3 и $N_2?$) с каськовской и таганской флорой к одному стратиграфическому уровню – стратону.

Работа выполнена в соответствии с рекомендациями Неогеновой комиссии МСК и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 95-05-15599).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова Л.В.* Палинологическая характеристика отложений бещеульской свиты у дер. Исаковки (бассейн р. Иртыш) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1969. С. 151–157.
- Волкова В.С., Панова Л.А.* Палинологическая характеристика неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины // Палинология кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. С. 34–54.
- Гнибиденко З.Н.* Палеомагнетизм и магнитостратиграфия неогеновых отложений Прииртышья // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 85–93.
- Гнибиденко З.Н., Гейс В.В., Мартынов В.А. и др.* Палеомагнетизм и магнитостратиграфия нижнемиоценовых отложений абросимовского горизонта Западной Сибири // Геология и геофизика. 1996. № 11. С. 75–82.
- Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А., Донченко В.В., Шмырева З.Л.* Магнитостратиграфический разрез неогеновых отложений Барабинской равнины // Геология и геофизика. 1989. № 2. С. 11–20.

- Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А., Донченко В.В., Никитин В.П.* Опорный разрез и магнитостратиграфия неогена Омского Прииртышья // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 71–78.
- Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А., Никитин В.П. и др.* Магнитостратиграфия и динамика осадконакопления нижнемиоценовых отложений Западной Сибири // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 203–205.
- Головеров А.А., Кабанова В.М.* Миоцен среднего течения р. Чулым // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 151–157.
- Мартынов В.А.* К вопросу о литолого-фациальных особенностях разреза континентальных верхнепалеогеновых и неогеновых отложений Омского Прииртышья // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 321–328.
- Мартынов В.А.* Континентальный кайнозой на юге Западно-Сибирской низменности // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск: НТО–Горное, 1965. С. 11–15.
- Мартынов В.А.* Расчленение и вопросы корреляции континентальных палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1967. № 1. С. 13–24.
- Мартынов В.А.* Особенности стратификации континентальных отложений (на примере кайнозоя Западно-Сибирской низменности) // Проблемы стратиграфии. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1969. С. 150–155.
- Мартынов В.А.* Местные и региональные стратиграфические подразделения кайнозоя Западно-Сибирской плиты // Проблемы стратиграфии Сибири в свете современных данных. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. С. 79–99.
- Мартынов В.А.* Природная обстановка и геологические рубежи неогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 151–157.
- Мартынов В.А., Гнибиденко З.Н., Никитин В.П.* Нижний миоцен Тарского Прииртышья: стратиграфия, палеоботаника, палеомагнетизм // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 4. С. 46–54.
- Мартынов В.А., Меркулова К.А.* К обоснованию выделения нового нижнемиоценового петропавловского регионального горизонта // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск: НТО–Горное, 1965. С. 25–27.
- Мартынов В.А., Никитин В.П.* К стратиграфии неогеновых отложений южной части Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1968. № 12. С. 3–15.
- Меркулова К.А.* О возрасте тарской флоры (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Палинология Сибири. М.: Наука, 1966а. С. 90–95.
- Меркулова К.А.* К вопросу о стратиграфическом расчленении третичных отложений Томского Приобья по данным спорово-пыльцевого анализа // Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и палеогена Западной Сибири. М.: Наука, 1966б. С. 64–75.
- Меркулова К.А.* Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения верхнеолигоценовых и миоценовых отложений Обь-Иртышского междуречья // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1970. 24 с.
- Меркулова К.А.* О границе палеогена и неогена в Западной Сибири (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М.: Наука, 1971. С. 51–60.
- Мизеров Б.В., Черноусов С.И., Абрамов и др.* Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения Среднего Приобья // Новосибирск: Наука, 1971. 212 с.
- Никитин В.П.* Вероятные аналоги бещеульской свиты на территории Новосибирской области // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области // Новосибирск: НТО–Горное, 1965. С. 27–29.
- Никитин В.П.* Миоценовые флоры Западной Сибири (по материалам палеокарпологических исследований) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 146–151.
- Никитин В.П.* Флористические уровни неогена Западной Сибири // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 155–156.
- Никитин П.А.* Плиоценовая семенная флора у д. Исаковки на Иртыше // Материалы к стратиграфии Западно-Сибирской равнины. Томск: Томский ун-т, 1978. С. 23–75.
- Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J. et al.* Cenozoic Chronology // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985. V. 96. № 11. P. 1407–1418.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // SEPM (Society for Sedimentary Geology). Special Publication. № 54. Oklahoma. USA. 1995. 135 p.

Рецензенты М.А. Ахметьев, Ю.Б. Гладенков

УДК 551.7:551.763

КАМΠΑН-МААСТРИХТСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ФРОНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ (ЮГ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ)

© 2000 г. А. В. Соловьев, Т. Н. Палечек, Г. В. Леднева

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

Поступила в редакцию 26.02.98 г.

Новые датировки пород вулканогенно-кремнистых океанических (окраинноморских) отложений фронтальной части Олюторской зоны, сопоставляемых с образованиями, относимыми к ватынской серии, указывают на то, что, наряду с альб-кампанскими, в их состав входят и более молодые – кампан-маастрихтские горизонты. Эти данные позволяют утверждать, что океанические и/или окраинноморские (ватынские) и островодужные (ачайваемские) отложения, также датированные кампаном–маастрихтом, находились в латеральных взаимоотношениях на этом временном интервале. С другой стороны, анализ новых датировок и литературных данных показывает, что островодужные отложения кампан-маастрихтского возраста могли перекрывать, возможно, и без видимого несогласия, океанические и/или окраинноморские докампанские комплексы.

Ключевые слова. Кампан–маастрихт, радиолярии, окраинноморские и островодужные отложения, Олюторская зона, Корякское нагорье.

ВВЕДЕНИЕ

Фронтальную часть Олюторской зоны составляют преимущественно меловые вулканогенно-кремнисто-терригенные комплексы. К концу 80-х годов сложилось представление о двух главных региональных стратиграфических единицах – ватынской серии и ачайваемской свите (Липман, 1959; Жамойда, 1972; Казинцова, 1979; Алексеев, 1979). Изучение вулканогенных пород позволило выделить два различных генетических типа меловых отложений: субокеанические и островодужные (Богданов и др., 1982; Геология юга..., 1987; Чехович, 1993). В общем, отложения ватынской серии считались близкими к океаническим, а образования ачайваемской свиты – к островодужным (Алексеев, 1979).

К концу 80-х годов возраст субокеанических образований ватынской серии определялся как альб-кампанский, а возраст островодужных отложений ачайваемской свиты как маастрихт-палеоценовый (Вишневская, 1985; Геология юга..., 1987). В последнее время появились данные о присутствии в образованиях ватынской серии, наряду с альб-кампанскими, и более молодых отложений кампан-маастрихтского возраста (Палечек, 1997; Соловьев и др., 1998), а формирование ачайваемской свиты произошло, по-видимому, уже в кампанское время (Палечек, 1997). Это позволяет говорить об одновременном формировании океанических (окраинноморских) и островодужных отложений, по крайней мере, в кампане–маастрихте, и предполагать, что в это время они формировали латеральный ряд. Ряд исследователей предпо-

лагают вертикальные соотношения и считают, что более молодые отложения ачайваемской свиты без видимого несогласия перекрывают более древние образования ватынской серии (Астраханцев и др., 1987; Казимиров и др., 1987; Шапиро, 1995). Данная статья посвящена разрешению этого противоречия на основе новых датировок меловых отложений фронтальной части Олюторской зоны по радиоляриям и анализа опубликованных материалов. При анализе литературных данных о возрасте меловых отложений Олюторской зоны во внимание принимались датировки, полученные из кремнистых отложений, ассоциирующих с вулканическими породами, для которых известны петрохимические характеристики, что позволяет предполагать ту или иную геодинамическую обстановку формирования отложений.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ ФРОНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ

Фронтальная часть Олюторской зоны протягивается вдоль ее северо-западной границы, характеризуется покровно-чешуйчатым строением и широким распространением меловых отложений (Богданов и др., 1982; Чехович, 1993) – рис. 1А. Структура фронтальной части определяется региональным Ватыно-Вывенским надвигом (Митрофанов, 1977) протяженностью более 500 километров. Простирающие структуры конформно сместителю Ватыно-Вывенского надвига, по которому образования Олюторской зоны шарьированы на отложения Укэлятского прогиба.

Толщи мелового возраста слагают крупные субгоризонтально залегающие чешуи (Чехович, 1993). В пределах фронтальной части авторами были изучены три участка (рис. 1А): район бухты Анастасии (северный – I), район верховий рек Ильпи и Матыскен (северо-западный – II) (рис. 1Б) и район реки Тапельваая (юго-западный – III).

Северный участок (район бухты Анастасии). Аллохтонные *вулканогенно-кремнистые* и *осадочно-вулканогенные* образования северной части Олюторской зоны залегают в виде тектоностратиграфических последовательностей, в которых тектонически совмещены пластины разного возраста (Палечек, 1997; Соловьев и др., 1998).

Вулканогенно-кремнистые отложения обнаружены в основании аллохтонного пакета и представлены подушечными базальтами, гиалокластитами, яшмами с обломками иноцерам, кремнями и алевропелитами. Из кремнистых пород разных пластин выделены комплексы радиоларий поздне-туронско-раннекампанского, коньяк-среднекампанского и кампан-маастрихтского возрастов (Палечек, 1997; Соловьев и др., 1998). Базальты вулканогенно-кремнистой толщи можно охарактеризовать как умеренно дифференцированные породы ($MgO/FeO_{\text{сум}} = 0.34-0.76$). По уровню содержания TiO_2 (0.83–2.03%), Zr (76–160 ppm) и Y (30–47 ppm) базальты близки к толеитам срединно-океанических хребтов (MORB) и окраинных морей (Hawkins, 1976; Sun et al., 1979). Базальты характеризуются умеренным фракционированием легких РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ (значения $(La/Yb)_N$ варьируют от 2.8 до 3.7), что наряду с поведением петрогенных и других рассеянных элементов позволяет сопоставить их с обогащенными базальтами (О-тип) котловин окраинных морей (Петрология и геохимия..., 1987).

Осадочно-вулканогенные отложения широко развиты в районе бухты Анастасии. В результате проведенных исследований, с достаточной степенью условности, осадочно-вулканогенные отложения удалось подразделить на три толщи: 1) *вулканогенную (нижнюю)*; 2) *вулканогенно-терригенную ("переходную", среднюю)*; 3) *кремнисто-терригенную (верхнюю)*. *Вулканогенная толща* (нижняя) сложена клинопироксенпорфировыми миндалекаменными базальтами, лавобрекчиями базальтового состава, реже встречаются лавокластиты в матриксе грауваккового состава и линзы андезитобазальтов. *Вулканогенная толща* тектонически перекрывает вулканогенно-кремнистые отложения, описанные выше. *Вулканогенно-терригенная толща* ("переходная", средняя) слагает изолированные аллохтонные пластины и представлена граувакковыми песчаниками, моновулканитовыми брекчиями базальтового состава, базальтами, лавобрекчиями и кремнистыми породами с примесью терригенного материала. *Кремнисто-терригенная толща* (верхняя) пред-

ставлена граувакковыми песчаниками, алевропелитами, окремнелыми алевролитами, зелеными и черными кремнями. Данная толща стратиграфически перекрывает образования вулканогенной толщи. Из кремней кремнисто-терригенной толщи выделены сообщества радиоларий, позволяющие говорить о том, что в районе бухты Анастасии осадочно-вулканогенные отложения включают горизонты кампан-маастрихтского возраста (Палечек, 1997; Соловьев и др., 1998). Базальты и лавобрекчии из осадочно-вулканогенных отложений очень изменчивы по составу. Для них характерны низкие содержания TiO_2 (0.56–1.16%), Zr (8–82 ppm) и Y (4–32 ppm), отношение $MgO/FeO_{\text{сум}} = 1.03-1.64$. По геохимическим характеристикам они занимают промежуточное положение между типично толеитовой и известково-щелочной сериями. Базальты показывают более сильное фракционирование легких РЗЭ относительно тяжелых (значения $(La/Yb)_N = (3.2-7.7)$), что присуще породам островодужного генезиса. По геохимическим характеристикам эти базальты сопоставляются с базальтами умереннокалиевой известково-щелочной серии (Петрология и геохимия..., 1987; Фролова и др., 1989).

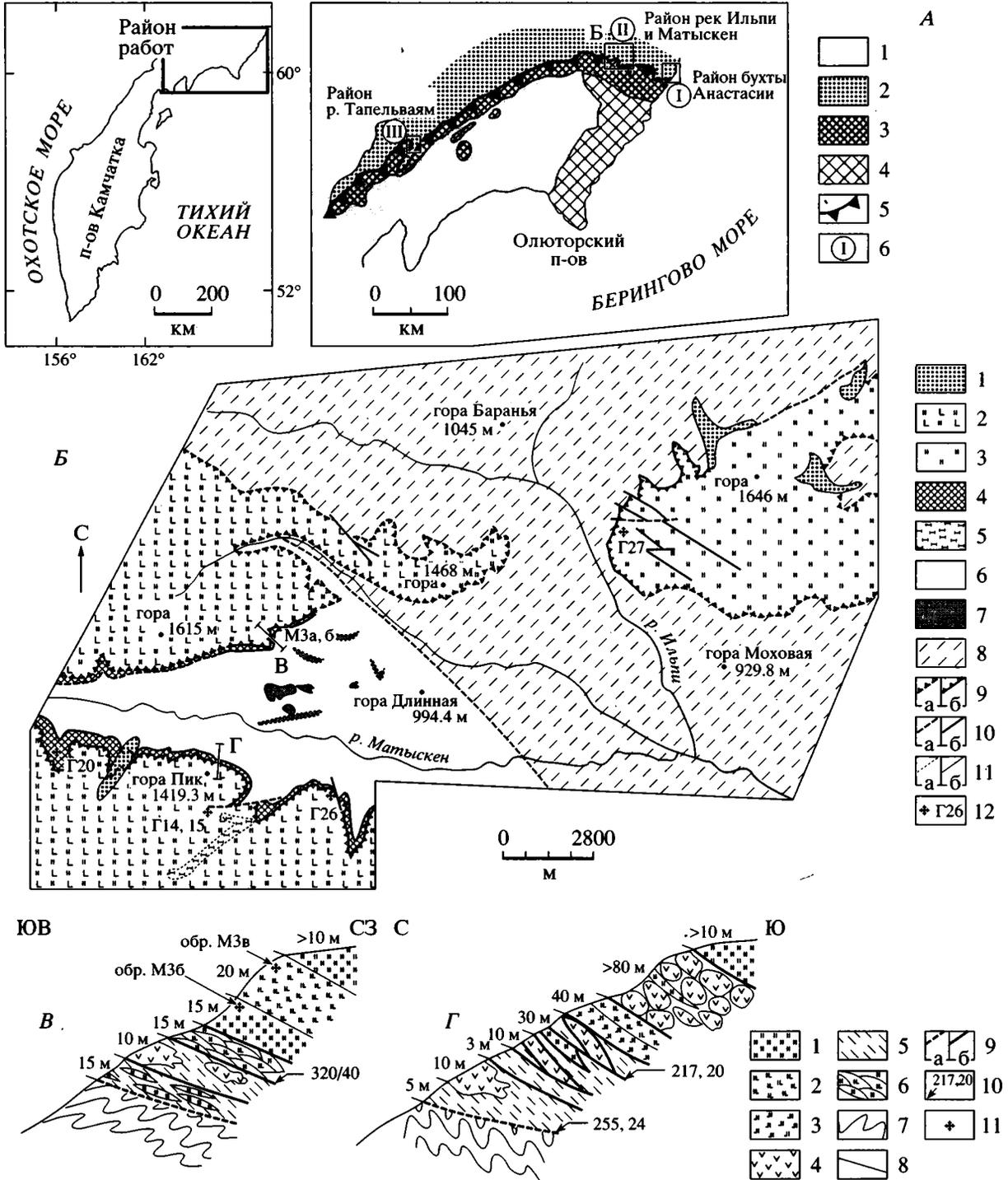
Северо-западный участок (район верховий рек Ильпи и Матыскен). В районе верховий рек Ильпи и Матыскен (рис. 1Б) выделены следующие структурные элементы (снизу вверх): **автохтон**: 1) флишоидные отложения Укэлятского прогиба, 2) зона тектонического меланжа; 3) Ватыно-Вывенский надвиг; **аллохтон**: 4) вулканогенно-кремнистые отложения Олюторской зоны. Подобное строение характерно и для всей северной части Олюторской зоны (Астраханцев и др., 1987).

Зона тектонического меланжа имеет хаотичное строение. Первичная природа толщи не установлена, так как она интенсивно тектонизирована, возможно, первоначально это была олистострома. Матрикс сложен черными алевропелитами с редкими маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Блоки представлены порфировыми и афировыми базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитами базальтового состава, редко черными и зелеными кремнями. В северном борту р. Матыскен встречены блоки магматических пород: порфировидные меланократовые габброиды, лейкократовые габброидориты, редко анкарамитоподобные габбро. У подножия горы Длинной описан закалочный контакт базальтового потока с терригенными флишоидными породами Укэлятского прогиба. В приконтактовой зоне по алевролитам развиваются черные роговики, от центра к краю потока крупнопорфировые базальты сменяются мелкопорфировыми, в зоне закалки афировыми. Толща имеет чешуйчатое строение. Южнее подобная толща, имеющая сходное структурное положение, рассматривалась как олисто-

строма и ее возраст по бентосным фораминиферам был определен как маастрихтский (Митрофанов, Шелудченко, 1981).

Зона Ватыно-Вывенского надвига (мощность от 50 до 150 м) характеризуется чешуйчатым строением. В ее пределах тектонически совмещены пластины, сложенные как породами Олюторской зоны, так и отложениями Укэлятского прогиба.

Особенно четко данная зона выражена в бортах долины р. Матыскен (рис. 1Б). Чешуи, ограниченные поверхностями субгоризонтальных сместителей, представлены разлинзованными черными и зелеными кремнистыми породами, афировыми базальтами и лавобрекчиями, катаклазированными черными алевропелитами, реже мелкозернистыми песчаниками. Размер чешуй от первых метров до десятков метров.



Вулканогенно-кремнистые отложения занимают наиболее высокое гипсометрическое положение, часто слагают изолированные тектонические пластины и представлены пиллоу-базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитам базальтового состава, кремнистыми породами. Кремнистые породы в изученном районе достаточно разнообразны: красные яшмы с прослоями, обогащенными битой ракушей иноцерамов, массивные черные, зеленые и серые кремни. Образования вулканогенно-кремнистого комплекса сильно дезинтегрированы, что не позволяет восстановить единого разреза по маломощным разрозненным фрагментам (рис. 1Б, 1В, 1Г). Над зоной надвига залегают различные горизонты вулканогенно-кремнистых отложений, в южном и северном бортах долины р. Матыскен – в основном базальты с линзами кремней, севернее и восточнее – кремнистые породы (рис. 1Б).

Из кремнистых пород вулканогенно-кремнистых отложений и зоны Ватыно-Вывенского надвига были экстрагированы радиолярии различной сохранности. Комплексы радиолярий характеризуются невысоким таксономическим разнообразием и численностью (фототаблица, таблица). В наиболее представительной пробе (Г26) определено 8 видов радиолярий, максимальное число экземпляров оценивается первыми десятками. В комплексе (Г26) присутствуют: *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Ph. laxa* Pessagno, *Lithomespilus mendosa* (Krashennikov), *Stichomitra livermorensis* (Campbell & Clark), *Archaeodictyomitra regina* (Campbell & Clark), *Dictyomitra andersoni* (Campbell & Clark), *D. densicostata* Pessagno, *D. multicostata* Zittel, *Clathrocyclas cf. hyronia* Foreman (таблица и фототаблица). Выделенная ассоциация радиолярий позволяет говорить о том, что вулканогенно-кремнистые отложения района верховий рек Ильпи и Матыскен включают горизонты позднекампанского-маастрихтского возрастов. В вышеуказанной ассоциации радиолярий (Г26), полученной из пород зоны

надвига, следует отметить ярко выраженную деформированность некоторых скелетов радиолярий. Особенно отчетливо это проявляется у фазелиформид (*Phaseliforma carinata* Pessagno), несколько слабее у населлярий (*Archaeodictyomitra regina* (Campbell & Clark)). Выделенная ассоциация радиолярий по таксономическому составу близка, хотя и несколько беднее, к одновозрастной ассоциации района бухты Анастасии (Палечек, 1997; Соловьев и др., 1998). Ранее Л.И. Казинцовой (1979) по шлифам кремнистых пород бассейна р. Ильпи был выделен ильпинский (кампан – возможно, низы маастрихта) радиоляриевый комплекс. По ряду признаков изученные нами сообщества радиолярий ближе к поздневатынскому радиоляриевому комплексу (Вишневская, 1985), чем к ильпинскому.

Осадочно-вулканогенных отложений, описанных в районе бухты Анастасии, в рассматриваемом районе не отмечено, возможно, они эродированы.

Юго-западный участок (район р. Тапельвааям). Район работ расположен в пределах крупного тектонического останца, сложенного отложением Олюторской зоны (Митрофанов, 1977). Автохтоном являются флишвидные отложения Укэляятской зоны позднемелового-палеогенового возраста. Параавтохтон сложен “олистоостромовой” толщиной маастрихтского возраста (Митрофанов, Шелудченко, 1981). Тектонический останец представляет собой пакет аллохтонных пластин, сложенных различными образованиями (Астраханцев и др., 1991; Kravchenko-Berezhnoy et al., 1993). Нижняя пластина сложена вулканогенно-кремнистыми породами ватынской серии сантонкампанского (Астраханцев и др., 1991) и кампанмаастрихтского возраста (Kravchenko-Berezhnoy et al., 1993). Средняя пластина представлена туфово-кремнистыми толщами ачайваамской свиты маастрихт-палеогенового возраста. Верхнюю пластину образуют гипербазиты и габброиды Сейнаского, Гальмозанского и Имланского массивов.



Рис. 1. А. Расположение меловых отложений Олюторской зоны. На врезке показано местоположение района работ. 1 – кайнозойские отложения; 2 – мел-палеогеновые отложения Укэляятской зоны; 3–4 – меловые отложения Олюторской зоны: 3 – фронтальной части, 4 – района Олюторского хребта; 5 – Ватыно-Вывенский надвиг; 6 – изученные участки.

Б. Геологическая схема района верховий рек Ильпи и Матыскен. Составлена при участии М.Т. Брэндона, Дж.И. Гарвера с использованием материалов А.В. Дитмара, К.С. Агеева, А.С. Фиогентова и Э.С. Алексева.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2–3 – вулканогенно-кремнистые отложения; 2 – афировые пиллоу-базальты, кремни, яшмы, 3 – кремни, яшмы; 4 – зона Ватыно-Вывенского надвига; 5 – блоки дунитов, верлитов, клинопироксенитов; 6 – зона тектонического меланжа; 7 – блоки базальтового состава; 8 – укэляятские флишвидные отложения; 9 – надвиги: а) установленные, б) дешифрируемые на аэрофотоснимках; 10 – крутопадающие разломы: а) установленные, б) предполагаемые; 11 – контакты: а) установленные, б) предполагаемые; 12 – местоположение и номера образцов с микрофауной.

В, Г. Фрагменты тектоностратиграфических последовательностей, описанных на левом (В) и правом (Г) бортах р. Матыскен.

1 – зеленые кремни; 2 – черные кремни; 3 – сургучные яшмы; 4 – пиллоу-базальты; 5 – катаклазированные алевропелиты; 6 – разлинзованные кремнистые породы; 7 – складчатые укэляятские флишвидные отложения; 8 – стратиграфические контакты; 9 – тектонические контакты: а) установленные, б) предполагаемые; 10 – элементы залегания (азимут падения, угол); 11 – местоположение и номера образцов с микрофауной.

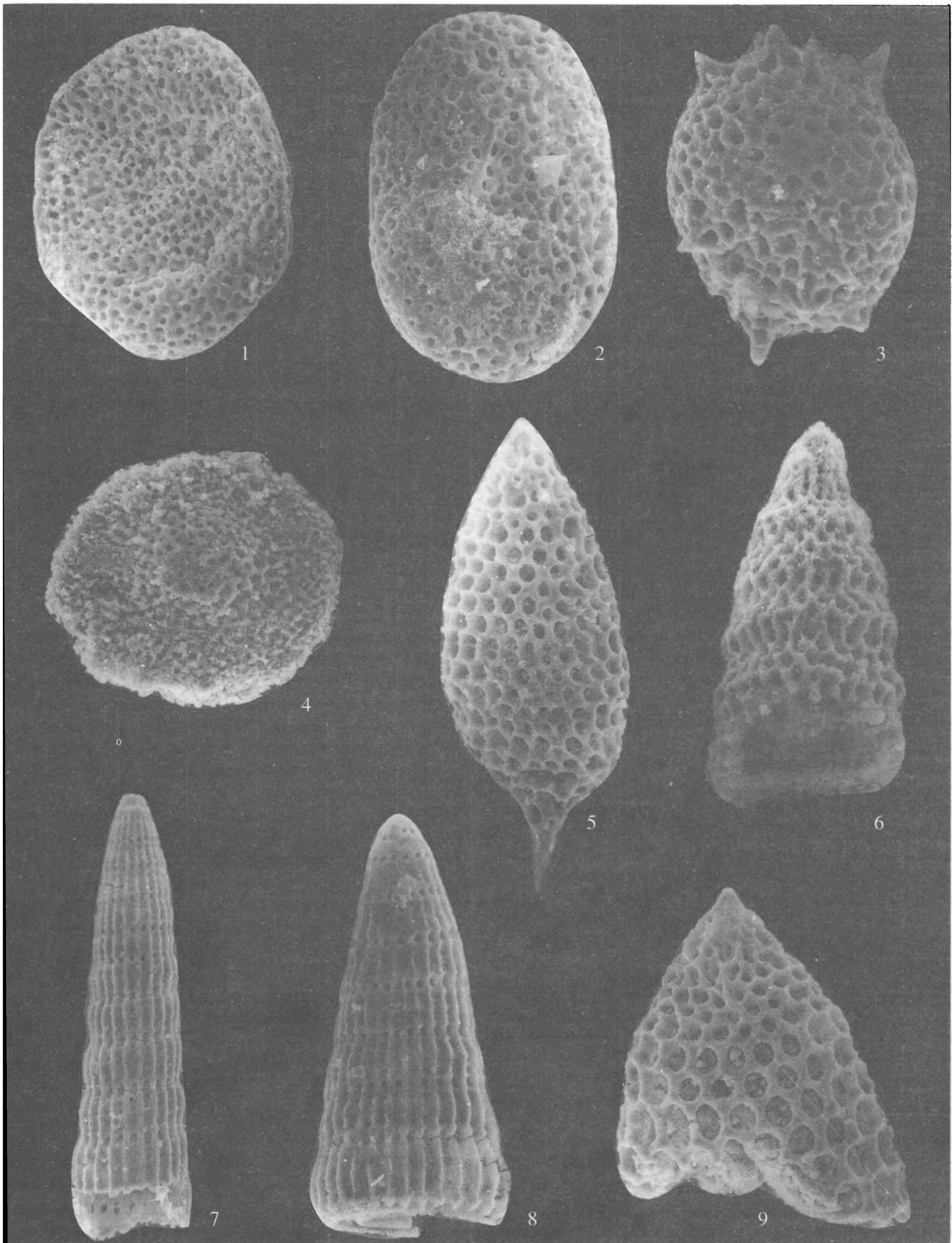
Радиолярии фронтальной части Олюторской зоны

Виды	Район бухты Анастасии (Соловьев и др., 1998)			Район верховий рек Ильпи и Матыскен			Район реки Тапельваям		
	№ образцов								
	4	29	A12	M3в	Г26	Г27	3Т	17Т	18Т
<i>Phaseliforma carinata</i> Pessagno	*	*	*	*	*				
<i>P. subcarinata</i> Pessagno		*							
<i>P. cf. laxa</i> Pessagno					*				
<i>P. cf. meganosensis</i> Pessagno		*							
<i>Phaseliforma</i> sp.						*	*		
<i>Orbiculiforma</i> sp.	*			*			*	*	*
<i>Praestylosphaera pusilla</i> (Camp. & Clark)	*	*	*	*					
<i>P. hastata</i> (Camp. & Clark)		*	*	*					
<i>Praestylosphaera</i> sp.						*			
<i>Lithomespilus mendosa</i> (Krasheninnikov)			*	*	*	*			
<i>Pseudoaulophacus cf. lenticulatus</i> (White)							*		*
<i>Pseudoaulophacus</i> sp.				*				*	
<i>Alievium</i> sp.	*								
<i>Prunobrachium</i> sp.									*
<i>Spongurus</i> sp.				*					
<i>Archaeospongoprimum</i> sp.	*							*	
<i>Actinomma</i> sp.	*								
<i>Stichomitra livermorensis</i> (Camp. & Clark)	*	*	*		*		*		
<i>S. cf. shirshovica</i> Vishnevskaya		*							
<i>Stichomitra</i> sp.						*			*
<i>Comutella californica</i> Camp. & Clark	*		*				*		*
<i>Amphipyndax stocki</i> (Camp. & Clark)	*	*	*	*	*		*	*	*
<i>A. stocki</i> var. <i>B.</i> Vishnevskaya		*							
<i>A. streckta</i> Empson–Morin	*	*	*						
<i>Theocampe?</i> sp.							*	*	
<i>Bathropyramis</i> sp.	*								
<i>Archaeodictyomitra regina</i> (Camp. & Cl.)		*			*				
<i>Dictyomitra andersoni</i> (Camp. & Cl.)					*				
<i>D. densicostata</i> Pessagno	*	*	*		*	*			
<i>D. multicostata</i> Zittel	*		*	*	*				
<i>Dictyomitra</i> sp.								*	
<i>Clathrocyclas hyronia</i> Foreman	*	*	*	*	*				
<i>C. tintinnaeformis</i> Camp. & Clark		*							
<i>Clathrocyclas</i> sp.						*			
<i>Xitus cf. asymbatos</i> (Foreman)	*								
<i>Xitus</i> sp.			*						

* Присутствие вида в образце.

Нами были изучены *вулканогенно-кремнистые отложения* верховий реки Огинраваям, где они надвинуты на Укэлятский флиш и представлены пиллоу-базальтами, гиалокластитам и ла-

вобрежиями основного состава, кремнистыми породами и кремнистыми алевропелитами. Из кремнистых пород выделены комплексы радиолярий, характеризующихся невысоким таксономическим



Радиолярии из вулканогенно-кремнистых отложений района верховий рек Ильпи и Матыскен. 1 – *Phaseliforma carinata* Pessagno, $\times 300$, обр. Г26; 2 – *Phaseliforma laxa* Pessagno, $\times 200$, обр. Г26; 3 – *Lithomespilus mendosa* (Krasheninnikov), $\times 300$, обр. Г26; 4 – *Pseudoaulophacus* cf. *lenticulatus* (White), $\times 200$, обр. М3/в; 5 – *Stichomitra livermorensis* (Campbell & Clark), $\times 250$, обр. Г26; 6 – *Wildeus punctulatus* (Pessagno), $\times 300$, обр. Г14; 7 – *Dictyomitra andersoni* (Campbell & Clark), $\times 200$, обр. Г26; 8 – *Dictyomitra densicostata* Pessagno, $\times 300$, обр. Г26; 9 – *Clathrocyclas* cf. *hyronia* Foreman, $\times 200$, обр. Г26.

Вулканогенно-кремнистые окраинноморские ("ватынские") отложения

Осадочно-вулканогенные островодужные ("ачайваямские") отложения

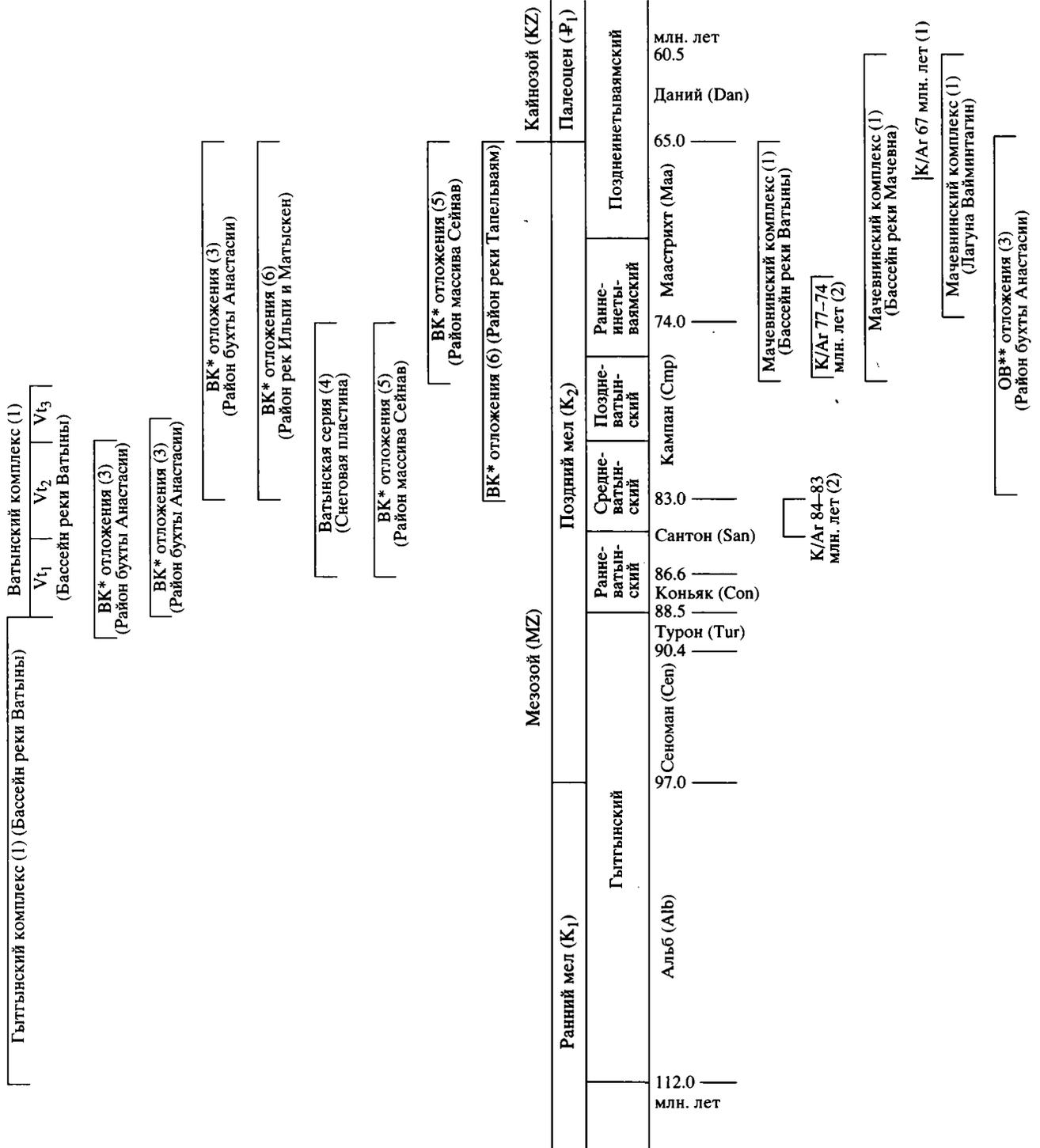


Рис. 2. Схема соотношения вулканогенно-кремнистых окраинноморских ("ватынских") и осадочно-вулканогенных островодужных ("ачайваямских") отложений. В геохронологической шкале указаны радиояриевые комплексы, выделенные для Олюторской зоны (Вишневская, 1985). На схеме показан возрастной диапазон тектонических пластин, в которых кремнистые породы ассоциируют с вулканитами окраинноморской (слева) или островодужной природы (справа). ВК* – вулканогенно-кремнистые отложения, ОВ** – осадочно-вулканогенные отложения (Палечек, 1997; данная статья). Изотопные датировки (K/Ar) даны для базальтовых пород, отобранных в бассейне реки Ватыны. В скобках цифрами указан источник материала: (1) – Геология юга..., 1987; (2) – Алексеев, 1979; (3) – Соловьев и др., 1998; (4) – Астраханцев и др., 1987; (5) - Kravchenko-Berezhnoy et al., 1993; (6) – данная статья.

разнообразием и средней сохранностью (таблица). Здесь присутствуют: *Stichomitra cf. livermorensis* (Campbell & Clark), *Comutella cf. californica* Campbell & Clark, *Ampipyndax stocki* (Campbell & Clark), *Pseudoaulophacus cf. lenticulatus* (White), позволяющие говорить о кампан-маастрихтском возрасте вмещающих отложений. Близкие по таксономическому составу радиоляриевые ассоциации были ранее установлены В.С. Вишневской в кремнистых отложениях района горы Сейнав (юго-западный район) (Kravchenko-Berezhnoy et al., 1993).

ОБСУЖДЕНИЕ

1. Изученные кампан-маастрихтские радиоляриевые ассоциации из вулканогенно-кремнистых отложений разных участков фронтальной части Олюторской зоны в целом похожи по своему таксономическому составу и хорошо коррелируются между собой (таблица). Полученные ассоциации радиолярий сопоставляются с поздневатинским и раннеинетываямским комплексами (Вишневская, 1985). Изученные ассоциации также сопоставимы с комплексами радиолярий верхнего мела Калифорнии (Campbell, Clark, 1944; Pessagno, 1976), скв. 275 DSDP (Pessagno, 1975) и Новой Зеландии (Hollis, 1997).

2. Вулканогенно-кремнистые отложения на всех изученных участках фронтальной части Олюторской зоны близки по составу, структурному положению и содержат, наряду с более древними, горизонты кампан-маастрихтского возраста, что позволяет скоррелировать их между собой на этом временном интервале. По вещественному составу они сопоставляются с океаническими и/или окраинноморскими образованиями "ватинской серии" (Богданов и др., 1982; Геология юга..., 1987; Чехович, 1993), формирование которой, на основании вышесказанного, могло продолжаться до конца мела. Осадочно-вулканогенные отложения, изученные лишь на северном участке (район бухты Анастасии), также содержат горизонты кампан-маастрихтского возраста (Палечек, 1997; Соловьев и др., 1998), а по вещественному составу они сопоставляются с островодужными образованиями "ачайваямской свиты" (Чехович, 1993), формирование которой, таким образом, могло начаться уже в кампане.

3. На основании полученных датировок и литературных данных составлена схема возрастных соотношений меловых океанических (окраинноморских) и островодужных отложений Олюторской зоны (рис. 2). Анализ схемы позволяет вывести несколько важных следствий. Очевидно, что островодужные отложения кампан-маастрихтского возраста могут перекрывать, возможно, и без видимого несогласия, океанические и/или окраинноморские докампанские комплексы, о чем сообщалось в ряде публикаций. Такая ситуация,

по-видимому, возможна при зарождении островной дуги на океанической коре (Астраханцев и др., 1987; Казимиров и др., 1987). С другой стороны, одновременное формирование островодужных и океанических (окраинноморских) отложений в кампане-маастрихте (рис. 2) позволяет считать их первичные взаимоотношения латеральными, а в современной структуре наблюдать тектонические контакты между ними, как результат более позднего тектонического скупивания.

Авторы выражают признательность М.Т. Брэндону (Йельский университет, США), Дж.И. Гарверу (Юнион колледж, США) за помощь в проведении полевых работ, Н.А. Богданову и В.С. Вишневской за ценные советы и рекомендации, а также В.В. Бернарду за съемку микрофауны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты № 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., Батанова В.Г., Перфильев А.С. Строение Гальнознанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Южная Корякия) // Геотектоника. 1991. № 2. С. 47–62.
- 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., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
- Вишневская 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. 167 с.
- Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 243 с.
- 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.
- Казинцова Л.И. Меловые радиолярии Корякского нагорья // Сов. геология. 1979. № 4. С. 81–85.
- 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. Ватинский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
- Митрофанов Н.П., Шелудченко С.Д. О возрасте терригенных отложений на юго-западе Центрально-Ко-

ряжской складчатой зоны // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 128–131.

Палечек Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевго анализа). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997. 25 с.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.

Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоно-стратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 92–105.

Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.

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

Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.

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

Kravchenko-Berezhnoy I.R., Ledneva G.V., Ivanova E.A., Vishnevskaya V.S. Allochthonous lithotectonic units of the NW Olyutor terrane (NE Kamchatka) // Ofiolit. 1993. 18(2). P. 177–180.

Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 28. № 3. P. 283–297.

Hollis C.J. Cretaceous–Paleocene Radiolaria from Eastern Marlborough, New Zealand // Institute of Geological and Nuclear Sciences. 1997. Monograph. 17. 152 p.

Pessagno E. Upper Cretaceous Radiolaria from DSDP Site 275 // Init. rep. DSDP. 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.

Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 44. P. 119–130.

Рецензенты В.С. Вишневская, С.Д. Соколов

УДК 551.782.1:564.1(495.37)

СОЛОНОВАТОВОДНЫЕ ПОЗДНЕМИОЦЕНОВЫЕ МОЛЛЮСКИ И ИСТОРИЯ ЭГЕЙСКОГО БАССЕЙНА

© 2000 г. С. В. Попов, Л. А. Невеская

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

Поступила в редакцию 02.02.98 г.

Солоноватоводные моллюски изучены из нескольких разрезов Северной Греции (Македония, бассейн Серрес) и острова Эгина. Из 22 видов двустворчатых моллюсков шесть видов и один подрод кардиид описаны как новые (*Cerastoderma macedonicum*, *Lymnocardium* (*Euxinocardium*) *prominens*, *L.* (*E.*) *serresense*, *L.* (*Hellenicardium*) *hellenicum* subgen et sp. nov., *L.* (*H.*) *strimonense*, *Pseudocatillus submedius*). Десять видов и почти все роды и подроды (кроме *Cerastoderma*, *L.* (*Hellenicardium*) и *Mastra*) являются общими с понтом Восточного Паратетиса. Три вида, один подвид и все роды и подроды (кроме нового) указывались в мессине Италии и Испании. В бассейне Серрес подстилающие отложения формации Дафни содержат богатые морские комплексы моллюсков, в перекрывающих осадках также найдена морская микрофауна и устрицы. Солоноватоводная часть разреза по моллюскам, с одной стороны, несомненно коррелируется с понтом Паратетиса или его частью, а с другой, вероятно, отвечает верхнему мессину Средиземноморья. Палеогеографически Эгейский бассейн не был заливом Паратетиса, а являлся частью Мессинского бассейна, либо промежуточным водоемом, где сформировалась понтическая фауна.

Ключевые слова. Событийная стратиграфия, верхний миоцен, мессин, понт, Греция, Эгейский бассейн, двустворчатые моллюски.

Специфичные солоноватоводные моллюски понтического типа давно известны в Средиземноморье из разрезов Греции, Италии, Южной Франции и Испании (Almera, 1889; Gillet, 1965; Gillet, Geissert, 1971; Papp et al., 1978; Stevanovic in Pontien, 1989; Roegl et al., 1991; Geronino, Esu, Grasso, 1991 и др.). Однако чаще всего их изучали специалисты, не знакомые с типовым понтическим материалом, либо исследователи, занимавшиеся понтом Паратетиса, но располагавшие лишь непредставительными, случайными сборами из Средиземноморья.

Материалом для настоящего исследования послужили сборы моллюсков (около 500 экз.), проведенные С.В. Поповым во время двухмесячных работ в Греции по теме “Палеогеографические связи и корреляция неогеновых отложений Тетиса и Паратетиса”, поддержанной исследовательской программой научного сотрудничества НАТО.

Описание разрезов, их корреляция, определение морской фауны проведены С.В. Поповым, описание солоноватоводных моллюсков сделано Л.А. Невеской, с участием Н.П. Парамоновой (описание *Mastra faugeresi*). Состав сопутствующих гастропод приведен по определениям Л.Б. Ильиной, фораминифер – Т.Н. Пинчук (НТЦ Кубаньгазпром), наннопланктона – Л.А. Головиной (ГИН РАН, Москва).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В Греции солоноватоводные моллюски понтического типа известны из 4 районов (рис. 1): 1) разреза Суваля на острове Эгина (Roegl et al., 1991); 2) формации Траконес к югу от Афин (Papp et al., 1978); 3) серии местонахождений в бассейне р. Стримон (Gramann, Kockel, 1969); 4) района г. Солоники (Gillet, Gissert, 1971; Steffens et al., 1979; Stevanovic in Pontien, 1989). Все их, кроме четвертого, удалось посетить и собрать представительные коллекции моллюсков.

1. Разрез Суваля (Souvalia) на острове Эгина хорошо обнажен, представлен относительно глубоководными мергелистыми фациями. Макрофауна содержит только солоноватоводных моллюсков, включающих специфичные формы, общие с понтом, такие как *Paradacna abichi*, *Pseudocatillus pseudocatillus*, *Lymnocardium* (*Euxinocardium*) cf. *nobile*, *Pontalmyra incerta*. Она найдена на трех уровнях (рис. 2, таблица), но довольно бедная, плохой сохранности. Состав бентосных фораминифер более богат, чем в понте Восточного Паратетиса и включает, кроме *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina* sp., *Guttulina* sp., *Elphidium* aff. *reginum*, *E. macellum*, *Disstobis* sp. (данные Т.Н. Пинчук в ст. Попова и др., 1996). Подстилаются солоноватоводные осадки континентальными отложениями, в которых был найден зуб гиппариона (Roegl et al., 1991), а перекрываются морскими осадками, в которых найдены фораминиферы: *Polymorphina*, *Cassidulina*,

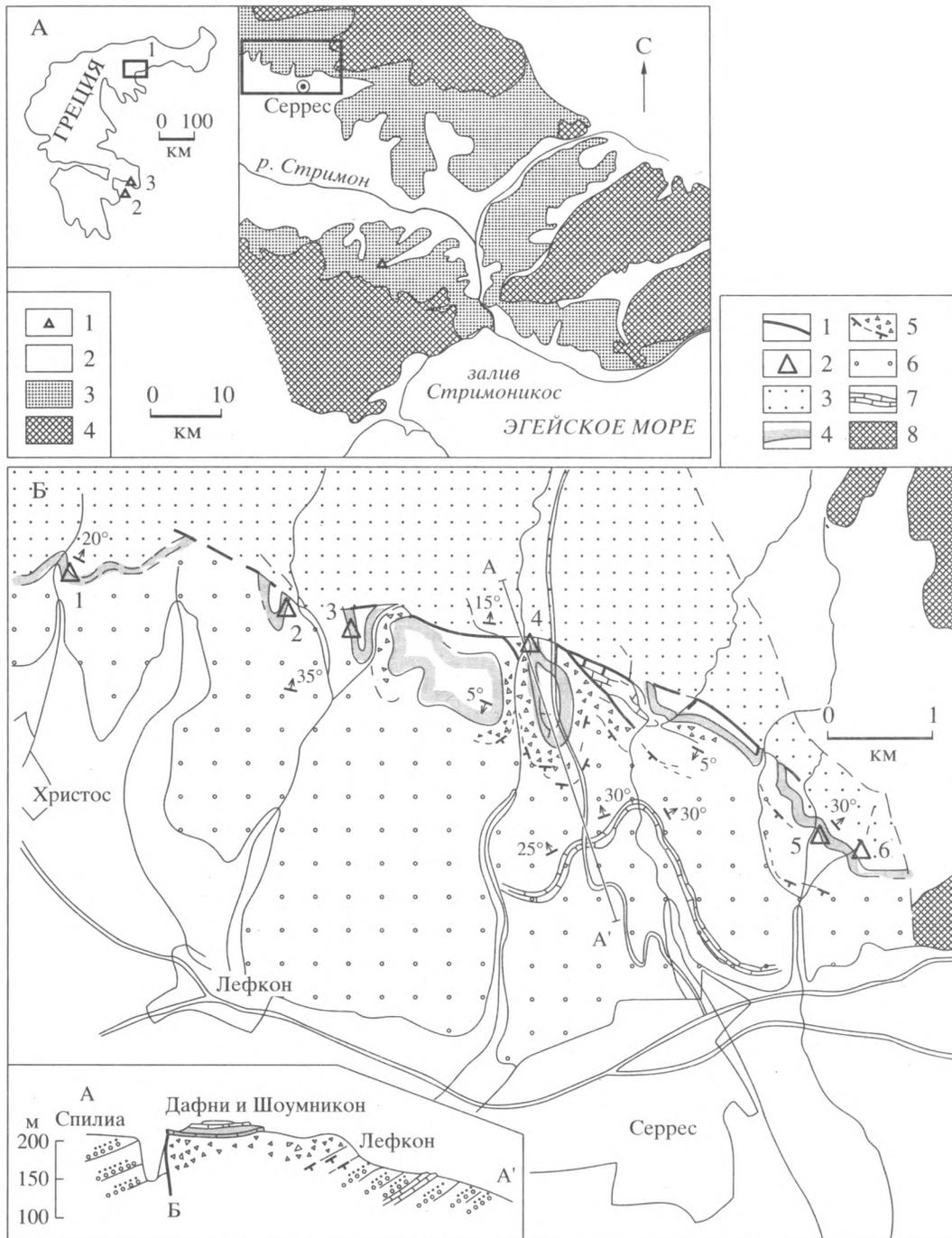


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов (А) и геологическая карта бассейна Серрес с местонахождениями сбора ископаемых моллюсков (1–6) (Б). Составлена С.В. Поповым с использованием материалов геологической съемки.

А. 1 – разрезы; 2–4 – отложения: 2 – четвертичные, 3 – неогеновые, 4 – донеогеновые. Б. 1 – разломы; 2 – разрезы, местонахождения фауны; 3 – формация Спилия; 4 – формации Дафни и Шумникон; 5–7 – серия Лефкон: 5 – брекчии и красноцветы, 6 – конгломераты, 7 – травертиноидные известняки; 8 – магматические породы.

Anomalina, *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Bolivina*, *Bulimina* (Попов и др., 1996). Согласно данным Регля с соавторами (Roegl et al., 1991), на этом уровне найден также наннопланктон с *Ceratolithus acutus*, птероподы, иглы и личинки иглокожих.

2. В типовых местонахождениях формации Траконес найденная фауна солоноватоводных моллюсков понтического типа заключена в крупных блоках пород, представляющих олистостромовую пачку. Одни блоки содержат действитель-

Географическое распространение видов солонатоводной фауны, собранной в бассейне Серрес и на острове Эгина

Виды	Бассейны			Греция			Паннонский бас.	Дакийский бас.	Эвксинский бас.	Встречаемость в Эгейских разрезах (уровни см. рис. 2)
	Испания	Сев. Италия	о-в Сицилия	о-в Эгина	Трилофос	Серрес				
<i>Cerastoderma macedonicum</i> Nev. sp. n.						+				1.9; 1.11
<i>Lymnocardium (Euxinocardium) nobile</i> Stef., 1896				cf	+	+		+	+	1.11; 1.12; 2.2; 2.3
<i>L.(E.) prominens</i> Nev., sp. n.						+				1.15
<i>L.(E.) serresense</i> Nev., sp. n.					cf	+				1.12
<i>L.(E.) aff. nobile</i> Stef., 1896						+				1.8; 1.12
<i>L.(?E.) almeri</i> Gillet, 1965	+					cf				1.9
<i>L.(Hellenicardium) hellenicum</i> Nev., sp. n.						+				1.13
<i>L.(H.) strimonense</i> Nev., sp. n.						+				1.11
<i>Eupatorina littoralis</i> (Eichw., 1850)			+		+	+		+	+	1.8; 1.11–1.14
<i>Pontalmyra incerta chiaie</i> (Almera, 1894)	+	+		+	+	+				1.11–1.14; 2.2
<i>Pseudocatillus pseudocatillus</i> (Barb. de Marny, 1869)	+		+	+	+	+		+	+	1.8; 1.9; 1.12; 1.14; 2.2
<i>P. submedius</i> Nev., sp. n.						+				1.8
<i>P. subdentatus</i> (Deshayes, 1898)						+		+	+	1.10; 1.11; 1.14
<i>P. multicostatus</i> (Gillet, Geiss., 1971)				cf	+	+				1.8; 1.9; 1.11; 2.1
<i>Paradacna abichi</i> (R. Hoern., 1874)				+	+	+	+	+	+	1.8; 1.9; 1.12; 2.1–2.3
<i>Abra tellinoides</i> (Sinz., 1884)				cf	+	cf		+	+	1.8; 1.11–1.14
<i>Parvivenus widhalmi</i> (Sinz., 1877)				+	+	+		+	+	1.8; 1.9; 1.11–1.14; 2.1
<i>Maetra faugeresi</i> (Gill., Geiss, 1971)		?	cf	cf	+	+				1.9; 1.12; 1.13; 2.1; 2.3
<i>Dreissena ex gr. rostriformis</i>			+			+				1.8–1.11; 1.14
<i>Dreissena simplex</i> (Barb. de Marny, 1869)						+				1.8; 1.12
<i>Congerina ex gr. amygdaloides</i>						+				1.5; 1.8
<i>Congerina subcarinata</i> (Desh., 1838)						+				1.1; 1.6
<i>Melanopsis ex gr. impressa</i> Krauss						+				1.11; 1.13; 1.15

но только солонатоводную фауну, другие – на том же стратиграфическом уровне – полигалинную морскую с пектинидами и колониальными кораллами, третьи – обедненную эвригалинную полуморскую. Моллюски представлены ядрами и отпечатками. В составе солонатоводного комплекса присутствуют резко килеватые *Congerina* sp. (либо *Dreissena ex gr. polymorpha*), *Pseudocatillus pseudocatillus*, *Maetra cf. faugeresi*, наземные гастроподы *Helix* sp.

3. Отложения с солонатоводной фауной бассейна р. Стримон вскрываются на северо-восточном, южном и восточном бортах этого синклиория (Gramann, Kockel, 1969). Наиболее богатая фауна хорошей сохранности содержится в разрезах к северу от г. Серрес и заключена в песках, песчаниках и конгломератах, тогда как изученный разрез южного борта (у с. Орескиа) более извест-

ковистый и включает, в основном, ядра и отпечатки той же фауны.

БАССЕЙН СЕРРЕС

Неогеновые отложения, содержащие здесь морскую и солонатоводную фауну, вскрываются на южном борту синклинали, расположенной к северу от г. Серрес (рис. 1). Они прослеживаются узкой полосой на протяжении около 15 км, залегают преимущественно моноклинально и в средней части нарушены разломами.

Разрез начинается мощной толщей конгломератов, лигнитов и красноцветов континентального происхождения, выделенных в группу Лэфкон. С этой группой связывают несколько местонахождений позвоночных (Lefcon, Maramena – Schmidt-Kittler, (ed.), 1995). Возраст последнего определяют как пограничный между туролием и рус-

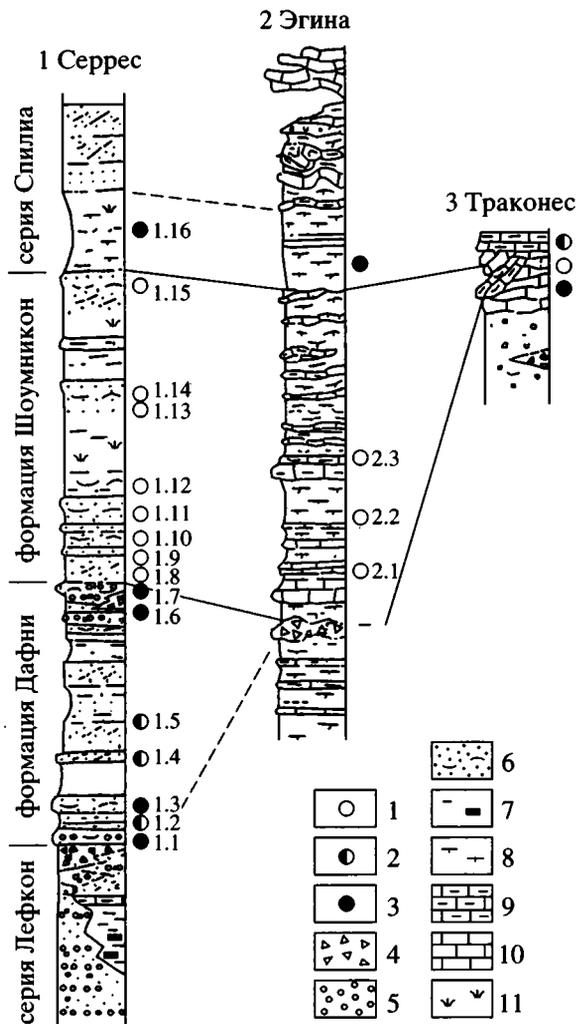


Рис. 2. Схема сопоставления изученных разрезов и уровней сбора фауны.

1 – солоноватоводные моллюски; 2 – обедненные полуморские комплексы; 3 – полигалинные морские комплексы; 4 – брекчии; 5 – конгломераты; 6 – пески и песчаники, заключающие остатки моллюсков; 7 – некарбонатные глины с лигнитами; 8 – карбонатные глины; 9 – мергели; 10 – известняки; 11 – перерывы в разрезе.

цинем. На схеме географического расположения у этих авторов это местонахождение показано в ядре синклинали, в тектоническом окне, однако при проведении полевых исследований такая интерпретация не показалась нам достаточно убедительной. Поэтому не исключено, что эти находки позвоночных Марамена приурочены к вышележащей формации (Spilia). Лигниты в верхах группы Лэфкон являются ураноносными. В кровле залегает крупнообломочная брекчия, мощность которой резко меняется, достигая 50–60 м.

Выше следуют морские осадки (Georges Group), представленные песками с подчиненными прослоями конгломератов, мергелей и глин. Ниж-

няя часть – формация Дафни мощностью 30–35 м – включает полигалинную морскую фауну. В ее основании (обр. 1.1, 1.3 – здесь и далее рис. 2) встречаются *Pecten benedictus*, *Arca* sp., *Anadara* sp., *Ostrea edulis*, *Crassatella* sp., *Acanthocardia* sp. Верхний конгломерат Дафни (обр. 1.6, 1.7) также включает полигалинную фауну: *Arca* cf. *noae*, *Modiolus adriaticus*, *Brachydontes* sp., *Crassostrea* sp., *Chama gryphoides*, *Cardita calyculata*, *Acanthocardia* sp., *Cerastoderma scabrum*, *Venus* (*Ventriculoidea*) cf. *multilamella*, *Timoclea ovata*, *Corbula gibba*. Однако между этими слоями наблюдаются прослои с обедненными в разной степени комплексами моллюсков. В них, наряду с морскими эвригалинными формами, встречаются солоноватоводные конгерии (*Congerina* ex gr. *amygdaloides*, *C.* ex gr. *subcarinata*). Интересно отметить, что последние формы характеризуются очень слабым развитием апофизы, вплоть до ее исчезновения, т.е. представляют переходные к *Dreissena* морфы. Некоторые слои содержат ассоциации, сходные с раннемэотическими (обр. 1.5), другие – одновидовые мактровые ракушечники, подобные позднесарматским (херсонским – обр. 1.4). Вероятно, сборы из таких прослоев приводили к заключениям о возможностях выделения здесь подразделений Восточного Паратетиса (Gramann, Kockel, 1969; Стеванович, Ильина, 1982; Stevanovic in Pontien, 1989; Rust, 1997).

Вышележащая формация Шоумникон охарактеризована солоноватоводным комплексом моллюсков, в составе которых присутствуют многочисленные роды и виды, общие с понтом Восточного Паратетиса – *Eupatorina littoralis*, два вида *Pseudocatillus*, пять видов *Lymnocardium* (*Euxinocardium*), *Paradacna abichi* (таблица). В то же время большинство видов отличаются от понтических, здесь постоянно присутствуют мактры, встречаются *Cerastoderma*, не известные в понте. Шесть видов и один подрод рода *Lymnocardium* описываются ниже как новые. Два вида впервые были описаны из местонахождения Трилофос к югу от Солоник (*Mactra faugeresi*, *Pseudocatillus multistriatus* – Gillet, Gessert, 1971) и также не известны в Паратетисе, 6–7 видов и почти все встреченные роды известны в солоноватоводной части мессинских отложений Северного Средиземноморья, в Испании, Северной Италии, Сицилии, на Кипре (таблица).

Несмотря на массовый материал, пока трудно с уверенностью судить, изменяются ли эти солоноватоводные моллюски снизу вверх по разрезу: большинство широко распространенных видов встречается по всему разрезу, а распространение редких может быть случайным (рис. 2, таблица). Отметим лишь, что *Cerastoderma* и *Mactra*, отличающиеся на родовом уровне эти комплексы от понтических, встречены лишь в нижней части

формации Шоумникон. В то же время в разрезе Сувалия мактры поднимаются высоко. В четырех образцах из формации Шоумникон Л. Головиной найден наннопланктон, представленный лишь двумя видами – *Braarudosphaera bigelowi* и *Perfocalcinella fusiformis*. Столь скудный состав свидетельствует о стрессовых условиях для этой группы. Последний вид был ранее известен только в Паратетисе – описан из нижнепаннонских отложений Венгрии и затем обнаружен в нижне-среднесарматских отложениях Молдовы и Таманского полуострова.

В пачке глин в основании вышележащей формации Спилиа (либо в кровле формации Шоумникон) встречены раковины устриц, что свидетельствует о кратковременном восстановлении морских условий (как и в разрезе острова Эгина). Подобная смена солонатоводных осадков с лимнокардидами на морские, заключающие наннопланктон зоны *Ceratolithus acutus*, описана также из района Солоник (Steffens et al., 1979). Мощность формации Шоумникон составляет около 40 м.

Верхняя формация – Спилиа – представлена грубозернистыми континентальными песками и мелкогалечными конгломератами и также включает остатки млекопитающих, возраст которых определяется как русциний (местонахождение Спилиа).

ОПИСАНИЕ ВИДОВ

Ниже приводятся описания новых таксонов кардиид и видов, известных лишь из мессинских отложений, которые ранее никогда не фигурировали в русскоязычной литературе (фототаблица).

Семейство Cardiidae

Род *Cerastoderma* Poli, 1795

Cerastoderma macedonicum Nevevsckaja, sp. nov.

Табл. I, фиг. 1, 2.

Название вида от Македонии.

Голотип – ПИН № 4743/1; левая створка на породе; Македония, бассейн Серрес (рис. 2, уровень 1.9). Верхний миоцен, формация Шоумникон.

Описание. Раковина до 12,5 мм длины, округлая (вс/д около 90), выпуклая, умеренно неравно-сторонняя (дпч/д несколько больше 40), с умеренно выдающейся некилеватой макушкой. Апикальный угол 115°–120°. Общее число ребер 31–34. На переднем поле 24–26 округлых, умеренно выпуклых теснопоставленных ребер, разделенных более узкими, чем ребра, промежутками. На заднем поле 7–8 тонких слабо выдающихся ребрышек. Килевой перегиб округлый. В замке левой створки два кардинальных зуба, из которых хорошо развит лишь передний. Боковые зубы одиноч-

ные, пластинчатые, задний расположен за ним-фой и далеко отодвинут от макушки. Замок правой створки и характер внутренней поверхности неизвестны. В раковине присутствует третий (наружный) слой, характерный для церастодерм и отличающий их от солонатоводных кардиид.

Сравнение и замечания. От *Cerastoderma edule* (Linnaeus) и *C. glaucum* (Poiret) отличается большим числом ребер (у сравниваемых видов общее число ребер 17–30, на переднем поле меньше 20) и отсутствием явно выраженной чешуйчатости.

Возможно, близкие формы в баденских отложениях определяются как “*Cardium*” *ruthenicum* Hilber.

Распространение. Верхний миоцен Греции.

Материал. 2 створки на породе.

Lymnocardium (*Euxinocardium*) *prominens*
Nevevsckaja, sp. nov.

Табл. I, фиг. 3–5.

Название вида от *prominens* лат. – выдающийся.

Голотип – ПИН № 4743/10, левая створка на породе; Македония, бассейн Серрес (рис. 2, уровень 1.15). Верхний миоцен, формация Шоумникон.

Описание. Раковина до 14 мм длины, коротко трапецевидная (вс/д 0.86–1.02), заметно выпуклая, значительно неравносторонняя (дпч/д 0.26–0.27), с заметно выдающейся макушкой (вм/вс 0.15 или немного больше). Апикальный угол 100°–115°. На переднем поле 12–15 впереди выпуклых, в прикилевой части – треугольных высоких ребер. Промежутки между передними ребрами нитевидные, в прикилевой части близки по ширине к ребрам. На заднем поле 4–5 слабо выраженных ребрышек. Замок неизвестен.

Сравнение. Наибольшее сходство обнаруживает с *L.* (*E.*) *seninski* (Andrus.) Ebers., *L.* (*E.*) *pseudosecans* Andrus. и *L.* (*E.*) *kalidjanicum* Andrus. От первых двух видов отличается более короткой раковиной, от *L.* (*E.*) *seninski* также менее расширяющимися книзу ребрами. От *L.* (*E.*) *kalidjanicum* отличается большим числом ребер (у сравниваемого вида на переднем поле 8–9 ребер).

Распространение. Верхний миоцен Греции.

Материал. 3 створки на породе.

Lymnocardium (*Euxinocardium*) *serresense*
Nevevsckaja, sp. nov.

Табл. I, фиг. 6–7.

Название вида от г. Серрес.

? *Lymnocardium* sp. nov. 2: Gillet, Geissert, 1971, стр. 142, табл. 13, фиг. 2.

Голотип – ПИН № 4743/13, левая створка на породе, Македония, бассейн Серрес (рис. 2, 1.12). Верхний миоцен, формация Шоумникон.

Описание. Раковина до 10.5 мм длины, трапециевидная, (вс/д 0.77–0.88), умеренно выпуклая, умеренно неравносторонняя, с умеренно выступающей макушкой. Апикальный угол 110° – 115° . Общее число ребер 20–25. На переднем поле 14–20 уплощенно-выпуклых, у килевого перегиба слабо асимметричных в сечении ребер. Промежутки между ребрами несколько уже ребер. На заднем поле 5–6 слабо выраженных ребрышек. Замок неизвестен.

Сравнение. От наиболее близких по форме и характеру ребристости *L.(E.) nobile* Stef. и *L.(E.) in-*

longaevum Ebers. отличается уплощенно-выпуклыми, а не треугольными в сечении ребрами.

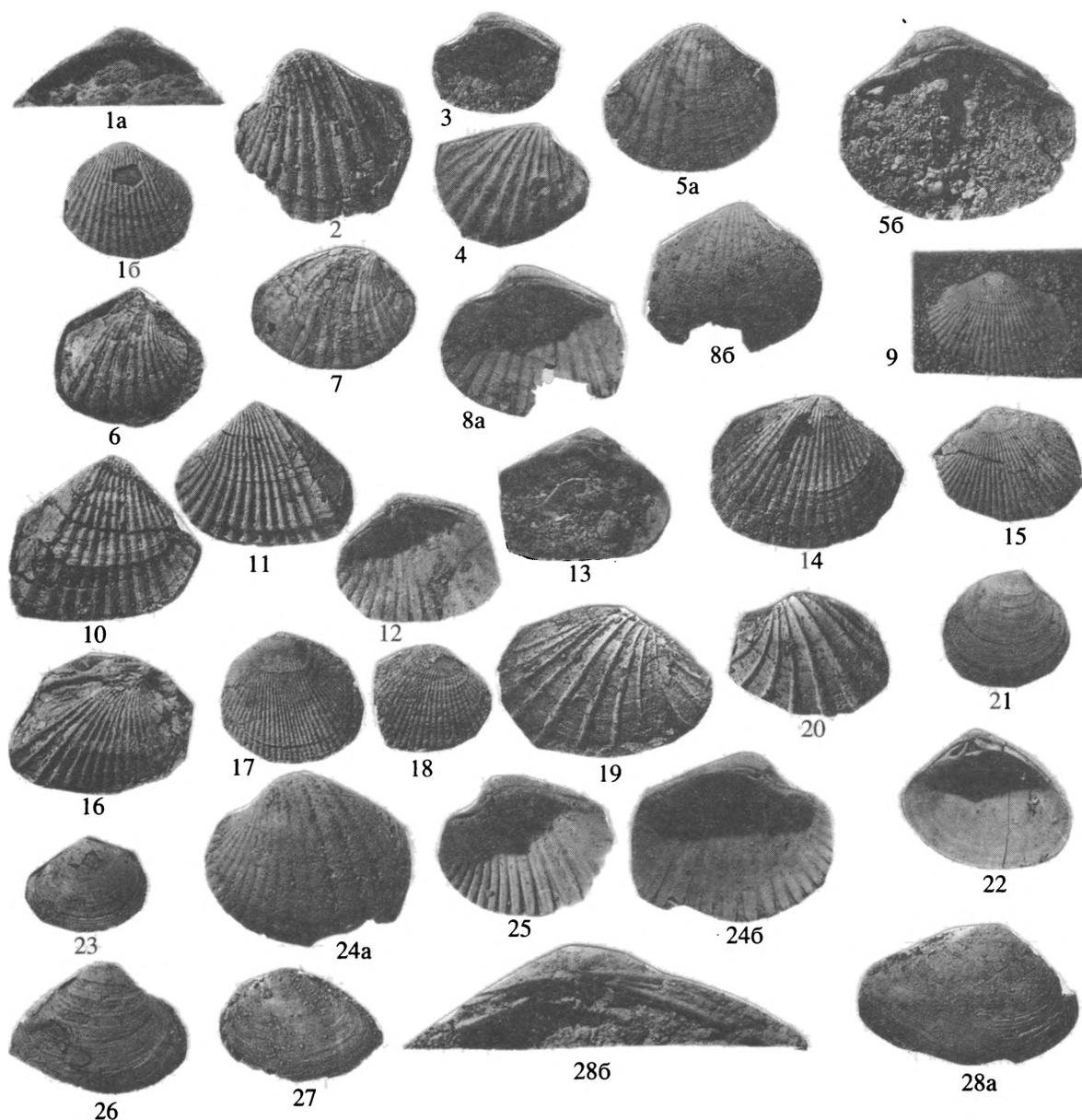
Распространение. Верхний миоцен Греции.

Материал. 4 створки на породе.

Подрод *Hellenicardium* Nevevskaia, subgen. nov.

Типовой вид – *Lymnocaridum (Hellenicardium) hellenicum* Nevevskaia, sp. nov., бассейн Серрес. Верхний миоцен.

Описание. Раковина округло-треугольная, умеренно или заметно выпуклая, сдвинутая вперед, некилеватая. Наружная поверхность покрыта слабо выдающимися ребрами. Замок правой створки состоит из одиночных переднего и заднего боковых зубов, из которых передний лучше



развит, и одного или двух маленьких кардинальных зубов. Замок левой створки неизвестен. Нимфа узкая и короткая. Характер мантийной линии неизвестен.

Состав подрода. Типовой вид и L.(H.) Strimonense sp. nov.

Сравнение. От сходного по характеру ребристости подрода *Esericardium* отличается слабым развитием замка.

Распространение. Верхний миоцен Греции.

Lymnocardium (Hellenicardium) hellenicum
Neveeskaja, sp. nov.

Табл. I, фиг. 8.

Название вида от *hellenic* англ. – греческий.

Голотип – ПИН № 4743/19, правая створка; Македония, бассейн Серрес (рис. 2, 1.13). Верхний миоцен, формация Шоумникон.

Описание. Раковина до 17 мм длины, округло-треугольная (вс/д 0.87), умеренно выпуклая (вып/вс 0.36), заметно неравносторонняя (дпч/д 0.34), с заметно выдающейся макушкой (вм/вс 0.11). Апикальный угол 110°. Общее число ребер несколько более 20: на переднем поле 15 слабо выдающихся, почти плоских ребер, на заднем – 5–6 слабо заметных ребер. Межреберные промежутки узкие. В замке правой створки хорошо развитый передний боковой зуб, один маленький кардинальный и задний боковой зубы. Нимфа очень узкая и короткая.

Сравнение с другим видом этого подрода см. в описании последнего.

Распространение. Верхний миоцен Греции.

Материал. Одна створка.

Lymnocardium (Hellenicardium) strimonense
Neveeskaja, sp. nov.

Табл. I, фиг. 10.

Название вида от р. Стримон.

Голотип – ПИН № 4743/20, правая створка; Македония, бассейн Серрес (рис. 2, 1.11). Верхний миоцен, формация Шоумникон.

Описание. Раковина до 8 мм длины, округло-треугольная (вс/д 0.77), заметно выпуклая (вып/вс 0.45), умеренно неравносторонняя (дпч/д 0.40), с заметно выдающейся макушкой (вм/вс 0.11). Апикальный угол 120°. Общее число ребер около 20: на переднем поле 16 почти плоских или очень слабо выпуклых ребер, а ребра заднего поля совершенно сглажены. Межреберные промежутки уже ребер. В замке правой створки – передний и задний боковые зубы и 2 маленьких кардинальных. Нимфа узкая и короткая.

Сравнение. От типового вида отличается более удлиненной, менее неравносторонней раковиной и присутствием двух кардинальных зубов в правой створке.

Распространение. Верхний миоцен Греции.

Материал. Одна створка.

Солонатоводные двустворчатые моллюски Северной Греции.

1 – *Cerastoderma macedonicum* Neveeskaja, sp. nov. Голотип ПИН – № 4743/1. Левая створка на породе. Местонахождение Христос (Уровень 1.9): а – снаружи, ×2, б – замок, ×3; 2 – *Lymnocardium (Euxinicardium) prominens* Neveeskaja, sp. nov. Голотип – ПИН № 4743/10. Левая створка на породе, ×2. Местонахождение Лабиринтос (1.15); 3 и 4 – *Lymnocardium (Euxinicardium) nobile* Stefanescu. 3 – № 4743/9. Обломанная левая створка изнутри, ×2. Местонахождение Лабиринтос (1.11); 4 – № 4743/8. Правая створка на породе, ×2. Местонахождение Лабиринтос (1.12); 5 – *Lymnocardium (Hellenicardium) hellenicum* Neveeskaja, sp. nov. Голотип – ПИН № 4743/19. Правая створка: а – снаружи, ×1, б – изнутри, ×2. Местонахождение Лабиринтос (1.13); 6 – *Lymnocardium (Euxinicardium) serresense* Neveeskaja, sp. nov. Голотип – ПИН № 4743/14. Правая створка на породе, ×2. Местонахождение Лабиринтос (1.12); 7 – *Lymnocardium (? Euxinicardium) cf. almeri* Gillet. ПИН № 4743/18. Правая створка на породе, ×1. Местонахождение Лабиринтос (1.9); 8 – *Lymnocardium (Hellenicardium) strimonense* Neveeskaja, sp. nov. Голотип – ПИН № 4743/20. Правая створка, ×3: а – изнутри, б – снаружи. Местонахождение Лабиринтос (1.11); 9 – *Pseudocatillus subdentatus* (Deshayes). ПИН № 4743/35. Левая створка на породе, ×1. Местонахождение Христос (1.10); 10–13 – *Pontalmura incerta chiaie* Almaga. 10 – ПИН № 4743/21. Правая створка снаружи, ×1.5. Местонахождение Лабиринтос (1.14); 11 – ПИН № 4743/22. Левая створка снаружи, ×1.5. Там же; 12 – ПИН № 4743/24. Правая створка изнутри, ×2. Там же; 13 – ПИН № 4743/25. Левая створка изнутри, ×2. Там же; 14 и 15 – *Pseudocatillus submedius* Neveeskaja, sp. nov. 14 – голотип ПИН № 4743/31. Правая створка снаружи на породе, ×1.5. Местонахождение Лабиринтос (1.8). 15 – ПИН № 4743/32. Левая створка снаружи на породе, ×1.5. Там же; 16 – *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbot de Maruy). ПИН № 4743/27. Ядро правой створки, ×1.5. Местонахождение Суваляя, о-в Эгина (2.2); 17 и 18 – *Pseudocatillus multicostatus* (Gillet et Geissert). 17 – ПИН № 4743/36. Левая створка снаружи, ×1.5. Местонахождение Лабиринтос (1.11); 18 – ПИН № 4743/40. Правая створка снаружи на породе, ×1.5. Местонахождение Христос (1.9); 19 и 20 – *Paradacna abichi* (R. Hoernes). 19 – ПИН № 4743/42. Правая створка снаружи на породе, ×1.5. Местонахождение Лабиринтос (1.12); 20 – ПИН № 4743/46. Левая створка снаружи на породе, переходная форма к *P. huoti* (Andrus.) Neveesk., ×1.5. Местонахождение Лабиринтос (1.12); 21 и 22 – *Parvivenus widhalmi* (Sinzov). 21 – ПИН № 4743/50. Правая створка снаружи, ×2. Местонахождение Лабиринтос (1.8); 22 – ПИН № 4743/33. Правая створка изнутри, ×2.5. Местонахождение Лабиринтос (1.9); 23 – *Abra cf. tellinoides* (Sinzov). ПИН № 4743/48. Правая створка снаружи на породе, ×1.5. Местонахождение Христос (1.8); 24 и 25 – *Eupatorina littoralis* (Eichwald). 24 – ПИН № 4743/4. Правая створка, ×3: а – снаружи, б – изнутри. Местонахождение Лабиринтос (1.11); 25 – ПИН № 4743/7. Правая створка изнутри, ×3. Местонахождение Лабиринтос (1.13); 26–28 – *Maetra cf. faugeresi* Gillet et Geissert. 26 – ПИН № 4743/55. Правая створка снаружи на породе, ×1. Местонахождение Лабиринтос (1.12); 27 – ПИН № 4743/59. Левая створка снаружи на породе, ×1. Местонахождение Лабиринтос (1.9); 28 – ПИН № 4743/61. Правая створка: а – снаружи, ×1, б – замок, ×3. Местонахождение Лабиринтос (1.12).

Pontalmyra incerta chiae Almera, 1894

Табл. I, фиг. 11–14.

Didacna chiae: Gillet, 1965, с. 32, табл. 2, фиг. 11, 12; табл. 5, фиг. 1–13; табл. 7, фиг. 1, 2, 17.

Limnocaridium (s.l.) *carinatum*: Cavello et Repetto, 1992, с. 207, фиг. 612.

Описание. Раковина до 25 мм длины, угловато- или трапецеидально-овальная или округло-треугольная (вс/д 0.70–0.95), умеренно или заметно выпуклая (вып/вс 0.30–0.45), умеренно неравносторонняя (дпч/д 0.35–0.46), с умеренно или заметно выступающей килеватой макушкой (вм/вс 0.07–0.13). Апикальный угол 100°–130°. Общее число ребер 19–29. На переднем поле 14–22 треугольных или округло-треугольных ребер, килевое ребро резко выдается и снабжено шипиками. Межреберные промежутки плоские и обычно уже ребер. На заднем поле 5–8 слабо выдающихся ребер, самое заднее из них иногда несет шипики. Киль обычно резкий на всем протяжении. Замок правой створки состоит из одного кардинального и тонких одиночных переднего и заднего боковых зубов. В левой створке – один кардинальный зуб. Нимфа тонкая, около 1/3 длины задней ветви замочного края. Мантийная линия цельная.

Сравнение. Ближе всего стоит к *P. incerta fragilis* (Andrus.), от которой отличается в среднем меньшей удлинённостью.

Замечание. Возможно, подвиды *chiae* и *fragilis* представляют один подвид, но удалённость их ареалов и различие временного их распространения заставляют с осторожностью отнестись к этому выводу.

Распространение. Верхний миоцен, мессин Испании, Италии и Греции.

Материал. Около сотни раковин на породе и несколько отдельных створок.

Pseudocatillus submedius Nevevsckaja, sp. nov.

Табл. I, фиг. 15–16.

Название вида от sub лат. – почти и вида *P. medius*.

Голотип – ПИН № 4743/31, правая створка; Македония, бассейн Стримон (рис. 2, 1.8). Верхний миоцен, формация Шоумникон.

Описание. Раковина до 17.5 мм длины, округло-трапецевидная или угловато-овальная (вс/д 0.82–0.90), умеренно выпуклая, умеренно неравносторонняя (дпч/д 0.35–0.40), со слабо или умеренно выдающейся макушкой. Апикальный угол 130°–135°. Общее число ребер 31–38. На переднем поле 23–30 уплощенных ребер, разделенных нитевидными промежутками. На заднем поле 8–10 слабо выступающих ребер. Килевой перегиб неясный. В замке правой створки – один маленький кардинальный и тонкие передний и задний боковые зубы, а в левой створке – один слабо

развитый кардинальный зуб. Нимфа тонкая и короткая. Характер мантийной линии неизвестен.

Сравнение. Отличается от *P. medius* Ebersin более короткой раковиной (у *P. medius* вс/д 0.62–0.72) и несколько меньшим числом ребер (у *P. medius* общее число ребер 32–45). От *P. pseudocatillus* отличается значительно более короткой и менее неравносторонней раковиной.

Распространение. Верхний миоцен Греции.

Материал. Около 10 раковин на породе.

Pseudocatillus multicostatus (Gillet et Geissert, 1971)

Табл. I, фиг. 17–19.

Pontalmyra multicostata: Gillet, Geissert, 1971, с. 149, табл. 15, фиг. 13, 14; табл. 16, фиг. 1; табл. 19, фиг. 6.

Описание. Раковина до 16 мм длины, округлая, реже овальная, короткая или умеренно удлинённая (вс/д 0.74–0.96), умеренно выпуклая, заметно неравносторонняя (дпч/д 0.38–0.42), с умеренно выдающейся некилеватой макушкой (вм/вс около 0.10). Апикальный угол 115°–130°. Общее число тонких теснопоставленных ребер 40–50. Межреберные промежутки нитевидные. Килевой перегиб слабо заметен только у макушки. Замок слабо развит и состоит только из одного маленького кардинального зуба в каждой створке. Нимфа очень тонкая. Характер мантийной линии неизвестен.

Сравнение. По характеру ребристости и замка ближе всего стоит к *P. polemonis* (Schwets), отличающаяся значительно меньшей удлинённостью и большей неравносторонностью.

Распространение. Верхний миоцен Греции.

Материал. Около 20 раковин на породе.

Mastra cf. *faugeresi* Gillet et Geissert, 1971

Табл. I, фиг. 22–23.

Mastra faugeresi: Gillet et Geissert, 1971, с. 155, табл. 18 (13), фиг. 2–9.

Описание. Раковина до 38 мм длины, треугольно-овальная, заметно удлинённая (вс/д 0.61–0.79), у более крупных экземпляров задняя часть раковины слегка сужена и повернута вверх (“клювовидная”), более или менее выпуклая, от заметно до умеренно неравносторонней (дпч/д 0.31–0.45). Макушка слабо выдающаяся, килевой перегиб угловатый, закилевое поле пологое или слегка вогнутое. На правой створке имеются парные боковые зубы и два кардинальных. Характер замка левой створки и внутренней поверхности неизвестны.

Сравнение. От сходной по форме сарматской *Mastra caspia* отличается оттянутостью заднего края.

Распространение. Верхний миоцен Греции.

Материал. Около 20 створок на породе.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты дают материал для обсуждения как проблем палеогеографических связей бассейнов Тетиса и Паратетиса и происхождения понтической и позднемессинской солоноватоводных фаун, так и положения понта в общей стратиграфической шкале.

Высказываемые ранее предположения о существовании в конце тортона–мессине или в начале плиоцена (мэотисе–понте или даже в сармате) Тракийско–Эгейского залива Восточного Паратетиса (Стеванович, Ильина, 1982; Невеская и др., 1986; Kojumdjieva, 1987; Pontien, 1989 и др.), вероятно, должно быть признано не вполне достоверным. Хотя обмен фауной с Паратетисом через этот регион, вероятно, существовал как в раннемэотическое, так и в понтическое время, более тесно Эгейский бассейн был связан со Средиземноморьем. На это указывает как нормально–морская, полигалинная фауна в слоях, подстилающих и перекрывающих солоноватоводную толщу, так и значительные отличия состава солоноватоводных моллюсков от понтических. Присутствие в Эгейском бассейне родов *Cerastoderma*, *Mastra*, видов, не известных в Паратетисе и общих с мессинском Италии и Испании, указывают на невозможность прихода этой фауны из Паратетиса. Вероятно, Эгейский бассейн был промежуточным звеном между средиземноморским мессинским водоемом, в котором (или на северной окраине которого) эта фауна в основном сформировалась, и Эвксино–Каспийским понтическим, где она получила дальнейшее развитие. Таким же промежуточным бассейном могла быть Эгеида и для фауны раннемэотического Паратетиса. При этом не исключено, что могло быть несколько волн миграции этой фауны в Восточный Паратетис. Большая часть общих солоноватоводных моллюсков появилась в Паратетисе с начала понта, но *Lymnocardium* (*Euxinocardium*) *nobile* и *Pseudocatlilus subdentatus* известны только в верхнем понте (портафере и босфоре). Миграции фауны в портаферское время предполагались и по остракодам (данные М. Станчевой в Roegl et al., 1991).

Возраст понта и мэотиса и их корреляция со средиземноморской стратиграфической шкалой – наиболее остро дискуссионные вопросы в стратиграфии Паратетиса. Исходя из отрицательной намагниченности большей части понта Восточного Паратетиса, по палеомагнитным данным он сопоставлялся либо с хроном 6 шкалы Харланда и тогда коррелировался с верхами тортона и нижним мессинском (по мнению М.А. Певзнера), либо с низами хрона 4 (C3r) и верхами мессина, согласно В.М. Трубишину (Pontien, 1989). Точка зрения, близкая к первой, была принята в томе “Неогеновая система” (1986) и поддержана радиометричес-

кими и трековыми датировками возраста (Чумаков, 1993).

Сходство родового состава солоноватоводных моллюсков и наличие общих видов, а также ранее показанная общность специфических солоноватоводных остракод (Gramann, Kockel, 1969; Krstic, Stancheva in Pontien, 1989; данные Станчевой в Roegl et al., 1991) несомненно доказывают одновозрастность формации Шомуникон и изученных отложений острова Эгина с понтом Паратетиса (или его частью). С другой стороны, не меньшее сходство изученные комплексы показывают с “понтом” юго–востока Испании (Almera, 1889; Gillet, 1965), с конгериевыми слоями верхнего мессина Пьемонта (Cavallo, Repetto, 1992), формацией Коламбачи верхнего мессина Северных Аппенин (Esu, Taviani, 1989), конгериевыми слоями верхнего мессина острова Сицилия (Geronimo, Esu, Grasso, 1991). К сожалению, приходится признать, что обсуждать сходство всех этих комплексов на видовом уровне достаточно сложно из–за сохранности материала, качества изображений, большой изменчивости видов. Уверенные выводы возможны лишь при изучении ископаемого материала. Однако родовое сходство, присутствие во всех этих комплексах специфических солоноватоводных кардиид, по крайней мере, нескольких общих видов с понтом Паратетиса и с Эгейским бассейном сомнений не вызывает. Поэтому, исходя из изложенного материала, мы склонны принять корреляцию понта с конгериевыми слоями верхнего мессина (рис. 3), как это предлагалось П.М. Стевановичем (Pontien, 1989, с. 351), Д. Эсу, М. Тавиани (Esu, Taviani, 1989), В.М. Трубишиным (in Pontien, 1989) и др.

ВЫВОДЫ

1. В солоноватоводных отложениях Македонии – формации Шоумникон бассейна Серрес – установлено присутствие 22 видов двустворчатых моллюсков и один вид гастропод. Шесть видов и один подрод кардиид описаны как новые (таблица). В разрезе Сувалия на острове Эгина определено 8 видов двустворок.

2. В бассейне Серрес солоноватоводная толща мощностью около 40 м подстилается морскими отложениями формации Дафни с морской полигалинной фауной. Перекрывается эта толща в обоих изученных регионах также осадками с морской фауной и планктоном, из которых на острове Эгина и в Македонии (у г. Солоники) описан наннопланктон с *Ceratolithus acutus* (Steffens et al., 1979; Roegl et al., 1991).

3. По составу специфических солоноватоводных моллюсков, и прежде всего кардиид, несомненно одновозрастность всех этих отложений Эгейского бассейна, а также отложений из местонахож-

Время, млн. лет	Хрон	Полярность	Эпоха	Ярус	Blow, 1969	Martini, 1971	Зоны по млекопитающим	Средиземноморье	Восточный Паратетис
5	C3n	■	Плиоцен	Занклий	N19 N18	NN13 NN12	Русский MN15 MN14	Занклий <i>Ceratolithus acutus</i> FAD	Киммерий
	C3r	■							
6	C3An	■	Верхний миоцен	Мессиний	N17	NN11	Туроллий MN12	Верхний мессин	Понт
	C3Ar	■							
7	C3Bn	■	Верхний миоцен	Мессиний	N17	NN11	Туроллий MN12	Нижний-средний мессин	Мэотис
	C3Br	■							
8	C4n	■	Верхний миоцен	Тортон	N16	NN10 NN9	Туроллий MN11	Тортон	Херсон
	C4r	■							
9	C4An	■	Верхний миоцен	Тортон	N16	NN10 NN9	Туроллий MN11	Тортон	Херсон
	C4Ar	■							
10	C5n	■	Верхний миоцен	Тортон	N15	NN8	Туроллий MN11	Тортон	Бессараб
11		■							

Рис. 3. Схема стратиграфической корреляции верхнего миоцена Средиземноморья и Восточного Паратетиса (по Berggren et al., 1995; Esu, Taviani, 1989; Trubichin in Pontien, 1989).

дения Трилофос у г. Солоники (по данным Gillet, Gessert, 1971). Сходство родового состава моллюсков и наличие общих видов позволяет коррелировать вмещающие отложения, с одной стороны, с понтом Восточного Паратетиса (или его частью), а с другой – с верхней солоноватоводной частью мессина (рис. 3).

4. Полигалинные морские фации, присутствие в солоноватоводных комплексах представителей родов *Cerastoderma*, *Mastra*, бентосных фораминифер, не известных в понте, и существенные отличия видового состава заставляют отказаться от представлений о существовании Тракийско-Эгейского залива Паратетиса. Более тесно Эгейский бассейн был связан со Средиземноморским (месинским) бассейном.

5. Вероятно, именно Эгейский бассейн был тем промежуточным водоемом, из которого могла прийти в Восточный Паратетис как обедненная морская фауна, характерная для раннего мэотиса, так и понтическая, получившая в Паратетисе дальнейшее развитие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с.

Невеская Л.А., Парамонова Н.П., Бабак Е.В. Определитель плиоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1997. 267 с.

Неогеновая система. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1986. Т. 1. 419 с.

Попов С.В., Георгиадес-Дикеоулия Е., Пинчук Т.Н. Понт Эгейского моря. Materials of symposium Neogene stratigraphy and paleontology of Kerch and Taman peninsulas. Москва–Krasnodar–Anapa, 1996. С. 31–37.

Стеванович П.М., Ильина Л.Б. Стратиграфия мэотиса Восточной Сербии и соседних регионов по моллюскам // Bull. Acad. serbe sci. et arts. Т. 82. Cl. Sci. natur. 1982. № 23. Р. 105–136.

Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. № 12. С. 68–74.

Almera D.J. Description de los terrenos pliocenicos de la cuenca del Bajo Llobregat y Llano de Barcelona. Mapa geol. Prov. Barcelona. Barcelona, 1889. 358 s.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Soc. Sediment. Geol. 1995. Spec. publ. № 54. P. 129–212.

Cavallo O., Repetto G. Conchiglie fossil del Roero. Atlante iconografico. Assoc. Natur. Piemontese. Mem. V. 2. 1992. 240 s.

Esu D., Taviani M. Oligohaline molluscs faunas of the Colombari Formation (late Messinian) // Boll. Soc. Paleont. Ital. 1989. V. 28. P. 253–263.

Geronimo I., Esu D., Grasso M. Gli strati a "Congerie" del Messiniano superiore del margine nord-occidentale Ibleo // Atti Accad. Peloritana dei Pericolanti. Cl. 1. 1989. V. 67. Suppl. 1. P. 129–150.

- Gillet S.* Los Limnocardidos del Plioceno del Papiol (Barcelona) // *Memorias y comun. Inst. Almera de Invest. Geol.* T. 1. 1965. P. 3–82.
- Gillet S., Geissert F.* La faune des mollusques du Pontien de Trilophos (SW de Tessaloniki) // *Ann. Geol. Pays Hellen.* 1971. V. 23. P. 123–164.
- Gramann F., Kockel F.* Das Neogen im Strimonbecken (Griechisch–Ost macedonien) // *Geol. Ib.* 1969. V. 87. S. 445–484.
- Kojumdgieva E.* Evolution geodynamique du bassin Egeen pendant le Miocene Superieur et ses relations a la Paratethys Orientale // *Geol. Balcan.* 1987. V. 17. P. 3–14.
- Papp A., Steininger F.F., Georgeades-Dikeoulia E.* Biostratigraphie und Korrelation des Noemens von Trakhones Sudlich von Athen // *Ann. Geol. Pays Hellen.* 1978. V. 29. P. 603–629.
- Pontien. Chronostratigraphie und Neostatotypen. Bd. 8. Zagreb–Beograd: Jazu et SANU, 1989. 952 p.
- Roegl F., Bernor R.L., Dermizakis M.D., Muller C., Stancheva M.* On the Pontian Correlation in the Aegean (Aegina Island) // *Newsl. Stratigr.* 1991. V. 2. № 3. P. 137–158.
- Rust J.* Evolution, Systematik, Paläoökologie und stratigraphischer Nutzen Neogener süss- und brackwasser – Gastropoden im Nord–Agais–Raum // *Palaeontographica. Abt. A.* 1997. Bd. 243. S. 37–180.
- Schmidt-Kittler N.* (ed.). The vertebrate locality Meramena (Macedonia, Greece) at the Turolian–Ruscinian boundary (Neogene). *Munchner Geowiss. Abh. (A).* 1995. V. 28. 180 p.
- Steffens P., De Bruin H., Meulenkamp J., Benda L.* Field guide to the Neogene of Northern Greece (Thessaloniki area and Strimon basin) // *Publ. Dept. Geol. Paleontol. Univ. Athens. Ser. A.* 1979. V. 35. 14 p.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 550.72:551.711.78

ИЗМЕНЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА И ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ВЕНДЕ–ФАНЕРОЗОЕ

© 2000 г. Д. М. Печерский

Объединенный институт физики Земли РАН,
123810 Москва, Большая Грузинская ул., 10, Россия

Поступила в редакцию 16.06.98 г., получена после доработки 19.10.98 г.

Ключевые слова. Палеомагнетизм, инверсии геомагнитного поля, хроностратиграфия, органический мир.

ВВЕДЕНИЕ

Уже не одно десятилетие проводятся поиски связей между процессами на поверхности Земли, в частности изменениями в биосфере, и поведением геомагнитного поля, т.е. процессами в ядре и низах мантии Земли. Такие сопоставления ведутся в двух направлениях: 1) поиски прямого соответствия биостратиграфических уровней с инверсиями геомагнитного поля, как доказательства прямого влияния существенных изменений геомагнитного поля на изменения органического мира. Только в редких случаях удалось обнаружить прямое совпадение заметных резких изменений в биоте (вымирание и/или изменение старых и/или появление новых форм и т.п.) с инверсией поля (см., например, Храмов и др., 1982; Merrill, McElhinny, 1983); следовательно, такое упрощенное “прямолинейное” представление о непосредственном влиянии одной инверсии на заметные изменения в органическом мире маловероятно; 2) сравнение тектонических, палеогеографических, климатических, биологических и др. изменений во времени, т.е. процессов, отражающих движения в литосфере и на поверхности Земли, с поведением геомагнитного поля, отражающего процессы в ядре и низах мантии (Храмов и др., 1982; Merrill, McElhinny, 1983; Rampino, Caldeira, 1993; Печерский, Диденко, 1995 и др.). При этом многие данные говорят о близких к синхронным движениях в ядре-мантии и литосфере. Например, специфические события в движении плит, этапы крупных изменений в биосфере, длиннопериодные эвстатические изменения уровня океана, скорости спрединга, субдукции и частоты инверсий очень близки, сдвиг менее 10 млн. лет (Апарин, 1982; Данукалов и др., 1983; Печерский, Диденко, 1995; Печерский, Нечаева, 1988; Gaffin, 1987; Loper et al., 1988; McFadden, Merrill, 1986; Ricou, Gibert, 1997; Vogt, 1972, 1975 и др.). В то же время фиксируется заметное отставание начала геологических эр от начала повышения частоты геомагнитных инверсий на 10–60 млн. лет в течение фанерозоя (Моло-

стовский и др., 1976; Храмов и др., 1982), палеозоя (Диденко, 1998) и всего неогена (Печерский, 1999). Синхронность и отставание отмечались исследователями в течение 20 лет. За это время заметно модифицировалась хроностратиграфическая шкала, менялись положения и датировки границ ярусов, систем и эр, а отмеченные закономерности сохранялись, что говорит об объективном реальном существовании и синхронности, и отставании ряда процессов и явлений на поверхности и у ядра Земли. То есть в процессах на Земле намечаются два принципиально различных типа механизмов (Печерский, 1999). Первый тип действует синхронно на поверхности и близ ядра Земли, он может выражаться, например, в колебаниях скорости вращения и угла наклона оси вращения Земли (Печерский, Нечаева, 1988; Печерский, Диденко, 1995). Второй тип механизма действует на границе ядра и мантии, а его “отголоски” доходят до поверхности Земли со скоростью, подобной скорости движения континентов (Храмов и др., 1982; Loper et al., 1988; Merrill, McElhinny, 1983; Rampino, Caldeira, 1993 и др.).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕМПОВ ИЗМЕНЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА И ПОЛЯРНОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ВЕНДЕ–ФАНЕРОЗОЕ

Перечисленные выше геологические процессы так или иначе отражаются в развитии органического мира и синтезируются в хроностратиграфической шкале. Попробуем на примере сопоставления общих темпов изменения органического мира и геомагнитного поля в течение фанерозоя и венда подтвердить (или не подтвердить) указанную выше взаимосвязь процессов на поверхности и у ядра Земли. Для этого воспользуемся, во-первых, сводкой данных (Benton, 1995) о темпах (градиентах) изменений разнообразия форм жизни и их вымирании (число семейств, приходящееся примерно на каждые 10 млн. лет), при этом использу-

ем данные только о морских организмах, как более полно охватывающие венд и весь фанерозой (Benton, 1995); во-вторых, число ярусов хроностратиграфической шкалы, приходящихся на каждые 10 млн. лет; для этого используется шкала геологического времени (Harland et al., 1990) с некоторыми изменениями в интервале кембрий–венд. По данным (Grotzinger et al., 1995; Kaufman, Knoll, 1995; Розанов и др., 1997) принято следующее положение нижних границ ярусов в кембрий–венде: тремадок – 505 млн. лет назад, верхний кембрий (разделен далее на два яруса посередине) – 510, средний кембрий (разделен на два яруса посередине) – 520, ботомий – 525, атдабан – 528, томмот – 530, ровенский горизонт (немакит–далдын) – 544, котлинский – 551, редкинский – 570, лапландский (варангер) – 610 млн. лет назад. Предлагаемая схема наверняка небесспорна, но для нашего анализа не так существенна точность каждой из границ, гораздо важнее сопоставление биостратиграфической и геомагнитной информации, привязанных к *одной* шкале времени. Соответственно, сводная шкала геомагнитной полярности, предложенная ранее (Печерский, 1997), модифицирована согласно с приведенной выше хроностратиграфической шкалой кембрия–венда (Печерский, 1999). Кроме того, в ней учтены магнитостратиграфические данные по некоторым разрезам Сибири (Kirschvink, Rozanov, 1984; Галле, Павлов, 1999), Южного Урала и Приднестровья (Третьяк и др., 1996). Последние данные относятся к стратотипическому разрезу венда, к сожалению, их методическое выполнение находится на низком уровне по сравнению с современными требованиями, правда, общая картина сходна с южно-уральской (Данукалов и др., 1983). Шкала геомагнитной полярности в указанных интервалах изменилась в деталях (Печерский, 1999), однако картина поведения частоты геомагнитных инверсий осталась почти той же. Это показывает, что картина поведения геомагнитного поля при интервале осреднения 10 и более миллионов лет достаточно объективно отражает реальность.

Для большей объективности картина относительного изменения знака геомагнитного поля построена и другим способом (McElhinny, 1971) – по соотношению числа индивидуальных палеомагнитных определений (коллекций), включающих обе полярности поля, к общему их числу в данном интервале времени (в нашем случае – 10 млн. лет). Такой метод требует большой статистики и даже в этом случае полученный результат является сугубо относительным, качественно (а не количественно) характеризующим частоту смен знака поля по принципу “много–мало”, точнее “часто–редко”, соответственно, представительными можно рассматривать лишь положения экстремумов во времени, но не их величину. Для этого метода я воспользовался Базой палеомагнитных данных

(McElhinny, Lock, 1991, 1993) и результат сравнил с готовой кривой, построенной указанным методом для большей части фанерозоя (Johnson et al., 1995). Обе кривые практически совпали, хотя и отличался подход к выборке данных.

Сравнение картины поведения частоты полярности геомагнитного поля, полученной двумя практически независимыми методами, показывает, что в фанерозое и венде положения во времени одноименных экстремумов (максимумов или минимумов) почти полностью повторяют друг друга, но они существенно отличаются по величине: даже в наиболее надежной кайнозой–позднепалеозойской части шкалы геомагнитной полярности размах колебаний “частоты смен полярности поля”, определенной вторым методом, в несколько раз превышает картину, полученную по шкале геомагнитной полярности (рис. 1а, 1б). Так что оба метода позволяют утверждать объективность картины темпа изменений геомагнитной полярности в фанерозое и венде, выражающейся в сменах во времени максимумов и минимумов кривых, количественные же оценки амплитуды частоты инверсий поля можно делать только по кривой, построенной по шкале геомагнитной полярности (рис. 1а).

Как отмечено ранее (Печерский, 1998), частота изменений знака геомагнитного поля, преобладание одной из полярностей и относительные изменения величины напряженности четко коррелируют между собой. Следовательно, существует синхронность *крупных длиннопериодных изменений величины и направления геомагнитного поля, т.е. эти изменения характерны для полного вектора поля.*

Теперь сравним поведение геомагнитного поля с изменениями органического мира. Используем для этого характеристики, о которых говорилось выше: 1) изменения числа ярусов в хроностратиграфической шкале (рис. 1в), 2) изменения разнообразия семейств морских организмов (рис. 1г и з) вымирания семейств морских организмов (рис. 1д) за каждые 10 млн. лет. Для устранения возможных погрешностей в данных и возрастной привязке выполнено сглаживание окном 30 млн. лет (рис. 1).

Прежде всего следует отметить почти полное совпадение, т.е. *синхронность*, минимумов и максимумов темпов изменения органического мира и частоты изменений полярности в фанерозое–венде. Так, разница между максимумами (минимумами) частоты инверсий поля и ближайшими к ним максимумами (минимумами) числа ярусов, разнообразия и вымирания организмов соответственно равна 3.1 ± 9.6 ; 3.5 ± 6.3 и 1.4 ± 9.5 млн. лет. Как видно, погрешность не превышает интервал группирования данных – 10 млн. лет. Кроме того, многие границы геологических периодов (в принятом варианте шкалы геологического времени)

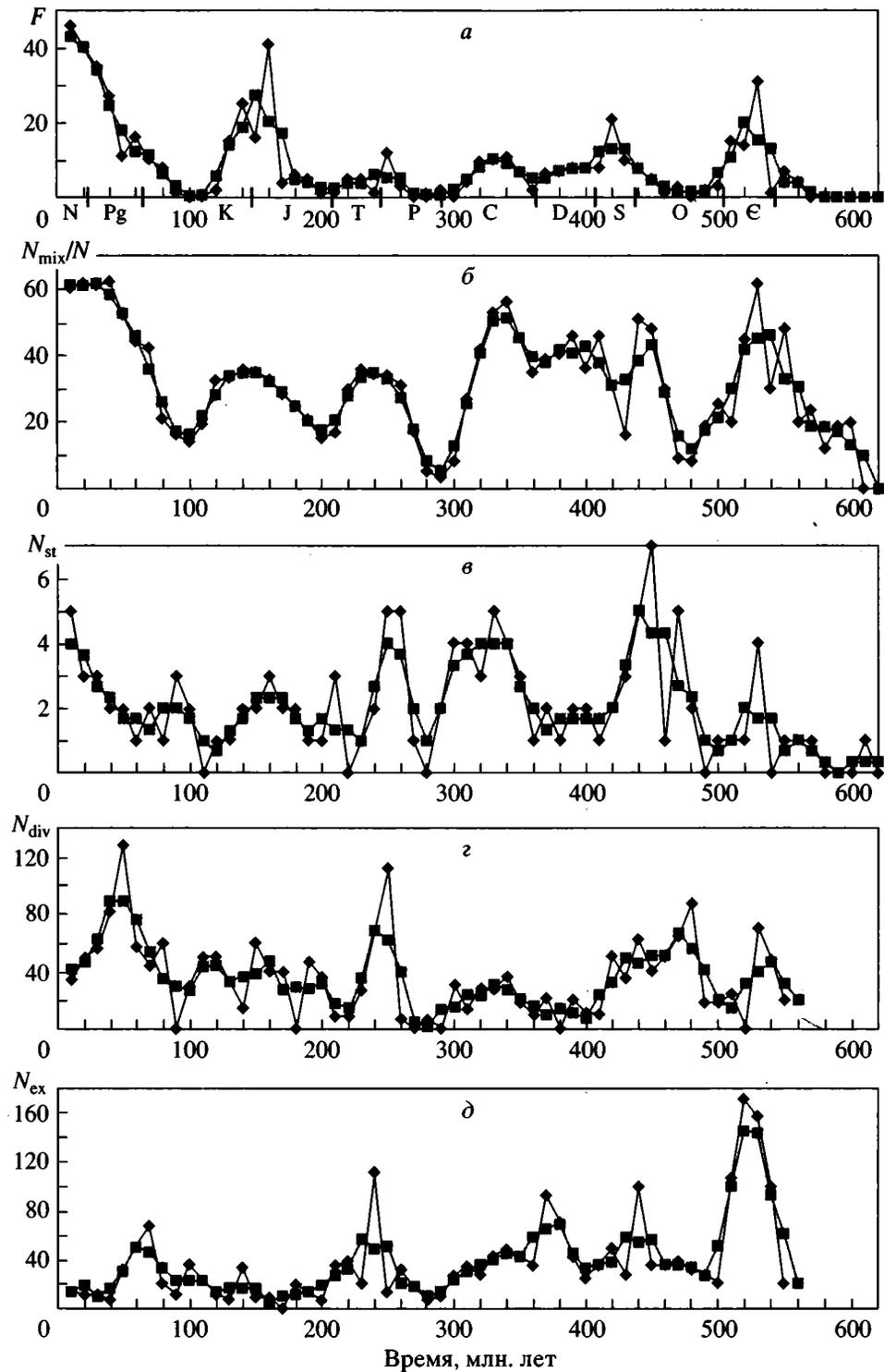


Рис. 1. Темпы изменения органического мира и геомагнитного поля в фанерозое и венде.

a – число инверсий геомагнитного поля за каждые 10 млн. лет (F), определенное по шкале геомагнитной полярности (Печерский, 1997, 1999), *б* – темп относительных изменений (в %) геомагнитной полярности за каждые 10 млн. лет (N_{mix}/N), построенный по Базе палеомагнитных данных (McElhinny, Lock, 1991, 1993), *в* – число ярусов хроностратиграфической шкалы, приходящихся на каждые 10 млн. лет (N_{st}); *г* – изменения числа семейств морских организмов (разнообразии) за каждые 10 млн. лет (N_{div}); *д* – число вымерших семейств морских организмов за каждые 10 млн. лет (N_{ex}). Данные сгруппированы в интервалы по 10 млн. лет (ромбики) и сглажены (квадратики), интервал осреднения 30 млн. лет, шаг – 10 млн. лет.

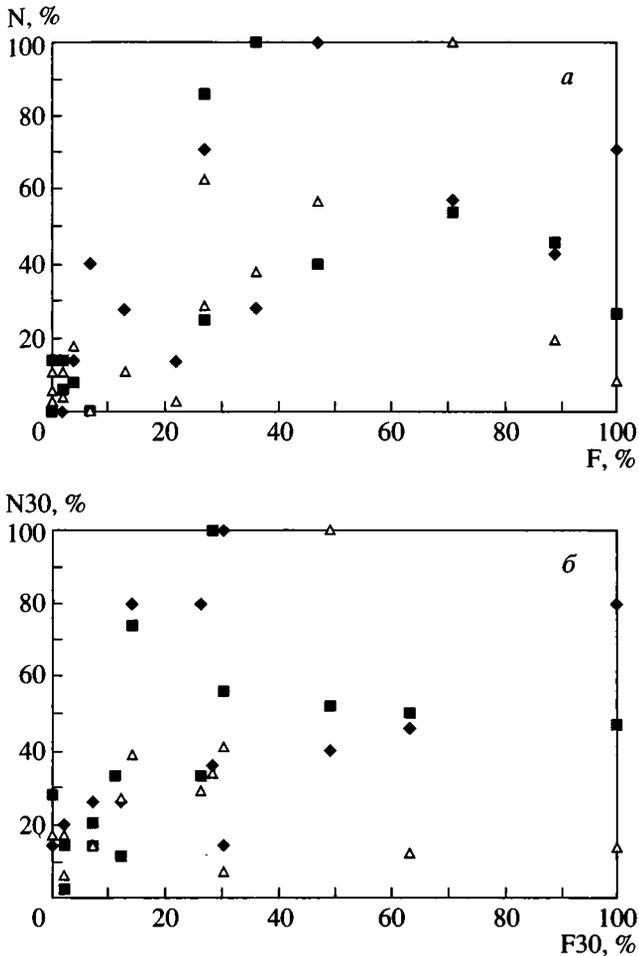


Рис. 2. Сопоставление величин синхронных экстремумов числа ярусов (ромбики), разнообразия морских организмов (квадратики) и вымирания морских организмов (треугольники) с экстремумами частоты инверсий геомагнитного поля. Для наглядности значения каждой из характеристик отнесены к максимальной ее величине и приведены на рис. 2 в %. *a* – экстремумы кривой, где данные сгруппированы в интервалы 10 млн. лет; *b* – экстремумы сглаженной кривой (интервал сглаживания – 30 млн. лет).

приходятся на узкие минимумы продолжительностью не более 10 млн. лет и небольшие перегибы частоты смен полярности (рис. 1а), которые сглаживаются при осреднении 30 млн. лет. Некоторые различия картины в темпах изменения органического мира и частоты инверсий поля, думаю, связаны как с особенностями (различиями) в темпах разнообразия и вымирания биоты, так и с неполнотой магнитостратиграфической информации и неточностями датировок. Следовательно, с большой степенью достоверности можно утверждать, что ускорение или замедление процессов на границе ядра и мантии и в изменениях органического мира синхронны. При этом границы геологических периодов чаще приурочены к спа-

ду частоты инверсий и величины напряженности геомагнитного поля (но не к отдельным инверсиям!) и нередко сами представляют собой спад в темпах изменений органического мира (рис. 1).

Если крупные длиннопериодные изменения геомагнитного поля непосредственно влияют на изменения органического мира, то между величинами синхронных экстремумов каждой из характеристик изменений органического мира и частоты инверсий поля должна быть заметная корреляция (прямая или обратная). Однако, как видно из рис. 2, такая корреляция практически отсутствует как для каждой из характеристик, так и для всех вместе. Следовательно, непосредственное влияние длиннопериодных изменений геомагнитного поля на изменения органического мира отсутствует или явно несущественно.

Подтверждается ранее отмеченное (Молостовский и др., 1976; Храмов и др., 1982; Диденко, 1998; Печерский, 1999) отставание начала геологических эр от минимумов частоты инверсий: судя по рис. 1а, это отставание составляет 35–60 млн. лет, что соответствует скорости передачи энергии от границы ядро–мантия к поверхности Земли ($\approx 4\text{--}10$ см/год). Такая скорость согласуется с оценками средних скоростей дрейфа основных континентальных плит в фанерозое (Зоненшайн и др., 1987; Jurdy et al., 1995).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере сопоставления темпов изменения органического мира и геомагнитного поля в фанерозое–венде показано, что большинство процессов масштаба геологических периодов, происходящих как близ ядра, так и близ поверхности Земли, практически синхронны, но при этом непосредственное влияние таких изменений геомагнитного поля на изменения органического мира отсутствует или, осторожнее говоря, явно второстепенно. Иными словами те и другие процессы “реагируют” на один и тот же “внешний” механизм, приводящий, например, к изменениям угла наклона оси вращения Земли и ее скорости, что, в свою очередь, синхронно сказывается как на движениях в ядре и низах мантии, т.е. на поведении геомагнитного поля, так и на тектонических, климатических и др. процессах на поверхности Земли, напрямую влияющих на состояние биосферы. Процессы масштаба геологических эр связаны с “внутренним” механизмом передачи энергии от низов мантии наверх.

Таким образом, подтверждается тесная связь процессов на поверхности Земли, ведущих к изменениям органического мира, с процессами на границе ядра–мантии. Однако эта связь не является причинно-следственной, а скорее результат действия общего для этих процессов механизма.

Автор благодарен М.Б. Бурзину за консультации по стратиграфии кембрия-венда.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 96-05-64118.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апарин В.П. Вариации вулканической активности и скорости движений континентальных плит в фанерозое // Докл. АН СССР. 1982. Т. 284. С. 78–81.

Галле И., Павлов В.Э. Магнитостратиграфия опорного разреза р. Кулюмбэ (СЗ Сибирской платформы) // Физика Земли. 1999. № 12. С. 60–69.

Данукалов Н.Ф., Кондручина Л.С., Черников А.П. Палеозойский палеомагнетизм Южного и Среднего Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1983. 120 с.

Диденко А.Н. Палеозойские стомиллионлетние вариации процессов в ядре и литосфере // Физика Земли. 1998. № 5. С. 3–10.

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

Молостовский Э.А., Певзнер М.А., Печерский Д.М. и др. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и режим инверсий геомагнитного поля // Геомагнитные исследования. № 17. М.: Наука, 1976. С. 45–52.

Печерский Д.М. Некоторые характеристики геомагнитного поля за 1700 млн. лет // Физика Земли. 1997. № 5. С. 3–20.

Печерский Д.М. Поведение палеоинтенсивности и других характеристик палеомагнитного поля в неогее // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 4. С. 180–189.

Печерский Д.М. Сравнение темпов изменения геомагнитного поля и органического мира в неогее // Геомагнетизм и аэрономия. 1999. Т. 38. № 5. С. 140–146.

Печерский Д.М., Нечаева Т.Б. Вариации направления и величины геомагнитного поля в фанерозое // Геомагнетизм и аэрономия. 1988. Т. 28. № 5. С. 820–824.

Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ, 1995. 297 с.

Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С. и др. Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 21–31.

Третьяк А.Н., Вигилянская Л.И., Карзанова А.Я. Палеомагнетизм венда Украины (проблема границы докембрия и фанерозоя) // Геофиз. журнал. 1996. Т. 18. № 3. С. 36–45.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Benton M.J. Diversification and extinction in the history of life // Science. 1995. V. 268. P. 52–58.

Gaffin S. Phase difference between sea level and magnetic reversal rate // Nature. 1987. V. 329. P. 816–819.

Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylor B.Z., Kaufman A.J. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution // Science. 1995. V. 270. P. 598–604.

Harland W.B., Armstrong R., Cox A. et al. A geological Time Scale // New York: Cambridge Univ. Press. 1990. 263 p.

Johnson H.P., Van Patten D., Tivey M., Sager W.W. Geomagnetic polarity reversal rate for Phanerozoic // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22. № 3. P. 231–234.

Jurdy D.M., Stefanick M., Scotese C.R. Paleozoic plate dynamics // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 17965–17975.

Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 27–49.

Kirschvink J.L., Rozanov A.Yu. Magnetostratigraphy of lower Cambrian strata from the Siberian platform: a palaeomagnetic pole and a preliminary polarity time-scale // Geol. Mag. 1984. V. 121. P. 189–203.

Loper D., McCartney K., Busina G. A model of correlated episodicity in magnetic field reversals, climate and mass extinctions // J. Geology. 1988. V. 96. P. 1–15.

McElhinny M.W. Geomagnetic reversals during the Phanerozoic // Science. 1971. V. 172. P. 157–159.

McElhinny M.W., Lock J. Global paleomagnetic data base complete // EOS, Trans. AGU. 1991. V. 72. P. 579.

McElhinny M.W., Lock J. Global paleomagnetic database supplement number one, update to 1992 // Surv. Geophys. 1993. V. 14. P. 303–329.

McFadden P.L., Merrill R.T. Geodynamo energy source constraint from paleomagnetic data // Phys. Earth Planet. Inter. 1986. V. 43. P. 22–33.

Merrill R.T., McElhinny M.W. The Earth's magnetic field. London: Academ. Press, 1983. 401 p.

Rampino M.R., Caldeira K. Major episodes of geologic change: correlations, time structure and possible causes // Earth Planet. Sci. Letters. 1993. V. 114. P. 215–227.

Ricou L., Gibert D. La sequence des inversions magnetiques analysee par ondelettes: un enregistrement de l'histoire tectonique du globe au toit du noyau // C.R. Acad. Sci. 1997. V. 325. P. 753–759.

Vogt P.R. Evidence for global synchronism in mantle plume convection and possible significance for geology // Nature. 1972. V. 240. P. 338–342.

Vogt P.R. Changes in geomagnetic reversals frequency at times of tectonic change: evidence for coupling between core and upper mantle // Earth Planet. Sci. Letters. 1975. V. 25. P. 313–321.

Рецензенты Г.З. Гурарий, Н.М. Чумаков

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” во II полугодии 2000 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России “Подписка-2000” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики указанных выше академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики перечисленных выше организаций для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство подписки и розницы” (АПР).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН, ИНИОН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на II полугодие 2000 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

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

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

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

Издательство “Наука”

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

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

Генетика
Геомагнетизм и аэронавигация
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
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 технической физики
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Журнал экспериментальной и теоретической физики
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Молекулярная биология
Неорганические материалы
Нефтехимия
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Письма в Журнал технической физики
Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
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 техника полупроводников
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физика твердого тела
Физика элементарных частиц и атомного ядра
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

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
Polymer Science. Series C
Russian Journal of Genetics
Geomagnetism and Aeronomy
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
Technical Physics
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Journal of Experimental and Theoretical Physics
Protection of Metals
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
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
Technical Physics Letters
Journal of Experimental and Theoretical Physics 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
Semiconductors
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Physics of the Solid State
Physics of Particles and Atomic Nuclei
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

Журналы МАИК "Наука/Интерпериодика", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis
Russian Journal of Mathematical Physics