

Том 2, Номер 3

Май - Июнь 1994

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 2 № 3 1994 Май - Июнь

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

Зав. редакцией Т.В. Тришкина
Науч. редактор А.С. Тарабанова

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

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Том 2, номер 3, 1994

U-Pb возраст и корреляция магматических образований гранулитовых и амфиболитовых комплексов Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы <i>Е. В. Бибикова, Т. И. Кирнозова, Л. П. Попова, А. В. Постников, В. А. Макаров, А. А. Кременецкий</i>	3
Специфика экологии венд-кембрийских биот мелкораквинной фауны Сибирской платформы <i>В. В. Хоментовский, Г. А. Карлова</i>	8
Этапность рифообразования в палеозое <i>А. Б. Ивановский, В. Н. Космынин, В. Г. Кузнецов, Б. С. Соколов, Л. Н. Большакова, М. Р. Геккер, Р. В. Горюнова, С. В. Рожнов</i>	18
Важнейшие глобальные седиментологические и биологические события девона Южного Тянь-Шаня и юга Западной Сибири <i>Е. А. Елкин, Н. Г. Изох, Н. В. Сенников, А. Ю. Язиков, А. И. Ким, М. В. Ерина</i>	24
Граница карбона и перми в стратотипических разрезах Южного Урала и ее корреляция <i>В. И. Давыдов, И. С. Барсков, М. Ф. Богословская, Э. Я. Левен</i>	32
Зональное расчленение визейских и серпуховских отложений Московской синеклизы по фораминиферам <i>М. В. Вдовенко</i>	46
Палеогеография и условия формирования триасовых отложений на территории Прикаспийского региона <i>С. Н. Жидовинов</i>	51
Смена комплексов брахиопод в течение апта и альба <i>Т. Н. Смирнова</i>	67
Разрез палеогена Сувлукая (Крым) <i>Д. П. Найдин, В. Н. Беньямовский</i>	75
Изотопное датирование вулканогенных толщ палеогена и неогена Камчатки <i>Г. П. Багдасарян, Ю. Б. Гладенков, А. Е. Шанцер</i>	87
Геологическая интерпретация материалов по плейстоцену Подмосковья, датированных ОСЛ-методом <i>М. Н. Алексеев, К. В. Горецкий, Г. И. Хютт</i>	92
Палеогеография и геологические события позднего плиоцена и плейстоцена Средней Азии <i>А. Е. Додонов, М. В. Сотникова</i>	100
<hr/>	
Краткие сообщения	
Растительные сообщества на рубежах эоцена - олигоцена и раннего миоцена в Западной Сибири <i>И. А. Кулькова, В. С. Волкова</i>	107

CONTENTS

Volume 2, Number 3, 1994

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

U-Pb Age and Correlation of Magmatic Rocks from Granulite and Amphibolite Complexes of the Volga-Ural Region, East European Platform

E. V. Bibikova, T. I. Kirnozova, L. P. Popova, A. V. Postnikov, V. A. Makarov, and A. A. Kremenetskii 3

Specific Nature of Ecology of Vendian-Cambrian Small-Shelled Fauna Biotas in the Siberian Platform

V. V. Khomentovskii and G. A. Karlova 8

The Paleozoic Stages of Reef Formation

A. B. Ivanovskii, V. N. Kosmyrin, V. G. Kuznetsov, B. S. Sokolov, L. N. Bol'shakova, M. R. Gekker, R. V. Goryunova, S. V. Rozhnov 18

The Most Important Global Sedimentological and Biological Devonian Events in Southern Tien Shan and South of Western Siberia

E. A. Yolkin, N. G. Izokh, N. V. Sennikov, A. Yu. Yazikov, A. I. Kim, and M. V. Erina 24

South Urals and Its Correlation

V. I. Davydov, I. S. Barskov, M. F. Bogoslovskaya, and E. Ya. Leven 32

Zonal Subdivision of Visean and Serpukhovian Deposits of Moscow Depression on the Basis of Foraminifera

M. V. Vdovenko 46

Paleogeography and Depositional Environment of the Triassic Deposits in the Caspian Sea Region

S. N. Zhidovinov 51

Changes in Brachiopod Assemblages during the Aptian and Albian

T. N. Smirnova 67

The Suvlukaya Paleogene Section (the Crimea)

D. P. Naidin and V. N. Ben'yamovskii 75

Isotopic Dating of Paleogene and Neogene Volcanogenic Sequences of Kamchatka

G. P. Bagdasaryan, Yu. B. Gladenkov and A. E. Shantser 87

Geological Interpretation of the Pleistocene Sequences of the Moscow Area Dated by the OSL-Method

M. N. Alekseev, K. V. Goretskii, and G. I. Hütt 92

Late Pliocene-Pleistocene Paleogeography and Geological Events of the Middle Asia

A. E. Dodonov and M. V. Sotnikova 100

Brief Communications

Floral Assemblages at the Eocene-Oligocene and Early Miocene Boundaries in West Siberia

I. A. Kul'kova and V. S. Volkova 107

УДК 550.93:552.3(470.4+470.5)

U-Pb ВОЗРАСТ И КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ГРАНУЛИТОВЫХ И АМФИБОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 1994 г. Е. В. Бибилова*, Т. И. Кирнозова*, Л. П. Попова**,
А. В. Постников**, В. А. Макаров*, А. А. Кременецкий***

* Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
117975 Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

** Государственная Академия нефти и газа им. И.М. Губкина,
117917 Москва, Ленинский проспект, 65, Россия

*** Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов,
113127 Москва, Садовническая наб., 71, Россия

Поступила в редакцию 17.07.93 г.

U-Pb датирование магматических образований, входящих в состав гранулитового и амфиболитового комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах Волго-Уральской области показывает, что большая их часть сформировалась в конце архея. Для различных типов эндербитов, вскрытых в различных частях региона, получены близкие значения возраста – 2738 ± 11 млн. лет, 2725 ± 42 млн. лет, 2709 ± 16 млн. лет. Диориты Бакалинского гранитоидного массива датированы 2698 ± 12 млн. лет. Эти данные свидетельствуют о сближенности во времени проявлений главнейших этапов эндогенного породообразования в рассматриваемом регионе.

Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы в пределах Волго-Уральской области вскрыт более чем 6 тысячами скважин. Имеющиеся данные позволяют охарактеризовать главнейшие вещественные метаморфические и магматические комплексы, установить их первичную природу и последовательность формирования (Богданова и др., 1979, Богданова 1986, Васильева и др., 1992). Вместе с тем до настоящего времени геохронологическая информация по фундаменту региона ограничивалась в основном данными K-Ar метода, большая часть которых укладывалась в интервал 2.5 - 1.6 млрд. лет (Гаррис, 1977). Имелись лишь отдельные определения Rb-Sr и U-Pb методов (Бибилова и др., 1984; Богданова и др., 1979). В предлагаемой статье приводятся новые данные U-Pb датирования главнейших магматических комплексов этого региона с целью обоснования стратиграфического расчленения и корреляции пространственно разобщенных раннедокембрийских образований.

Основные черты геологического строения рассматриваемой территории определяются ее принадлежностью к обширной гранулитогнейсовой области, более 50% площади которой представлена гранулитовыми комплексами, не претерпевшими наложенных преобразований. Размеры отдельных блоков достигают тысячи квадратных километров. Гранулитовые блоки окружены или осложнены зонами развития диафорических и ультраметагенных образований, сформировавшихся в условиях амфиболитовой фации в резуль-

тате переработки гранулитового субстрата (Васильева и др., 1992).

Наложение амфиболитовой фации метаморфизма на гранулитовую прослеживается по многочисленным непосредственным петрографическим наблюдениям в приграничных частях блоков, показывающим последовательную смену минеральных парагенезисов, наличие разнообразных переходных разновидностей пород и особенности этих процессов в различных структурных зонах. Тектонические соотношения гранулитовых и амфиболитовых образований указывают на существенную перестройку структурных планов. Преимущественно линейно-складчатый тип строения гранулитового метаморфического комплекса с ареальным характером метаморфизма сменяется концентрически-зональным и купольным типом строения амфиболитового метаморфического комплекса. На основании этих данных, исходя из общегеологических представлений и по аналогии с другими гранулитогнейсовыми областями раннего докембрия, гранулитовый комплекс был отнесен к архею, амфиболитовый – к раннему протерозою (Богданова и др., 1986; Васильева и др., 1992).

Среди гранулитовых образований преобладают породы нурлатского комплекса – чередование пироксеновых эндербитогнейсов, с подчиненными по мощности пачками амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев. Этот комплекс слагает линейно-складчатые структуры северо-восточного простирания. Наряду с этим, в гранулитовых блоках выделяются обширные массивы типичных

эндербитов, лишь частично затронутых наложенным разгнейсованием (кольыванский гранитоидный комплекс). Генезис эндербитоидов проблематичен и в качестве альтернативных возможны предположения об их либо первично коровом происхождении, либо раннескладчатом палингенном формировании по вулканогенным толщам, либо позднескладчатом интрузивном генезисе.

Нурлатский эндербит-кристаллосланцевый комплекс лучше изучен в пределах одноименного гранулитового блока протяженностью около 60 км при ширине порядка 20 км, расположенного в южной части Татарстана в зоне сочленения Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины (рис. 1). Слагающие его образования вскрыты многочисленными скважинами, пять из которых прошли по гранулитам около 600 м и рассматриваются в качестве опорных. В одной из этих скважин (скв. 663 Ульяновской площади) вскрываются чередующиеся пачки пироксеновых кристаллических сланцев и эндербито-гнейсов, химизм которых свидетельствует о последовательной дифференцированности от основного до кислого состава (Лапинская и др., 1990). Кристаллические сланцы слагают пачки

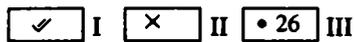
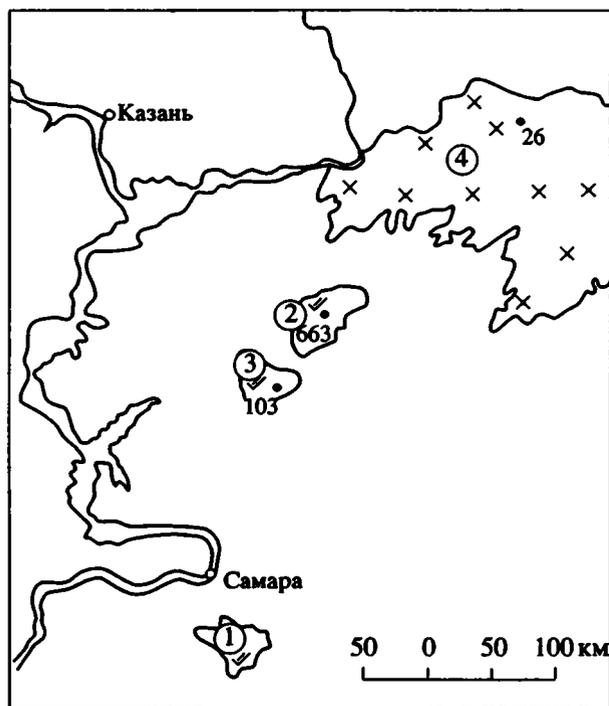


Рис. 1. Схема распространения изученных объектов в пределах Волго-Уральской области.

1 – Кольыванский массив эндербитоидов; 2 – Нурлатский гранулитовый блок; 3 – Титовский гранулитовый массив; 4 – Бакалинский гранитоидный массив.

I – эндербитоиды; II – плаггиомикроклиновые граниты; III – номера скважин.

мощностью до 30 м и в целом составляют не более 10% разреза. Породы скважины 663 наименее подвержены влиянию калиевого метасоматоза (отсутствие чарнокитоидов) и диафорических изменений.

Для проведения изотопно-геохронологических исследований выбраны гранатсодержащие эндербито-гнейсы – серые, среднезернистые породы с линейно-параллельной, мелкоочковой, неясно-полосчатой текстурой и порфирогранобластовой структурой. Минеральный состав: антипертитовый плагиоклаз (№ 32 - 37) – 50 - 60%, кварц – 15 - 20%, калиевый полевой шпат – до 5%, гиперстен – 15 - 20%, биотит – до 10%, гранат – до 5%, рудные – до 5%, акцессорные: циркон, апатит. Циркон представлен призматическими хорошо оформленными зернами магматического генезиса со сглаженными контурами. Цвет бурый различной интенсивности, кристаллы прозрачны и полупрозрачны.

Среди эндербитовых массивов наиболее типичен и достаточно хорошо изучен Кольыванский, расположенный в Самарской области в западной части Бузулукской впадины (рис. 1). Его площадь, при общей вытянутости в субширотном направлении, составляет около 900 км. Ограничения массива недостаточно четко фиксируются в связи с близостью минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород его краевых частей и вмещающих образований. Массив сложен преимущественно серыми, крупно-среднезернистыми иногда слабозагнейсованными эндербитами, состоящими из антипертитового плагиоклаза (№ 32 - 36) – 55 - 65%, гиперстена – 5 - 10%, амфибола – 0 - 5%, биотита – 1 - 2%, микропертита – 15 - 25% и кварца – 20 - 30%. Акцессорные минералы – апатит, циркон, монацит, рутил, ильменит. Значительная часть массива представлена чарнокитами, содержащими до 45% микропертита. Кроме того, присутствуют микропертитовые граниты, в которых количество калиевого полевого шпата достигает 65%. U-Pb данные для магматогенных цирконов из Кольыванского массива были опубликованы ранее (Бибикова и др., 1986). Пересчет этих цифр по программе К. Людвига (Ludwig, 1991) приводят к значению 2738 ± 11 млн. лет (рис. 2).

В последние годы в северной части Самарской области в пределах Мелекесской впадины 40 скважинами разбурен еще более крупный Титовский эндербитовый массив размером 50 × 50 км, слагаемый породами удивительно однородными по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям (рис. 1). Они образуют слабо дифференцированную серию, наиболее меланократовыми представителями которой являются габбро-анортозиты, а наиболее лейкократовыми – эндербиты, реже чарнокиты. Породы обладают типично магматическими гипидиоморфнозернистыми структурами и массивной текстурой. Разгнейсование проявлено крайне слабо и преимущественно в

периферических частях массива. Помимо эндробитов и габбро-анортозитов отдельными скважинами вскрываются пироксениты и массивные чарнокиты. Примечательно полное отсутствие пород основного состава – габброидов и кристаллических сланцев, присутствующих во всех других столь же крупных блоках. Участками в пределах массива отмечаются локальные приразломные проявления диафтореза. Внешние границы массива картируются довольно четко.

Исследовались акцессорные цирконы из эндробита скв. 103 Титовской площади, которые представлены хорошо оформленными призматическими зернами со сглаженными контурами. Внутренних ядер отмечено не было.

Магматогенные образования амфиболитового комплекса были датированы нами в пределах крупнейшего Бакалинского гранитоидного массива, охватывающего территорию в 14000 км восточного Татарстана и западного Башкортостана в восточной части Южно-Татарского свода, разрушенного более чем полутора тысячами глубоких скважин (рис. 1). Массив сложен полимигматитовыми сериями палингенных гранитоидов, субстратом которых видимо служили складчатые гетерогенные образования гранулитового основания. Их диафторированные фрагменты вскрываются в отдельных частях массива и образуют обширные поля мигматитов в его периферии. Среди гранитоидов выделяются разности диорит-плаггиогранитной и гранодиорит-гранитной серий. Формирование последней завершает процессы гранитообразования в пределах восточной части Русской плиты. U-Pb анализ по цирконам был выполнен для диоритов скв. 26 Мензелино-Актанышской площади. Породы среднезернистые, массивные с гранитовой гипидиоморфнозернистой структурой. Минеральный состав: плаггиоклаз (№ 39 - 45) – 50 - 55%, биотит – 5 - 7%, амфибол – 10 - 15%, кварц – 15 - 25%, микроклин – 3 - 10%; акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит, сфен. Породы участками слабо микроклинизированы и окварцованы.

Циркон представлен субидиоморфно-призматическими зернами с удлинением 2 - 3. Окраска светло-серая и розоватая, цирконы прозрачны и полупрозрачны. На некоторых зернах наблюдаются обрастания более поздней генерацией.

Для разделенных на фракции по размеру зерен и морфологическим особенностям цирконов был выполнен U-Pb изотопный анализ, проведенный по методике, которая в главных чертах повторяет методику Т. Кроу (Krogh, 1973), широко применяемую в лабораториях мира. Уран и свинец после хроматографического разделения на анионите AG 1 × 8 определены методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$. Точность измерения концентраций урана и свинца $\pm 1\%$. Изотопный состав свинца измерен на масс-спектрометре TSN 206А фирмы Cameca с использованием силикагеля в качестве эмиттера

ионов. Точность измерения изотопных отношений свинца $\pm 0.1\%$. Изотопный состав свинца рассчитан по принятым величинам констант распада. Расчет параметров изохрон проведен по программе К. Людвиг (Ludwig, 1991). Результаты исследований приведены в табл. 1, 2 и на рис. 3 - 5.

Для цирконов из эндробито-гнейсов Нурлатского блока изохронное значение возраста равно 2725 ± 42 млн. лет (табл. 1, рис. 3). Цирконы обладают высокой конкордантностью изотопных возрастов, что свидетельствует о слабом воздействии наложенных процессов и о достоверности полученных данных.

Дискордантность значений возраста для цирконов Титовского массива значительно выше. Возраст по дискордии составил 2709 ± 42 млн. лет (табл. 1, рис. 4).

Присутствие в эндробитоидах Нурлатского гранулитового блока и Титовского массива одной

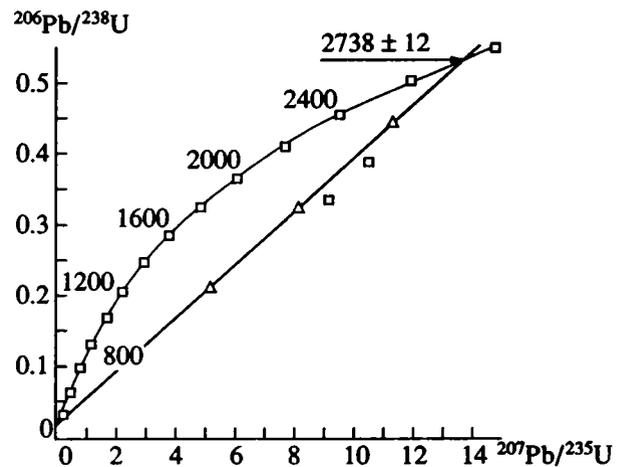


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из чарнокитоидов Кольванского массива.

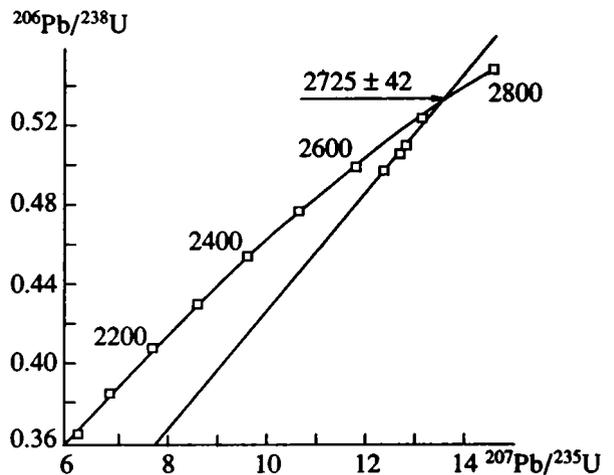


Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из эндробитоидов Нурлатского гранулитового блока.

Таблица 1. U-Pb возраст цирконов из эндербитоидов Волго-Уральской области

Размер фракции, мкм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца			Изотопные отношения		Возраст, млн. лет
	Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Нурлатский гранулитовый блок, Ульяновская площадь скв. 663								
-160 + 125	141	250	1799	0.1920	0.1071	12.7559	0.4995	2700
-125 + 100	283	512	2732	0.1883	0.1066	12.4821	0.4924	2688
-100 + 75	162	286	2247	0.1904	0.1150	12.8208	0.5026	2698
Титовский массив, Титовская площадь скв. 103								
-150 + 100 (темный)	229	561	1685	0.1876	0.1310	8.8789	0.3572	2655
-150 + 100 (светлый)	268	544	3750	0.1872	0.1207	11.0629	0.4362	2688
+150 (темный)	90	220	895	0.1973	0.3187	7.5697	0.3086	2633

Примечание. Поправка введена на изотопный состав свинца возрастом 2700 млн. лет (Stacey и др., 1975).

генерации циркона и хорошее качество дискордий ($\text{СКВО} \leq 1$) говорит о соответствии полученных значений возраста времени становления эндербитов (магматической кристаллизации). Полученные данные свидетельствуют о формировании

различных типов эндербитоидов фундамента Волго-Уральской области, приуроченных к различным тектоническим элементам в позднем архее в интервале 2700 - 2740 млн. лет. Причем наиболее древние цифры получены для пород, сохранивших некоторые черты доромантических образований. Так по данным, имеющимся для Колыванского массива (Бибикова и др., 1984), две фракции циркона располагаются правее дискордии, указывая на возможное присутствие более древних ксенокристов (рис. 2), что согласуется с представлением о палингенной природе эндербитов колыванского комплекса. Для нурлатского комплекса это выражено в определенной стратифицированности разрезов, интерпретируемой как отражение первичной неоднородности исходных вулканитов (Лапинская и др., 1990). Становление Титовского массива отвечает по-видимому наиболее интенсивной степени проявления процесса гранитообразования, приводящего к полной гомогенизации доромантического субстрата, что в частности подтверждается отсутствием в породах массива ксенокристов циркона.

Таким образом полученные данные о возрасте пород свидетельствуют в пользу представлений о формировании эндербитоидов Волго-Уральской области в конце архейского тектономагматического цикла в результате палингенеза "догранулитового" субстрата.

Наиболее интересные возрастные данные получены для цирконов из диоритов Бакалинского массива, относимых до сих пор, наряду с другими образованиями амфиболитового метаморфического комплекса, к раннему протерозою. Изотопное значение по верхнему пересечению дискордии с конкордией составило 2698 ± 12 млн. лет (табл. 2, рис. 5), что всего на 10 - 50 млн. лет меньше возраста эндербитоидов.

Образование палингенных гранитоидов диорит-плагиогранитной серии со сравнительно небольшим разрывом во времени после завершения

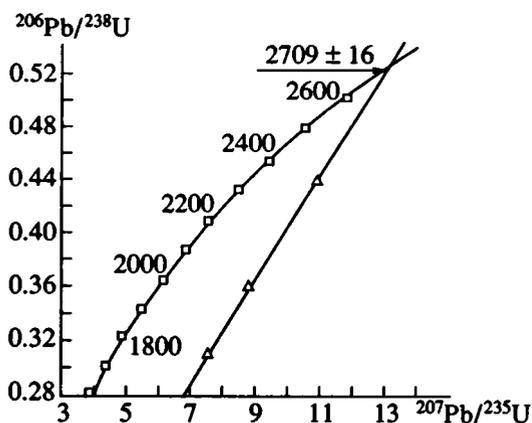


Рис. 4. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из эндербита Титовского массива.

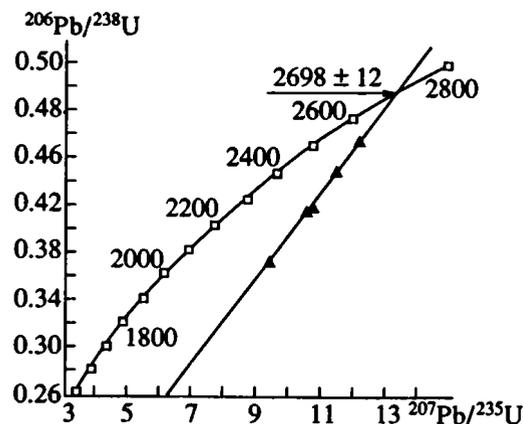


Рис. 5. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из диорита Бакалинского массива.

Таблица 2. U-Pb изотопный возраст цирконов из гранитоидов Бакалинского массива, Мензелино-Актаньшская площадь скв. 26

Размер фракции, мкм	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца			Изотопные отношения		Возраст, млн. лет
	Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
+125 (розовый)	148	241	2488	0.1896	0.1380	12.1201	0.4757	2693
+125 (серый)	168	347	1648	0.1896	0.1464	10.4550	0.4166	2671
-125 + 88 (розовый)	133	259	2342	0.1879	0.1269	11.3820	0.4520	2677
-125 + 88 (серый)	163	377	1680	0.1887	0.1406	9.3709	0.3749	2664
-125 + 88 (бесцветный)	123	261	4016	0.1856	0.1213	10.5331	0.4186	2676

Примечание. Поправка введена на изотопный состав свинца возрастом 2700 млн. лет (Stacey и др., 1975).

“гранулитового” этапа развития в конце позднего архея дает основания для пересмотра региональной стратиграфической схемы для Волго-Уральской области (Лапинская и др., 1985). Полученные результаты позволяют говорить о том, что целый ряд подразделений, ныне относимых к раннему протерозою, имеют позднеархейский возраст, а формирование главных магматических и метаморфических комплексов региона тесно связано во времени. В результате современные представления о возрасте консолидации фундамента восточной части Восточно-Европейской платформы и о масштабах и характере проявления раннепротерозойских процессов требуют существенного уточнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Кирнозова Т.И., Попова Л.П. Уран-свинцовый возраст чарнокитоидов Волго-Уральской области // ДАН СССР. 1984. Т. 276. № 4. С. 916 - 917.
- Богданова С.В., Горохов И.М., Крылов И.Н. и др. Rb-Sr возраст гранулитов Волго-Уральской области // ДАН СССР. 1979. Т. 244. № 3. С. 707 - 709.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В. Эволюция эндогенных процессов при формировании земной коры Волго-Уральского сегмента //

Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 214 - 217.

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 244 с.

Васильева М.Ю., Журавлев Е.Г., Князев В.С. и др. До-платформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР / Под ред. Князева В.С. и Лапинской Т.А. М.: Недра, 1992. 305 с.

Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.

Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О. Новые данные о раннедокембрийских магматических формациях восточной части Русской плиты по материалам глубоких скважин // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 166 - 175.

Krogh T.E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotope age determinations // Geochim. et Cosmochim. acta. 1973. V. 37. № 3. P. 485 - 495.

Ludwig K.R. ISOPLOT program // USA Geol. Surv. Open-file rep. 91. 1991. 80 p.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207 - 221.

Рецензент И.В. Чернышев



Эволюция биосферы

УДК 56(11):551.732(571.1)

СПЕЦИФИКА ЭКОЛОГИИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ БИОТ МЕЛКОРАКОВИННОЙ ФАУНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 1994 г. В. В. Хоментовский, Г. А. Карлова

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090 Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия

Поступила в редакцию 01.12.92 г., получена с доработки 23.06.93 г.

В статье кратко излагаются новые данные по биостратиграфии венд-кембрийских отложений Сибирской платформы. Доказывается, что уже в это время на ее территории начал формироваться крупный эвалпоровый бассейн, отделенный от открытого моря относительным поднятием в рельефе дна.

Специфика палеогеографии региона, так же, как химизм морской воды, и, в особенности, содержание в ней P_2O_5 оказывали на состав комплексов окаменелостей и их ареалы в венд-кембрийское время влияние гораздо более сильное, чем позднее. Это связано с тем, что тогда процесс биоминерализации существенно органического скелета Metazoa только начался.

Стратотип границы докембрия - кембрия, принятый в настоящее время на Ньюфаундленде, и принцип ее обоснования по смене комплексов ископаемых следов исключает возможность даже в самом общем виде наметить местоположение этого рубежа в Сибири. Здесь, как прежде повсеместно, нижняя граница кембрия связывается с появлением определенных групп скелетной фауны.

Ископаемые следы в силу специфики состава пород, главным образом, карбонатных, в Сибирских разрезах практически отсутствуют. В связи с этим венд-кембрийский интервал вместо мало мощной переходной пачки мы вынуждены будем значительно расширить, включив в него снизу верхнюю часть несомненного венда - слои с эдиакарской фауной - собственно эдиакарий, или эдиакарский ярус, слои с древнейшими дотоммотскими окаменелостями (немакит-далдынский ярус) и, по крайней мере, древнейшую в несомненном томмотском ярусе зону *Nochoroicyathus sunnaginicus*. Ограничить венд-кембрийский интервал только слоями с остатками скелетной фауны нельзя, поскольку нижняя граница немакит-далдынского подразделения совершенно неопределенна и все последние годы последовательно опускается во все более древние слои (Хоментовский, Карлова, 1992). Очевидна недопустимость в стратиграфиче-

ской схеме Сибири столь крупного неопределенного интервала. Поэтому, до получения информации по обоснованию в Сибирских разрезах местоположения рубежа, одновозрастного стратотипу венд-кембрийской границы на Ньюфаундленде, мы вынуждены будем считать основанием кембрия здесь подошву томмотского яруса, как это было принято на всех последних Всесоюзных (Всероссийских) совещаниях, рассматривавших эту проблему (Решения ..., 1983, 1989).

В Сибири венд-кембрийские отложения с древнейшими комплексами окаменелостей наиболее полно и типично представлены в восточной части Сибирской платформы. Описанию ключевых разрезов этих отложений (рис. 1), их палеонтологической характеристике (рис. 3) и корреляции их между собой (рис. 4, 5) в последние годы посвящено большое количество наших публикаций (Хоментовский, Карлова, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993). Для читателя, не знакомого с этими публикациями, необходимо сделать несколько комментариев.

Зона *sunnaginicus* томмотского яруса и зоны *Purella antiqua* и *Anabarites trisulcatus* немакит-далдынского являются хроностратиграфическими подразделениями, состав комплексов окаменелостей которых существенно меняется в различных фациальных областях Сибири. Одновозрастность этих подразделений удастся обосновать по комплексу палеонтологических и литостратиграфических данных в непрерывной серии прекрасно обнаженных разрезов, связывающих переходную и восточную фациальные области на юго-востоке Сибирской платформы (рис. 1). Верхневендская усть-юдомская свита существенно доломитового

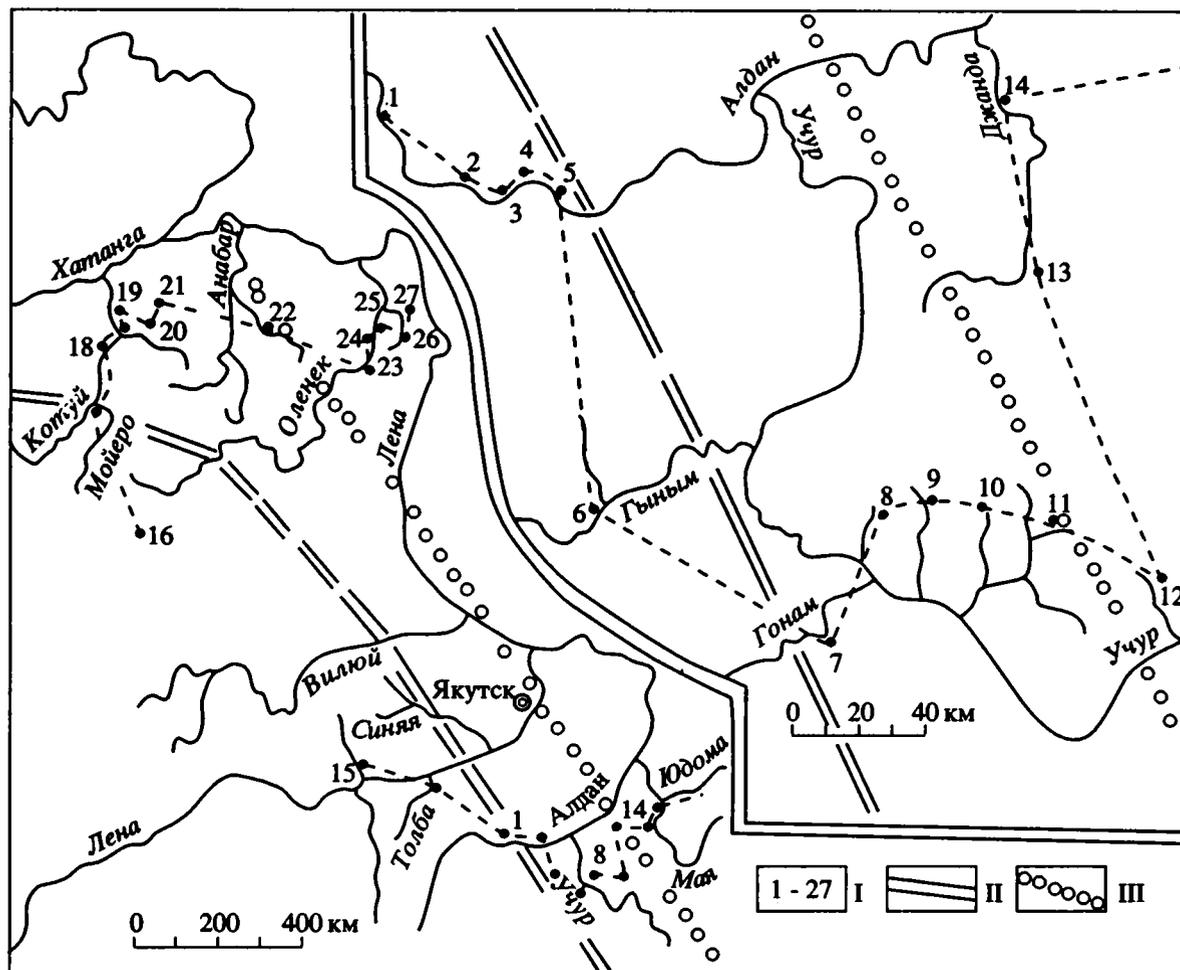


Рис. 1. Схема местоположения ключевых разрезов и палеогеологических профилей.

I – ключевые разрезы (1 - 27): 1 – поселок Угино, 2 – “Дворцы”, 3 – Васькина протока, 4 – Бюктэлэх, 5 – Улахан-Сулу-гур, 6 – р. Гыным у устья руч. Ылалбын, 7 – р. Гонам, вершина 1291,0; 8 – истоки р. Бердякит, 9 – истоки р. Чагдала, 10 – район г. Конус, 11 – р. Нэмнэкэй, 12 – р. Сэлиндэ, 13 – верхнее течение р. Джанда, 14 – нижнее течение р. Джанда, 15 – приустьевая часть р. Наманы, 16 – поселок Айхал, 17 – приустьевая часть р. Мойеро, 18, 19 – р. Котуй от порога Сергей-Корил-Уоран до руч. Чомы-Юрях (г. Одихинча), 20 – верхнее течение р. Медвежья, 21 – р. Фомич, 22 – р. Уджа, 23 – р. Кютингде, 24, 25 – р. Оленек от острова Борулах до устья р. Суордах, 26, 27 – р. Хорбусуонка от устья р. Анабар до устья р. Маттайя; II – осевая часть томмотского поднятия; III – осевая часть верхневендского свода.

состава здесь уверенно расчленяется на четыре ритмично построенные пачки¹, которые отчетливо намечаются даже в рельефе склонов. Наличие этих маркеров контролирует биостратиграфическую корреляцию.

Комплексы окаменелостей позволяют надежно скоррелировать северные разрезы Оленекского и Анабарского поднятий с восточными разрезами юга Сибирской платформы (рис. 1 - 3), а те и другие со стратиграфической схемой, разработанной по данным глубокого бурения для внутренней части платформы, которая их разделяет (Хоментовский, Карлова, 1992).

¹ Каждая пачка сложена в основном доломитами, но имеет сравнительно маломощные базальные слои, сложенные терригенными и терригенно-карбонатными породами.

Чтобы понять причины, обусловившие столь существенные изменения состава комплексов окаменелостей в переходной и восточной фациальных областях (рис. 3), необходимо расшифровать специфику обстановок осадконакопления названных палеоструктур.

Общее представление о нижнекембрийской палеогеографии Сибирской платформы было составлено еще в 50 - 60 годах, когда стало очевидным наличие на юго-западе ее громадного эвапоритового бассейна (западная фациальная область), отделенного от нормально соленого открытого моря (восточная фациальная область) системой поднятий (переходная фациальная область). Однако внешнее однообразие венд-кембрийских отложений в пределах переходной и

Отдел	Ярус	Зона	Юг * (рис. 3)	Внутренние районы **	Север ***			
					Анабарский массив (рис. 4)		Оленекское поднятие (рис. 4)	
Нижний кембрий	Томмотский	lenaicus	Пестроцветная св.	Билирская свита	Медвежинская свита		Еркекетская свита	
		regularis						
		sunna-ginicus	Суннагинская пачка				Верхняя пачка	
		antiqua	Пачка IV	Юряхская свита	Манькайская свита	VII - IX пачки	Кесююнская свита	Нижняя пачка
?	trisu-lcatus	Пачка III	Кудулахская свита	I - VI пачки				Средняя пачка
Верхний венд	Немакит-Далдынский	?	Усть-Юдомская свита	Пачка II	Успунская свита		Туркутская свита	
		?						Пачка I
Нижний венд	Эдн-карский	?		Аимская свита	Курсовская свита	Староречен-ская свита	?	Хатыспыт-ская свита
		?						

* 1 ** 2 *** 3 --- 4 -?- 5

Рис. 2. Схема сопоставления сводных разрезов венд-кембрийских отложений Сибирской платформы.

1 - 3 – составлена по данным: 1 – Хоментовский, Карлова, 1992, 2 – Решения ..., 1989, 3 – Хоментовский, Карлова, 1992, Khomentovsky, 1990; 4 – корреляция с подразделениями общей и региональной шкалы сомнительна; 5 – точное местоположение границы в местной шкале не ясно.

восточной фациальных областей затрудняло использование здесь охарактеризованной модели.

Верхний венд почти на всей Сибирской платформе сложен серыми доломитами. Но на западе в них встречаются ангидритистые разности, прослои ангидритов, гипсов и каменных солей. Таким образом, здесь уже формировался солеродный бассейн, интенсивное прогибание которого компенсировалось хемогенными осадками.

В среднем течении р. Алдан и на Учуро-Алданском водоразделе мощность доломитов сокращается в 2 - 3 раза (рис. 4). Появляется масса признаков мелководья – структуры “птичий глаз”, косая слоистость и волноприбойные знаки, волновые брекчии, масса фитолитов и, в том числе, крупные онкоиды и столбчатые строматолиты. Наконец, в пределах восточной части Учурской плиты и в Юдомо-Майском прогибе мощность усть-юдомской свиты вновь увеличивается. Характерной особенностью ее здесь является появление известняков. Мощность их пачек достигает 100 м. Но по латерали они во все стороны на расстоянии нескольких километров замещаются доломитами, что скорее всего, связано с доломитизацией.

Первоначально известняков в восточной фациальной области было гораздо больше. И так, в верхневендское время на юго-востоке Сибирской платформы существовал широкий и пологий свод, разделивший более интенсивно погружавшиеся бассейны с явными признаками эвапоритового осадконакопления на западе и широким развитием известняков на востоке (рис. 4). Гребень этого свода тяготел к Омнинскому поднятию.

Распространение окаменелостей согласуется с охарактеризованной палеогеографией. В западных разрезах в аналогах усть-юдомской свиты они не известны. У западного подножья свода (устье р. Тимптон) в верхних 5 м свиты известны лишь редкие остатки Chancelloria и Circotecidae. Восточнее (Дворцы) Chancelloria и Cambrotubulus встречены уже в основании III пачки (зона trisulcatus), а в низах IV – дополнительно обнаружен Hyolithellus (рис. 1, 3). Восточнее (у устья р. Гонам) в IV пачке описаны хиолиты Ladathesa annae (Sys.), Loculithesa anulata Sys. и моллюски – Purella antiqua (Ab.), Barskovia sp., Igorella, Latouchella, Algomiella, а также Helcionella и Aldanolina magna Pelm. – это уже представительный комплекс зоны antiqua.

Еще восточнее (г. Конус) разнообразие моллюсков увеличивается, впервые появляются китайские формы: *Siphogonuchites triangularis* Qian, *Halkieria longa* (Qian), *Archaeospira regularis* (Yiang) и др. Вблизи перегиба свода (р. Нэмнэкэй) в зоне *trilucatus* появляются формы, известные только в восточной фациальной области: различные протогерцины и анабариты. По р. Джанде, вблизи восточного подножья склона, в списке зона *antiqua* уже преобладают восточные формы (рис. 3).

На севере Сибирской платформы намечается поднятие, аналогичное описанному на юге (рис. 5). Свод его в венде находился в пределах Анабарского массива, где мощность отложений этого возраста (старореченская свита) резко сокращается по сравнению с эвапоритовым комплексом более западных разрезов, вскрытых глубокими скважинами. Восточнее, на Оленекском поднятии, мощность венда также увеличивается и доломиты туркутской свиты, аналогичные старореченским, замещаются на 2/3 хатыспытскими известняками (рис. 5). Специфика северных разрезов венда определяется близостью Таймырской геосинклинали, с которой связано обогащение его верхов обломочным материалом – манькайская и кесюсинская свиты. Нижние части этих свит охарактеризованы комплексом мелкораковинных окаменелостей, типичным для зоны *trilucatus* юга платформы. Верхние манькайской свиты и нижняя пачка верхнекесюсинской подсвиты содержат представительный комплекс зоны *antiqua* восточного типа (рис. 3).

Низы томмотского яруса в пределах Сибирской платформы сложены двумя разновидностями отложений – серыми доломитами на западе и пестроцветными глинистыми карбонатами на востоке. На юге, от р. Толбы до поселка Угино на р. Алдане, проходит широкая полоса замещения сероцветных эвапоритов пестроцветной свитой (рис. 1, 4). Восточнее, между пос. Угино и р. Нэмнэкэй внешне сходные породы пестроцветной свиты формировались в различных условиях. В основании их с размывом залегает суннагинская пачка зеленовато-серых доломитовых песчаников с обильным глауконитом. В этой и вышележащей бурой пачке пестроцветной свиты отмечаются многочисленные конседиментационные размывы, волноприбойные знаки, косая слоистость, структуры “птичий глаз”, многочисленные водорослево-археоциатные биогермы. Биогермы в своем большинстве не превышают 1 - 5 м, но по р. Нэмнэкэй обнаружен небольшой риф высотой до 20 м. Его восточная часть представляет собой типичную фронтальную конглобрекцию. Она фиксирует здесь восточный край пояса мелководья. В восточной части Учурской плиты (р. Джанда и восточнее) происходит дальнейшее изменение условий формирования пестроцветной свиты. Пропадают признаки крайнего мелководья. Размыв в ее основании становится незначительным или совсем исчезает. Существенно увеличивается

общая мощность пестроцветной свиты, но происходит это за счет замещения характерными для нее породами вышележащих тумулдурских доломитов (рис. 4). Полностью исчезают биогермы, а единичные находки археоциат встречаются крайне редко. На смену водорослям *Eriphyton* и *Renalcis* приходят более глубоководные *Proauloroga*. Итак, хотя интенсивность прогибания бассейна, в котором формировалась пестроцветная свита в томмотское время, была примерно одинаковой, область разрезов переходного типа представляла собой в рельефе дна несомненное поднятие.

На севере Сибирской платформы обстановки осадконакопления, характерные для переходной фациальной области юга, установлены лишь на крайнем юго-западе Анабарского массива и в бассейне р. Сухарики. В первом из названных районов в пестроцветных породах томмотского яруса обнаружена та же последовательность комплексов археоциат (Шишкин и др., 1982), часто образующих биогермы (рис. 5). Остальная часть севера платформы того времени входила уже в восточную фациальную область. Таким образом, в начале томмотского века седиментационное поднятие узкой полосой пересекало Сибирскую платформу с юго-востока на северо-запад. Однако оно было несколько смещено по сравнению с верхневендским сводом (рис. 1).

Во внутренних районах к восточной фациальной области, несомненно, относилась область Якутского свода, где в отложениях усть-юдомской и пестроцветной свит доминируют известняки и известковистые доломиты. Западнее, в пределах Березовской и Вилючанской фациальных зон, резко увеличиваются мощности отложений и появляются ангидриты и каменные соли (Решения ..., 1989).

Таким образом, типичные для нижнего кембрия обстановки осадконакопления возникли уже в верхнем венде и оказывали большое влияние на состав и пространственное распространение биот мелкораковинной фауны (Хоментовский, Карлова, 1992).

Восточная и переходная фациальные области Сибирской платформы на каждом их трех общесибирских зональных уровней (*trilucatus*, *antiqua* и *sunnaginicus*) характеризовались самобытными наборами окаменелостей, что позволяет здесь обособить шесть крупных биот (рис. 3). Корреляция каждой пары одновозрастных биот выглядит убедительно, когда суммируется палеонтологический материал по значительной территории. Гораздо сложнее сопоставление отдельных конкретных разрезов сравниваемых фациальных областей, что определяется рядом причин. Местами комплексы мелкораковинных окаменелостей попадают в гораздо более молодые слои, не испытывая каких-либо существенных изменений (Хоментовский, Карлова, 1991, 1992). Так, в разрезе усть-юдомской свиты р. Сэлинде, несмотря на

Таксон	Зона	A. sunnagicus	Таксон	Зона	A. sunnagicus
Фациальная область			Фациальная область		
Spinulitheca kuteinicovi		▲	Torella biconvexa		○▲*
Bemella costata		▲	Torella lentiformis		○●▲ ⊥ × *
Isitiella plicata		▲	Hyolithellus tenuis		○●▲ ⊥ T × *
Isitiella gonamica		●▲	Hyolithellus grandis		○▲● *
Obtusoconus parulus		▲	Tommotia plana		▲ ×
Yochelcionella delicata		○▲	Tommotia admiranda		▲ *
Alcanotreta sunnaginensis		○●▲	Tommotia kozlowskii		○●▲ ⊥ * × T
Torella curvae		○●▲	Camenella garbowskae		▲ × *
Hyolithellus tortuosus		▲	Lapworthella sp.		▲ T *
Halkieria meshkovae		▲	Sachites proboscideus		○● T *
Halkieria operculus		●	Securiconus simus		▲ ×
Tumulduria incompta		○▲	Sunnaginia imbricata		▲ × *
Coleolella billingsi		○●▲ × *	Blastulospongia monothalamos		▲ *
Coleoloides trigeminatus		○▲● T × *	Emarginoconus cf. mirus		▽ *
Coleolus trigonus		○▲● T ×	Triplicatella disdoma		▽ *
Tommotitubulus savitzkyi		○●▲ T × *	Anabarites kelleri		▽ T * ⊥
Allatheca concinna		●▲	Fomitchella infundibuliformis		⊥ T × *
Allatheca corrugata		▲	Fomitchella acinaciformis		⊥ T × *
Exilitheca multa		●▲ T × *	Fomitchella acuticostatus		⊥ × *
Laratheca nana		▲ ×	Allatheca cana		*
Spinulitheca billingsi		○●▲ T *	Allatheca anabarica		*
Conotheca mammilata, C. sp.		○▲ T × *	Spinulitheca rotunda		T × *
Turcutheca crasseocochlia		○▲▽ T × *	Turcutheca rugata		T × *
Egdetheca aldanica		▲ ×	Nikatheca kengedeica		× *
Kotuitheca curta		▽ ⊥ T × *	Lophotheca zhongashensis		×
Ovalitheca mongolica, O. sp.		▽○ ⊥ T ×	Turcutheca cotujensis		T ×
Crossbitheca arcuaria, C. sp.		▽ × * T	Circotheca kuteinikovi		×
Nikatheca digna, N. sp.		▽ T * ⊥	Ladatheca blanda		⊥ *
Aldanella costata		●▲ ⊥ * T	Kugdatheca voluta		⊥ T × *
Aldanella rozanovi		○●▲▽ ⊥ T × *	Paragloborilus subglobosus, P. sp.		×
Aldanella crassa		○ ⊥ T ×	Nomgoliella sinistrivolubilis		T
Aldanella attleborensis		●▲ ⊥ T × * ⊥	Latouchella adelocosma		T
Aldanella utchurica		▲ T × *	Heraultipegma varensalensis		T
Barskovia hemisymmetrica		▽●▲ ⊥ T × *	Obtusoconus multicostatus		⊥ T
Bemella jacutica		○●▲ ⊥ T × *	Yangzespira regularis		T
Bemella septata		○▲ ×	Latouchella sibirica		× *
Bemella parula		▲ ×	Xianfengella sp.		T
Isitiella inopocera		○●▲ × *	Paraaldanella kotuica		T
Isitiella erecta		▲ ×	Kraikchania sp.		T
Nomgoliella rotunda		▲ T	Tannuella gracilis		⊥ T
Igorella ungulata		▲▽ T ⊥ ×	Aldanotreta sp.		T ⊥
Igorella hamata		▽ ×	Stenotheccoides sp.		T ×
Heraultipegma sibirica		▽○●▲ × *	Kotukanites vallatus		⊥
Mellopegma indecora		▲ *	Anabarithellus hexasulcatus		⊥ T × *
Anabarella indecora		▲ ⊥ T × *	Pseudoorthotheca costata		T
Obtusoconus honorabilis		○●▲ ⊥ T	Gastrochrea viva		T
Rostraconus sinensis		▽ ⊥ T ×	Mariochrea sinuosa		⊥ T
Ilsanella sp.		▽ ⊥ T × *	Selindeochrea tecta		⊥ T ×
Pollicina striata		▽ ⊥ T ×	Prooneotodus		T *
			?Sinotabulites		*

Рис. 3. Распространение мелкораконинной фауны в ключевых разрезах венд-кембрийских отложений Сибирской платформы (из Khomentovsky, Karlova, 1993 с уточнениями).

1 – переходная фациальная область; 2 - 5 – разрезы: 2 – р. Алдан, 3 – р. Гонам, 4 – г. Конус, 5 – р. Нэмнэкэй; 6 – Восточная фациальная область; 7 - 10 – разрезы: 7 – р. Сэлиндэ, 8 – р. Джанда, 9 – Восточное Прианбарье, 10 – Оленекское поднятие.

Таксон	Зона	A. trisulcatus	P. antiqua	A. sunnaginicus
Фациальная область				
Chancelloria		●▲○	○▲	○●▲ T⊥*
Protospongia		●		○●▲ T⊥*
Cambrotubulus decurvatus		●▲	○●▲ ⊥ T×	●▲ T⊥*
Anabarites trisulcatus		▽	▲	▲ T⊥*
Protohertzina anabarica		▽		⊥
Protohertzina unguiformis		▽		⊥
Olivoooides		▽		⊥
Anabarites ternarius				⊥ T*
Anabarites compositus		×		×
Anabarites tristichus		×	×	⊥ T*
Hertzina pensa		×	×	
Sabellidites cambriensis, S. sp.		×		
Algoimiella calyprata			●	
Algoimiella triangulata			●	
Algoimiella humila			●	
Halkieria sacciformis			▲	▲▽○●×*T⊥
Halkieria longa			○	○● T⊥*
Halkieria amorphe			○	○● T⊥*
Aldanolina magna			●	● T⊥*
Lophotheca socialis, L. sp.			○	○ T⊥*
Ladatheca annae			○	○ T⊥*
Loculitheca anulata, L. sp.			○	○ T⊥*
Archaeospira regularis, A. sp.			○	○ T⊥*
Purella cristata			○	○ T⊥*
Purella antiqua			○	○ T⊥*
Igorella sp.			○	○ T⊥*
Barskovia sp.			○	○ T⊥*
Helcionella sp.			○	○ T⊥*
Latouchella korobkovi, L. sp.			○	○ T⊥*
Siphogonuchites triangularis			○	○ T⊥*
Tiksiiteca korobovi			○	○ T⊥*
Mariochrea sp.			○	○ T⊥*
Markuelia prima			○	○ T⊥*
Hyolithellus vladimirovae, H. sp.			▲	▲ T⊥*
Cambrotubulus conicus				▽ T⊥*
Anabarites tricarinatus				⊥ T*
Anabarites signatus				⊥ T*
Anabarites tripartitus				⊥ T*
Ladatheca dorsocava				⊥ T*
Loculitheca beata				⊥ T*
Conotheca sp.				⊥ T*
Turcutheca sp.				⊥ T*
Latouchella maidipingensis				⊥ T*
Anabarella plana				⊥ T*
Yangtzeconus priscus				⊥ T*
Granoconus trematus				⊥ T*
Maichanella sp.				⊥ T*
Salanyella costulata				⊥ T*
Tiksiiteca licis				⊥ T*
Halkieria intercostata				⊥ T*
Hyolithellus tschuscunensis				⊥ T*
Paleosulcachites sp.				⊥ T*
Paleosulcachites sibiricus				⊥ T*
Paleosulcachites subremualis				⊥ T*
Angustiochrea lata				⊥ T*
Kotuites biplicatus				⊥ T*
Torelrella sp.				⊥ T*
Lopochites sp.				⊥ T*
Fomitchella sp.				⊥ T*
Securiconus incertus				⊥ T*

Рис. 3. Окончание.

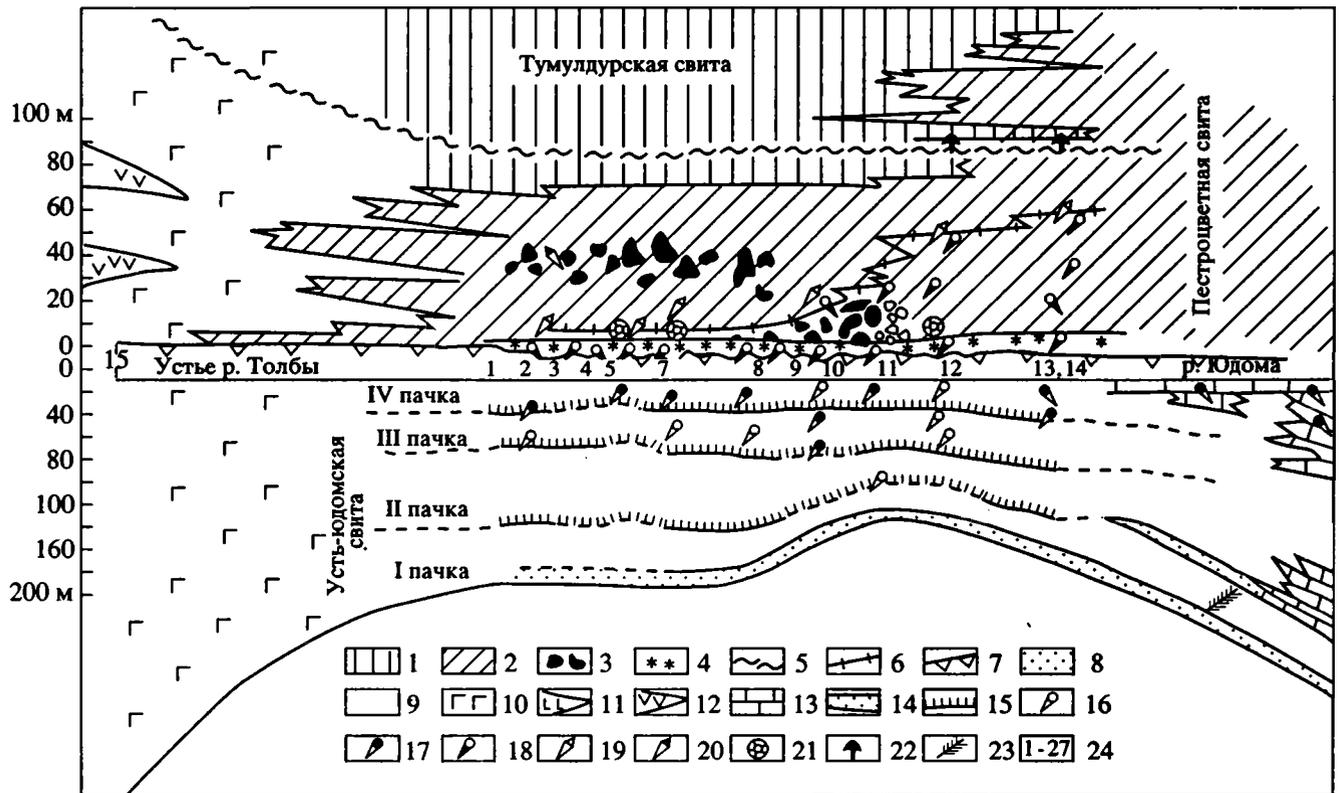


Рис. 4. Палеогеологический профиль венд-кембрийского времени через юго-восточную часть Сибирской платформы.

1 – сероцветные карбонатные породы; 2 – существенно карбонатные, глинисто-карбонатные породы; 3 – археоциатные и водорослевые доломиты; 4 – обильный глауконит; 5 – нижняя граница атдабанского яруса; 6 – первооявление окаменелостей зоны *regularis*; 7 – нижняя граница томмотского яруса; 8 – терригенно-карбонатные породы маньчжурской и кессюсинской свит; 9 – сероцветные доломиты; 10 – ангидритистые доломиты; 11 – прослои гипсов и ангидритов; 12 – соли; 13 – известняки; 14 – маркирующие пачки песчаников; 15 – базальные слои пачек усть-юдомской свиты; 16 – 20 – мелкоравнинные окаменелости: 16 – зоны *trisolcatus*, 17 – зоны *antiqua*, 18 – зоны *sunnaginicus*, 19 – зоны *regularis*, 20 – зоны *lepaicus*; 21 – археоциаты; 22 – трилобиты; 23 – венд-эдиакарская фауна; 24 – номера обнажений (привязка и названия на рис. 1).

тщательность изучения, в III и IV пачках усть-юдомской свиты были обнаружены лишь единичные находки окаменелостей зоны *trisolcatus*, а в разрезе горы Конус аналогичным образом охарактеризована вся IV пачка.

Особенно остра и актуальна дискуссия, которая проходит по этому поводу при корреляции низов пестроцветной свиты, переходной и восточной фациальных областей. Дело в том, что по мере продвижения в восточную фациальную область самобытный комплекс типичных для нее окаменелостей снизу-вверх по разрезам очень постепенно насыщается все большим количеством таксонов, известных в классических разрезах р. Алдан с самого основания томмотского яруса. Еще с большим запозданием в этих разрезах появляются руководящие формы более молодых зон томмотского яруса. Набор типичных для зоны *sunnaginicus* форм, например, в разрезах р. Джанды, может доходить практически до границы атдабанского яруса (Хоментовский, Карлова, 1992).

Есть достаточные основания утверждать, что и на севере Сибирской платформы редукция верх-

ней, основной части томмотского яруса, и непропорционально большие мощности слоев с окаменелостями, обычными для зоны *sunnaginicus*, также связаны с запаздыванием появления руководящих форм зоны *regularis* (рис. 5). Не принимая во внимание того, что большинство форм зоны *sunnaginicus* в переходных разрезах имеет очень большой возрастной диапазон, некоторые исследователи нижнюю границу томмотского яруса и на востоке отбивают по появлению той или иной из них, а ассоциации форм из более древних слоев априорно считают дотоммотскими (Вальков, 1987; Миссаржевский, 1989). Отсутствие подобных дотоммотских комплексов в переходной фациальной области объясняется наличием там глубокого предпестроцветного размыва, либо взаимозаменением пестроцветных отложений и серых юдомских доломитов. Комплексное изучение непрерывной последовательности прекрасно обнаженных разрезов в пределах Алдано-Учурского водораздела показало несостоятельность подобных допущений (Хоментовский, Карлова, 1992).

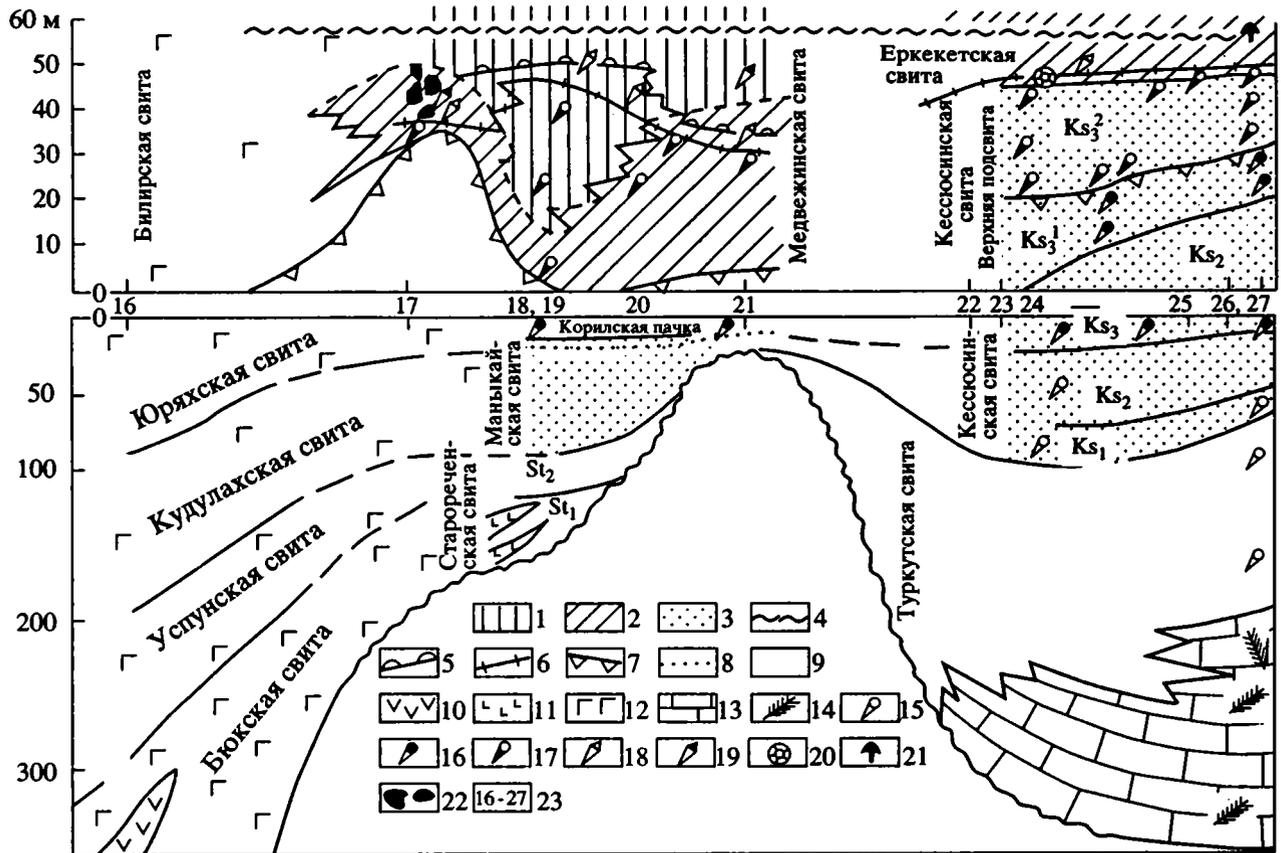


Рис. 5. Палеогеографический профиль венд-кембрийского времени через север Сибирской платформы. Условные обозначения см. рис. 4.

Несмотря на внешнее однообразие пестроцветных отложений, было доказано, что как в южном (рис. 4), так и в северном (рис. 5) пересечениях через Сибирскую платформу интенсивное хемогенное осадконакопление в западном эвапоритовом бассейне было крайне неблагоприятно для существования Metazoa. Наоборот, прекрасно аэрировавшееся и хорошо прогревавшееся мелководье, отделявшее эвапоритовый бассейн от открытого моря на востоке, благоприятствовало бурному процветанию в пределах него сибирских, главным образом, бентосных форм. В восточном, более глубоководном и частично некомпенсированном осадками бассейне, окаменелости менее многочисленны, но зато среди них обычны таксоны, имеющие широкое распространение в Китае и соседних с ним регионах Центральной Азии. Направленность изменения состава биот от переходной фациальной области к восточной обусловлена постепенным освоением мелководными формами переходной фациальной области смежного более глубокого бассейна. При этом, по всей вероятности, использовались неровности морского дна и некоторое общее обмеление в восточной фациальной области за счет постепенного смещения в сторону ее западного поднятия.

Скорости миграции у различных таксонов были неодинаковыми. Внимания заслуживает то, что минимальными они оказались у крупных верхнетоммотских хиолитов, фосфатность остатков раковин которых была минимальной (*Burithes distortus* (Sys.), *Tuojdachithes costulatus* Miss., *Crestjahnites compressus* Sys., *Notabilites simplex* Sys. и др.), в связи с чем они, как правило, почти полностью растворяются при химпрепарировании.

При разработке стратиграфической схемы венд-кембрийских отложений приходится сталкиваться с диаметрально противоположной трудностью — с редким появлением отдельных таксонов значительно ниже уровня их широкого распространения. Понятие “массовое распространение” в дотоммотское время своеобразно. Сравнительно недавно считалось, что первые наиболее примитивные окаменелости появились лишь в 3–5 м ниже основания пестроцветной свиты, причем, отнесение их к скелетной фауне даже ставилось под сомнение. Пластов, переполненных окаменелостями (ракушняков), на этом стратиграфическом уровне и сейчас известно очень мало. Обычно они встречаются в спорадически разбросанных линзочках, найти которые непросто. Несмотря на это, при наличии хорошо обнаженных разрезов тщательные

поиски в пределах переходной и восточной фациальных областей обычно позволяют обнаружить всю последовательность зональных комплексов венд-кембрийского интервала. Но и при этом местоположение границ зон устанавливается по комплексу палеонтологических и литостратиграфических данных. На юге платформенные нижние границы зон *trisolcatus*, *antigua* и *sunnapaginicus* соответствуют подошвам III и IV пачек усть-юдомской, а также суннагинской пачки пестроцветной свиты (рис. 4). Первым появлением единичных находок при этом приходится считать крайне редкие окаменелости, обнаруженные в хорошо изученных районах гораздо ниже уровней их обычного распространения или границ зон. Так, на р. Нэмнэкэй не в III, а в самых низах II пачки усть-юдомской свиты обнаружены: *Anabarites trisolcatus* Miss., *A. valkovi* Fed., *Protohertzina anabarica* Miss., *P. unguiformis* Miss., типичные для зоны *trisolcatus* (Хоментовский, Карлова, 1991). Формы этой же зоны: *Anabarites trisolcatus* Miss. и *Cambrotubulus decurvatus* Miss. встречены нами в интервале 10 - 30 м ниже кровли туркутской свиты, т.е. формально ниже основания немакит-далдынского горизонта. Известные лишь в зоне *antiqua*: *Oelandiella* sp., *Archaeospira* sp., *Lophotheca socialis* Val. на г. Конус найдены в низах III пачки усть-юдомской свиты (Хоментовский и др., 1990). На Оленекском поднятии *Tiksithesa* sp. и обломки хиолитов встречены нами в нескольких местах вблизи основания кессюсинской свиты, хотя повсеместно вся нижняя и средняя подсвиты этой свиты охарактеризованы лишь набором форм, типичных для зоны *trisolcatus*. Окаменелости зоны *antiqua*, к которой относятся и названные выше таксоны, появляются и широко распространены только в нижней пачке верхней подсвиты кессюсинской свиты.

Объяснить перечисленные аномалии послышного распределения в разрезах окаменелостей за счет элементарного изменения состава вмещающих пород трудно. Создается впечатление, что специфика венд-кембрийских биот определяется не столько биологической принадлежностью входивших в их состав таксонов, сколько их способностью сохраняться в осадке. Это было, по всей видимости, обусловлено неустойчивостью скелета *Metazoa*, который в это время лишь проходил первоначальную стадию своего становления. В защиту этого тезиса говорит хотя бы редчайшее преобладание мелких, соизмеримых с размерностью песчаного обломочного материала окаменелостей, которые мгновенно погребались в осадке. Более крупные окаменелости при этом дробились и разрушались. О существовании их в это время свидетельствуют находки в низах IV пачки усть-юдомской свиты своеобразных моллюсков *Algoimiella*, размеры которых достигали 1,5 см (Вальков, Карлова, 1984). Отсутствие подобных форм где-либо еще, несмотря на многолетние поиски, может быть объяснено только неустойчивостью при захоронении. Вместе с тем, обломки крупных

форм на этом стратиграфическом уровне встречаются довольно часто.

Есть все основания полагать, что на ранних стадиях формирования внешнего скелета, способность раковины сохраняться в осадке была в значительной мере обусловлена химическим составом воды или осадка и, в частности, повышенным содержанием в них P_2O_5 . В пользу этого свидетельствует прежде всего то, что все древнейшие раковины в Сибири, Монголии и Китае фосфатные и это обстоятельство заслуживает внимания с разных точек зрения. Известно, что на верхи венда и низы кембрия приходится один из крупнейших максимумов фосфатонакопления и содержания P_2O_5 в морской воде (Яншин, Жарков, 1986). Древнейшие комплексы фосфатных мелкораквинных окаменелостей, соответствующие зоне *trisolcatus* в Китае (Luo Huilin *et al.*, 1984), Монголии (Гибшер, Хоментовский, 1990) и ряде других регионов появляются вблизи первых пластов фосфоритов. В Сибири древнейшие венд-кембрийские фосфоритовые месторождения концентрируются в ее складчатом обрамлении, где они, по всей вероятности, были связаны с апвеллингом. Однако рассмотренная выше специфика гидродинамики Сибирского бассейна, несомненно, самым прямым образом влияла на перераспределение P_2O_5 на всей территории Сибирской платформы. Определяющую роль в этом процессе играл громадный перегонный аппарат, каковым являлся эвапоритовый бассейн на юго-западе платформы. Для существования его был необходим непрерывный приток огромного количества морской воды с периферии и, в том числе, из районов с большим содержанием P_2O_5 . Многочисленные химические анализы венд-кембрийских пород на территории Учурской плиты, по которой проходит рассмотренный выше профиль (рис. 4), показывают содержание фосфора до первых десятых долей процента. Первоначальное содержание P_2O_5 в морской воде различных фациальных областей Сибирской платформы могло быть примерно одинаковым, но изобилие биомассы в пределах хорошо аэрируемого и прогретого мелководья переходной зоны должно было привести к избыточной концентрации его здесь. Наоборот, резкое увеличение интенсивности осадконакопления в неблагоприятных для жизни фациях эвапоритового бассейна приводило к значительному обеднению осадка фосфатом. Относительно более глубоководный бассейн восточной фациальной области занимал по этому показателю промежуточное положение. В связи с этим древнейшие, наиболее богатые местонахождения мелкораквинных окаменелостей, приурочены к центральной и восточной частям переходной фациальной области. Помимо богатейших местных, главным образом бентосных форм, сюда проникали из восточной фациальной области представители более глубоководных, космополитных таксонов.

Локальными изменениями содержания фосфата можно объяснить отмечавшиеся выше случаи прохождения вверх по разрезу древних сообществ и редкие случаи появления отдельных молодых форм на более древних стратиграфических уровнях, так как для биоминерализации раковин разных таксонов требовалась неодинаковая концентрация P_2O_5 в воде. С пониженным содержанием фосфата в более глубоководном восточном бассейне связано вялое становление там комплекса зоны *supnaginicus*, обусловленное медленностью распространения в восточном направлении остатков фосфатных мелкораковинных таксонов, появившихся в переходной фациальной области очень быстро и сразу во всем многообразии. Понятна и особая медленность распространения остатков крупных слабофосфатных раковин хиолитов, растворение которых с увеличением глубины резко прогрессировало. Интенсивное увеличение содержания P_2O_5 в венд-кембрийское время на обширных территориях современной Азии привело к тому, что именно здесь обнаружены древнейшие сообщества мелкораковинных окаменелостей. На Ньюфаундленде, в ряде других регионов, где это событие в рассматриваемом интервале разреза не проявилось столь определенно, скелетная фауна появилась гораздо позднее, в конце томмотского - начале атдабанского времени.

Завершение эпохи повышенной фосфатности, начавшееся в Сибири и Китае в среднетоммотское время, привело к резчайшему уменьшению количества и разнообразия фосфатных окаменелостей. На этом фоне, наоборот, незначительное количество крупных средне-верхнетоммотских слабофосфатных хиолитов приобрело в бедных списках окаменелостей гораздо более существенную роль.

Все сказанное позволяет сделать вывод о том, что в венд-кембрийское время, когда у Metazoa лишь началась биоминерализация внешней, существенно органической оболочки и последовательное превращение ее в настоящую раковину, даже незначительные изменения экологической обстановки оказывали исключительное влияние на состав и ареалы распространения различных сообществ окаменелостей. Эти изменения в то время могли либо резко подчеркнуть эволюционные преобразования, либо, наоборот, почти замаскировать их.

Работы по сбору материалов для этой статьи частично финансировались Российским фондом фундаментальных исследований (93-05-9371).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вальков А.К. Биостратиграфия нижнего кембрия восточной Сибирской платформы. Юдомо-Оленекский регион. М.: Наука, 1987. 136 с.

Вальков А.К., Карлова Г.А. Фауна из переходных венд-кембрийских слоев нижнего течения р. Гонам // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 12 - 41.

Гибшер А.С., Хоментовский В.В. Разрез цаганоломской и баянгольской свит венда - нижнего кембрия Дзабханской зоны Монголии // Докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 79 - 91.

Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 235 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. 215 с.

Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. 62 с.

Хоментовский В.В. Байкалий - принципиальный этап истории геологического развития Сибири // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1990. С. 222 - 237.

Хоментовский В.В., Вальков А.К., Карлова Г.А. Новые данные по биостратиграфии переходных венд-кембрийских слоев в бассейне среднего течения р. Алдан // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 3 - 58.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Новые данные по корреляции венд-кембрийских восточной и переходной фациальных областей южной Якутии // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 3 - 40.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 3 - 26.

Шишкин Б.Б., Федоров А.Б., Сундуков В.М. Котуйский археоциатовый горизонт юго-западного Прианбарья // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 20 - 30.

Янишин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1986. 189 с.

Hofmann H.J., Narbonne G.M., Aitkin J.D. Ediacarian remains from intertillite beds in northwestern Canada // Geology. 1990. V. 18. P. 1199 - 1202.

Khomentovsky V.V., Karlova G.A. Biostratigraphy of the Vendian-Cambrian beds and the lower Cambrian boundary in Siberia // Geol. Mag. 1993. V. 30. № 1. P. 29 - 45.

Khomentovsky V.V. Vendian of the Siberian Platform // Vendian System. V. 2. Berlin. Springer-Verlag, 1990. P. 102 - 183.

Luo Huilin, Jiang Zhiwen, Wu Xiche et al. Sinian-Cambrian boundary stratotype section at Meichucun, Jinning, Yunnan, China. People's Publishing House, Yunnan, China, 1984. 154 p.

Рецензенты А.Ю. Журавлев, М.А. Федонкин



Эволюция биосферы

УДК 563.6:551.73

ЭТАПНОСТЬ РИФООБРАЗОВАНИЯ В ПАЛЕОЗОЕ

© 1994 г. А. Б. Ивановский*, В. Н. Космынин*, В. Г. Кузнецов**, Б. С. Соколов*,
Л. Н. Большакова*, М. Р. Геккер*, Р. В. Горюнова*, С. В. Рожнов*

*Палеонтологический институт РАН, 117868 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

**Государственная Академия нефти и газа, 117917 Москва, Ленинский пр., 65, Россия

Поступила в редакцию 31.05.93 г.

Эволюция рифовой экосистемы в палеозое протекала в три этапа. На первом этапе (ранний кембрий) основными строителями – в то время еще бескаркасных органогенных построек – были водоросли и археоцнаты; на втором (средний ордовик - девон) – водоросли, строматопороидеи, мшанки, кораллы начали уже формировать каркасные структуры, причем в девоне – рифы, аналогичные современным; на третьем (поздний палеозой) рифы строили водоросли и мшанки.

Эволюция карбонатных органогенных построек (в том числе рифов) в истории Земли, а также их распространение были неравномерными. Периоды широкого развития различных биогенных структур чередовались с эпохами, когда такие постройки были крайне ограничены и при этом не возникало их новых типов. Некоторые аспекты этой проблемы были рассмотрены нами ранее (Большакова и др., 1993, 1994), в том числе и терминология. В настоящей статье мы попытаемся детальнее проанализировать закономерности формирования палеозойских рифов.

Главнейшими факторами, влиявшими на рифообразование, были следующие.

Тектонические латеральные движения. Соединение материковых литосферных плит сокращает площадь шельфов, тем самым уничтожая потенциальные области, благоприятные для формирования рифов. Напротив, дробление и дивергенция материков приводят к увеличению протяженности береговой линии и площади мелководий. Еще большее значение имеет связанное с латеральными перемещениями местоположение материковых массивов и соответственно мелководий, пригодных для рифообразования, т.е. их положение в благоприятных или в неблагоприятных широтах.

Тектонические движения и другие эндогенные процессы, приводящие к возникновению положительных форм рельефа на дне бассейнов (блоковые и сводовые поднятия дна океана, образование мелководий, "горячие точки", возникновение вулканических островов, следовательно, и атоллов).

Тектонические вертикальные движения, осадконакопление, колебания в системе материковые льды–(плювиальные периоды)–Мировой океан, приводящие к эвстатическим изменениям уровня океана, к чередованию трансгрессий и регрессий, талассократических и геократических эпох, соответственно более или менее благоприятных для развития рифов.

Климатические изменения и связанные с ними особенности океанической циркуляции – могут быть вызваны как космическими причинами, так и тектоническими движениями (широтным положением материков, их относительной высотой, сплошностью и т.д.). Например, два разных режима развития рифов отмечены в начале кайнозоя, когда существовал трансэкваториальный водообмен и в четвертичном периоде, когда сформировались две зоны рифообразования, изолированные материками.

Кроме перечисленных – абиотических – факторов, существуют и биотические, роль которых также весьма существенна. Например, до появления некоторых групп палеозойских Metazoa на протяжении почти двух миллиардов лет развивались по сути дела органогенные постройки лишь одного типа – строматолиты; на протяжении же палеозоя конкурирующие группы организмов начали вытеснять синезеленые водоросли (цианобактерии, кальцибионты) из главных областей карбонатного осадконакопления. В настоящее время строматолиты образуются только в условиях полуизолированных акваторий с избыточной соленостью.

Чередование этапов активного развития и затухания рифообразования происходило в результате сложного взаимодействия этих и, вероятно, ряда других факторов, причем число сочетаний здесь слишком велико, чтобы говорить только о цикличности и повторяемости. Отсюда проистекают трудности создания простой схемы, при которой периоды развития рифов закономерно совпадали бы, например, с большими фанерозойскими циклами, имеющими космическую природу (Фишер, 1986).

События, происходившие на рубежах смены рифостроящих биот и соответствующих экологических кризисов, проявлялись достаточно резко в противоположность несравненно более протяженным и стабильным периодам, во время которых протекало становление и распространение новых рифовых экосистем.

Вопрос о том, можно ли считать образованные цианобактериями допалеозойские строматолитовые постройки рифами, остается открытым. Многие из них по своему палеогеографическому положению аналогичны более молодым рифовым системам. Палеорекострукции указывают на то, что некоторые из них напоминали окаймляющие рифы, у которых отсутствует риф-флет, но развита система шпор и каналов внешнего склона, т.е. что они существовали в условиях достаточно активной волновой динамики. При этом рост строматолита приводил к образованию тел, удлиненных в направлении действия волн, с амплитудой рельефа до 3 м, между которыми в каналах накапливались косослоистые и собранные в рифели грубозернистые пески и крупнообломочный материал (Hofmann, 1974). В фанерозое же, наряду с водорослями, важнейшее значение приобрели скелетные организмы, причем эволюция последних в значительной мере определяет и эволюцию самого рифообразования.

В палеозое отчетливо выделяются три этапа развития и распространения органогенных построек: раннепалеозойский (максимум проявления – ранний кембрий - начало среднего кембрия); среднепалеозойский (силур - франский век девона) и позднепалеозойский с максимумом проявления в перми. Остановимся на особенностях каждого из них.

Все органогенные постройки раннего и начала среднего кембрия сооружались синезелеными водорослями и археостратами, не формировавшими каркасов. Такие структуры широко развиты на Сибирской платформе и в пределах ее складчатого обрамления – в Алтае-Саянской, Байкальской, Амуро-Охотской областях, а также на Урале. Бескаркасные постройки этого типа прослеживаются вплоть до наших дней, хотя систематический состав их строителей, способствующих как седиментации материала (в основном пелитоморфного), так и накоплению собственно скелетного карбоната кальция, на протяжении истории Земли

неоднократно менялся. В целом для платформенных областей были более характерны постройки, не поднимавшиеся выше уровня моря. В позднем кембрии и раннем ордовике рифообразование практически прекратилось.

Новый, среднепалеозойский, этап начался в среднем ордовике и продолжался до фаменского века. В это время произошло становление одной из сложнейших экосистем – экосистемы коралловых рифов, основные черты которой также прослеживаются до наших дней. Содействовало этому значительное увеличение шельфовой зоны и распространение теплых мелководных эпиконтинентальных морей. Для этапа в целом характерно прежде всего широкое развитие мощных длительно существовавших рифов в складчатых областях – на Урале, на юге Западной Сибири, в Казахстане, Тянь-Шане, в Верхояно-Колымской области, а также на древних платформах.

В это время формировались рифы разнообразных типов. Прежде всего это были протяженные асимметричные рифовые системы, часто с отчетливой проградацией в сторону открытого глубокого моря. К ним относятся “герцинские известняки” Урала и Новой Земли (лудлов - эйфель), франские рифы Печорской синеклизы, среднедевонско-франские рифовые системы западной бортовой зоны Прикаспийской синеклизы и др. Эти системы располагались как в пределах платформ, так и в геосинклинальных зонах и во всех случаях четко связаны с перегибами морского дна, причем развивались на границе мелкого и глубокого моря. Далее – это одиночные сооружения обширных и в целом мелководных эпиконтинентальных зарифовых водоемов, известные, например, в среднем девоне и фране Саратовского Поволжья. Наконец, это – одиночные рифы или цепи рифов в глубоководных зонах преимущественно геосинклинальных областей, формировавшиеся на отдельных тектонических или вулканических поднятиях (карадок северного Казахстана, девон Тянь-Шаня). По-видимому, такие рифы были типичными для этого периода истории Земли в целом. Так, в живете - фране Западно-Канадского бассейна известны протяженные рифовые системы Шекиле, Пресквил, Хей-Ривер, Римби-Ледюк-Клайд и синхронные одиночные рифы, в том числе плосковершинные и атолловидные в районах Рейнбоу, Зама, Редутор и др. Изучены рифовые системы девона в бассейне Кэнинг (Австралия). Мощное рифообразование на вулканических постройках происходило в живете - фране Гарца (Германия).

На платформах выделяются два подэтапа рифообразования, разделенные во времени и территориально. В среднем-позднем ордовике - силуре (до лудлова включительно) рифообразование было локализовано на западе Восточно-Европейской платформы; небольшие постройки в форме биогермов известны и на Сибирской платформе.

Второй подэтап проявился на востоке Восточно-Европейской платформы, где в пределах Печорской и Прикаспийской экзогенальных синеклиз, отдельных впадин Волго-Уральской антеклизы мощное рифообразование началось в среднем девоне (живетский, реже эйфельский век) и продолжалось до конца франского века.

В середине ордовика появились древнейшие каркасные постройки, которые характеризовались сложными экосистемами с большей продуктивностью в отношении накопления карбоната кальция. К этому же моменту приурочено возникновение организмов, которые на протяжении всего этапа были основными каркасостроителями – строматопороидей, мшанок, кораллов (водоросли известны с докембрия), подавляющее большинство которых были колониальными. Именно колониальность, по-видимому, обеспечивая высокую скорость скелетообразования, привела к появлению рифовых экосистем, сходных с современными.

Произошло усложнение системы экологических ниш, увеличение количества обратных связей, что в целом значительно повысило стабильность экосистемы. Возникновение каркасных структур влекло за собой локальное изменение параметров среды, таких как распределение света, гидродинамика, уклон дна, распределение субстратов. Именно в это время произошла мощная эволюционная радиация главнейших рифолюбов, в том числе, например, иглокожих, а в связи с этим – резкое изменение состава и свойств грунтов в мелководных шельфовых и эпиконтинентальных морях.

Пока не ясно, какими изменениями внешней среды были вызваны такие явления, но сама эта проблема в любом случае – одна из важнейших проблем истории биосферы.

Возможно, именно на этом рубеже многие представители бентоса приобрели способность вступать в симбиоз с водорослями – зооксантеллами, и это повлекло за собой резкое повышение продуктивности экосистемы в отношении накопления карбоната кальция. Такое предположение находит косвенное подтверждение в том, что с началом среднего ордовика совпадает эпоха расцвета синезеленых водорослей и широкое распространение зеленых водорослей. Благодаря симбиозу с водорослями, рифостроящие кораллы смогли освоить огромные пространства олиготрофных вод открытого океана.

К этому же моменту приурочено появление строматопороидей – как пузырчатых, так и ламинарных, всех главнейших групп табулятоморф (гелиолитоидей, возможно, возникли немного позднее), ругоз – одиночных и образовавших полипняки. Что же касается мшанок, то первые их представители *Scamatoropina* и *Esthoniopora* известны с аренига; они еще не принимали участия в

формировании органогенных построек. В среднем ордовике уже появились настоящие мшанковые биогермы; позднее к их строителям присоединились *Phylloporinina*, *Ptylodictyina*, *Goldfussitrypina*.

Главнейшие палеозойские рифолюбы – иглокожие, которые часто заполняли полости, пустоты в каркасе рифа; представители различных групп иглокожих обычно образовывали пояс, окаймляющий край биогерма или рифа, и тем самым также принимали участие в рифостроении. Изредка они сами строили каркас, как, например, среднеордовикский *Syathocystis* (*Edriasteroidea*).

На протяжении среднего - позднего ордовика в связи с нарастанием трансгрессии рифообразование усиливалось, захватывая все новые тепловодные мелководья разрастающихся шельфов. Конец же ордовика ознаменовался регрессией и похолоданием – многие благоприятные эпиконтинентальные тропические бассейны оказались сушей. Это привело к тому, что на границе ордовика и силуры произошла смена систематического состава многих групп бентоса, прежде всего кидарий.

В начале лландовери, после перестройки бассейнов, рифообразование возобновилось, но пока еще в ограниченных регионах; такие обитатели рифов, как кораллы в это время были рядовыми членами сообществ, лишь иногда выступая в них в роли доминанта. Усилившаяся в середине лландовери трансгрессия в свою очередь ликвидировала стабилизировавшиеся в конце ордовика благоприятные для кораллов умеренные глубоководья. Среди силурийских рифостроителей, кроме главенствовавших водорослей, строматопороидей, мшанок мы можем назвать и кораллов – это прежде всего табуляты (*Favositidae*, *Syringoporidae*, *Auloporidae*, *Halysitidae*, *Heliolitoidea*), в меньшей степени ругозы – *Streptelasmatidae* и *Arachnophyllidae*.

Если первые каркасные постройки не имели такой четкой зональности, как современные рифы, напоминая купола или просто устроенные глубоководные банки, то в силуре они стали более разнообразны. А. Мантен (*Manten*, 1971) для о. Готланд выделил три их типа в зависимости от вещественного состава, формы, размеров, рифостроителей (в основном кораллы и строматопороидей) – *Upper Visby*, *Hoburgen*, *Holmhällar*. Постройки таких типов прослеживаются и в других регионах, например, в Уэльсе, Прибалтике, на Сибирской платформе, в области Великих Озер в Северной Америке (чаще всего это мелкие мергелистые конусообразные холмики с многочисленными кораллами – тип *Upper Visby*).

Древнейшие рифы, по своему строению близкие современным, установлены из девона. Именно в середине девона и во франском веке в эпоху максимальной трансгрессии роль кораллов, как каркасостроителей, была примерно так же высока, как и в наши дни – в силуре она были значи-

тельно меньшей, а в конце палеозоя стала ничтожной.

После кратковременной позднесилурийско-раннедевонской, явно не катастрофической, регрессии вновь началась трансгрессия и на протяжении достаточно длительного периода (лохковский - франский век) рифообразование нарастало, причем наиболее интенсивно оно проявлялось в эмсе и эйфеле, когда теплые мелководные моря покрывали значительную часть современной нам суши и условия для обитания рифолюбов были наиболее благоприятными.

В девоне известковые водоросли в рифообразовании играли значительно меньшую роль. Среди них доминировали синезеленые, в меньшей степени были развиты красные (*Solenopora*, *Parachaetetes*), в середине девона наблюдалась небольшая вспышка *Siphonophyceae*, а в среднем и позднем девоне наступил расцвет всех трех порядков сифоновых водорослей.

Для девона характерны строматопороидеи, обладавшие широким набором жизненных форм, в распределении которых на рифах наблюдается отчетливая зональность. Среди мшанок-рифолюбов преобладали *Amplexoropina*, *Fistuliporina*, *Fenestellina*.

Крупные рифовые постройки, известные из среднедевонских и франских отложений России, составили часть рифового пояса, протянувшегося через всю Евразию. Для них характерно не только широкое географическое распространение, но также широкий спектр каркасообразователей.

Кризис на границе франского и фаменского веков захватил турнейский век и ознаменовался массовым вымиранием строматопороидей, кораллов и других групп морских беспозвоночных. Каркасное рифообразование сменилось формированием "иловых холмов". Фамен-турнейские сооружения достаточно широко развиты в Белоруссии, Тимано-Печорской провинции, Урало-Поволжье, Казахстане, Тянь-Шане, в меньшей степени на Урале и в Верхоянско-Колымской зоне. Они представлены разными типами – от пластовых биостромов до довольно мощных и рельефно выраженных построек. Спецификой их является резко обедненный состав каркасных рифостроителей с абсолютным преобладанием водорослевых сообществ. Начало этого кризиса каркасного рифостроения четко коррелируется с известным событием Kellwasser на границе франа и фамена. В это время во многих весьма удаленных друг от друга регионах – Центральной Европа, Австралия, Канада – т.е. почти глобально, зафиксированы геохимические аномалии по изотопии серы, углерода, аномально высокие концентрации ряда элементов (Zn, Cu, V, Co, Ni, As, Sb, Fe), связанные с анаэробными условиями Мирового океана (Joachimski, Buggisch, 1993). Последние, возможно, могли вызвать ги-

бель высокоорганизованной морской скелетной бентосной фауны и расцвет относительно толерантных к этим обстановкам цианобактерий и других водорослей.

Следующий этап интенсификации палеозойского рифообразования начался в визе и закончился в перми. Усиление тектонических движений и ускорение тектонического прогибания, происходившие, начиная со второй половины карбона, вновь вызвали формирование сообществ каркасообразующей скелетной фауны, что и определило становление и развитие позднепалеозойского рифообразования. Эти рифы широко развиты на востоке Восточно-Европейской платформы и в Предуральском прогибе, а также в Тихоокеанском складчатом поясе – в пределах Верхоянско-Колымской, Чукотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем. В первом регионе этот этап разделяется на два подэтапа – визе-раннебашкирский и среднемосковско-раннепермский с максимумом рифообразования в ранней перми. В дальневосточном регионе рифообразование активно продолжалось и в поздней перми.

На этом этапе рифы были представлены разнообразными типами. Как и ранее, это прежде всего асимметричные рифовые системы, обрамлявшие борта крупных некомпенсированных впадин – Прикаспийской синеклизы и Предуральского краевого прогиба. Далее, это одиночные рифы и их ассоциации в пределах глубоководных бассейнов. Среди последних известны как куполовидные, так и столбовидные сооружения (Предуральский прогиб, Прикаспийская синеклиза). Нередко эти одиночные рифы формировались на цоколе более древних рифовых систем (сакмарско-артинские куполовидные рифы Приуралья на асельских асимметричных системах) или куполовидные образования развивались из атоллвидных (пермская часть рифа Карачиганак в Прикаспии). Известны одиночные рифы и в зарифовых мелководных бассейнах. Морфологические типы рифов складчатых областей России изучены существенно слабее.

Спецификой этого этапа была утрата кораллами роли каркасостроителей, которая перешла к водорослям, в меньшей мере к мшанкам, хотя сами кораллы и существовали на рифах. Одно из объяснений этого феномена заключается в том, что в начале раннего карбона кораллы сохранились только в глубоких частях морских бассейнов (Sando, 1980; Poty, 1980 и др.), унаследованных от фамена. После кризиса систематическое разнообразие и табулят, и ругоз резко сократилось. К тому времени, когда кораллы смогли распространиться до зоны шельфового мелководья, рифовые экосистемы уже сложились и кораллы не смогли выдержать конкуренции с уже вошедшими в них водорослями, хететидами, мшанками, а затем и сфинктозоями. Однако после позднепалеозойского кризиса, значительно более катастрофического,

чем фаменский, кораллы уже в среднем триасе, сразу же после восстановления благоприятных условий, заняли господствующее положение на рифах, а поэтому не исключено, что в позднем палеозое неблагоприятные условия кораллов были вызваны похолоданием климата.

Поздний палеозой – этап расцвета зеленых и красных водорослей; синезеленые занимали второстепенное положение. Каменноугольные мшанки, часто выступавшие в роли осадкозадержателей и осадконакопителей, были представлены прежде всего подотрядами *Rhabdomesina*, *Fenestellina*, *Amplexorogina*, тогда как перми – *Fenestellina*, *Fistuliporina*, *Timanodictyina*. Палеозойские группы мшанок практически вымерли к концу перми, и систематический состав *Vruozoa* в триасе полностью обновился, причем без существенной модификации формы колоний и при сохранении их прежней конструктивной роли в рифообразовании.

Со второй половины перми начался новый кризис каркасного рифостроения, однако, как и в фамене – турне, само рифообразование продолжалось, но преимущественно водорослями и в меньшей степени мшанками. Наиболее известны биостромы, биогермы и рифы цехштейна Европы, которые протягиваются от Прибалтики через Польшу, Германию, Нидерланды и Данию до восточного побережья Англии – и рифы Пермского бассейна США.

Описанные здесь события в целом соответствуют этапности рифообразования и эволюции рифостроящих сообществ для мира. Высказывались и предположения о ее причинах. Так, П. Корпер (Corper, 1989) полагает, что периодическое резкое увеличение массового карбонатакопления в истории Земли явилось следствием глобальных потеплений, хотя этому и противоречат актуалистические дан-

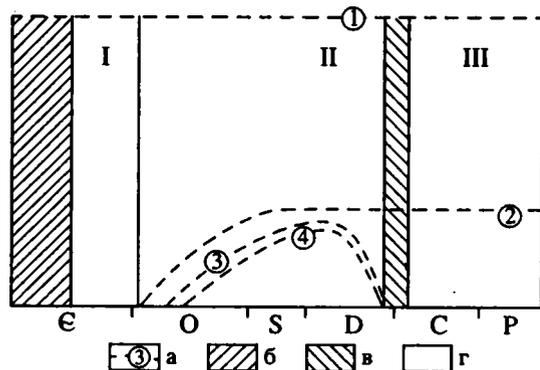
ные о температурах последнего – эоцен-голоценового – периода массового рифообразования. Гипотеза периодического возникновения и исчезновения на шельфе благоприятных для развития экосистемы экологических ниш в связи с дрейфом континентов представляется более аргументированной тем более, что и климат в очень большой степени определяется циркуляцией Мирового океана, т.е. опять же движением континентальных плит.

Сторонники гипотезы деградаций палеозойских рифовых экосистем вследствие глобальных похолоданий (Stanley, 1988 и др.) в качестве аргументов используют такие данные, как совпадение упадка рифообразования с оледенениями и общим снижением карбонатакопления именно в эти эпохи. Отмечается также, что одновременно исчезали таксоны, связанные с тропическими местообитаниями, тогда как выживавшие группы организмов были космополитами. Эпохи, соответствующие тремадоку - среднему карадоку и турне - середине позднего карбона иногда называют “временем подавленного рифообразования” (Corper, 1989), когда органогенные постройки были мелкими, в основном водорослевыми, а кораллы и другие *Metazoa* одновременно широко и разнообразно представленные в бассейнах, существенной роли в рифостроении не играли.

Более реальной причиной, вероятно, явились тектонические события, а именно характер перемещения и положение континентальных плит. Сближение материков на границе девона и карбона и на границе перми и триаса привело к уничтожению мелководных шельфовых морей и, как следствие, к изменению направлений важнейших течений, к существенным изменениям климата, даже к оледенениям. Иными словами, и кризис рифовых экосистем, и климатические перестройки являлись следствиями одной и той же причины, причем ни одно из этих явлений не предшествовало другому. То, что составы рифовых экосистем девона и среднего мезозоя аналогичны, а отчасти сходны, одновременно существенно отличаясь от позднепалеозойского, объясняется господством на протяжении этих периодов теплого тропического климата, тогда как в позднем палеозое в большинстве районов Земли климат был значительно холоднее.

ВЫВОДЫ

Итак, эволюция рифовой экосистемы в палеозое протекала в три этапа. На первом (ранний кембрий) основными строителями в то время еще бескаркасных органогенных построек были водоросли и археоциаты; на втором (средний ордовик - девон) – водоросли, строматопороидеи, мшанки, кораллы начали формировать каркасные структуры, причем в девоне уже рифы, аналогичные современным, а на третьем (поздний палеозой) рифы строили только водоросли и мшанки (рисунк).



Этапы рифообразования в палеозое.

I, II, III – этапы рифообразования; а – кривая относительной роли различных групп организмов в рифостроении: 1 – водоросли и цианобактерии, 2 – мшанки, 3 – строматопороидеи, 4 – кишечнополостные; б – эпоха цианобактериальных и археоциатных построек; в – эпоха водорослевых и цианобактериальных построек; г – эпоха каркасных построек, в том числе рифов.

Эпохи активного рифообразования в раннем кембрии, среднем и позднем девоне, перми в целом соответствуют периодам ускорения тектонических движений (Ронов, 1980). Длительная среднекембрийско-раннеордовикская пауза соответствует наиболее стабильному положению континентальных блоков. Активизация тектонических движений в ордовике привела к дифференциации субаквального рельефа и к первому появлению некомпенсированных прогибов (Тектоника Евразии, 1966).

Не исключено, что возникновение колониальных каркасостроителей явилось реакцией на появление расчлененного рельефа и значительные скорости прогибания дна, ибо именно такие организмы с их повышенной способностью карбонатакопления и образования органогенных построек и были способны компенсировать интенсивные прогибания (Кузнецов, 1983, 1986). Взаимное расположение литосферных плит на поверхности планеты определяло не только климатическую обстановку на Земле в целом (по характеру воздушных и морских течений, наличию или отсутствию континентальных масс в приполярных областях с их материковым оледенением, возможностью прогрева суши в экваториальных и тропических широтах и т.д.), но и само положение бассейнов, благоприятных для рифообразования с точки зрения геоморфологических и тектонических условий в соответствующей климатической зоне. Так, во второй половине ордовика по сравнению с поздним кембрием - ранним ордовиком произошло сближение континентов и появление крупных континентальных масс в южной приполярной области. В позднем карбоне - перми аналогичный процесс привел к слиянию континентальных плит, к появлению субмеридионального суперконтинентального блока, расположенного значительной своей частью в южном полушарии, в том числе в приполярной области.

На фоне этих крупных этапов намечается несколько как бы подэтапов, фаз рифообразования, на границах которых резких катастрофических явлений в экосистеме не происходило (особенно наглядно это наблюдается на примере ордовика - девона). В такие периоды расцвет или угасание рифообразования были обусловлены прежде всего расширением или сокращением акваторий, т.е. трансгрессиями или регрессиями.

Наряду с этапностью одновременно отмечается определенная диссимметрия и диахронность рифообразования, что опять же обусловлено диссимметрией и диахронностью проявления в различных регионах тектонических событий. Наиболее отчетливо это видно на примере конца палеозоя. В Тихоокеанском секторе (Корякско-Камчатская и Сихотэ-Алинская складчатые области, Перм-

ский бассейн США), активное рифообразование происходило в поздней перми, причем в составе рифостроителей существенную роль играли каркасные организмы. В Атлантическом секторе позднепермское рифообразование было явно подавлено, а ведущими рифостроителями являлись синезеленые водоросли. Для среднего палеозоя отмечается несовпадение во времени развития рифов на западе и на востоке Восточно-Европейской платформы. Одновременно меняются типы рифов, их высота и мощность.

За большую помощь в работе авторы благодарны Н.В. Бочкаревой и Е.В. Злоказовой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большакова Л.Н., Геккер М.Р., Ивановский А.Б. и др. Основные направления эволюции коралловых рифов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 3 - 8.
- Большакова Л.Н., Геккер М.Р., Горюнова Р.В. и др. Палеозойские коралловые рифы на территории России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 46 - 55.
- Кузнецов В.Г. Некоторые черты эволюции рифообразования в истории Земли // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. С. 162 - 173.
- Кузнецов В.Г. Карбонатакопление на рифах и его эволюция в истории Земли // Фанерозойские рифы и кораллы СССР. М.: Наука, 1986. С. 110 - 123.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли: количественные закономерности строения, состава и эволюции. М.: Наука, 1980. 80 с.
- Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Фишер А. Два суперцикла фанерозоя // Катастрофы в истории Земли. М.: Мир, 1986. С. 133 - 151.
- Copper P. Enigmas in Phanerozoic reef development // Mem. Assoc. Australas. Palaeontol. 1989. V. 8. P. 371 - 385.
- Hofmann P. Shallow and Deep-Water stromatolites in Lower Proterozoic platform-to-basin facies change, Great Slave Lake, Canada // AAPG Bull., 1974. V. 58. P. 856 - 867.
- Joachimski M., Buggisch W. Anoxic events in the Frasnian Causes of the Frasnian-Famennian faunal crisis? // Geology. 1993. V. 21. P. 675 - 678.
- Manten A. Silurian reefs of Gotland. Amsterdam, L., NY Elsevier, 1971. 539 p.
- Poty E. The stratigraphy and paleobiogeography of Bilgian Visean corals // Acta palaeontol. polon. 1980. V. 25. P. 587 - 595.
- Sando W.J. The paleoecology of Mississippian corals in the western conterminous United States // Acta palaeontol. polon. 1980. V. 25. P. 619 - 631.
- Stanley G.D. The History of Early Mesozoic reef communities: a three step process // Palaios. 1988. № 3. P. 170 - 183.
- Vail P. et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Pt. 4. Seismic stratigraphy. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1977. Mem. 26. P. 83 - 97.

Рецензент А.Ю. Розанов



Эволюция биосферы

УДК 551.734:575.0(235.216+571.1)

ВАЖНЕЙШИЕ ГЛОБАЛЬНЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ДЕВОНА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 1994 г. Е. А. Елкин, Н. Г. Изох, Н. В. Сенников,
А. Ю. Языков, А. И. Ким, М. В. Ерина

Объединенный институт геологии, геохимии и минералогии СО РАН,
630090 Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

Изначально девонские глобальные биотические события именовались по их таксонам-индексам. В большинстве случаев они связаны с широкомасштабными трансгрессиями. Позже этим же событиям присваивались собственные названия по литостратиграфическим подразделениям. Предложено двойную номенклатуру таких глобальных событий преобразовать в единую, в которой собственное название отвечало бы седиментологическому событию, а таксон-индекс с максимальным приближением биохронологически локализовал бы его в Стандартной стратиграфической шкале. В пределах нижнего девона установлены два новых седиментологических события, которые одновременно являются и биологическими: Кыкское (*praehercynicus*) и Зинзильбанское (*dehiscens*). Рассмотрено также глобальное биологическое событие, которое именовалось двойко: Событием *Manticoceras* и Франским событием. Уточнен его стратиграфический уровень и предложено новое название – Событие Блауэр Брух (*falsiovalis/norrisi*) по названию карьера в Келлервальде (ФРГ), где оно выражено наиболее ярко, и по видам-индексам, которые здесь его точно локализируют биохронологически.

Девонская система отличается от других палеозойских систем насыщенностью установленных глобальных событий. Они рассматриваются как экстраординарные биологические и седиментологические явления планетарной (или квази-планетарной) масштабности (Walliser, 1984, 1986a, 1986b, 1990; House, 1985). Многие из седиментологических событий имеют аноксическую природу. Физически они выражены синхронным появлением в удаленных разрезах черных сланцев или темноцветных (углеродистых) терригенно-карбонатных пород.

Первоначально главное внимание, как известно, уделялось выявлению и изучению биологических событий и, в первую очередь, таких, которые выражены глобальными массовыми вымираниями в истории Земли. Поэтому их именование производилось по названию определяющего таксона-индекса (Валлизер, 1982; Walliser, 1985), хотя франфаменское событие, одно из наиболее ярких и установленных в числе первых, получило свое название от местного стратиграфического подразделения (Событие Келльвассер). Одновременно обращалось внимание на тесную связь биологических и аноксических явлений, а последних часто и с началом широкомасштабных трансгрессий. Воз-

можно все это послужило основанием для более широкого использования названий местных подразделений в номенклатуре по существу чисто биотических событий (House, 1985).

Таким образом, сейчас возникла перспектива использовать введенные в литературу событийные названия, без их синонимизации, для формирования двуединой шкалы глобальных событий. В ней названия таксонов-индексов отвечают выбору маркеров для глобального трассирования биособытий, а названия стратиграфических подразделений (или типовых местностей) – седиментологическим событиям. Это дает возможность определять в конкретных разрезах реальное соотношение уровней первого появления таксона-индекса события и осадков специфичной во времени фации (TSF – Time-specific facies) (Walliser, 1986a; Walliser *et al.*, 1988).

В интервале среднего и верхнего отделов девона описанные к настоящему времени глобальные события проработаны в основном с большой детальностью, за исключением может быть одного из них, располагающегося вблизи границы этих отделов. В нижнедевонском же интервале они лишь обозначены (Walliser, 1985; Walliser *et al.*, 1988).

Поэтому здесь нами будут охарактеризованы, по материалам с Южного Тянь-Шаня и юга Западной Сибири, предпозднедевонское и два по существу новые раннедевонские события. Работа выполнена с финансовой поддержкой со стороны Государственной научно-технической программы "Глобальные изменения природной среды и климата".

КЫКСКОЕ (PRAEHERCYNICUS) СОБЫТИЕ

Название события происходит от кыкского горизонта, который в составе андыгенских и тилля-

вердинских слоев отвечает верхнему лохкову и пражскому ярусу Стандартной стратиграфической шкалы (Yolkin and Kim, 1988). Типовой разрез этого горизонта (и события) находится в Южной Фергане в бассейне среднего течения р. Исфара. Он вскрыт на северо-восточном склоне горы Кык, где наблюдается непрерывная последовательность слоев от пржидола по нижний карбон включительно (Kim *et al.*, 1988, fig. 2). Этот разрез является уникальным в том отношении, что лоховско-пражская его часть представлена чередованием известняков с раковинной фауной и

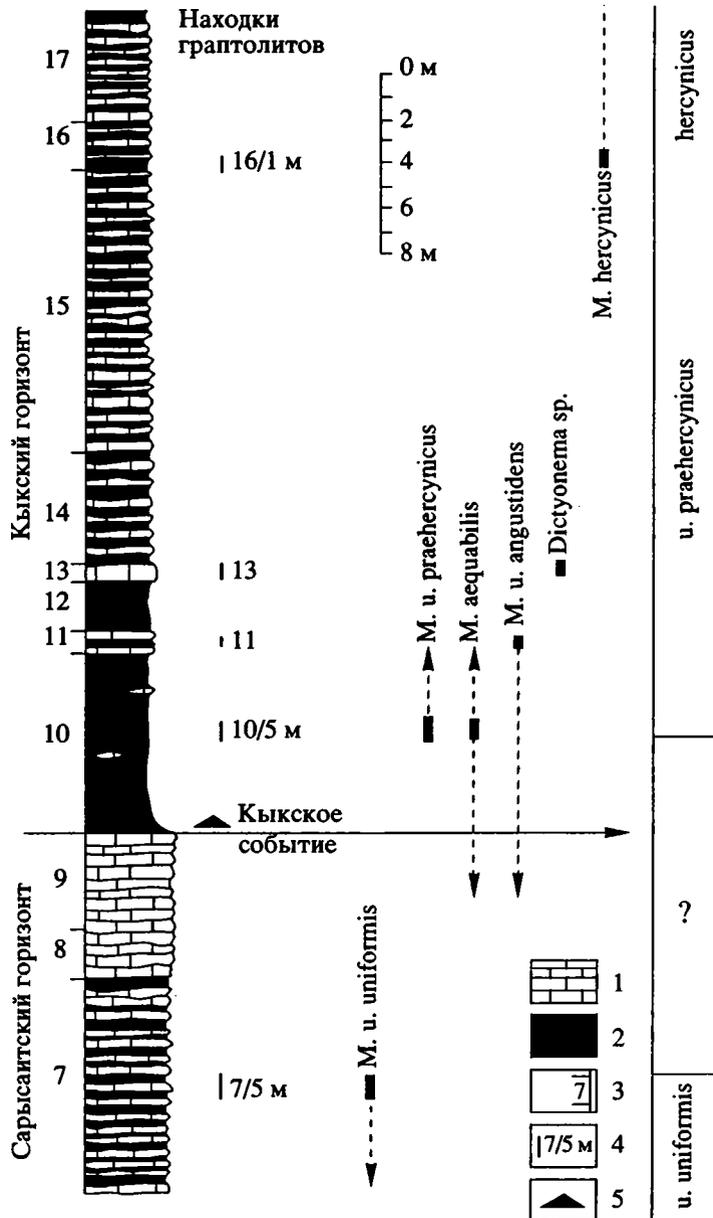


Рис. 1. Распространение граптолитов в пограничных слоях сарысайского и кыкского горизонтов в разрезе на северо-восточном склоне г. Кык, правобережье среднего течения реки Исфара, Южная Фергана, Южный Тянь-Шань, Кыргызстан.

1 – темно-серые известняки; 2 – черные сланцы; 3 – номер слоя; 4 – интервал опробования и индекс палеонтологического образца; 5 – локализация события. Справа – зоны по граптолитам.

глинистых сланцев с граптолитами. Благоприятное сочетание пелагической и неритовых групп фауны позволило установить здесь полную последовательность граптолитовых зон и соотнести ее с расчленением по бентосной фауне (Ерина и др., 1976; Kogen', 1978; Корень, Клишевич, 1982; Ким и др., 1982; Kim *et al.*, 1988).

Рассматриваемый событийный уровень отвечает нижней границе кыкского горизонта, которая связана с резким переходом от известняков сарысайтского горизонта (рис. 1, сл. 7 - 9) к глинистым и глинисто-кремнистым сланцам (рис. 1, сл. 10 - 17), знаменующим собой начало крупной трансгрессии. Трансгрессивная последовательность слоев кыкского горизонта хорошо выражена в серии разрезов от г. Кык на запад к реке Исфара, где фациальные изменения на данном рубеже представлены в особенно резком виде. Здесь черные сланцы залегают на верхней пачке сарысайтских слоев, включающих крупные тела водорослевых биогермов (Kim *et al.*, 1988).

Изменения в составе фаунистических ассоциаций на обсуждаемом рубеже значительные. Но в имеющихся публикациях по Южному Тянь-Шаню (Ким и др., 1982; Ржонсницкая и др., 1982; Kim *et al.*, 1988 и др.) они не выглядят впечатляюще, так как здесь приведены неполные данные, а часть коллекционного материала еще монографически не изучена.

Более четкую картину биотических изменений на рубеже Кыкского события можно наблюдать на примере разрезов юга Западной Сибири. Здесь этот рубеж отвечает границе кайбальского и белтирского надгоризонтов или региоярусов (Елкин и др., 1982; Елкин, 1983) и также связан с началом крупномасштабной трансгрессии. На Салаире разрез нижнего девона в фациальном отношении достаточно однородный, карбонатный (Елкин, 1968). Поэтому установленная в нем на кыкском рубеже синхронность изменений в составе ассоциаций разных групп фауны (Елкин, 1983, табл. 9 - 11) безусловно носит эволюционный характер и является неординарной. Важность данных по Салаиру для понимания масштабы Кыкского события состоит еще и в том, что здесь в нижедевонской части разреза четко обозначены, как нигде в других регионах мира, два осадочных цикла (кайбальский и белтирский надгоризонты), связанных с эвстатическими колебаниями уровня мирового океана (Talent, Yolkin, 1987).

В качестве таксона-индекса Кыкского события предлагается принять подвид *Monograptus unifomis praehercynicus* Jaeger. В типовом разрезе события он появляется на 5-м метре разреза кыкского горизонта. Это является хорошим приближением к уровню седиментологического события – появлению черных сланцев в трансгрессивной серии осадков. Здесь важно подчеркнуть, что рассматриваемый разрез, судя по большим мощностям, к разряду конденсированных не относится.

Подвид *M. unif. praehercynicus* впервые описан в ранге вида и на его основе была установлена самостоятельная зона между зонами *uniformis* и *hercynicus* (Jaeger, 1959). В последующем эти 3 зоны в качестве зональной шкалы для лохковского яруса приводятся в ряде публикаций (Веггу, 1970, 1973; Jaeger, 1979, 1988 и др.). В других работах зона *praehercynicus* опускается. Причем, ее форма-индекс помещается либо в состав комплекса зоны *hercynicus* (Корень, 1969, Kogen', 1971; Корень, Клишевич, 1982 и др.), либо в граптолитовую ассоциацию зоны *uniformis* (Обут, 1974; Kim *et al.*, 1988; Сенников, 1990). В Арктической Канаде зона *praehercynicus* не узнается (Lenz, 1988, p. 441). В Польше интервал распространения вида *M. praehercynicus* приходится на верхи зоны *uniformis* и низы зоны *hercynicus* (Porebska, 1984, fig. 19).

Если проанализировать весь литературный материал, то легко убедиться в том, что подвид *M. unif. praehercynicus* впервые появляется раньше вида *M. hercynicus*, имея с ним, как и с подвидом *M. unif. uniformis*, интервал перекрытия. Это позволяет рассматривать появление *M. unif. praehercynicus* безусловно как инновационное биологическое событие, следующее непосредственно за началом крупной трансгрессии, которое маркируется Кыкским седиментологическим событием (рис. 1).

ЗИНЗИЛЬБАНСКОЕ (DEHISCENS) СОБЫТИЕ

Название событию дано по зинзильбанским слоям, которые составляют нижнюю часть китабского горизонта или ходжакурганской свиты. Типовой разрез слоев (и события) вскрывается в Зеравшанском хребте Южного Тянь-Шаня по саю Зинзильбан, который находится на территории Китабского государственного геологического заповедника. В этом же разрезе Международная подкомиссия по стратиграфии девона (SDS – Subcommission on Devonian Stratigraphy) установила эталон (GSSP – Global Stratotype Section and Point) нижней границы эмского яруса Стандартной стратиграфической шкалы. Эталонный уровень данной границы маркируется первым появлением вида *dehiscens* (Yolkin *et al.*, 1989; рис. 2). Этот уровень располагается в 35 см выше границы мадмонской и ходжакурганской свит. Первая из них представлена в основном массивными известняками мощностью более 1 км и отвечает лохковскому и пражскому ярусам, а вторая сложена слоистыми глинистыми известняками с подчиненными прослоями сланцев и в окрестностях сая Зинзильбан датируется эмсом и эйфелем. И только базальные 35 см ходжакурганской свиты согласно решению SDS должны относиться еще к пражскому ярусу. Они же исключаются и из состава зинзильбанских слоев и соответственно китабского горизонта (Yolkin, Kim, 1988).

Уровень Зинзильбанского события отвечает границе обсуждаемых свит, которая выражена достаточно резким переходом от светлых, массивных или неясно расслоенных известняков к черным, тонкоплитчатым, глинистым известнякам. И те и другие разности известняков непосредственно в пограничном интервале включают лишь редкие обломки макрофауны (Ким др., 1978, 1984). Но здесь установлены ключевые формы конодонтов (Yolkin *et al.*, 1989; рис. 2). Так, в самых верхах мадмонской свиты (рис. 2, слой 8, интервал 2) встречены многочисленные *Polygnathus pireneae* Voersma, а примерно в 20 м ниже границы свит, в слое 3, обнаружен *Eognathodus sulcatus kindlei* Lane et Ormiston. Нахождение *Pol. dehiscens* Philip в интервале 5 слоя 9 совместно с *P. pireneae* Voersma четко фиксирует нижнюю границу эмского яруса и относительно нее первый пласт трансгрессивной серии осадков, который располагается еще в пределах зоны *pireneae*.

Трансгрессивное событие на рубеже пражского и эмского ярусов хорошо выражено во многих регионах мира. Оно уже обсуждалось в литературе и в частности в связи с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана (Johnson *et al.*, 1985; Talent and Yolkin, 1987; Johnson and Sandberg, 1988). Это событие еще отождествлялось со злиховской трансгрессией и именовалось Злиховским событием (House, 1985, p. 17).

Так же ярко, как и в типовом разрезе, Зинзильбанское событие выражено в разрезах девона Салаира и в Горном Алтае. Здесь фациальный переход выражен еще более резко. Рифогенные массивные известняки на Салаире сменяются пачкой грязно-зеленых и темных сланцев, алевролитов и известняков с растительными остатками и нормально морской фауной (Стратотипические разрезы ..., 1986). А на Алтае те же рифогенные известняки перекрываются пачкой преимущественно терригенных пород, которая в Центральном

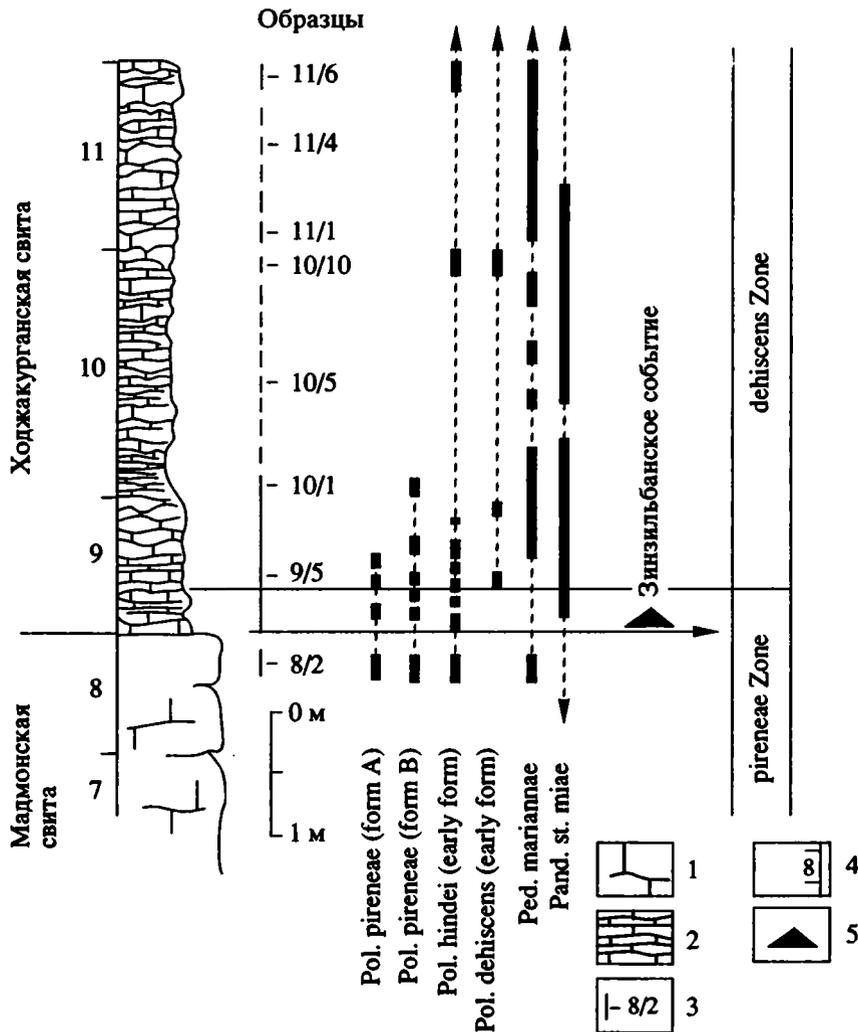


Рис. 2. Распространение конодонтов в пограничных слоях мадмонской и ходжакурганской свит в разрезе по саю Зинзильбан, бассейн реки Джиндыдарья, Зеравшанский хребет, Южный Тянь-Шань, Узбекистан.

1 – массивные известняки; 2 – слоистые известняки; 3, 4, 5 – см. рис. 1. Справа – зоны по конодонтам.

Алтае в своем основании имеет базальный конгломерат (Елкин, 1968).

Биотические изменения на рубеже Зинзильбанского события по своей масштабности могут быть сравнимы с самыми крупными в пределах девона аналогичными изменениями, которые фиксируются вблизи живет-франской и даже фран-фаменской границ. К ним относятся как массовые вымирания среди бенгосных организмов (Елкин и др., 1982), так и последующие инновации (Yolkin, 1967; Елкин, 1968; Yolkin *et al.*, 1989).

Биохронологическим маркером Зинзильбанского события является *Pol. dehiscens* – вид-индекс нижней границы эмского яруса Стандартной стратиграфической шкалы. Его первое появление в 35 см выше пласта, определяющего начало трансгрессии (рис. 2), могло бы свидетельствовать в пользу некоторой “задержки” последующего инновационного события относительно трансгрессивного. Но появление другого инновационного элемента в полигнатовом филоволе – вида *Pol. hindei* Арекина ниже этого пласта (рис. 2) означает, что инновации трансгрессией непосредственно не обусловлены и могут предшествовать ей. Тем не менее опыт показывает, что явления, связанные с вымираниями, инновациями, а также глобальные трансгрессии, находятся в едином пакете глобальных событий (Walliser, 1985, 1986a, 1986b), первопричина которых скорее всего комплексная и включает в себя как космические, так и земные факторы.

СОБЫТИЕ БЛАУЭР БРУХ (FALSIOVALIS/NORRISI)¹

Это событие первоначально было обозначено по таксону-индексу – Событие *Manticoceras* (Walliser, 1985). Ему же было дано и собственное название – Франское событие (House, 1985). Речь в обоих случаях идет по- существу об одном и том же рубеже, с которым связана глобальная трансгрессия. На территории Северо-Восточной Альберты (Канада) она именуется “трансгрессивным событием Вотервейс” (*transgressive Waterways event*), (Braun *et al.*, 1988), а в Южной Фергане этот же рубеж, установленный нами в 1987 году, был назван Игаролдинским (*igois*) событием (Yolkin *et al.*, 1992).

Анализ сложившейся ситуации показывает, что О. Валлизер привел веские доказательства тому, чтобы отклонить название М. Хауса. И в то же

¹ Проф. О. Валлизер в письме от 8 июля 1993 г. нам сообщил, что его аспирант И. Эберт (I. Ebert) рассмотрел этот событийный уровень на материалах ФРГ с территории Энзе (Ense). На этой же территории располагается и разрез Блауэр Брух, принятый нами за типовой описываемого здесь события. И. Эберт дал ему название “событие Энзе” в статье, которая уже должна выйти из печати. Мы признаем приоритет названия “Энзе”, но не можем внести соответствующие коррективы, поскольку еще не располагаем статьями.

время аргументы первого не до конца убеждают в пользу названия “Событие *Manticoceras*”. Появление этого таксона и начало обсуждаемой глобальной трансгрессии достаточно разнесены биохронологически. Поэтому не так просто использовать нечастые находки мантикоцерасов для практического датирования трансгрессивного событийного уровня. При этом Событие *Manticoceras* в любом случае занимает особое место в ряду важнейших событий в эволюции аммоноидей.

Детальное изучение разреза пограничных слоев франа и фамена в местонахождении “Блауэр Брух” (Lottmann *et al.*, 1988; Sandberg *et al.*, 1989; Ebert, 1992), ранее опубликованные данные по Марокко (Bensaid, 1985) и полная ревизия франского фрагмента стандартной конодонтовой зональной шкалы (Ziegler, Sandberg, 1990) позволяют по-новому взглянуть на рассматриваемую проблему. При решении ее разрез “Блауэр Брух” приобретает ключевое значение, поскольку здесь начало трансгрессии точно документировано первым появлением нового зонального вида-индекса *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Zieg. et Bult. в сопоставлениях с прежним индексом зоны *Lowermost asymmetricus* видом *Skeletognathus norrisi*. Поэтому мы решили отойти от принятой традиции и дать событию название от местонахождения ключевого разреза – Событие Блауэр Брух (*Blauer Bruch Event*).

В разрезе по саю Игаролды в Южной Фергане это событие выражено четко, но в фациальном отношении не контрастно (рис. 3). Здесь толща зеленых яшмоидов сменяется черными глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, в основании которых намечается обогащение алевритовым материалом. Среди яшмоидов и сланцев находятся тонкие пласты или линзочки преимущественно темных тонкозернистых известняков обычно без признаков остатков макрофауны. Из них извлечены конодонты, позволяющие выделить зоны *disparilis* и *falsiovalis* (рис. 3). Из-за отсутствия карбонатов оказался не охарактеризованным интервал примерно в 4.5 м.

Уровень, отвечающий исчезновению яшмоидов и появлению среди сланцев алевролитов, связывается с началом трансгрессии и соответственно с Событием Блауэр Брух. В 1.7 м выше этого уровня уже встречены виды-индексы события – *falsiovalis* и *norrisi*. Следует обратить внимание на форму *Ancyrodella* sp., которая включена в интервал зоны *disparilis* (рис. 3). Она представлена всего лишь одним мелким экземпляром. Главной ее особенностью является достаточно широкая базальная полость с прямыми краями от центрального расширения к заднему концу элемента. Этот признак выглядит относительно древним и отличает ее от всех анцироделл, в том числе от молодого экземпляра *Ancyrodella* sp., описанного из интервала зоны *falsiovalis* в разрезе “Блауэр Брух” (Sandberg *et al.*, 1989).

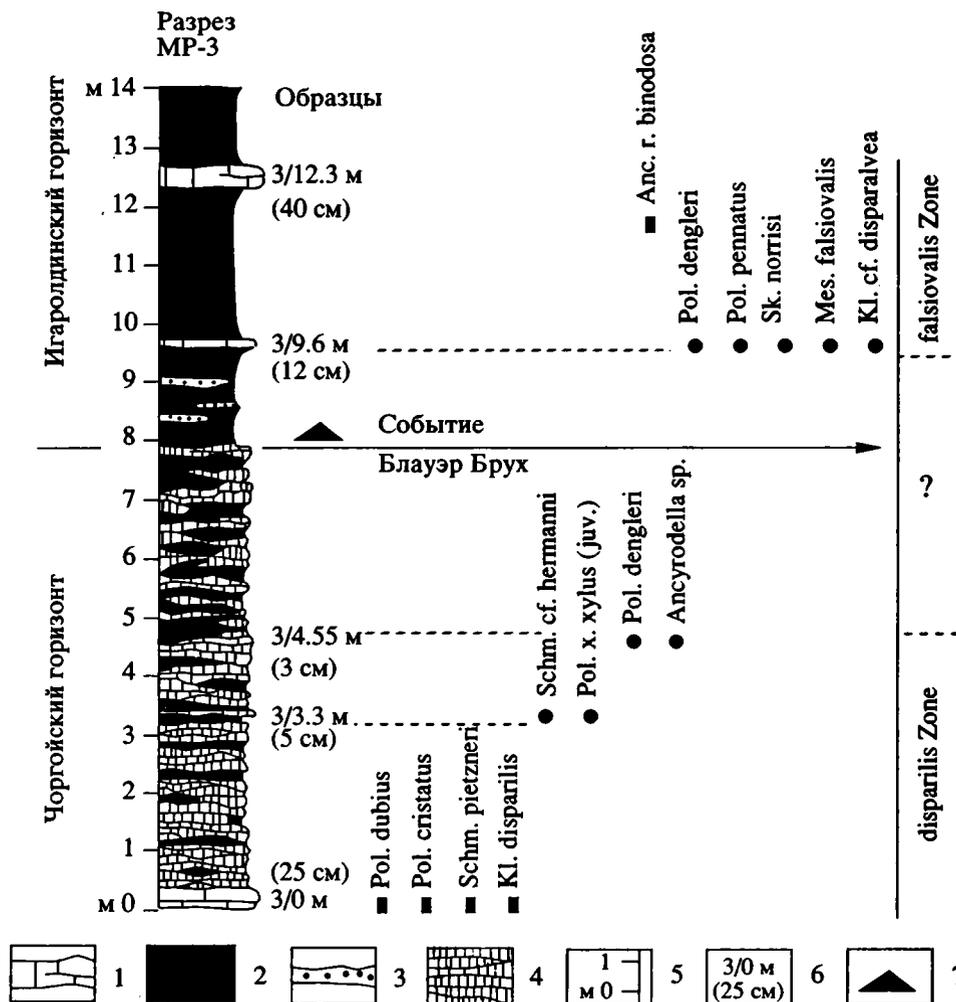


Рис. 3. Распространение конодонт в пограничных слоях чоргойского и игарольдинского горизонтов в разрезе по саю Игаролды, правобережье среднего течения реки Исфара, Южная Фергана, Южный Тянь-Шань, Кыргызстан.

1, 2, 7 – см. рис. 1; 3 – алевролиты; 4 – зеленые кремни; 5 – метр от основания разреза; индекс палеонтологического образца и интервал опробования в сантиметрах. Справа – зоны по конодонтам.

Следы блауэрбрухской трансгрессии на территории России лучше всего выражены в разрезах девона на восточной окраине Русской платформы и западном склоне Урала. Начало ее связано с основанием пашийского горизонта, который традиционно включался в состав верхнего девона. Именно этот стратиграфический уровень оценивается как рубеж главных биотических перестроек в разных группах фауны и флоры (Стратиграфия СССР ..., 1973).

На юге Западной Сибири пока не обнаружены разрезы, где можно было бы палеонтологически подтвердить наличие события Блауэр Брух. На одних участках (Юго-Восточный Алтай, Минуса) в этом стратиграфическом интервале представлены красноцветные отложения, свидетельствующие лишь о резком изменении обстановок осадконакопления. Другие поля развития пограничных живет-франских отложений имеют либо сложное тектоническое строение и плохую обна-

женность пород, либо особый, так называемый черносланцевый тип разреза, требующий дополнительного изучения.

В заключение следует отметить, что на территории бывшего СССР в девоне фиксируются и другие известные глобальные события. Описанные выше 3 события являются главнейшими. Они отвечают стратиграфическим уровням, которые в унифицированных схемах по всем регионам всегда принимались за границы отделов (Зинзильбанское и Блауэрбрухское события) или ярусов (Кыкское событие). Основные биотические изменения в девоне связаны именно с этими событиями. Поэтому более точная их локализация относительно стандартных зональных шкал по конодонтам и граптолитам будет способствовать уточнению глобальных корреляций отложений и выявлению общих закономерностей ширококомаштабных перестроек в биосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Валлизер О.Г.* Корреляция по гониатитам границы нижнего и среднего девона // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Тр. полевой сессии Международной подкомиссии по стратиграфии девона. Самарканд, 1978. Л.: Наука, 1982. С. 51 - 53.
- Елкин Е.А.* Трилобиты и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. М.: Наука, 1968. 154 с.
- Елкин Е.А.* Закономерности эволюции дехенеллид и биохронология силура и девона. М.: Наука, 1983. 116 с.
- Елкин Е.А., Грацианова Р.Т., Желтоногова В.А., Ким А.И.* Основные биостратиграфические рубежи и подразделения нижнего и среднего девона на западе Алтае-Саянской области и их корреляция // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Тр. полевой сессии Международной подкомиссии по стратиграфии девона. Самарканд, 1978. Л.: Наука, 1982. С. 65 - 80.
- Ерина М.В., Ким А.И., Корень Т.Н., Ларин Н.М.* Эталонный разрез нижнего девона в раковино-граптолитовых фациях в Южной Фергане (урочище Рават-Джакуб) // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1976. Т. 230. № 5. С. 1176 - 1179.
- Ким А.И., Елкин Е.А., Ерина М.В., Грацианова Р.Т.* Типовые разрезы пограничных слоев нижнего и среднего девона Средней Азии // Путеводитель экскурсий. Полевая сессия Международной подкомиссии по стратиграфии девона. Самарканд, 1978. Ташкент, 1978. 54 с.
- Ким А.И., Елкин Е.А., Ерина М.В.* Биостратиграфия нижнего и среднего девона Средней Азии // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Тр. полевой сессии Международной подкомиссии по стратиграфии девона. Самарканд, 1978. Л.: Наука, 1982. С. 85 - 92.
- Ким А.И., Елкин Е.А., Ерина М.В., Корсаков В.С., Цой Р.В.* Экскурсия 100. Средний палеозой Южного Тянь-Шаня. Узбекская Советская Социалистическая Республика. Экскурсии: 033, 035, 088, 100. Сводный путеводитель. Международный Геологический конгресс, XXVII сессия, СССР. М.: 1984. Ташкент: Фан, 1984. С. 138 - 166.
- Корень Т.Н.* Верхняя граница зоны *Monograptus hercynicus* на Пай-Хое и ее палеонтологическое обоснование // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1969. Т. 189. № 6. С. 1325 - 1328.
- Корень Т.Н., Клишевич В.Л.* Биостратиграфическое расчленение опорных разрезов девона Средней Азии по граптолитам и дакриоконаридам // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Тр. полевой сессии Международной подкомиссии по стратиграфии девона. Самарканд, 1978. Л.: Наука, 1982. С. 93 - 97.
- Обут А.М.* Нижнедевонские граптолиты в Средней Азии // Граптолиты СССР. Новосибирск: Наука, 1974. С. 134 - 144.
- Ржонсницкая М.А., Куликова В.Ф., Петросян Н.М.* Разрезы нижнего и низов среднего девона Южной Ферганы // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Тр. полевой сессии Международной подкомиссии по стратиграфии девона. Самарканд, 1978. Л.: Наука, 1982. С. 123 - 129.
- Сенников Н.В.* Новый взгляд на систематику раннедевонских монографтид // Новое в палеонтологии и биостратиграфии палеозоя Азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1990. С. 58 - 71.
- Стратиграфия СССР. Девонская система. Наливкин Д.В., Ржонсницкая М.А., Марковский Б.П. (ред.) М.: Недра, 1973. Кн. 1. 516 с. Кн. 2. 374 с.
- Стратотипические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: терригенно-карбонатные фации. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 142 с.
- Bensaid M., Bultynck P., Sartenaer P., Walliser O.H., Ziegler W.* The Givetian-Frasnian Boundary in pre-Sahara Morocco // Cour. Forsch. Inst. Senckenberg. 1985. V. 75. Frankfurt a M. P. 287 - 300.
- Berry W.B.N.* The Base of the Devonian and an Early Devonian Graptolite Succession in Central Nevada // Bull. Geol. Soc. America. 1970. V. 81. P. 513 - 520.
- Berry W.B.N.* Silurian - Early Devonian Graptolites // Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam, London, New York, 1973. P. 81 - 87.
- Braun W.K., Norris A.W., Uyeno T.T.* Late Givetian to Early Frasnian biostratigraphy of Western Canada: the slave point - Waterways boundary and related events // Devonian of the World. V. III: Paleontology, Paleocology and Biostratigraphy. McMillan N.Y., Embry A.F. and Glass D.I. (eds.). Canadian Soc. Petroleum Geologists. Calgary, Alberta, Canada. 1988. Mem. 14. P. 93 - 111.
- Ebert I.* Events around the Pharciceras Stufe. Phanerozoic Global Bio-Events and Event-Stratigraphy // V Internat. Conference on Bio-Events. Abstract. Gottingen. 1992. P. 128 - 129.
- House M.R.* Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations // Nature. 1985. V. 313. № 3. P. 17 - 22.
- Jaeger H.* Graptolithen und Stratigraphie des Jungsten Thüringer Silurs // Abhandl. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin. Kl. Chemie, Geologie und Biologie. Jahrgang. 1959. № 2. 197 S.
- Jaeger H.* Devonian graptolithina // Devonian System. Spec. Papers in Paleontology. 1979. V. 23. P. 335 - 339.
- Jaeger H.* Devonian graptoloidea // Devonian of the World. V. III: Paleontology, Paleocology and Biostratigraphy. McMillan N.Y., Embry A.F. and Glass D.I. (eds.) Canad. Soc. Petrol. Geol. 1988. Mem. 14. P. 431 - 438.
- Johnson J.G., Kllapper G., Sandberg Ch. A.* Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // Bull. Geol. Soc. America. 1985. V. 96. P. 567 - 587.
- Johnson J.G., Sandberg Ch. A.* Devonian eustatic events in the Western United States and their biostratigraphic responses // Devonian of the World. V. III. Paleontology, Paleocology and Biostratigraphy. McMillan N.Y., Embry A.F. and Glass D.J. (eds.). Canad. Soc. Petrol. Geol. 1988. Mem. 14. P. 171 - 178.
- Kim A.I., Erina M.V., Yolkin E.A., Sennikov N.V.* Subdivision and correlation of the Devonian of South Fergana (Turkstan-Alai mountain area, USSR) // Devonian of the World. V. III, Paleontology, Paleocology and Biostratigraphy. McMillan N.Y., Embry A.F. and Glass D.J. (eds.). Canad. Soc. Petrol. Geol. 1988. Mem. 14. P. 703 - 714.
- Koren' T.N.* The zones of *Monograptus hercynicus* and *Monograptus falcarius* in Pai-Khoi // Lethaia. 1971. V. 4. № 2. P. 235 - 248.

- Koren' T.N.* Early Devonian Graptolites of South Fergana, Central Asia // *Casopis Mineralogii, Geologii*. 1978. Rocnik 23, Cislo 2. P. 113 - 127.
- Lenz A.C.* Revision of Upper Silurian and Lower Devonian graptolite biostratigraphy and morphological variation in *Mognograptus yukonensis* and related devonian graptolites, Northern Yukon, Canada // *Devonian of the World*. V. III, Paleontology, Paleocology and Biostratigraphy. McMillan N.Y., Embry A.F. and Glass D.J. (eds.). *Canad. Soc. Petrol. Geol.* 1988. Mem. 14. P. 439 - 447.
- Lottmann J., Sandberg Ch.A., Schindler E., Walliser O.H., Ziegler W.* Devonian events at Ense area (Excursion to the Rheinisches Schiefergebirge) // *Global Bio-Events. A Critical Approach*. Walliser O.H. (ed.). *Lecture Notes in Earth Sciences*. Bhattachrji S., Friedman G.M., Neugebauer H.J., Seilacher A. (eds.). V. 8. Springer-Verlag. 1986. P. 17 - 21.
- Porebska E.* Latest Silurian and Early Devonian Graptolites form Zdanov section, Bardo Mts (Sudetes) // *Ann. Soc. Geol. Poloniae*. 1984. V. 52. № 1 - 4. P. 89 - 209.
- Sandberg Ch.A., Ziegler W., Bultynck P.* New Standart Conodont Zones and Early Ancyrodella Phylogeny across Middle-Upper Devonian Boundary // *Contributions to Devonian Palaeontology and Stratigraphy. Part II. Various Devonian Topics*. Walliser O.H., Ziegler W. (eds.). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*. 1989. V. 110. P. 195 - 229.
- Talent J.A., Yolkin E.A.* 1987. Transgression-regression patterns for the Devonian of Australia and south West Siberia // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*. 1987. V. 92. P. 235 - 249.
- Walliser O.H.* Geologic processes and global events // *Terra cognita*. Paris, 1984. V. 4. P. 17 - 20.
- Walliser O.H.* Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. Morocco // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*. 1985. V. 75. P. 401 - 407.
- Walliser O.H.* The IGGP Project 216 "Global biological events in earth history" // *Global Bio-Events. A Critical Approach*. Walliser O.H. (ed.). *Lecture Notes in Earth Sciences*. Bhattachrji S., Friedman G.M., Neugebauer H.J., Seilacher A. (eds.). 1986a. V. 8. Springer-Verlag. P. 1 - 4.
- Walliser O.H.* Towards a more critical approach to bio-events // *Global Bio-Events. A Critical Approach*. Walliser O.H. (ed.). *Lecture Notes in Earth Sciences*. Bhattachrji S., Friedman G.M., Neugebauer H.J., Seilacher A. (eds.). 1986b. V. 8. Springer-Verlag. P. 5 - 16.
- Walliser O.H.* How to define "global bio-events" // *Extinction Events in Earth History*. Kauffman E.G. and Walliser O.H. (eds.). *Lecture Notes in Earth Sciences*. Bhattachrji S., Friedman G.M., Neugebauer H.J. and Seilacher A. (eds.). 1990. V. 30. Springer-Verlag. P. 1 - 3.
- Walliser O.H., Lottmann J., Schindler E.* Global events in the Devonian of the Kellerwald and Harz Mountains. Part 1 // *Guide to Field Trips*. Ziegler W. (ed.). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*. 1988. V. 102. P. 190 - 193.
- Yolkin E.A.* Trilobite and Lower-Middle Devonian boundary in south West Siberia // *Proc. Intern. Symp. on the Devonian System*, Calgary. Calgary. 1967. V. 2. P. 981 - 989.
- Yolkin E.A., Apekina L.S., Erina M.V., Izokh N.G., Kim A.I., Talent J.A., Walliser O.H., Weddige K., Werner R., Ziegler W.* Polygnathid lineages across the Pragian-Emsian Boundary, Zinzilban Gorge, Zerafshan, USSR // *Contributions to Devonian Palaeontology and Stratigraphy. Part II. Various Devonian Topics*. Walliser O.H., Ziegler W. (eds.). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*. 1989. V. 110. P. 237 - 245.
- Yolkin E.A., Kim A.I.* Devonian of the Asiatic part of the USSR: Recent Achievements and Problems // *Devonian of the World*. V. III. Paleontology, Paleocology and Biostratigraphy. McMillan N.Y., Embry A.F. and Glass D.J. (eds.). *Canad. Soc. Petrol. Geol.* 1988. Mem. 14. P. 663 - 667.
- Yolkin E.A., Talent J.A. and Kim A.I.* Sedimentary, Biologic and Geologic Events in the Devonian of Siberia, Central Asia an Australia // *Phanerozoic Global Bio-Events and Event-Stratigraphy*. V Internat. Conference on Bio-Events. Abstract. Gottingen. 1992. P. 122.
- Ziegler W., Sandberg Ch. A.* The Late Devonian Standart Conodont Zonation // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*. 1990. V. 121. 115 p.

Рецензенты В.А. Аристов, А.Ю. Розанов

УДК 56:551.7351.736(470.5)

ГРАНИЦА КАРБОНА И ПЕРМИ В СТРАТОТИПИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ ЮЖНОГО УРАЛА И ЕЕ КОРРЕЛЯЦИЯ

© 1994 г. В. И. Давыдов*, И. С. Барсков**, М. Ф. Богословская***, Э. Я. Левен****

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

** Московский государственный университет, 117234 Москва, Ленинские горы, Россия

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

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

Поступила в редакцию 18.03.93 г., получена с доработки 28.09.93 г.

Постановлениями МСК утверждено решение пленума Комиссий по пермской и каменноугольной системам о положении границы карбона и перми и стратотипе границы (разрез Айдаралаш в Актыбинской области, Казахстан). Дается описание разреза, детальное распределение в нем важнейших групп фауны: фузулинид, аммоноидей, конодонтов, биостратиграфическое и палеомагнитное обоснование установленной границы. Разрез Айдаралаш предлагается в качестве глобального стратотипического разреза границы карбона и перми. Проведена корреляция пограничных отложений по перечисленным фаунам и палеомагнитным данным с разрезами Арктики, Донбасса, Средней Азии, Западной Европы, Северной Америки, Китая, Японии.

9 марта 1992 г. постановлением Межведомственного стратиграфического комитета России утверждены решения совместного пленума комиссий Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) по пермской и каменноугольной системам (от 12 июня 1990 г.) о положении границы карбона и перми в России и соответственно нижней границе ассельского яруса, официально установленной в гониатитовой шкале между генезонами *Shumardites-Vidrioceras* и *Svetlanoceras-Juresanites* и совпадающей с границей фузулинидовых зон *Ultradaixina bosbytauensis-Schwagerina robusta* и *Sphaeroschwagerina vulgaris-S. fusiformis*. Стратотип границы установлен в разрезе Айдаралаш между слоями 19/5 и 20 (Постановления МСК ..., 1992).

Принятые решения подвели итог многолетним исследованиям, начатым в 60-х годах большим коллективом специалистов по фузулинидам под руководством Г.Д. Киреевой (Киреева и др., 1971) и продолженных позднее другими исследователями (Раузер-Черноусова, 1976; Раузер-Черноусова, Щеголев, 1980; Пнев и др., 1975, 1978; Бенш, 1982; Калмыкова, 1984; Постановления МСК, 1984; Пограничные отложения ..., 1986; Попов и др., 1985, 1989; Давыдов, 1987, 1990; Левен, Щербович, 1978; Leven, Davydov, 1979; Davydov *et al.*, 1990, 1992 и другие). Граница карбона и перми в нашей стране традиционно проводилась по фузулинидам.

Начиная с 1984 г., среди специалистов дискутировалось три варианта положения границы в фузулинидовой шкале: а) в подошве зоны *Ultradaixina bosbytauensis-Schwagerina robusta* (кровле зоны *Daixina sokensis*); б) в подошве зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris-S. fusiformis* (s. str.); в) в подошве

зоны *Sphaeroschwagerina moelleri-Pseudofusulina fecunda*.

После того, как в 1987 г. в рамках международной подкомиссии по стратиграфии пермской системы была создана рабочая группа по границе карбона и перми (Working Group on the Carboniferous-Permian Boundary) под руководством проф. Ву Ванг-ши (Wu Wang-shi) из Нанкинского института геологии и палеонтологии ее членами также обсуждались упомянутые выше варианты границы в фузулинидовой шкале (Permophiles ..., 1990, 1992). Классические разрезы верхнего карбона и нижней перми Южного Урала членами рабочей группы были признаны наилучшими для решения проблемы границы карбона и перми. Предложение российских специалистов о границе карбона и перми и ее стратотипе, сделанные на международном конгрессе "Пермские отложения мира" в г. Перми в 1991 г. (Davydov *et al.*, 1992), приняты большинством присутствующих членов рабочей группы (Permophiles, № 21, 1992, p. 5). Окончательное решение по границе карбона и перми будет принято после доизучения условий осадконакопления пограничных отложений и уточнения распределения конодонтов в разрезе Айдаралаш. Соответствующие полевые работы проведены летом 1993 г. сотрудниками ВСЕГЕИ, ПИНа, Екатеринбургского института геологии и геохимии РАН, Boise State University и Brigham Young University.

На пленуме комиссий МСК по пермской и каменноугольной системам в 1990 г., как уже отмечалось, рассматривались три варианта положения границы. В результате всестороннего обсуждения на пленуме, где были заслушаны также результаты

предварительно проведенных специальных колоквиумов по конодонтам, фузулинидам и аммоноидеям, граница была утверждена между аммоноидными генозонами *Shumardites-Vidrioceras* и *Svetlanoceras-Juresanites*, на уровне, отвечающем в фузулинидовой шкале нижней границе зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris-S. fusiformis* (s. str.). Основные аргументы в пользу этого решения сводятся к следующему. Данная граница отвечает приоритету В.Е. Руженцева (1936), определившему основание ассельского яруса на Южном Урале более 50 лет назад именно на указанном уровне. На этой границе наблюдается отчетливое, хотя и разномасштабное, но практически одновременное изменение комплексов трех ведущих групп ископаемых: аммоноидей, фузулинид и конодонт. Благодаря последнему обстоятельству принятая граница обладает высоким корреляционным потенциалом и может быть прослежена в глобальном масштабе. Граница, совпадающая с подошвой зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris-S. fusiformis*, традиционна и широко вошла в литературу. Использование зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris-S. fusiformis* последнее десятилетие в увеличенном объеме, с включением зоны *Ultradaixina bosbytauensis-Schwagerina robusta*, повлекло за собой фактическое снижение границы, но ее формального определения не изменило. И наконец, весьма существенно и то, что данная граница точно зафиксирована в одном из разрезов стратотипического региона (руч. Айдаралаш, Актюбинская область, Казахстан).

РАЗРЕЗ АЙДАРАЛАШ

Разрез Айдаралаш расположен на правом берегу ручья Айдаралаш, левого притока р. Жаксы-Каргалы, примерно в 10 км к западу от пос. Новороссийский и в 60 км к востоку от г. Актюбинска. Разрез неоднократно изучался и описывался в литературе (Руженцев, 1950, 1952; Пнев и др., 1978; Давыдов, Попов, 1986; Davydov *et al.*, 1990). В нем в непрерывной последовательности обнажены морские монофациальные отложения от оренбургского до сакмарского яруса включительно, представленные чередованием алевролитов, аргиллитов, разнозернистых полимиктово-известняковых песчаников и песчаных известняков. Характер чередования и состав пород выдержаны по всему разрезу, наблюдается уникальное сочетание трех ахростратиграфических групп фауны, обычно встречающихся в альтернативных фациальных обстановках: аммоноидей, фузулинид и конодонт. Первые, по-видимому, находятся в прижизненном захоронении. Конодонты имеют смешанный таксономический состав. К их первичным ассоциациям часто примешиваются более древние элементы, вплоть до девонских, что связано с поступлением в обломочных осадках материала более древних пород с конодонтами. Фузулиниды в разрезе Айдаралаш имеют аллохтонное

происхождение и перемещены сюда с прилегающих мелководных участков моря (внешние обороты большинства раковин заполнены вмещающими песчано-глинистыми осадками). Несмотря на аллохтонное захоронение, распределение фузулинид в разрезе Айдаралаш полностью соответствует закономерностям, установленным в нормально осадочных карбонатных разрезах других регионов – Донбасс, Прикаспий, Средняя Азия (Левен, Щербович, 1978; Щербович, 1969; Попов и др., 1987, 1989; Давыдов, 1984; 1990). Следует отметить, что биогеографически фузулинидовые комплексы Южного Урала принадлежат к Тетической провинции, хотя в числе распространенных видов достаточно представительны арктические элементы.

В разрезе фузулиниды обнаружены на 72 уровнях, аммоноидеи – на 33 уровнях, конодонты – на 60 уровнях. Разрез равномерно насыщен этими ископаемыми, причем хорошей сохранности, благодаря чему границы зональных подразделений точно проведены по смене ассоциаций. Существует возможность, частично реализованная, реконструирования основных закономерностей филогенезов фузулинид и аммоноидей, филломорфогенеза конодонт. Особенно часто фаунистические остатки встречаются в слоях, переходных от карбона к перми. На основании анализа вертикального распределения аммоноидей (Богословская, Попов, 1986), фузулинид и конодонт (Давыдов, Попов, 1986; Давыдов и др., 1991) в разрезе выделены и охарактеризованы зоны и подзоны, которые признают все авторы настоящей статьи и принимают в указанном объеме (рис. 1). Во всем диапазоне разреза выявлены палинологические спектры (Пнев и др., 1978), проведено изучение палеомагнитных характеристик (Храмов, Давыдов, 1991). Данный разрез является также стратотипом пограничных фузулинидовых зон *Ultradaixina bosbytauensis-Schwagerina robusta* и *Sphaeroschwagerina vulgaris-S. fusiformis* (s. str.) (Постановления МСК ..., 1984). Разрез Айдаралаш отвечает всем необходимым к стратотипам требованиям, принятым в международной практике (Cowie, 1986). Все это позволяет предложить этот разрез в качестве глобального стратотипического для границы карбона и перми. Граница определена по смене видов аммоноидей в филогенетической линии *Artinskia irinae-A. kazakhstanica*, между слоями 19 - 5 и 20 (нумерация слоев по публикации Давыдов и др., 1991 – рис. 1). В фузулинидовой шкале этому уровню соответствует граница между зонами *Ultradaixina bosbytauensis-Schwagerina robusta* и *Sphaeroschwagerina vulgaris-S. fusiformis* (s. str.) (слои 19 - 5 и 19 - 6).

Точное соотношение выбранной границы с конодонтовой шкалой пока не до конца ясно. В определении и анализе конодонтовых ассоциаций из разреза Айдаралаш принимали участие Л.З. Ахметшина, И.С. Барсков, Р.И. Козицкая, В.В. Черных.

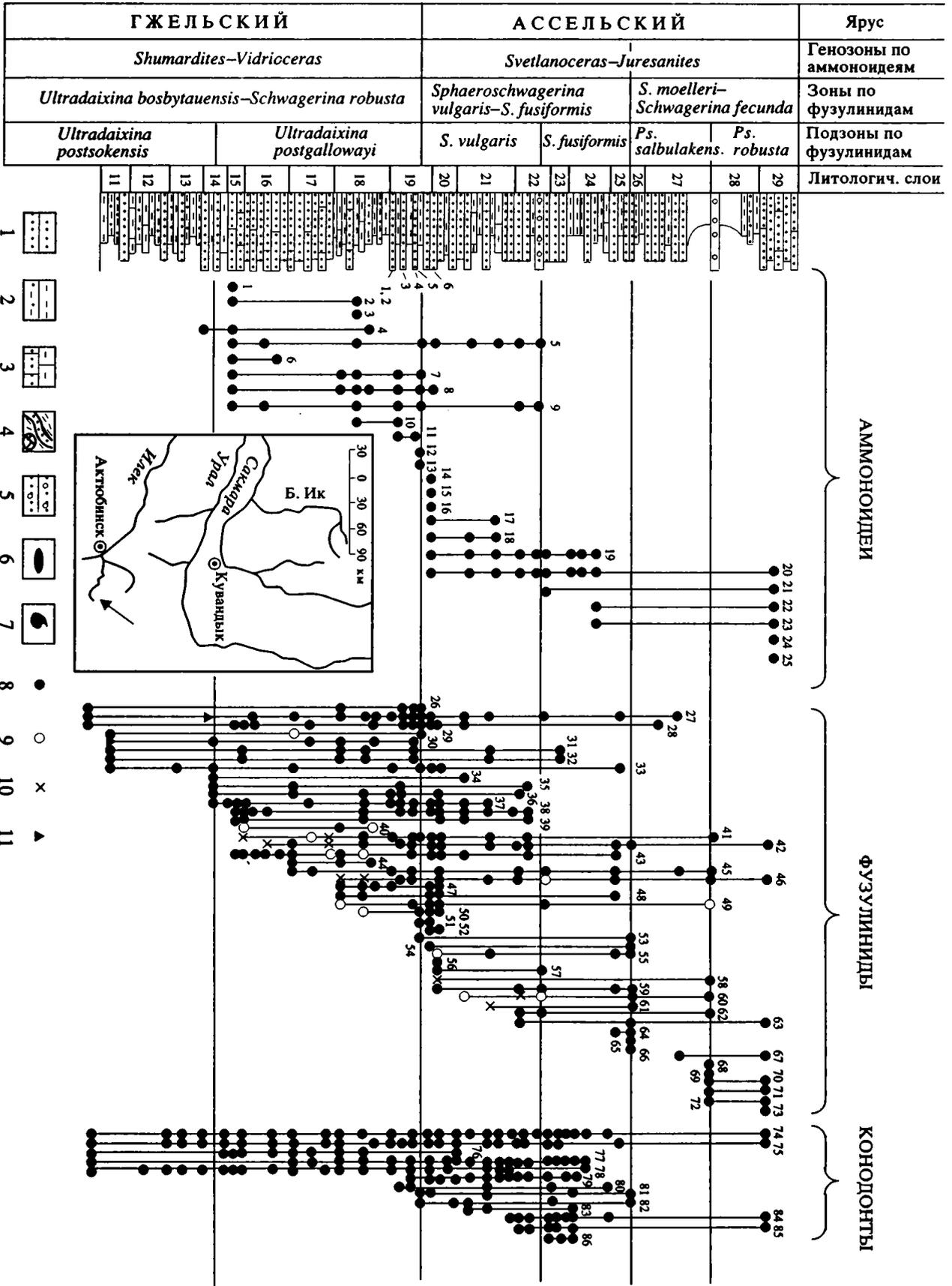


Рис. 1. Распределение важнейших видов ископаемых в пограничных отложениях карбона и перми в разрезе Айдаралаш.

Литологические разности пород: 1 – песчаники, 2 – алевролиты, аргиллиты, 3 – глинистые и песчаные известняки, 4 – подводно-оползневые микститы, 5 – гравелиты, конгломераты.

Ископаемые: 6 – фузулиниды; 7 – аммоноидеи.

Обозначение видов: 8 – номинативных; 9 – со знаком cf.; 10 – со знаком aff.; 11 – со знаком ex gr.

Виды ископаемых. Аммоноидеи: 1 – *Glaphyrites pararhymnus* Ruzh., 2 – *Prothalassoceras jaikense* Ruzh., 3 – *Eoasianites vodorezovi* Ruzh., 4 – *Marathonites* sp.; 5 – *Uddenites tuberculatus* Ruzh., 6 – *Prothalassoceras inflatum* Ruzh., 7 – *Aristoceras appressum* Ruzh., 8 – *Aristoceras serum* Bog. et A. Pop., 9 – *Almites reverendus* Bog. et A. Pop., 10 – *Daixites meglitzkyi* Ruzh., 11 – *Prouddenites terminalis* Ruzh., 12 – *Uddenites convexus* Ruzh., 13 – *Artinskia irinae* Ruzh., 14 – *Boesites aktubensis* Bog. et A. Pop., 15 – *Daixites antipovi* Ruzh., 16 – *Artinskia kazakhstanica* Ruzh., 17 – *Svetlanoceras primore* Bog. et A. Pop., 18 – *Prostacheoceras principale* Bog. et A. Pop., 19 – *Prothalassoceras serratum* Max., 20 – *Glaphyrites angustilobatus* Ruzh., 21 – *Prothalassoceras bifforme* Gerass., 22 – *Daixites attenuatus* Ruzh., 23 – *Eoasianites trapezoidalis* Max., 24 – *Artinskia nalivkini* Ruzh., 25 – *Prostacheoceras juresanense* Max.

Фузулиниды: 26 – *Occidentoschwagerina kizilkiensis* Dav., 27 – *Ocellina kljasmica* (Sjom.), 28 – *Ocellina buzulukensis* (Dobr.), 29 – *Ultradaixina postsokensis* Dav., 30 – *Ultradaixina bosbytauensis* Bensch, 31 – *Schwagerina ossinovkensis* (Scherb.), 32 – *Occidentoschwagerina alpina* (Kahl. et Kahl.), 33 – *O. chatcalica* Bensch, 34 – *Licharevites thompsoni* (Grozd.), 35 – *Rugosochusenella pseudogregaria* (Bensch), 36 – *Dutkevitchia tachigrada* (Bensch), 37 – *D. kargalensis* (Raus.), 38 – *Schwagerina vozghalensis* (Raus.), 39 – *Schw. biconica* (Scherb.), 40 – *Ultradaixina postgallowayi* Bensch, 41 – *Schwagerina robusta* (Raus.), 42 – *Dutkevitchia ruzhenzevi* (Raus.), 43 – *Licharevites fomicatus* (Kanm.), 44 – *Ultradaixina dashtidzhumica* Dav., 45 – *Rugosochusenella paragregaria* (Raus.), 46 – *Dutkevitchia complicata* (Schellw.), 47 – *Licharevites nitidus* (Kahl. et Kahl.), 48 – *L. sartauensis* Dav., 49 – *L. inglorius* (Bensch), 50 – *Sphaeroschwagerina salomatiensis* (Ket.), 51 – *Licharevites esetensis* Dav., 52 – *Sphaeroschwagerina buzulukensis* (Dobr.), 53 – *S. shamovi primitiva* (Lev. et Scherb.), 54 – *S. vulgaris darvasica* (Lev. et Scherb.), 55 – *S. aktjubensis* (Scherb.), 56 – *S. volongica* (Scherb.), 57 – *S. kolvica* (Scherb.), 58 – *S. shamovi shamovi* (Scherb.), 59 – *Schwagerina versabile* (Bensch), 60 – *Licharevites gareckui* (Scherb.), 61 – *Paraschwagerina distincta* Lev. et Scherb., 62 – *Dutkevitchia devexa* (Raus.), 63 – *Schwagerina subnathorsthy* (Lee), 64 – *Paraschwagerina akhunovi* (Raus.), 65 – *Sphaeroschwagerina fusiformis* (Krotow), 66 – *S. aff. moelleri* (Raus.), 67 – *Pseudoschwagerina inexplorata* Lev. et Scherb., 68 – *Zigarella aff. pseudopointeli* (Raus.), 69 – *Sphaeroschwagerina postvulgaris* (Bensch), 70 – *Pseudoschwagerina robusta* (Meek), 71 – *Ps. uddeni* (Beede et Kniker), 72 – *Sphaeroschwagerina kargalensis* (Scherb.), 73 – *S. asiatica* (M. Maclay).

Конодонты: 74 – *Streptognathodus elongatus* Gunn., 75 – *St. simplex* Gunn., 76 – *St. alius* Akhmet., 77 – *St. wabaunsensis* Gunn., 78 – *St. insignitus* Akhmet., 79 – *St. nodularis* Chern. et Resh., 80 – *St. acuminatus* Gunn., 81 – *St. flangulatus* Gunn., 82 – *St. asselicus* Isak., 83 – *St. cristellaris* Chern. et Resh., 84 – *St. constrictus* Chern. et Resh., 85 – *St. barskovi* Kozur, 86 – *St. ex gr. fusus* Chern. et Resh.

Точно определить соответствие нижней границы первой пермской аммоноидной генозоны Svetlanoceras–Juresanites границам конодонтовых зон в любом из предложенных вариантов конодонтовых шкал (Барсков, 1984; Мовшович и др., 1979; Овнатанова, Ахметшина, 1987; Черных, Решеткова, 1987, 1988; Черных, Чувашов, 1991) в настоящее время не представляется возможным, по крайней мере, по двум причинам. Первая заключается в том, что существуют нерешенные пока таксономические проблемы, связанные с неоднозначной идентификацией разными исследователями ключевых видов рода *Streptognathodus* и неоднозначным пониманием их объема. Второй причиной является то, что при выделении зон авторы руководствовались различными установками в понимании их содержания и границ относительно фузулинидовой шкалы. Кроме того, они опирались на различный по представительности материал.

Так, вид-индекс зоны *Streptognathodus wabaunsensis*, в основании которой предполагалось проводить границу (Барсков, 1984; Черных, Чувашов, 1991), в разрезе Айдаралаш встречен существенно ниже аммоноидного уровня границы карбона и перми, еще в заведомо каменноугольной фузулинидовой зоне *Daixina sokensis*. Первое появление *Streptognathodus cristellaris*, вида-индекса базальной по В.В. Черных, Н.П. Решетковой (1987, 1988) и Л.З. Ахметшиной (1990) пермской конодонтовой зоны, в разрезе Айдаралаш отмечается в нижней трети фузулинидовой зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis* (слой 21), то есть выше аммоноидного уровня границы. Еще выше, в слое 22, но также в пределах упомянутой фузулинидовой зоны, встречены *St. barskovi*, *St. constrictus*.

Вместе с тем, на уровне, практически совпадающем с появлением ассельского комплекса аммоноидей и первых *Sphaeroschwagerina*, отмечено появление ряда видов, которые не встречались ниже, в заведомо каменноугольных отложениях, но которые до настоящего времени не использовались для формального определения границ конодонтовых зон. Непосредственно на установленной по аммоноидеям и фузулинидам границе, в верхней части слоя 19 и в слое 20, появляются *Streptognathodus acuminatus* (sensu Chernykh), *St. flangulatus*, *St. asselicus* и несколько выше, в слоях 21 и 22 установлены *St. barskovi*, *St. cristellaris*, *St. constrictus*.

Таким образом, присутствие любого из упомянутых выше шести видов может указывать на начало перми. Для формального и точного определения границы первой конодонтовой зоны, помимо решения упомянутых выше таксономических и идеологических проблем, необходима разработка по конкретным филогенезам в этой группе видов рода *Streptognathodus*. Модели основных эволюционных трендов кажутся в настоящее время достаточно определенными в следующих линиях: *Streptognathodus alius* → *St. barskovi* → *St. fusus*; *St. elongatus* → *St. acuminatus* (sensu Chernykh); *St. elongatus* → *St. cristellaris*; *St. wabaunsensis* →

→ *St. flangulatus*. Делом недалекого будущего представляется детальное обоснование этих филогенетических линий по материалам конкретных разрезов и выбор одной из них для формального определения границы карбона и перми. Сейчас же ясно, что граница примерно располагается между первым и вторым членами в каждой из указанных выше филогенетических линий.

Установленная граница карбона и перми коррелируется по фузулинидам, конодонтам и аммоноидеям, надежно увязана с магнитостратиграфической шкалой и через разрезы Донбасса прослеживается в стандартной шкале континентальных отложений Западной Европы. С помощью фузулинид границу можно увязать с подразделениями, выделяемыми по другим группам бентосных организмов.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПО РАЗНЫМ ГРУППАМ ИСКОПАЕМЫХ

Фузулиниды

Восточно-Европейская платформа. Пограничные слои карбона и перми здесь представлены вторично доломитизированными известняками, в которых фузулиниды совершенно разрушены или имеют плохую сохранность, что создает известные трудности в практическом маркировании границы. Однако в ряде детально изученных разрезов граница может быть проведена с большой точностью.

Так на Окско-Цнинском поднятии в Мошачинском овраге (в районе р. Клязьмы) по данным С.А. Семиной (1961) на слоях с *Ocellina bina* (Sjom.), *O. kljasmica* (Sjom.), *Schwagerina fortis* (Sjom.), *Schw. pomposa* (Sjom.) и другими фузулинидами зоны *Ultradaixina bosbytauensis*–*Schwagerina robusta* залегают слои с плохо сохранившимися *Sphaeroschwagerina* sp. Такая же ситуация наблюдается в разрезе скв. 11 на Арзамасской площади в Горьковской области, где С.А. Семина (Киреева и др., 1971) приводит данные по смене комплекса с *Schwagerina pseudokrotowi* (Sjom.), *Ocellina bina* (Sjom.), *Schellwienia popecta* (Sjom.), характеризующего зону *Ultradaixina bosbytauensis*–*Schwagerina robusta*, комплексом с *Sphaeroschwagerina* sp., *Schwagerina rhomboides* (Sham. et Scherb.) зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis*.

На Самарской Луке в последние годы проведены дополнительные исследования пограничных слоев карбона и перми (Муравьев и др., 1983. Атлас фауны ..., 1986). На экскурсии, прошедшей в июне 1980 года, многие специалисты имели возможность собрать материал из переходных слоев карбона и перми. При расшлифовке этого материала одним из авторов (В.И. Давыдов) из опорного разреза Самарской Луки Яблоновый овраг, установлена следующая последовательность комплексов фузулинид (нумерация слоев дана по И.С. Муравьеву и др., 1983):

а) слои 27 - 35 – *Daixina sokensis*, *D. vasylovskyi* и другие виды, характеризующие зону *Daixina sokensis*;

б) слои 36 - 37 – *Ultradaixina aff. bosbytauensis*, *Schwagerina insignis* (Jagof.), *Schw. robusta* Raus., *Ocellina orenburgensis* (Ket.), однозначно указывающие на соответствие этих слоев зоне *Ultradaixina bosbytauensis*–*Schwagerina robusta*;

в) слой 39 – *Sphaeroschwagerina vulgaris aktjubensis* (Scherb.), *S. borealis* (Scherb.), *S. fusiformis* (Raus.), *S. kolvica* (Scherb.), *S. kolvica* (Scherb.), *S. ex gr. moelleri* (Raus.), *Ocellina cara* (Dobr.), *O. kolpica* (Sjom.), *Schellwienia bomemani* (Lev. et Scherb.), *Zigarella aff. asheinensis* (Sjom.). Этот комплекс на Южном и Среднем Урале характеризует верхнюю половину зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis*, подзону *Sphaeroschwagerina fusiformis*. По-видимому, нижней половине указанной зоны отвечает слой 38.

В Тимано-Печорской области, по данным М.В. Коноваловой (1991), пограничные отложения карбона и перми расчленены очень дробно. Выше отложений с *Daixina sokensis uchtaensis* Kon., относящихся к зоне *Daixina sokensis*, залегают: а) слои с *Schwagerina robusta*; б) слои с *Ocellina pusilla* и первыми *Sphaeroschwagerina sp.*; в) слои с *Sphaeroschwagerina vulgaris*, *Rugosofusulina stabilis*. Слои “а” точно коррелируются с зоной *Ultradaixina bosbytauensis*–*Schwagerina robusta*, а слои “б” и “в” относятся к зоне *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis*.

На гряде Чернышева, по данным З.П. Михайловой (1974), выше известняков с комплексом зоны *Daixina sokensis* (*Daixina sokensis* Raus., *D. scherbovichae* Z. Mikh., *D. magna* Ros. и другими) залегают известняки с комплексом *Sphaeroschwagerina vulgaris* (Scherb.), *S. timanica* (Scherb.). В нижней части этих известняков (по результатам просмотра коллекции З.П. Михайловой) намечается выделение слоев с *Daixina tchernovi* Z. Mikh., *Zigarella ex gr. anderssoni* (Schellw.), *Rugosochusenella paragregaria* (Raus.), где *Sphaeroschwagerina* отсутствуют. Эти слои скорее всего отвечают зоне *Ultradaixina bosbytauensis*–*Schwagerina robusta*. Появляющиеся в вышележащих слоях *Sphaeroschwagerina* представлены очень примитивными формами, сравнимыми с таковыми из базальных слоев (сл. 20 - 21) зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis* в разрезе Айдаралаш. Граница карбона и перми трассируется в основании этих слоев.

В Мезенской впадине (Алексеева, 1977) зона *Daixina sokensis* устанавливается по присутствию вида-индекса и ряда близких с ним видов *Daixina*. Вышележащие отложения, выделяемые как зона *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis*, расчленены на две части. В нижней, наряду с видами, проходящими из подстилающих отложений, присутствуют *Schwagerina robusta*, ряд эндемичных видов *Zigarella* (*Z. mezensis* Aleks., *Z. onerosa* Aleks.), в верхней части доминируют *Schwagerina cybea*

(Sjom.), *Zigarella paraanderssoni* (Rauser), *Likharevites astus* (Grozd.), *L. nadezhdae* (Grozd.). Нижняя часть этого подразделения безусловно относится к зоне *Ultradaixina bosbytauensis*–*Schwagerina robusta*, верхняя коррелируется с зоной *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis* условно, по положению в разрезе. *Sphaeroschwagerina* в описанной части разреза отсутствуют.

Урал. На Урале зоны *Daixina sokensis*, *Ultradaixina bosbytauensis*–*Schwagerina robusta*, *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis* (s. str.) выделяются практически во всех детально изученных разрезах. В некоторых из них, как известно, установлены стратотипы упомянутых фузулинидовых зон. На Южном Урале, кроме разреза Айдаралаш, перечисленные зоны установлены также в разрезах Никольский, Ильинский, в выемках железной дороги Орск–Оренбург (Давыдов, Попов, 1986).

Возможность выделения зональных подразделений в пограничных отложениях карбона и перми показана также в разрезах Башкирии (Чувашов, 1986). Однако, поскольку эти материалы получены по сводным разрезам, для наших целей они не вполне применимы.

На Среднем Урале пограничные отложения наиболее полно представлены и детально изучены в разрезе Холодный Лог (Ехлаков, Золотова, 1986), в непрерывной толще известняков, насыщенных разнообразной фауной хорошей сохранности. В слоях 6 - 8 обнажения 26 установлены: *Daixina sokensis* (Rauser), *D. recava* Zol., *D. tymanensis atypica* Zol., *Zigarella asherinensis* (Sjom.), *Z. fusina* (Scherbak.) и другие, указывающие на соответствие этих отложений зоне *Daixina sokensis*. В слоях 0 - 36 обнажения 24 по комплексу разнообразных видов группы *Schwagerina robusta* (Raus.), *Schw. vozgalensis* (Raus.), а также первых *Occidentoschwagerina*, *Rugosochusenella*, хорошо выделяется зона *Ultradaixina bosbytauensis*–*Schwagerina robusta*. В слоях 4 и 5 обнажения 24, наряду с перечисленными, появляются первые *Sphaeroschwagerina ex gr. vulgaris* (Scherbak.). Чуть выше, в слоях 0 - 6 обнажения 22 *Sphaeroschwagerina* становятся массовыми и более разнообразными в видовом отношении: *S. kolvica* (Scherb.), *S. belajaensis* (Grozd.), *S. fusiformis* (Krot.) и другие. Эти слои относятся уже к зоне *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis*. В слоях 7 - 9 обн. 22 появляются *Sphaeroschwagerina shamovi gerontica* (Scherb.), *Schwagerina rhombiformis* (Sham. et Scherb.), *Schw. subnathorsti* (Lee), *Schw. nux* (Schellw.) и другие, характеризующие зону *Sphaeroschwagerina moelleri*–*Schwagerina fecunda*. В разрезе Холодный Лог установлены парастратотипы зон *Ultradaixina bosbytauensis*–*Schwagerina robusta* и *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis*. Уровень границы карбона и перми здесь может быть определен по фузулинидам с большой точностью между слоями 3 и 4 обнажения 24 (Ехлаков, Золотова, 1986).

Столь же точно граница может быть установлена в детально изученных разрезах на р. Березовой вблизи пос. Вижай на Северном Урале (разрез Камень Столбы), а также на р. Косье (Разрез Останец) (Ехлаков, Золотова, 1986; Щербакова, 1986).

Преддонецкий прогиб. Корреляция пограничных отложений Преддонецкого прогиба дана по результатам последних исследований (Давыдов, 1990, 1992). В Скосырской опорной скважине 4199 на глубине 577 - 579 м в известняке, индексированном как P₅ (Опорный разрез ..., 1983), встречены достаточно разнообразные *Occidentoschwagerina*, индексирующие основание зоны *Ultradaixina bosbytauensis*-*Schwagerina robusta*. На глубине 393 - 394 м в известняке, индексированном Q₉, присутствуют: *Ultradaixina bosbytauensis* Bensch, *U. postgallowayi* Bensch, *Likharevites fornicatus* (Kanm.), которые указывают на верхнюю половину названной зоны. На глубине 385 м в подошве скосырской свиты среди фузулинид появляются *Likharevites esetensis* Dav., *L. sartauensis* Dav., которые на Южном Урале распространены с первыми *Sphaeroschwagerina* и, таким образом, индексируют границу карбона и перми. В 10 м выше основания скосырской свиты отмечены *Sphaeroschwagerina fusiformis* (Krotov), характерные уже для верхней половины зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris*-*S. fusiformis*. Таким образом граница карбона и перми расположена между известняком Q₉ и подошвой скосырской свиты (Левен, 1986; Давыдов, 1990, 1992).

Средняя Азия. В Средней Азии наиболее полные и детально изученные разрезы пограничных отложений карбона и перми находятся на Дарвазе и в Карачатыре. На Дарвазе в разрезе Сафетгыр пограничные слои расчленены очень детально (Давыдов 1984; Левен, Давыдов, 1986). На слоях (150 - 169) с *Daixina sokensis* Raus., *D. vasytkovsky* Bensch, *Schellwenia modesta* (Scherb.), *Zigarella elegans* (Bensch), надежно коррелируемых с зоной *Daixina sokensis*, залегают отложения с *Ultradaixina bosbytauensis* Bensch, *U. postsokensis* Dav., *Occidentoschwagerina alpina* (Kahl. et Kahl.), многочисленными *Ocellina*, *Rugosochusenella*, *Schwagerina* (сл. 170 - 187). Еще выше (сл. 188 - 219) распространены *Ultradaixina postgallowayi* (Bensch), *Likharevites fornicatus* (Kanm.), *Schwagerina robusta* (Raus.). Именно эти отложения в данном разрезе впервые были выделены как зона *Ultradaixina bosbytauensis*-*Schwagerina robusta* (Leven, Davydov, 1979). В вышележащих известняках (сл. 220 - 240), наряду с фузулинидами, известными и в подстилающих отложениях, появляются первые *Sphaeroschwagerina*, представленные наиболее примитивными видами: *S. vulgaris aktjubensis* (Scherb.), *S. vulgaris ashensis* (Scherb.), *S. vulgaris darvasica* (Lev. et Scherb.). Разрезы Дарваза являются одними из лучших в интервале от московского до начала сакмарского яруса, где представлена полная последовательность тетических фузулинидовых комплексов

(Левен, Щербович, 1978; Давыдов, 1984; Левен, Давыдов, 1986, 1991).

В Карачатыре после переизучения типовых разрезов региональной шкалы верхнего карбона и нижней перми (Давыдов, 1987; Попов и др., 1987, 1989), установлено, что последовательность фузулинидовых комплексов и их характеристика во многом идентична таковой Дарваза. На слоях с *Daixina sokensis* Raus., *D. recava* Zol., *D. vasytkovsky* Bensch, *Dutkevitchia dastarensis* (Bensch), *Ruzhenzevites ferganensis* (Dutk.) (сл. 25/38), надежно коррелируемых с зоной *Daixina sokensis*, залегают слои (27/1-3) с *Ultradaixina bosbytauensis* (Bensch), *U. postsokensis* Dav., *Occidentoschwagerina alpina* (Kahl. et Kahl.), которые относятся уже к зоне *Ultradaixina bosbytauensis*-*Schwagerina robusta*, ее нижней половине. Верхняя половина зоны (сл. 27/5-7) характеризуется *Ultradaixina postgallowayi* (Bensch), *Occidentoschwagerina kokpectensis* Scherb., *Likharevites fornicatus* (Kanm.), *L. parantidus* (Bensch). Еще выше, в слоях 27/8-14, на фоне доминирующих *Ruzhenzevites ferganensis* (Dutk.), *F. parasolodus* (Bensch), *Pseudofusulinoides subobscurus* Bensch, отмечены редкие *Likharevites esetensis* Dav., *Schwagerina verfabila* (Bensch), которые на Дарвазе и Южном Урале характеризуют нижнюю половину зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris*-*S. fusiformis*. Такая корреляция указанных слоев подтверждается также тем, что в вышележащих слоях (27/16) распространены *Sphaeroschwagerina fusiformis* (Krotov), *S. aff. shamovi* (Scherb.), *S. ex gr. mukhamedjarovi* (Scherb.), характерные для верхней половины зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris*-*S. fusiformis*.

Арктика. Арктические разрезы наилучшим образом представлены и сейчас изучены в Тимано-Печорской области и на Шпицбергене. В Тимано-Печорской области зона *Daixina sokensis* подразделяется на слои с *Daixina sokensis uchtaensis* и слои с *Daixina enormis* (Коновалова, 1991). В комплексе последних наряду с типичными видами для зоны *Daixina sokensis* (*Daixina vasytkovskyi* Bensch, *D. recava* Zol., *D. zsui* Vol.), присутствуют также *Schwagerina gracilis* Sjomina. Это показывает, что по крайней мере, часть этих слоев относится уже к зоне *Ultradaixina bosbytauensis*-*Schwagerina robusta*. Вышележащие отложения М.В. Коновалова включает в состав нижней зоны асельского яруса, где выделяет две подзоны: а) *Schwagerina robusta*, *Ocellina kljasmica*; б) *Sphaeroschwagerina fusiformis*, *S. vulgaris*. Нижняя подзона, в свою очередь, подразделяется на слои с *Schwagerina robusta*, которые безусловно относятся к зоне *Ultradaixina bosbytauensis*-*Schwagerina robusta*, и слои с *Ocellina kljasmica*. В последних отмечены первые редкие *Sphaeroschwagerina* sp., что указывает на их соответствие нижней части зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris*-*S. fusiformis*. Верхней части данной зоны соответствует подзона *Sphaeroschwagerina fusiformis*-*S. vulgaris* Тимано-Печорской области (Коновалова, 1991). Таким образом, граница карбона

и перми здесь может быть определена с большой точностью между слоями с *Schwagerina robusta* и слоями с *Ocellina kljasmica*.

Детальные исследования, проведенные в последние годы на Шпицбергене (Nilsson, 1988, Nilsson, Davydov, 1993) также позволили точно трассировать границу карбона и перми. В пограничных отложениях карбона и перми здесь установлена следующая последовательность. На известняках с комплексом *Daixina sokensis uchtaensis* Kon., *D. recava* Zol., *Schellwienia arctica* (Schellw.), *Sch. krushiensis* (Alksne), *Sch. malkovskiyi* (Ket.), *Zigarella prae-gregaria* (Scherbak.), параллелизуемыми с зоной *Daixina sokensis*, залегают слои с *Schwagerina robusta* (Raus.), *Schw. insignis* (Jag.), *Schw. acris* (Sjom.), *Schw. gracilis* (Sjom.), *Schellwien visotchnajaensis* (Kon.), *Sch. plena* (Kon.), *Zigarella simplex* (Kon.), выделенные как зона *Schwagerina robusta* и которые уверенно можно сопоставить с зоной *Ultradaixina bosbytauensis*–*Schwagerina robusta* стандартной шкалы. Еще выше следуют известняки с *Zigarella pseudoanderssoni* (Sjom.), *Z. narjanmarica* (Kon.), *Z. anderssoni* (Schellw.), *Z. furnishi* (Ross), редкими *Occidentoschwagerina fusulinoides* (Schellw.), *O. ancestralis* (Echtlak.), *Licharevites cf. sartauensis* Dav., *Sphaeroschwagerina ex gr. fusiformis* (Krotow), выделенные как зона *Zigarella anderssoni*. Эту зону довольно точно можно коррелировать с зоной *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis* стандартной фузулинидовой шкалы. Таким образом в разрезах Шпицбергена границу карбона и перми можно точно провести между зонами *Schwagerina robusta* и *Zigarella anderssoni* (Nilsson, Davydov, 1993).

Китай. По вопросу о положении границы карбона и перми среди китайских специалистов до сих пор нет единого мнения. Традиционно она проводилась в Китае между формациями Мапин и Чися (примерно в основании яхташского (= артинского) яруса), то есть гораздо выше, чем принято во всем мире. В последние годы многие китайские стратиграфы склоняются к тому, чтобы опустить границу в основание формации Мапин, где ее положение будет примерно соответствовать общепринятому (Rui Lin *et al.*, 1989). Однако фиксация границы на этом уровне в конкретных разрезах наталкивается на определенные трудности, связанные со значительным эндемизмом гжелско-раннеассельских фузулинидовых комплексов, в которых преобладают представители *Triticites*. Виды родов *Daixina*, *Occidentoschwagerina*, *Licharevites*, *Sphaeroschwagerina* и ряда других, являющихся ориентирами при определении границы, в Китае на рассматриваемом уровне встречаются сравнительно редко и для их обнаружения нужны целенаправленные поиски. Существенно осложняют проблему трассирования границы в Китае и значительные расхождения в вопросах классификации и таксономии фузулинид, особенно, так называемых “швагериноподобных”. Один из авторов настоящей статьи (Э.Я. Левен) имел возмож-

ность ознакомиться с послойно собранными материалами из разреза Хуцань в провинции Гуйчжоу Южного Китая. Этот разрез демонстрировался во время проходившего в Китае в 1987 г. Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона (ICC) в качестве опорного для верхнего карбона и нижней перми. В монографии, где опубликовано описание этого разреза (Xiao *et al.*, 1986), вся формация Мапин отнесена к верхнему карбону. В ее составе выделены зоны: *Montiparus weiningica*; *Triticites*; “*Pseudoschwagerina uddeni*”; *Sphaeroschwagerina*. Первые две несомненно принадлежат верхнему карбону. Зона “*Pseudoschwagerina uddeni*”, мощностью 11.6 м, расчленена на ряд слоев (от F-1 до F-8). В слое F-4 удалось обнаружить типичную *Ultradaixina bosbytauensis* (Bensh) – зональный вид одноименной, самой верхней зоны гжелского яруса. Всего в 2 - 3 м выше по разрезу, в слое F-7, начинают встречаться первые *Sphaeroschwagerina ex gr. vulgaris* (Scherb.), указывающие на базальную часть ассельского яруса.

Таким образом, приведенные данные показывают, что с помощью критериев, выработанных на разрезах Урала, граница карбона и перми может быть проведена в разрезах Южного Китая с точностью до нескольких метров. Некоторое недоумение может вызвать то, что эта граница оказывается внутри зоны “*Pseudoschwagerina uddeni*”, поскольку зональный вид является одним из наиболее характерных для средней части ассельского яруса. Однако в просмотренном нами материале по разрезу Хоуцань ни одной формы, которую можно было бы отнести к этому виду, не обнаружено. По-видимому, с ним отождествлены формы с монтипарусоподобным ювенариумом и относительно свободно навитыми последующими оборотами раковины, которые морфологически напоминают *Pseudoschwagerina*, но скорее всего, принадлежат новому роду *Carboschwagerina*, характерному для верхнего карбона Японии.

Япония. Изучению пограничных отложений карбона и перми Японии посвящена специальная работа К. Ватанабэ (Watanabe, 1991). В этой великолепной сводке приведены новые детальные данные о распределении фузулинид в разрезах Японии, проанализированы и уточнены данные предыдущих исследователей. Долгое время японские, а вслед за ними и специалисты других стран, относили к перми отложения с вздутыми, швагериноподобными “*Pseudoschwagerina*” *morikawai* и “*Ps.*” *minatoi* (Toriyama, 1967; Nogami, 1961, 1962; Sada, 1965; Раузер-Черноусова, 1965; Бенш, 1982; и другие). После изучения разрезов Дарваза, где швагериноподобные фузулиниды найдены в нижнегжелских отложениях (Левен, Щербович, 1978) такая корреляция была поставлена под сомнение и высказано предположение о позднекаменноугольном возрасте указанных отложений в Японии. Это нашло подтверждение в разрезах

Донбасса, где аналогичные фузулиниды обнаружены также в нижнегжельских отложениях (Давыдов, 1990). К. Ватанабэ также пришел к близким выводам. Виды *morikawai* и *minatoi* он выделил в новый род *Carbonoschwagerina* и отнес содержащие их слои к верхнему карбону.

В разрезе Акиёси в районе научного музея (Akiyoshi-Dai Science Museum) выше зоны "Schwagerina?" *satoi*, относящихся, по-видимому, к верхнекасимовским или нижнегжельским отложениям, следует зона *Carboschwagerina morikawai*. Вид-индекс зоны близок к виду *Carboschwagerina gusanicus* (Bensh) из нижнегжельских отложений Южной Ферганы (Бенш, 1972) и Дарваза (Давыдов, 1984). К. Ватанабэ коррелирует эту зону с нижней зоной гжельского яруса. Еще выше следует зона *Carboschwagerina minatoi*, возраст которой можно определить лишь примерно как позднегжельский, т.к. характерные фузулиниды, которые могли бы индексировать зональный возраст стандартной шкалы Русской платформы и Урала, в ее комплексе отсутствуют. К. Ватанабэ (Watanabe, 1991) коррелирует зону *Carboschwagerina minatoi* с зонами *Jigulites jigulensis* и *Daixina sokensis* стандартной шкалы Восточно-Европейской платформы, с чем вполне можно согласиться. Верхнекаменноугольные отложения перекрываются слоями зоны *Sphaeroschwagerina fusiformis*. Комплекс фузулинид этой зоны в данном разрезе (Akiyoshi-Dai Science Museum) характеризуется представителями *Ocellina*, *Rugosochusenella*, *Sphaeroschwagerina*. Виды последних по уровню развития являются одними из наиболее примитивных и вероятнее всего индексируют нижние слои ассельского яруса. Соответственно можно утверждать, что граница карбона и перми проходит в основании указанной зоны.

Такая же последовательность зональных комплексов установлена в разрезах Атэцу и Оми (Watanabe, 1991), где граница карбона и перми проходит в подошве зоны *Sphaeroschwagerina fusiformis*. Неясным только остается вопрос о присутствии в данных разрезах и в Японии вообще аналогов зоны *Ultradaixina bosbytauensis*—*Schwagerina robusta*. По приведенным К. Ватанабэ (Watanabe, 1991) материалам однозначно на этот вопрос ответить невозможно. Однако находка в горах Китаками *Ultradaixina katoi* (Choi, 1973), близкого к *Ultradaixina postgallowayi* (Bensh), указывает на возможное присутствие указанных отложений в Японии.

Северная Америка. Точно проследить установленную границу по фузулинидам в Северной Америке значительно труднее, причем эти трудности носят принципиальный характер. В связи с бентосной природой и латеральной изменчивостью фузулинидовых ассоциаций, своеобразии американских фузулинид настолько велико, что непосредственное трассирование границы по *Sphaeroschwagerina* невозможно. Однако хорошо изученные общие закономерности эволюции фузулинид позволяют более или менее уверенно отличать

каменноугольные комплексы от пермских (Ross, 1980; Wilde, 1984, 1990). В известных и наиболее полных разрезах граница, по-видимому, проходит в кровле отложений Wabaunsee Group Восточного Канзаса, Grey Limestone Member Стекланных гор, Narquilla Limestone Юго-Восточной Аризоны, формации Cisco Центрального Техаса, формации Wild Cow Новой Мексики (Myers, 1988; Ross, 1980) (рис. 2). Для более точного и уверенного определения положения предлагаемой границы по фузулинидам в Северной Америке необходимо проведение специальных комплексов исследований.

Мелкие фораминиферы

Мелкие фораминиферы в пограничных слоях карбона и перми изучены очень слабо. Однако это одна из немногих групп фауны, благодаря которой возможна корреляция типовых разрезов с разрезами Сибири и Верхоянья. Распределение мелких фораминифер в пограничных слоях изучено в разрезах Дарваза (Давыдов, 1986б), расчленение и корреляция которых хорошо обоснована по фузулинидам (Левен, Щербович, 1978; Давыдов, 1984). В Бореальной области рассматриваемая граница может быть провизорно намечена по появлению *Nodosaria* с глубоко объемлющими камерами и сложным типом причленения, а также первых *Geinitzina* (Левен, Сосипатрова, 1984; Давыдов, 1986).

Аммоноидеи

По аммоноидеям рассматриваемая граница трассируется менее точно, чем по фузулинидам, но достаточно уверенно и надежно, особенно в тех разрезах, где их остатки встречены на нескольких уровнях. Хорошо изученные закономерности в эволюции позднепалеозойских аммоноидей позволяют без особого труда отличать позднекаменноугольные формы от пермских, а выявленные направления морфологических изменений в ходе исторического развития многих семейств и родов дают возможность с большой точностью определить место таксона в филогенетическом ряду, а следовательно и возраст вмещающих отложений. Так, на Северо-Востоке России самыми древними пермскими аммоноидеями являются *Juresanites menneri* (Andr.) и *Eoasianites maximovae* (Andr.). Оба вида найдены в низах туорасисской свиты в Северном Верхоянье, стратотипическом районе свиты (Андрианов, 1985). *Juresanites menneri* представляется древнейшим видом данного рода, исходного в семействе *Metalegoceratidae*, одного из четырех семейств, с обособлением которых начинается пермский этап в развитии позднепалеозойских аммоноидей. По уровню развития перегородки (умбональная лопасть находится на самой ранней стадии трехчленного деления) *J. menneri* очень близок к уральскому *J. originalis*, найденному в самых

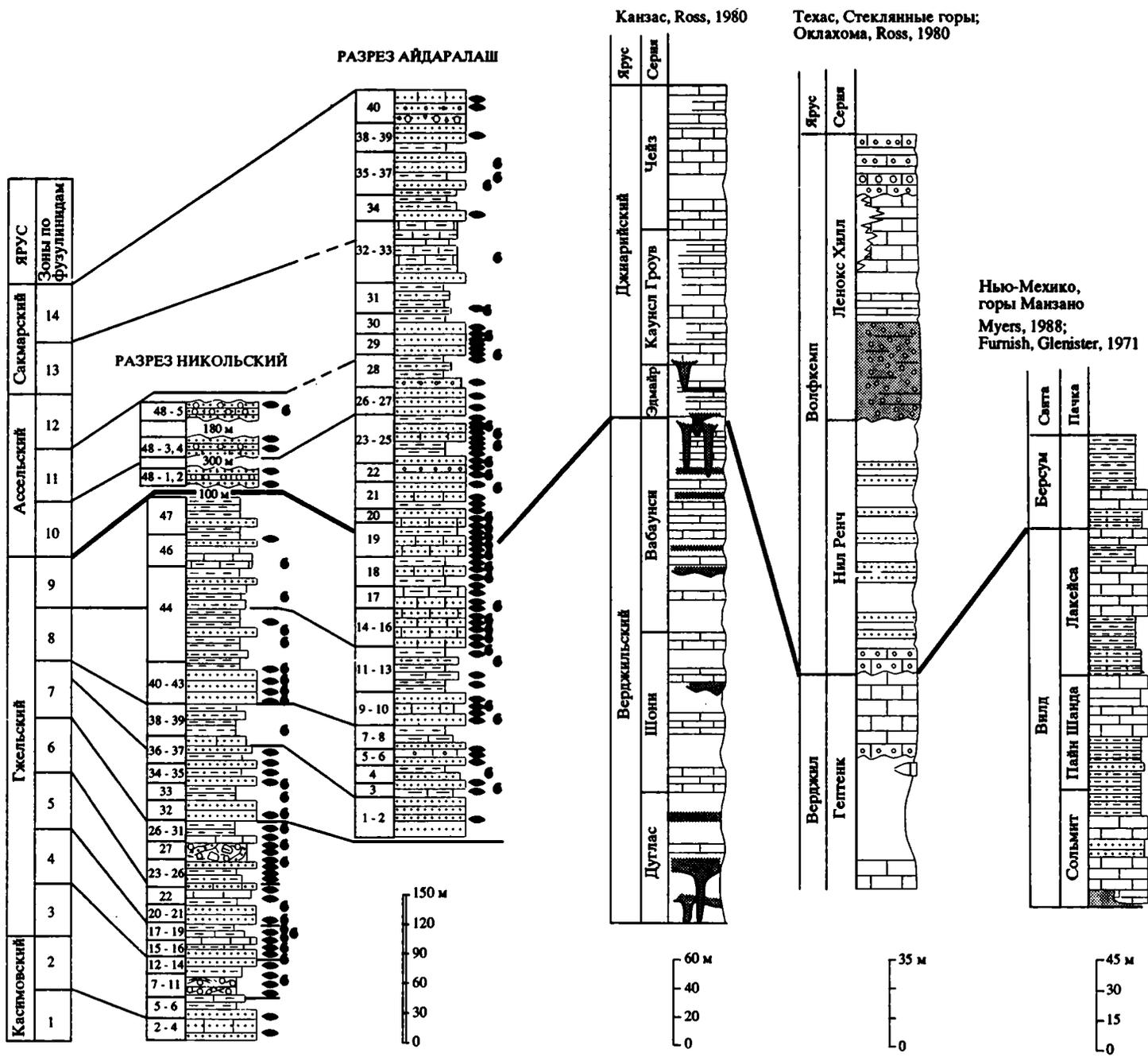


Рис. 2. Корреляция пограничных отложений карбона и перми Южного Урала и важнейших разрезов Северной Америки. Условные обозначения см. рис. 1.

Зоны и подзоны по фузулиндам: 0 – *Protriticites pseudo-montiparus*–*Obsoletes obsoletus*; 1 – *Montiparus montiparus*; 2 – *Rauserites quasiarcticus*–*R. acutus*; 3 – *Daixina fragilis*; 4 – *D. crispata*; 5 – *D. ruzhenzevi*; 6 – *D. enormis*; 7 – *D. vasykovskyi*; 8 – *Ultradaixina post-sokensis*; 9 – *U. postgallowayi*; 10 – *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis*; 11 – *Sphaeroschwagerina moelleri*–*Schwagerina fecunda*; 12 – *Sphaeroschwagerina sphaerica*–*Schwagerina firma*; 13 – *Sakmarella moelleri*; 14 – *Schwagerina uralica*.

низах ассельского яруса (Школин, 1993). Оба вида без сомнения являются предшественниками *J. primitivus*, распространенного на Южном Урале в середине фузулинидовой зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis*, и указывают на самые низы пермской системы. Не противоречит такому заключению и нахождение на этом же уровне *Eoasianites maximovae* из группы узкооборотных *Eoasianites* типа *E. vodarezovi* Ruzh., весьма характерных для позднего карбона и ранней перми Южного Урала и Северной Америки. От близких узкооборотных палеозойско-каменноугольных видов данного рода *E. maximovae* отличается сравнительно высоко организованной лопастной линией – сильно оттянутыми основаниями всех наружных лопастей. Находки в более высоких слоях туорасисской свиты безусловно ассельско-сакмарских видов *Neopronogites*, *Bulunites*, *Tabantallites*, вполне согласуются с заключением о раннеассельском возрасте нижней части данной свиты (Андрианов, 1985).

В Северной Америке граница карбона и перми, как известно, определена на уровне границы Верджилля и Вольфемпа в основании формации Нил Ренч в Стеклянных горах Западного Техаса. Представляется более корректным ее совмещение с верхней границей пенсильванской формации Гептенк. Отмечаемый выше этой формации перерыв отвечает нижней части ассельского яруса, в объеме, по крайней мере фузулинидовой зоны *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis*, или аммоидной зоны *Artinskia kazakhstanica* на Южном Урале (Давыдов, Попов, 1986). К такому заключению приводит анализ довольно многочисленных аммоидей из формации Нил Ренч, среди которых есть виды, близкие по уровню организации к позднеассельским. К таким продвинутым видам относятся: *Almites sellardsi* (P. et S.), *Prothallassoceras welleri* Bose, *Propertinities bakeri* (P. et S.), представители рода *Artinskia*, вероятнее всего, ошибочно идентифицированные с артинским видом *Artinskia artiensis* (Grun.) (Furnish, Glenister, 1971). Комплекс в целом уже вполне сформировавшийся раннепермский, что не позволяет сопоставлять нижнюю границу формации Нил Ренч с нижней границей ассельского яруса в разрезе Айдаралаш. Первая, бесспорно, занимает более высокое положение и, вероятно, проходит вблизи верхней границы нижней фузулинидовой зоны.

Самые же древние аммоидеи, близкие по возрасту к таковым из слоя 20 разреза Айдаралаш, известны в штатах Новая Мексика (формация Берсум в окрестностях Туларозы) и Оклахома (в известняках Ред Игл формации Каунсл Гроув). На древность выявленных там комплексов указывает присутствие рода *Meskalites*, бесспорного непосредственного потомка позднепенсильванского *Gonioloboceras* (Furnish, Glenister, 1971). В формации Берсум ему сопутствуют редкие пермские *Propertinities*, *Crimites*, позднекаменноугольно-пермские *Almites* и *Artinskia*, неизвестные

в карбоне Северной Америки, а также многочисленные зооасианиты, широко распространенные в верхней пенсильвании. В известняках Ред Игл в Оклахоме *Mescalites* сопровождают многочисленные узкооборотные *Eoasianites*. Представляется, что граница карбона и перми, определяемая в Северной Америке появлением *Mescalites*, вполне сопоставима с южноуральской.

Конодонты

Данные по конодонтам из пограничного интервала в других регионах мира пока остаются немногочисленными. Тем не менее некоторые сопоставления по ним можно провести с достаточной точностью. На Новой Земле по последним исследованиям Н.Н. Соболева и Х. Накрема (Sobolev, Nakrem, 1992) в верхней подсвите степовской свиты и в верхней части лазаревской свиты выделяется зона *Streptognathodus wabaunsensis*. В базальной части толбеяхской свиты выделена зона *Streptognathodus cristellaris*. Граница карбона и перми трассируется между этими зонами.

В Канадской Арктике (Henderson, 1990) граница карбона и перми проведена в формации Нансен на уровне, коррелируемом с основанием фузулинидовой зоны "*Pseudofusulina*" *plana*, где отмечены первые *Streptognathodus wabaunsensis* и *St. nodulinear*. Последний в разрезе Айдаралаш на Южном Урале также маркирует основание ассельского яруса, что позволяет пока присоединиться к мнению Ч. Хендерсона. Фузулиниды, которые позволяли бы более или менее точно определить границу на данном уровне, отсутствуют. "*Pseudofusulina*" *plana* Skinner et Wilde, на которую обычно ссылаются исследователи при индексации границы в Канадской Арктике, является эндемичным видом, родовая принадлежность которого не вполне ясна.

В разрезах Оклахомы и Канзаса Мидконтинента США, по данным С. Риттера (Ritter, 1991), в известняках Фоллс Сити и Ред Игл формации Каунсл Гроув появляются *Streptognathodus wabaunsensis* и *St. flangulatus*, что позволяет коррелировать эти известняки с основанием перми Южного Урала. В нижней части известняка Нева появляются первые *Sweetognathus*, а также *Streptognathodus* cf. *longissimus*. С. Риттер коррелирует этот уровень с основанием зоны *Streptognathodus constrictus* Южного Урала. Принятый нами уровень границы карбона и перми располагается в пределах известняков Фоллс Сити и Рэд Игл.

В Китае в разрезе Нашуи (Nashui) в южном Гуйджоу установлена последовательность конодонтовых зон (Wang Zhi-hao, 1991), в целом схожая с последовательностью Южного Урала (Черных, Решеткова, 1988). В верхней части верхнего карбона выделены зоны *Streptognathodus elongatus*; *St. wabaunsensis*. Пермская часть разреза начинается зоной *St. barskovi*, что вполне согласуется и с нашими данными.

Таким образом, предлагаемая граница отвечает всем необходимым требованиям и может использоваться в глобальном масштабе. Граница выбрана в регионе, где впервые установлена пермская система и ее базальный, ассельский ярус. Подошва этого яруса определена его автором, В.Е. Руженцевым, именно на том уровне, который предлагается нами зафиксировать в качестве границы карбона и перми, что позволяет сохранить исторический приоритет. Установленная граница определена по трем ведущим группам фауны: амmonoидеям, конодонтам и фузулинидам, комплексы которых согласованно изменяются на данном уровне. Именно на этом рубеже происходит быстрая и отчетливая смена амmonoидей, распространенных в каменноугольных отложениях, амmonoидеями, типичными для пермских осадков. Среди фузулинид на этом уровне появляются географически широко распространенные *Sphaeroschwagerina*, достаточно однозначно диагностируемые специалистами. Решающее значение имеет и выбор стратотипа границы в разрезе с уникальными характеристиками (разреза Айдаралаш), где дефиниции границы имеют конкретное выражение в последовательной смене всех ведущих групп фауны. Распределение амmonoидей, фузулинид и конодонтов в разрезе Айдаралаш достаточно полно отражает основные закономерности их эволюции, показывает полноту разреза, отсутствие перерывов. Данная граница обладает высоким корреляционным потенциалом и прослеживается по амmonoидеям, фузулинидам, конодонтам и палеомагнитным данным глобально.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеева И.А. Стратиграфия верхнего карбона и нижней перми Северо-Западного Притиманья (Мезенская впадина) по фауне фузулинид. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 23 с.

Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.

Атлас фауны верхнего карбона и нижней перми Самарской Луки / Науч. ред. Муравьев И.С., Григорьева А.Д. Казань. Каз. ун-т. 1986. 189 с.

Ахметшина Л.З. Конодонты пограничных отложений карбона и перми восточной окраины Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 1. С. 80 - 88.

Барсков И.С. Зональная шкала верхнего карбона и ассельского яруса перми по конодонтам и задачи ее совершенствования // Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 102 - 107.

Бениш Ф.Р. Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент: Фан, 1972. 147 с.

Бениш Ф.Р. Фузулинидовые зоны и ярусное расчленение верхнего карбона и нижней перми Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. 271 с.

Богословская М.Ф., Попов А.В. Амmonoидеи на границе карбона и перми // Пограничные отложения кар-

бона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 56 - 63.

Давыдов В.И. Зональные подразделения верхнего карбона Юго-Западного Дарваза // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 3. С. 41 - 57.

Давыдов В.И. К уточнению положения границы карбона и перми в Донбассе и на Северном Кавказе по палеомагнитным данным // Сов. геология. 1986а. № 12. С. 74 - 76.

Давыдов В.И. Находки *Nodosaria* в верхнекаменноугольных отложениях Дарваза // ДАН СССР. Т. 290. № 4. 1986б. С. 913 - 916.

Давыдов В.И. Зона *Daixina bosbytauensis-D. robusta* в Южной Фергана // ДАН СССР. Т. 298. № 4. 1987. С. 160 - 164.

Давыдов В.И. Зональное деление гзельского яруса в Донбассе и Преддонецком прогибе по фузулинидам // Проблемы современной микропалеонтологии. Тр. 34 сессии ВПО. Л.: Наука, 1990. С. 52 - 69.

Давыдов В.И. Расчленение и корреляция верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Донбасса и Преддонецкого прогиба // Сов. геология. 1992. № 5. С. 53 - 61.

Давыдов В.И., Попов А.В. Разрезы верхнего карбона и нижней перми Южного Урала // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 29 - 33.

Давыдов В.И., Попов А.В., Богословская М.Ф., Черных В.В., Козицкая Р.И., Ахметшина Л.З. Разрез Айдаралаш // Пермская система земного шара. Путеводитель геол. экскурсий. Часть II. Вып. 2. Разрезы Пермской системы бассейна р. Урал. Свердловск, УрО АН СССР. 1991. С. 54 - 84.

Ехлаков Ю.А., Золотова В.П. Разрезы пограничных отложений карбона и перми в разрезе Останец на реках Косье и Березовая // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 12 - 18.

Калмыкова М.А. Граница карбона и перми // Верхний карбон СССР. Тр. МСК. Т. 13. М.: Наука, 1984. С. 113 - 118.

Киреева Г.Д., Шербович С.Ф., Доброхотова С.В., Кетат О.Б., Мальковский Ф.С., Семина С.А., Чернова И.А., Ягофарова Ф.З. Зона *Schwagerina vulgaris-Schw. fusiformis* ассельского яруса Русской платформы и западного склона Южного Урала // Вопр. микропалеонтологии. Вып. 14. М.: Наука, 1971. С. 70 - 102.

Коновалова М.В. Стратиграфия и фузулиниды верхнего карбона и нижней перми Тимано-Печорской нефтегазональной провинции. М.: Недра, 1991. С. 201.

Левен Э.Я. Зона *Daixia bosbytauensis-Daixina robusta* и проблема границы карбона и перми // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 48 - 55.

Левен Э.Я., Давыдов В.И. Верхний карбон и пограничные с пермью слои Дарваза // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 33 - 48.

Левен Э.Я., Давыдов В.И. О границах и объеме нижней зоны ассельского яруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 12. 1991. С. 61 - 73.

- Левен Э.Я., Сосипатрова Г.П.* Фораминиферы // Основные черты стратиграфии пермской системы. Л.: Недра, 1984. С. 241 - 245.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф.* Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 162 с.
- Михайлова З.П.* Фузулиниды верхнего карбона Печорского Приуралья. Л.: Наука, 1974. 116 с.
- Мовшович Е.В., Коцур Х., Павлов А.М., Пнев В.П., Полозова А.Н., Чувашов Б.И., Богословская М.Ф.* Комплексы конодонтов нижней перми Приуралья и проблемы корреляции нижнепермских отложений // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Тр. Из-та геологии и геохим. УрО АН СССР. Вып. 145. 1979. С. 94 - 125.
- Муравьев И.С., Ермошкин Н.В., Шуликов Е.С.* Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения Самарской Луки. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1983. 127 с.
- Овнатанова Н.С., Ахметшина Л.З.* Зональная шкала карбона нижней перми Прикаспийской впадины (по конодонтам) // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1987. С. 103 - 114.
- Пнев В.П., Полозова А.Н., Павлов А.М., Фаддеева И.З.* О стратотипическом разрезе оренбургского яруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 5. С. 100 - 109.
- Пнев В.П., Полозова А.Н., Павлов А.М., Фаддеева И.З.* Разрез Айдаралаш – опорный разрез ассельского яруса // Стратиграфия и палеонтология Урала и Азиатской части СССР. Зап. ЛГУ. 1978. Т. 37. Вып. 2. С. 90 - 98.
- Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. 152 с.
- Попов А.В., Давыдов В.И., Донакова Л.М., Коссовая О.Л.* К стратиграфии гжельского яруса Южного Урала // Сов. геология. 1985. № 3. С. 57 - 67.
- Попов А.В., Давыдов В.И., Коссовая О.Л.* Стратотипы и фауна унифицированных горизонтов верхнего карбона и нижней перми Средней Азии. Л. 1987. Деп. в ВИНТИ. № 2434-В-87. 205 с.
- Попов А.В., Давыдов В.И., Коссовая О.Л.* К стратиграфии гжельского яруса Средней Азии. // Сов. геология. 1989. № 3. С. 64 - 76.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. 1984. Вып. 22. Л.: ВСЕГЕИ. С. 44 - 48.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. 1992. Вып. 26. Л.: ВСЕГЕИ. С. 52 - 56.
- Раузер-Черноусова Д.М.* Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Т. 135. 80 с.
- Раузер-Черноусова Д.М.* Граница карбона и перми // Границы геологических систем. М.: Наука, 1976. С. 111 - 125.
- Раузер-Черноусова Д.М., Шеголев А.К.* Граница карбона и перми в СССР // Биостратиграфия пограничных отложений карбона и перми. М.: Наука, 1980. С. 52 - 69.
- Риттер С.М.* Стратиграфическое распространение позднекаменноугольных и раннепермских (гжельско-ассельских) конодонтов в разрезах Мидконтинента США и предварительная корреляция с конодонтовой последовательностью России // Тез. докл. Междунар. конгр. “Пермская система Земного шара”. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 136 с.
- Руженцев В.Е.* Палеонтологические заметки о каменноугольных и пермских аммонейтах // Пробл. сов. геологии. 1936. № 12. С. 1072 - 1088.
- Руженцев В.Е.* Верхнекаменноугольные аммониты Урала // Тр. ПИН АН СССР. 1950. Т. 29. 223 с.
- Руженцев В.Е.* Нижнепермские аммониты Южного Урала. I. Аммониты сакмарского яруса // Тр. ПИН АН СССР. 1951. Т. 33. 188 с.
- Руженцев В.Е.* Биостратиграфия сакмарского яруса в Актыбинской области Казахской ССР // Тр. ПИН АН СССР. 1952. Т. 42. 87 с.
- Семина С.А.* Стратиграфия и фораминиферы (фузулиниды) швагеринового горизонта Окско-Циньского поднятия // Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 57. 72 с.
- Храмов А.Н., Давыдов В.И.* Палеомагнитная характеристика типовых разрезов верхнего карбона и нижней перми Южного Урала // Пермская система Земного шара. Путеводитель геол. экскурсий. Ч. II. Вып. 2. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 85 - 93.
- Черных В.В., Решеткова Н.П.* Биостратиграфия и конодонты пограничных отложений карбона и перми западного склона Южного и Среднего Урала. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 54 с.
- Черных В.В., Решеткова Н.П.* Зональное расчленение пограничных отложений карбона и перми западного склона Среднего и Южного Урала по конодонтам // Биостратиграфия и литология верхнего палеозоя Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 86 с.
- Черных В.В., Чувашов Б.И.* Зональное расчленение нижней перми по конодонтам // Тез. докл. Междунар. конгр. “Пермская система Земного шара”. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 86 с.
- Чувашов Б.И.* Пограничные отложения карбона и перми в терригенных фациях Среднего и в северной части западного склона Южного Урала // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 21 - 29.
- Школин А.А.* Новые виды аммонойд рода *Juresanites* из нижней перми Южного Урала // Палеонтол. журн. 1993. № 4. С. 69 - 72.
- Щербакова М.В.* Пограничные слои карбона и перми на р. Косье // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 18 - 21.
- Щербович С.Ф.* Фузулиниды позднегжельского и ассельского времени Прикаспийской синеклизы // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 176. 82 с.
- Choi D.R.* Permian fusulinids from the Setamai-Yahagi district, Southern Kitakami Mountains, NE Japan // J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. IV, 1973. V. 15. № 3 - 4. P. 625 - 646.
- Cowie J.W.* Guidelines for boundary stratotypes // Episodes. 1986. V. 9. № 2. P. 78 - 82.
- Davydov V.I., Bogoslovskaya M.F., Popov A.V., Akhmetshina L.Z., Barskov I.S., Kozietskaya R.I., Kotlyar G.V., Leven E.Ya.* The solution to the problem of the Carboniferous / Permian boundary in the USSR. Permophiles. 1990. № 17. P. 9 - 13.
- Davydov V.I., Barskov I.S., Bogoslovskaya M.F., Leven E.Ya., Popov A.V., Akhmetshina L.Z., Kozietskaya R.I.* The Carboniferous Permian boundary in the former USSR and its correlation // Int. Geol. Rev. 1992. T. 34. № 10. P. 889 - 906.

- Furnish W.M., Glenister B.F.* Permian Gonioloboceratidae (Ammonoidea) // *Smyths. Contrib. Paleobiol.* 1971. № 3. P. 301 - 312.
- Henderson Ch.M.* Carboniferous-Permian boundary studies in the Canadian Arctic Archipelago // *U.S. Geol. Surv. Openfile Rep.* 1990. № 90-233. P. 12 - 19.
- Leven E.Ya., Davydov V.I.* The sequence of the boundary Carboniferous-Permian beds in Darvas and its implication for solving the problem of the Carboniferous / Permian boundary // *Abs. of pap. 9. ICCS. Urbana. Illinois. USA.* 1979. P. 116 - 117.
- Myers D.A.* Stratigraphic distribution of fusulinid foraminifera from the Manzano Mountains, New Mexico // *U.S. Geol. Surv. Prof. papers.* 1988. № 144-A, B. P. 134 - 140.
- Nilsson I.* Carboniferous and Permian fusulinids on the Nordfjorden block. Spitsbergen (Svalbard). Thesis. Univ. Oslo. 1988. 159 p.
- Nilsson I., Davydov V.I.* Middle Carboniferous-Lower Permian Fusulinid Stratigraphy in Spitsbergen, Arctic Norway - a Framework for correlation in the Arctic // *Abst. pap. Pan-gea-meeting. Calgary.* 1993. P. 223.
- Nogami Y.* Permische Fusuliniden aus dem Atetsu-Plateau sudwestjapans. Teil 1. Fusulininae und Schwagerininae // *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Ser. B.* 1961. V. 28. № 2. P. 159 - 248.
- Nogami Y.* Jungpalaeozoikum in Atetsu-Plateau Sudwestjapan. // *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Ser. B.* 1962. V. 29. № 2. P. 161 - 176.
- Permophiles A. Newsletter of SCPS. № 17. November, 1990. 20 p.
- Permophiles A. Newsletter of SCPS. № 21. November, 1992. 19 p.
- Ritter S.* Stratigraphic distribution of latest Carboniferous to Early Permian (Gzhelian-Asselian) conodonts from the Midcontinent USA, and preliminary correlation with the Russian conodont succession // *Abst. pap. Internat. Congress "Permian system of the World".* 1991. 20 p.
- Ross Ch.A.* Fusulinacean zonation across the Carboniferous-Permian boundary in North America // *Биостратиграфия пограничных отложений карбона и перми.* М.: Наука, 1980. С. 124 - 142.
- Rui Lin, Zhang Linxin, Wang Zhihao, Wang Jianhua.* Notes on the Carboniferous-Permian boundary in South China // *Compt. Rend. XI ICC, Beijing, 1987. V. 2.* 1989. P. 239 - 250.
- Sada K.* Carboniferous and Permian stratigraphy of the Atetsu Limestone in West Japan // *J. Sci. Hiroshima Univ., 1965. Part C. V. 4. № 3.* P. 225 - 269.
- Sobolev N.N., Nakrem H.A.* Middle Carboniferous-Lower Permian conodonts from Novaya Zemlya // *IKU Rep. № 23.* 1438. 05/01/92. 1992. 233 p.
- Toriyama R.* The Fusulinacean zones of Japan // *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.* 1967. Ser. D. Geology V. 28. № 1. 260 p.
- Wang Zhi-hao.* Conodonts from Carboniferous-Permian boundary strata in China with comments on the boundary // *Acta paleontol. sinica.* 1991. V. 30. № 1. P. 18, 36 - 39.
- Watanabe K.* Fusuline biostratigraphy of the Upper Carboniferous and Lower Permian of Japan, with special reference to the Carboniferous-Permian boundary // *Paleontol. Soc. Japan. Spec. pap.* 1991. № 32. 150 p.
- Wilde G.L.* Systematic and the Carboniferous-Permian boundary // *Sutherland P.K., Manager W.L., eds. V. 2. Biostratigraphy, Neuvième Congres International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère: Carbondale and Edwardsville, Illinois, Southern Illinois University Press.* P. 543 - 558.
- Wilde G.L.* Practical fusulinid zonation: the species concept; with Permian basin emphasis // *Bull. Geol. Soc. West Texas* 1990. V. 29. № 7. P. 5 - 15, 28 - 34.
- Xiao Weimin, Wang Hongdi, Zhang Linxin, Dong Wenlan.* Early Permian stratigraphy and faunas in Southern Guizhou // *People's Publ. House of Guizhou.* 1986. 364 p.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 551.735.1:563.12(471.3)

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВИЗЕЙСКИХ И СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

© 1994 г. М. В. Вдовенко

Институт геологических наук АН Украины, 252056, Киев, ул. Чкалова, 55-б, Украина

Поступила в редакцию 13.11.92 г., получена с доработки 20.10.93 г.

На основании изучения фораминиферовых сообществ в стратотипических районах Московской синеклизы представляется возможным установить стратотипы выделенных ранее О.А. Липиной и Е.А. Рейтлингер фораминиферовых зон, уточнить их границы, дать детальную характеристику зональных комплексов.

Впервые раннекаменноугольные фораминиферовые зоны в нашей стране были выделены О.А. Липиной и Е.А. Рейтлингер в 1970 г. (Lipina, Reitlinger, 1970). Основным материалом для установленных зон послужили данные о стратиграфическом распространении фораминифер, главным образом в Московской синеклизе, а также Волго-Уральской области, Урале и других регионах. Предложенные подразделения представляют собой комплексные зоны (Стратиграфический кодекс ..., 1977). Каждая из зон характеризуется определенным комплексом фораминифер, не повторяющимся ни в выше-, ни в нижележащих отложениях. Появление видов-индексов в основном фиксировалось с основания зоны, но в некоторых случаях виды-индексы зоны появлялись уже в верхней части нижележащей, более древней зоны (например, вид *Eostaffella ikensis* – в верхах зоны *E. proikensis*–*Archaediscus gigas*). Все зоны полностью совпадали по объему с горизонтами Унифицированной схемы Русской платформы (Решения ..., 1965). Позже названия видов-индексов нескольких зон были изменены, но объемы зон остались прежними (Вдовенко, 1986, 1988; Липина, 1973; Путеводитель ..., 1975). Стратотипы зон не были установлены.

В 1989 - 1990 гг. автором послойно изучались фораминиферовые сообщества в ряде гипостратотипических разрезов нижнего карбона Московской синеклизы по шлифам, любезно предоставленным М.Х. Махлиной и В.Е. Жулитовой, за что автор выражает им глубокую благодарность. В связи с проведенным изучением фораминифер представилась возможность выделить в Московской синеклизе стратотипы многих установленных ранее зон (Lipina, Reitlinger, 1970), уточнить их границы, детально охарактеризовать зональные комплексы. Из-за ограниченного объема статьи не представляется возможности дать характеристику литологического состава зон, их мощностей и т.п. Эти сведения имеются в опубликованных

работах (Махлина, Жулитова 1984; Махлина, Шик, 1986; Путеводитель ..., 1975; Решения ..., 1990).

В визейском ярусе первоначально было выделено семь зон (Lipina, Reitlinger, 1970). Из них в Московской синеклизе прослеживается только четыре, что связано с неполным разрезом нижневизейских отложений в синеклизе (Путеводитель ..., 1975).

Первая из визейских фораминиферовых зон в Московской синеклизе – зона *Endothyranopsis compressa*–*Archaediscus krestovnikovi* (таблица) ранее полностью сопоставлялась с тульским горизонтом. Первые фораминиферовые сообщества в тульском горизонте появляются не с его основания, а в первых известняках горизонта, т.е. приблизительно с его середины, в богородицкой подсвете тульской свиты (Махлина, Жулитова, 1984; Решения ..., 1990; Фомина, 1960). Эти сообщества изучены были автором из разрезов Богородицкого и Грызловского карьеров.

Стратотипом зоны *Endothyranopsis compressa*–*Archaediscus krestovnikovi* предлагается принять разрез в Богородицком карьере (гипостратотип тульского горизонта) от подошвы первых известняковых прослоев тульского горизонта до основания алексинского горизонта, т.е. в объеме большей части богородицкой подсветы и ольховецкой подсветы тульской свиты (Махлина, Жулитова, 1984; Решения ..., 1990). При этом необходимо отметить, что в Московской синеклизе не наблюдается смыкаемости рассматриваемой зоны с нижележащей – *Ammarchaediscus primaevus*–*Uralodiscus rotundus*, представленной в синеклизе континентальными образованиями.

Первоначальная фаунистическая характеристика зоны следующая. Для нее характерно наличие *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), литуотубелл, гаплофрагмелл, *Endothyra bowmani* Phillips, *Omphalotus minima* (Raus. et Reiti.), многочисленных *Archaediscus krestovnikovi* Raus., зоштаффелл и парштаффелл (Lipina, Reitlinger, 1970).

Нижняя граница зоны *End. compressa*–*Arch. krestovnikovi* проводится нами в ее стратотипе по появлению вида-индекса *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), разнообразных палеотекстулярий, эндоштаффелл, группы *Urbanella miranda* (Raus.), зоштаффелл с овоидной периферией (*E. mosquensis*), параштаффелл. Таким образом, с основания данной зоны известны *Palaeotextularia longiseptata* Lipina¹, *P. consobrina* Lipina¹, форшии, небольших размеров омфалотисы и глобоэндотиры, *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitlinger)¹, *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus. et Reitlinger¹, эндоштаффеллы¹, *Eostaffella mosquensis* Vissarionova¹, единичные примитивные *Plectostaffella* (?) sp. и *Eostaffellina* (?) sp.¹, медиокрисы, *Parastaffella candida* Ganelina¹ и другие.

Вместе с перечисленными формами обнаружены ирландии, *Pseudoammodiscus priscus* (Raus.), разнообразные эндотиры и другие, а также единичные представители “ранневизейских” родов и подродов: зопараштаффеллы, мелкие даинеллы, эоглобоэндотиры. Последние встречаются, главным образом, в нижней половине зоны (богородицкая подсвита тульской свиты). В верхней половине зоны (соответствующей ольховецкой подсвите тульской свиты) появляются стенобионтные: *Lituotubella glomospiroides* Raus., первые кривоспиры¹ и гаплофрагмеллы¹, крупные глобоэндотиры¹ и другие. Таким образом, данная зона сопоставляется нами со средней и верхней частями тульского горизонта (таблица).

Следующая зона *Eostaffella proikensis*–*Archaeodiscus gigas* первоначально сопоставлялась с алексинским горизонтом (Путеводитель ..., 1975; Lipina, Reitlinger, 1970) унифицированной схемы 1962 г. Ее первоначальная фаунистическая характеристика следующая. Появление родов и видов, неизвестных в нижележащих отложениях, таких как брэдиины, *Endothyranopsis crassa* (Brady), крупные архедискусы (*Arch. gigas* Raus), *Howchinia gibba* (Moeller), первые астеро- и неоархедискусы, субромбические *Eostaffella proikensis* Raus.

Фораминиферовые сообщества данной зоны были изучены автором по шлифам из гипостратотипических разрезов алексинского горизонта в карьерах Богородицком, Полотнянозаводском и “Спартак” вблизи г. Михайлова. В Богородицком карьере, помимо отложений тульского горизонта (зона *End. compressa*–*Arch. krestovnikovi*), обнажается самая нижняя часть алексинского горизонта, соответствующая стопкинской подсвите алексинской свиты. Фораминиферами данная часть разреза слабо охарактеризована. Здесь не обнаружены виды-индексы зоны *E. proikensis*–*Archaeodiscus gigas*.

Стратотип зоны *E. proikensis*–*Arch. gigas* предлагается выделять в Полотнянозаводском карье-

¹ По материалам смежных регионов неизвестны в отложениях нижележащей зоны (Вдовенко, 1980).

ре в объеме мышигской подсвиты алексинской свиты (Решения ..., 1990). Таким образом, нижняя граница зоны в стратотипе проводится по появлению (с основания зоны) видов-индексов *E. proikensis* Raus., *Arch. gigas* Raus., а также брэдиин, относительно крупных омфалотисов, первых водорослей *Calcifolium*. Для данной зоны, помимо перечисленных выше форм, характерны *Lituotubella magna* Raus., кривоспиры, палеотекстулярии, форшии, гаплофрагмеллы и др. Здесь нами не были встречены неоархедискусы и крайне редки сомнительные астероархедискусы (?), упоминавшиеся ранее (Lipina, Reitlinger, 1970) при характеристике данной зоны.

В верхней части алексинского горизонта (парсуковская подсвита алексинской свиты) появляются единичные климакаммины, янишевскины, редкие *Eostaffella ikensis* Raus., *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitlinger), мирифики, характеризующие, по данным Е.А. Рейтлингер (Lipina, Reitlinger, 1970), вышележащую зону *Eostaffella ikensis*. О появлении в верхней части алексинского горизонта перечисленных форм указывала Д.М. Паузер-Черноусова еще в 1948 г.

В связи с вышесказанным, зоны *Eostaffella proikensis*–*Archaeodiscus gigas* сопоставляется нами не со всем алексинским горизонтом, а только с его средней частью в объеме мышигской подсвиты (таблица).

Третья зона *Eostaffella ikensis* ранее сопоставлялась только с михайловским горизонтом. Ее первоначальная характеристика следующая; появление родов *Janischewskina*, *Climacammina*, широкое распространение эндотиранопсисов, омфалотисов, брэдиин, *Howchinia gibba* (Moeller), *Archaeodiscus karteri* Brady. Относительно нередкими становятся *Neoarchaeodiscus parvus* (Raus.) и *Asteroarchaeodiscus rugosus* (Raus.) (Lipina, Reitlinger, 1970).

Фораминиферовые комплексы зоны послонно изучены автором по шлифам в гипостратотипических разрезах алексинского и михайловского горизонтов в карьерах Полотнянозаводском и “Спартак”. Стратотип зоны предлагается выделять в карьере “Спартак” в объеме парсуковской подсвиты алексинского горизонта и серебрянской, еринской и кумовогорской подсвит михайловского горизонта (таблица).

Нижняя граница зоны *Eostaffella ikensis* проводится нами по появлению первых (редких) представителей вида-индекса *E. ikensis*, а также единичных климакаммин, янишевскин, *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitlinger), *Mirifica mirifica* (Raus.).

Для зоны *Eostaffella ikensis* характерно большое видовое и родовое разнообразие фораминифер. Здесь, помимо вышеперечисленных форм, встречаются литуотубеллы, разнообразные эндотиры, омфалотисы, глобоэндотиры, плектогиранопсисы,

Зональная схема расчленения визейских и серпуховских отложений Московской синеклизы

Ярус	Подъярус	Горизонт (Решения..., 1965)	Свита (Махлина, Шик, 1986; Решения..., 1990)	Подсвита (Махлина, Шик, 1986; Решения..., 1990)	Фораминиферовая зона (Путеводитель, 1975, Lipina, Reitlinger, 1970)	Фораминиферовая зона (Вдовенко, 1986, 1988)	Предлагаемое сопоставление. Зона, подзона
Серпуховский	верхний	Протвинский	Протвинская	Сандовская Лужская Кременская	<i>Eostaffellina protvae</i>	<i>E. protvae</i>	<i>E. protvae</i>
	нижний	Стешевский	Стешевская	Дашковская Глазечнинская	<i>Eostaffellina decurta</i>	<i>Pseudoendothyra globosa</i> – <i>Neoarchaediscus parvus</i>	<i>E. decurta</i>
		Тарусский	Тарусская	Бёховская Игнатовогорская	<i>Pseudoendothyra illustria</i> – <i>Ps. globosa</i>		<i>Ps. illustria</i> <i>Ps. globosa</i>
Визейский	верхний	Веневский	Веневская	Суходольская Новогуровская	<i>Eostaffella tenebrosa</i>	<i>E. tenebrosa</i> – <i>Endothyranopsis sphaerica</i>	<i>E. tenebrosa</i> – <i>End. sphaerica</i>
		Михайловский	Михайловская	Кумовогорская Еринская Серебрянская	<i>E. ikensis</i>	<i>E. ikensis</i>	<i>E. ikensis</i>
		Алексинский	Алексинская	Парсуковская Мышигская Стопкинская	<i>Eostaffella proikensis</i> – <i>Archaediscus gigas</i>	<i>E. proikensis</i> – <i>Arch. gigas</i>	<i>E. proikensis</i> – <i>Arch. gigas</i>
		Тульский	Тульская	Ольховецкая Богородицкая Щекинская	<i>Endothyranopsis compressa</i>	<i>End. compressa</i> – <i>Archaediscus krestovnikovi</i>	<i>End. compressa</i> – <i>Arch. krestovnikovi</i>
	нижний	Бобриковский	Бобриковская				

Howchinia gibba (Moeller), многочисленные архедискусы, зоштаффеллы, редкие астероархедискусы, единичные или редкие *Pojarkovella ex gr. nibelis* (Durkina), спинотиры, *Endospiroplectamina suzganica* (Lipina) и многие другие.

Таким образом, зону *Eostaffella ikensis* предлагаем сопоставлять с самой верхней частью алексинского горизонта (парсуковская подсвита) и Михайловским горизонтом.

Четвертая зона *Eostaffella tenebrosa*–*Endothyranopsis sphaerica* впервые была выделена как зона *E. tenebrosa* (Lipina, Reitlinger, 1970). В 1986 г. она получила настоящее название (без изменения ее первоначального объема) (Вдовенко, 1986, 1988). Ее начальная характеристика следующая. Здесь часто встречаются *Endothyranopsis sphaerica* (Raus, et Reitl.), *Eostaffella parastruvei* Raus., *E. tenebrosa* Raus., *Endostaffella parva* (Moell.), впервые появляются *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.). В неблагоприятных для фораминифер фациях встречаются нередкие *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.) и *Neoarchaediscus parvus* (Raus.) (Lipina, Reitlinger, 1970).

Фораминиферовые комплексы зоны были подробно изучены автором по шлифам в гипостра-

тотипических разрезах веневского горизонта в карьерах Гурьевском, Игнатовском, Полотняно-заводском и "Спартак". Стратотип горизонта предлагается выделять в Гурьевском (Веневском) карьере в объеме веневского горизонта (новогуровская и суходольская подсвиты веневской свиты).

Нижняя граница зоны проводится по появлению видов-индексов зоны, а также единичных *Planoendothyra aljutovica minor* Rosovskaja, *Eostaffella ex gr. pseudostruvei* Rauser et Beljaev, *Parastaffella propinqua* Rauser.

Вместе с ними продолжают встречаться известные и в нижележащей зоне разнообразные эндотиры, омфалотисы, в том числе и *Omph. omphalota* (Rauser et Reitlinger), глобоэндотиры, *Endothyranopsis crassa* (Brady); менее многочисленны, чем ниже, брэдиины, янишевскины, кривоспиры, архедискусы (в том числе и более редкие, чем ниже, *Arch. gigas* Rauser), *Asteroarchaediscus rugosus* (Rauser), эндоштаффеллы, хаучинии, лебликии, разнообразные зоштаффеллы; реже встречаются водоросли *Calcifolium punctatum*. В верхней части зоны появляются единичные зоштаффеллины.

СЕРПУХОВСКИЙ ЯРУС

Вначале в нижнесерпуховском подъярусе выделялись две зоны (Lipina, Reitlinger, 1970). Позже (Вдовенко, 1986, 1988) они были объединены в одну (таблица). Первоначальная характеристика фораминиферовых зон нижнесерпуховского подъяруса следующая: для нижней зоны *Pseudoendothyra illustria-Ps. globosa* наиболее характерны *Endothyra bowmani* Phillips, *Endothyranopsis sphaerica* (Rauser et Reitl.), группа *Archaeodiscus krestovnikovi* Rauser, *Asteroarchaeodiscus rugosus* (Rauser), *Neoarchaeodiscus parvus* (Rauser), группа *Endostaffella parva* (Moeller), *Biseriella parva* (N. Tchernysheva), *Eostaffella parastruvei* Rauser, *E. pseudostruvei* Rauser et Beljaev, впервые появившиеся *Pseudoendothyra globosa* Rosovskaja. Комплекс следующей зоны *Eostaffellina decurta* очень близок нижележащему, но здесь появляются *Eostaffellina decurta* (Rauser), *Bradyina* ex gr. *cribriostomata* Rauser et Reitlinger, глобивальвулины. Зоны сопоставлялись, соответственно, с тарусским и стешевским горизонтами.

Фораминиферовые комплексы выделенной в 1986 г. (Вдовенко, 1986) зоны *Pseudoendothyra globosa-Neoarchaeodiscus parvus* изучены были автором по шлифам из разрезов карьеров Заборье – Игнатовского и Гурьевского.

Нижняя граница зоны нечеткая. Е.А. Рейтлингер (Lipina, Reitlinger, 1970) отмечала, что в основании зоны не происходит резких изменений в составе фораминифер. Особенно характерно для зоны появление *Ps. globosa*.

В отложениях зоны нами встречены палеотекстулярии, климакаммины, эндотиры, *Omphalotis* ex gr. *omphalota* (Rauser et Reitlinger) и другие омфалотисы, *Endothyranopsis crassa* (Brady), *End. sphaerica* (Rauser et Reitlinger), *Archaeodiscus krestovnikovi* Rauser, *Arch. chernousovensis* Mamet, *Asteroarchaeodiscus* ex gr. *baschkiricus* (Krestovnikov et Theodorovich), неоархеодискусы, в том числе и вид-индекс *N. parvus* (Rauser), эндоштаффеллы, лебликии, эвксиниты, эндотаксисы (?), разнообразные зоштаффеллы, в том числе и *E. ex gr. pseudostruvei* Rauser et Beljaev, *E. ex gr. postmosquensis* Kireeva, плектоштаффеллы, зоштаффеллины и др. Более редки, чем в нижележащей зоне, водоросли *Calcifolium*. В изученных разрезах не был встречен вид-индекс зоны *Ps. globosa*. Тем не менее, проведенный анализ распространения фораминиферовых сообществ позволяет относить вмещающие отложения к данной зоне.

В отличие от остальной части Русской платформы, где используется рассматриваемая выше зональная схема, в Московской синеклизе все же можно проследить две подзоны данной зоны: *Pseudoendothyra illustria-Ps. globosa* и *Eostaffellina decurta*. Как уже отмечалось выше, они были выделены Е.А. Рейтлингер в 1970 г. в качестве самостоятельных зон.

Для подзоны *Ps. illustria-Ps. globosa* предлагается стратотип в Игнатовском (Тарусском) карьере в объеме тарусской свиты (игнатовская и бёховская ее подсвиты). Для комплекса фораминифер данной подзоны в изученных нами разрезах характерно постепенное исчезновение крупных стенобионтных форм (криброспир, *Omphalotis omphalota* и др.). Чаще чем в нижележащих отложениях, начинают встречаться эврибионтные “мелкие” фораминиферы, такие как эвксиниты, бетпакодискусы (?), астероархеодискусы. Появляются единичные *Biseriella parva* (N. Tchernysheva), плектоштаффеллы, зоштаффеллы группы *E. pseudostruvei* Rauser et Beljaev, т.е. формы, характеризующие вышележащие отложения. Не встречены в изученных разрезах виды-индексы подзоны.

Для подзоны *Eostaffellina decurta* предлагается стратотип в карьере Заборье в объеме стешевской свиты (глазчинская и дашковская ее подсвиты). Основная характеристика комплекса фораминифер подзоны по литературным данным (Lipina, Reitlinger, 1970) приведена выше. В изученном нами материале отличие фораминиферовых сообществ данной подзоны от нижележащих следующее. Помимо продолжающегося исчезновения стенобионтных форм и увеличения количества эврибионтных, наблюдается появление более многочисленных и разнообразных неоархеодискусов, единичных эндотаксисов, планоспиродискусов (?), а также *Eostaffella* ex gr. *postmosquensis* Kireeva и других, характеризующих вышележащие отложения. В изученных разрезах не был обнаружен вид-индекс подзоны.

Зона *Eostaffellina protvae* была выделена Е.А. Рейтлингер (Lipina, Reitlinger, 1970) в объеме протвинского горизонта. Ее первоначальная характеристика следующая. Комплекс фораминифер содержит как визейские, так и впервые появляющиеся “протвинские” виды. Это *Bradyina cribriostomata* Rauser et Reitlinger, *Janischewskina calceus* (Ganelina), *Asteroarchaeodiscus baschkiricus* (Krestovnikov et Theodorovich), *Eostaffella ikensis* Vissarionova, *E. pseudostruvei* Rauser et Beljaev, *Eostaffellina protvae* (Rauser), *Pseudoendothyra globosa* Rosovskaja, *Ps. parasphaerica* Reitlinger.

Фораминиферовые комплексы зоны изучены автором по шлифам из разрезов карьеров Заборье, Рождество и Угловка. Стратотип зоны предлагается выделять в карьере Рождество в объеме протвинской свиты (кременская, лужская и сандовская ее подсвиты) (Решения ..., 1990). При этом необходимо отметить, что в карьере Рождество, как и в карьере Угловка не наблюдается смыкаемости данной зоны с нижележащей. Тем не менее, в данном обнажении отмечается наиболее полный разрез отложений данной зоны с разнообразными фораминиферовыми сообществами. В карьере Заборье, где есть отложения и нижележащей зоны, присутствует только нижняя часть зоны *E. protvae*.

Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса *Eostaffellina protvae* (Raus.), а также *E. paraprotvae* (Raus.), *E. subsphaerica* (Gan.), *E. monstruosa* Reitl., *Pseudoendothyra parasphaerica* Reitl., *Ps. continens* Ros. Она совпадает в стратотипе зоны с основанием протвинского горизонта.

В отложениях зоны в изученных разрезах встречены, помимо вышеперечисленных, редкие палеонубекулярии и псевдогломоспиры, крупные ирландии, палеотекстулярии, климакаммины, разнообразные эндотиры, *Globoendothyra globula* (Eichwald), *Gl. numerabilis* (Vissarionova), *Endothyranopsis sphaerica* (Rauser et Reitlinger), *End. crassa* (Brady), *Bradyina cribristomata* Rauser et Reitlinger, янишевскины, архедискусы и астероархедискусы, крупные *Eostaffella ikensis* Vissarionova, а также *E. parastruvei* Rauser, *E. postmosquensis* Kireeva и др., *Plectostaffella ex gr. varvariensis* (Brazhnikova et Potievskaja), *Pseudoendothyra globosa* Rosovskaja и другие. Наиболее многочисленны фораминиферы в нижней части зоны, соответствующей кременской подсвите протвинской свиты (Решения ..., 1990). В средней и верхней частях зоны (лужская и сандовская подсвиты) фораминиферовые комплексы однообразнее, но вид-индекс зоны и другие "протвинские" формы продолжают встречаться. Данная зона сопоставляется с протвинским горизонтом (таблица).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вдовенко М.В.* Визейский ярус. Зональное расчленение и палеозоогеографическое районирование (по фораминиферам). Киев: Наукова думка, 1980. 170 с.
- Вдовенко М.В.* Зональная фораминиферовая шкала нижнего карбона восточной части Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР, сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1988. № 9. С. 10 - 14.
- Вдовенко М.В., Соловьева М.Н., Бениш Ф.Р.* Зональная шкала карбона по фораминиферам // Зональная

стратиграфия по микроорганизмам и методы ее разработки. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 52 - 54.

Липина О.А. Зональная стратиграфия и палеобиогеография турне по фораминиферам // Вопросы микропалеонтологии. 1973. Вып. 16. С. 3 - 35.

Махлина М.Х., Жулитова В.Е. О детальном расчленении тульского горизонта в страторегии // Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка. 1984. № 12. С. 3 - 11.

Махлина М.Х., Шик Е.М. Проект стратиграфической схемы каменноугольных отложений Московской синеклизы // Геология и полезные ископаемые центральных районов Восточноевропейской платформы. М.: Наука, 1986. С. 18 - 29.

Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Подмосковского бассейна // VIII Междунар. конгресс по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1975. 74 с.

Раузер-Черноусова Д.М. Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковского бассейна по фауне фораминифер // Тр. ИГН АН СССР, 1948. Вып. 62. С. 3 - 40.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, ВСЕГЕИ, 1962 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. 76 с.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы, ВСЕГЕИ, 1988 г. Карбоновая система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 95 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Л.: Недра, 1977. 79 с.

Фомина Е.В. К вопросу о приуроченности верхне- и нижнетульских комплексов фораминифер к различным карбонатным фациям тульского бассейна // Вопросы микропалеонтологии. 1960. Вып. 3. С. 67 - 71.

Lipina O.A., Reitlinger E.A. Stratigraphie zonale et Paleozoogeographie du Carbonifere inferieur d'apres les Foraminiferes // C.R. Sixieme Congr. Int. Stratigr. Geol. Carbon, Sheffield, 1970. V. 3. P. 1101 - 1112.

Рецензенты Э.Я. Левен, А.Ю. Розанов

УДК 551.8:551.761(470.4 + 574.1)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

© 1994 г. С. Н. Жидовинов

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

Поступила в редакцию 17.06.93 г.

На основе литолого-биостратиграфических данных детализированы фациальная и палеогеографическая обстановки триасового осадконакопления на территории Мангышлака, Устюрта, Восточного Предкавказья и Прикаспийской впадины. Реконструированы основные геологические события триасовых эпох и проанализирована эволюция бассейна седиментации, существовавшего в триасовый период в пределах Прикаспийского региона. Составлены литолого-палеогеографические карты для раннего (оленекский век), среднего и позднего триаса.

Основные черты палеогеографии эпох триасового периода на территории Прикаспийской впадины, Устюрта, Восточного Предкавказья и Мангышлака рассмотрены в целом ряде работ (Атлас ..., 1969; Мовшович, 1970; Савельева, 1978; Липатова и др., 1982; Флоренский, 1982; Кухтинов, 1984; Назаревич и др., 1984; Жидовинов, 1985; Атлас ..., 1990; Япаскурт, 1991). Дальнейшая их детализация была проведена нами на основе имеющихся литолого-биостратиграфических данных и межрегиональной корреляции триасовых отложений (Жидовинов, 1993). Так в нижнем триасе (индский (?) ярус) на основании комплексов харофитов и конхострак показана синхронность ряда местных стратиграфических подразделений Прикаспийской впадины, Устюрта и Мангышлака (таблица), сопоставляемых с верхней частью куманской свиты и нижней подсвитой нефтекумской свиты Восточного Предкавказья, которые содержат остатки раннетриасовых двустворок и флоры (Савельева, 1978; Решение ..., 1979). Оленекские отложения сопоставлены по комплексам аммоноидей, двустворок, конхострак, харофитов и остракод. Верхняя подсвита нефтекумской свиты, култайская, демьяновская свиты и нижняя подсвита кизлярской свиты Восточного Предкавказья скоррелированы с верхней частью долнапинской и аманбулакской свит, тарталинской, караджатыкской и карадуанской свитами Мангышлака. В Прикаспийской впадине им синхронны баскунчакская серия, жулидовская, акжарсайская свиты, а также бузачинская и аралдинская свиты на Устюрте. Корреляция среднетриасовых отложений региона проведена по остаткам двустворок, гастропод, конхострак, остракод, харофитов. Верхняя подсвита кизлярской свиты и новоколодезная свита Восточного Предкавказья сопоставлены с хозбулакской, актаской, тенгинской, тасбулатской сви-

тами, темирбабинской и аксу-кендырлинской сериями Мангышлака. В Прикаспийской впадине им соответствуют царынская, эльтонская, индерская, кильская, тасшийская, сарпинская и мастексайская свиты, а на Устюрте – каламкасская, арыстановская, жайылганская и западно-чумыштинская свиты. С верхним триасом на основании комплексов двустворок, фораминифер, миоспор сопоставлены закумская, ногойская и зурмутинская свиты Восточного Предкавказья, шаирская и аусарская свиты, коржаусская серия Мангышлака, акмамькская, хобдинская, кусанкудукская свиты Прикаспийской впадины и ащитайпакская серия Устюрта.

О событиях на рубеже палеозоя и мезозоя в пределах рассматриваемой территории можно судить только по косвенным данным. На Южном Мангышлаке хорошо разбурены лишь оленекские отложения, более древние триасовые образования изучены слабо. На Горном Мангышлаке граница перми и триаса дискуссионна и нами условно принимается в подошве долнапинской свиты. На Устюрте возраст пород, подстилающих оленекский ярус, палеонтологически обоснован недостаточно. В Восточном Предкавказье граница триаса и перми также трактуется неоднозначно, нами она проводится в основании алевролитово-аргиллитовой пачки куманской свиты. Более определена нижняя граница триаса в Прикаспийской впадине: она фиксируется по смене красноцветных аргиллитов с позднеатарскими остракодами на пестроцветные песчаники с прослоями аргиллитов, содержащих раннетриасовые комплексы остракод и харофитов (Липатова и др., 1982). Однако и здесь ее проведение представляется не всегда возможным и повсеместным.

Таким образом, достоверную информацию для восстановления триасовой палеогеографической

Общая стратиграфическая шкала				Корреляция местных стратиграфических разрезов													
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Восточное Предкавказье	Мангышлак			Прикаспийская впадина		Устюрт							
					Горный	Южный		впадина		Бузачинский свод	Северо-Устюртская впадина						
						северн. часть	южная часть	южная, центр., сев.-зап. части	восточная часть	зап. часть	вост. часть						
ТРИАСОВАЯ	верхний	карнийский - норийский		Зурмугинская свита	Аусарская свита	Коржауская серия		Кусанкудукская свита	Хобдинская свита	Акмамыкская свита		Ащитайпакская серия					
				Ногайская свита									Шаирская свита	Армавирская свита			
				Закумская свита													
	средний	анизийский - ладинский		Новоколодезная свита	Хозбулакская свита	Верхняя подсвита	Тасбулатская свита	Темирбабинская свита	Сарпинская свита	Мастексайская свита		Каламкасская свита	Жайылганская свита				
				Верхняя подсвита		Средняя подсвита	Тенгинская свита			Царынская свита	Индерская свита			Кишльская свита	Тасишская свита		
						Нижняя подсвита	Актаская свита									Аксу-кендырлинская серия	Эльтонская свита
	нижний	оленекский	верхний	Нижняя подсвита	Восточно-карагауская серия	Карадуанская свита	Фетисовская свита	Баскунчакская серия	Жулидовская свита	Акжарсайская свита	Бузачинская свита	Аралдинская свита	Алевролитовая толща				
				Демьяновская свита		Караджатыкская свита								Тарталинская свита			
				Култайская свита		Шетпинские слои									Верхняя подсвита		
нижний	индский (?)	нижний	Куман-Нефтекумская свита	Долнапийская свита	Средняя подсвита	Аманбулакская свита	Бугринская свита	Ершовская свита	Кокжидинская свита	Соркульская свита	Северо-бузачинская свита	Алевролитово-песчаниковая толща					
													Верхняя подсвита	Нижняя подсвита	Блактыкульская свита		
													Нижняя подсвита			Алевролитово-аргиллитовая пачка	
Подстилающие образования				P ₂	Pz	P ₂	?	Pz	Pz	P ₂	P ₂	P ₂	Pz	P ₁			

обстановки мы имеем, начиная только с оленекского века. О более раннем отрезке времени – индском (?) веке – можно предположить следующее.

Большая часть рассматриваемой территории характеризовалась преимущественно континентальным режимом, унаследованным от поздней перми. В Прикаспийской впадине в это время в условиях аридного климата накапливались мощные полиминеральные толщи. Источником сноса для них являлись горные сооружения Урала и Мугоджар на востоке, Воронежский массив на северо-западе, вал Карпинского и Южно-Эмбенское поднятие на юге. О существовании нескольких источников сноса свидетельствуют различный состав минеральных ассоциаций и характер распределения кластического материала по площади (Липатова и др., 1982).

Основными источниками кластического материала являлись южные отроги Урала и Мугоджары, где происходило интенсивное и преимущественно механическое разрушение метаморфических и изверженных горных пород. Об этом свидетельствует галечный материал (конгломератов блактыкульской, соркульской и кокжидинской свит), который выносился реками и временными водными потоками на аллювиальную равнину, занимавшую восточную и юго-восточную части территории. Сюда же шел снос обломков осадочных пород и с Южно-Эмбенского поднятия.

В западном направлении грубообломочные породы в Прикаспийской впадине, как известно, сменяются глинами и алевролитами, а их область распространения охватывает практически всю оставшуюся площадь Прикаспийской впадины (ершовская, бугринская свиты). Такая выдержанность вещественного состава пород, а главное наличие в них остатков остракод, харофитов, реж конхострак позволяет предполагать существование (по крайней мере в центральной части территории) опресненного бассейна континентального типа. В нем осаждались алевролиты, глины и мелкозернистые пески. Хорошая отсортированность материала, волнистая и горизонтальная слоистость этих отложений свидетельствуют о довольно спокойных гидродинамических условиях и о преобладании волнений над течениями. В районе северного, западного и юго-западного бортов впадины, где происходило накопление песчано-алевролитовых осадков, водная среда была более подвижна.

Южнее Прикаспийской впадины в индском (?) веке существовал морской бассейн. На территории Восточного Предкавказья находилась его наиболее глубоководная часть (в границах Восточно-Манычского, Арзгирского прогибов и Величавско-Максимокумского поднятия), а в пределах западных районов Горного Мангышлака и Бузачинского свода – прибрежно-мелководная область.

Основными источниками сноса для территории Восточного Предкавказья являлись вал Карпинского на севере и Ставропольское сводовое поднятие на западе. При этом их роль как поставщиков терригенного материала уменьшалась во времени. Об этом свидетельствуют разрезы верхней пачки куманской свиты (аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников) и нижней подсвиты нефтекумской свиты (известняки, доломиты, аргиллиты). Отложение осадков происходило, судя по текстурным особенностям пород, в спокойных гидродинамических условиях при теплом, временами засушливом, климате. Соленость морских вод по-видимому была ниже нормальной. Об этом можно судить по отсутствию в разрезах головоногих моллюсков, но присутствию морских стеногалинных двустворчатых (преимущественно родов *Eumorphotis*, *Clarai*). Последние имели бисусное прикрепление и в глубинах предпочитали (Курушин, 1990) нижнюю сублитораль – реж псевдоабиссаль (150 - 200 м). В самом конце индского (?) века произошло некоторое обмеление бассейна, вследствие чего часть осадков (верхи куманской свиты) подвергалась размыву, особенно на юге Восточного Предкавказья.

Большая часть территории Устюрта и Мангышлака в индском (?) веке представляла собой сушу с аридным климатом, на которой происходило накопление глинисто-алевроитово-псаммитовых осадков. Главными поставщиками материала являлись Южно-Эмбенское поднятие на севере и Кара-Богазский свод на юге. Примерно такой же состав отложений (нижняя подсвита долнапинской и северо-бузачинская свита) формировался и в прибрежно-мелководной зоне морского бассейна на западе территории. Судя по их достаточно хорошей сортировке, а также по величине отношений окисного и закисного железа (>1), они формировались в окислительных условиях активной среды. Знаки ряби, волнений, трещины усыхания позволяют предполагать незначительные глубины.

Существование в индском (?) веке в пределах рассматриваемого региона двух изолированных бассейнов – континентального на севере и морского на юге – позволяет предполагать наличие между ними водораздела в виде двух соединяющихся положительных палеоструктур: вала Карпинского и Южно-Эмбенского поднятия. Основанием для такого вывода служат: 1) наличие в индских (?) разрезах Восточного Предкавказья остатков морских двустворок, отсутствующих в одновозрастных отложениях Прикаспийской впадины; 2) сходство (если не идентичность) состава Астраханской и Гурьевской терригенно-минералогических провинций (Липатова и др., 1982), свидетельствующее об одном источнике сноса (вал Карпинского + Южно-Эмбенское поднятие). Отсутствие водораздела, несомненно, приводило бы либо к поступлению

пресных вод в морской бассейн в случае более "высокого" положения территории Прикаспийской впадины, либо (в обратном случае) к проникновению морских вод на территорию Прикаспийской впадины.

В начале оленекского века палеографическая обстановка принципиально не изменилась: при прежних источниках сноса бассейны седиментации имели примерно те же очертания, что и в индском (?) веке. Однако именно с раннеоленекским временем связано начало усиления прогибания всей территории Прикаспийского региона, которое привело к возникновению постоянного водообмена с океаном Тетис, расположенным южнее. В результате этого в пределах Восточного Предкавказья установились нормальные морские условия.¹ Гидродинамический режим здесь был спокойным, глубины сравнительно небольшими – не более 100 м (об этом можно судить по двустворкам родов *Leptochondria*, *Neoschizodus*) и преобладала карбонатная седиментация. В западной части Горного Мангышлака повысился уровень вод и область прибрежной мелководья превратилась в небольшой морской залив. В нем шла в основном терригенная седиментация, карбонатная имела подчиненное значение и только в конце раннеоленекского времени (шетпинские слои). Двустворчатые моллюски (родов *Leptochondria*, *Eumorphotis*, *Mutilus*), жившие в заливе, отражают довольно неустойчивую гидродинамику (от слабо умеренной до сильной) и небольшие глубины – до 50 м. На остальной территории Мангышлака и Устюрта условия осадконакопления в раннем оленеке остались по-прежнему континентальными, и лишь в районе Бузачинского свода существовало прибрежное мелководье с терригенной седиментацией (нижняя (?) подсвита бузачинской свиты).

В пределах Прикаспийской впадины также продолжалось континентальное осадконакопление: формировались мощные толщи песчано-глинистых отложений (низы жулидовской и акжарсайской свит). Однако усиливавшееся опускание территории и подъем уровня вод морского бассейна, расположенного южнее, обусловили ингрессию моря в юго-западную часть территории через погружившуюся часть водораздела. Об этом свидетельствуют отдельные прослои голубовато-зеленых глинистых алевролитов в низах баскунчакской серии, содержащие остатки стеногалинных двустворок рода *Bakevella*. Согласно исследованиям Н.И. Курушина (1990) последние имели бисусное прикрепление и предпочитали песчано-глинистые грунты, умеренно слабую гидродинамику с глубинами до 50 м.

¹ Об этом свидетельствуют остатки аммоноидей из верхней подсвиты нефтекумской и култайской свит (Решение ..., 1979).

Позднеоленекское время характеризуется расширением морской трансгрессии, связанным с дальнейшим погружением территории и подъемом уровня вод за счет водообмена с океаном Тетис. Морские воды проникают дальше на Мангышлак, Устюрт, а в Прикаспийской впадине охватывают практически всю ее юго-западную часть. То есть к этому времени водораздел в виде "вал Карпинского + Южно-Эмбенское поднятие" уже перестал существовать, и в пределах Прикаспийского региона образовался единый морской бассейн (рис. 1).

В Восточном Предкавказье он ограничивался валом Карпинского на севере, Ставропольским сводом на западе, Степновским, Озексуатским и другими палеовыступами на юге. К этому времени произошла значительная пенеппенизация древней суши, размывались в основном осадочные породы. Ведущая роль при транспортировке пелитового материала принадлежала, по-видимому, волнениям, т.к. гидродинамика бассейна, судя по остаткам двустворок родов *Eumorphotis*, *Bakevella*, *Unionites*, *Neoschizodus*, *Leptochondria*, была слабо умеренной. Они также отражают и изменчивость палеоглубин бассейна (от ≈ 100 м до ≈ 20 м). Большие глубины приходились на территорию Восточно-Мангышского прогиба, центральную часть Арзгирского и Чограйского прогибов. В южном направлении в пределах Владимирского прогиба и Таловской тектонической ступени глубина моря уменьшалась примерно вдвое. Темно-серая, почти черная окраска глинистых, глинисто-карбонатных отложений (демяновская свита) и обилие пирита указывают на восстановительные условия седиментации. Судя по многочисленным остаткам аммоноидей, соленость морской воды была нормальной.

На территории Мангышлака наиболее глубоководная область моря находилась в пределах западной части Горного (хр. Каратаучик, Зап. Каратау) и Южного Мангышлака. Здесь формировались преимущественно известковые и глинистые илы (тарталинская и караджатыкская свиты). Судя по остаткам двустворок родов *Unionites*, *Neoschizodus*, *Myalina*, *Leptochondria*, *Eumorphotis*, *Bakevella*, эта часть моря характеризовалась довольно сильной гидродинамикой, глубинами до 50 м, и хорошей аэрацией вод. Восточнее (западная часть хр. Восточный Каратау) существовала прибрежно-мелководная зона с накоплением глинистых и песчаных осадков (аргиллитово-алевролитовая толща восточно-каратаусской серии). Редкие находки двустворок рода *Unionites*, предпочитающих песчаные грунты, свидетельствуют о сильной гидродинамике и хорошей аэрации вод. Глубины, по-видимому, не превышали 20 м. В юго-восточных районах Мангышлака отлагался более грубый материал, указывающий на близость источников сноса. Следы жизнедеятельности роющих

организмов и наличие лимонитизированных зерен свидетельствуют о мелководье с окислительной средой. В пределах южной части Мангышлака существовали примерно такие же условия седиментации: накапливались алевролитовые и смешанные глинисто-кремниевые осадки с примесью туфогенного материала из близлежащих вулканов (фетисовская свита). Песчаная седиментация имела здесь подчиненное значение.

На территории Бузачинского свода и западной части Северо-Устюртской впадины находилась прибрежно-мелководная зона морского бассейна. На ее мелководность указывают трещины усыхания, следы взмучивания и перемява глинисто-алевритовых осадков (бузачинская, аралдинская свиты), ходы роющих организмов. В восточном направлении бассейн сменялся прибрежной равниной, временами заливаемой морем. Основанием для такого вывода является довольно выдержанный вещественный состав осадков и наличие остатков эврибионтных остракод и харофитов. Среда осадконакопления была резкоокислительной.

В Прикаспийской впадине морские условия седиментации в позднеоленинское время существовали только в пределах ее юго-западной части и южного междуречья Урал–Волга. Судя по фауне двустворок родов *Bakevella*, *Leptochondria*, *Myalina*, *Mytilus*, *Neoschizodus*, *Myophoriopsis*, *Unionites*, глубины бассейна не превышали 20 - 50 м, а гидродинамика была умеренно сильной. На территории юго-западной части впадины в начальную стадию трансгрессии происходило накопление пестроцветных терригенных осадков при окислительно-восстановительных условиях, которое затем сменилось отложением сероцветных глинистых и карбонатных илов в восстановительной обстановке (баскунчакская серия). В пределах южного междуречья Урал–Волга формировались исключительно песчано-глинистые отложения (жанаталапская серия). Источниками сноса являлись, по видимому, породы Южно-Эмбенского поднятия, вала Карпинского, а также и Воронежской антеклизы. Хорошая сортировка материала, наличие значительной доли карбонатов свидетельствуют о преобладании химического выветривания над механической дезинтеграцией. Соотношение $Th/U < 7$ также указывает на углубленную химическую переработку материнских пород и на транспортировку радиоактивных элементов в растворенном виде (Ковалев, 1965). Нормальный солевой режим в бассейне сохранялся сравнительно недолго: только в течение зональных моментов *Dorikranites*, *Tirolites*. В дальнейшем наступило, судя по органическому миру, частичное опреснение вод за счет большого речного стока. Именно с пресноводными потоками связывал И.А. Ефремов вынос в прибрежную область остатков земноводных лабиринтодонтов *Parotosaurus*, *Inflectasaurus*, *Trematosaurus*. Изменение солёности повлекло

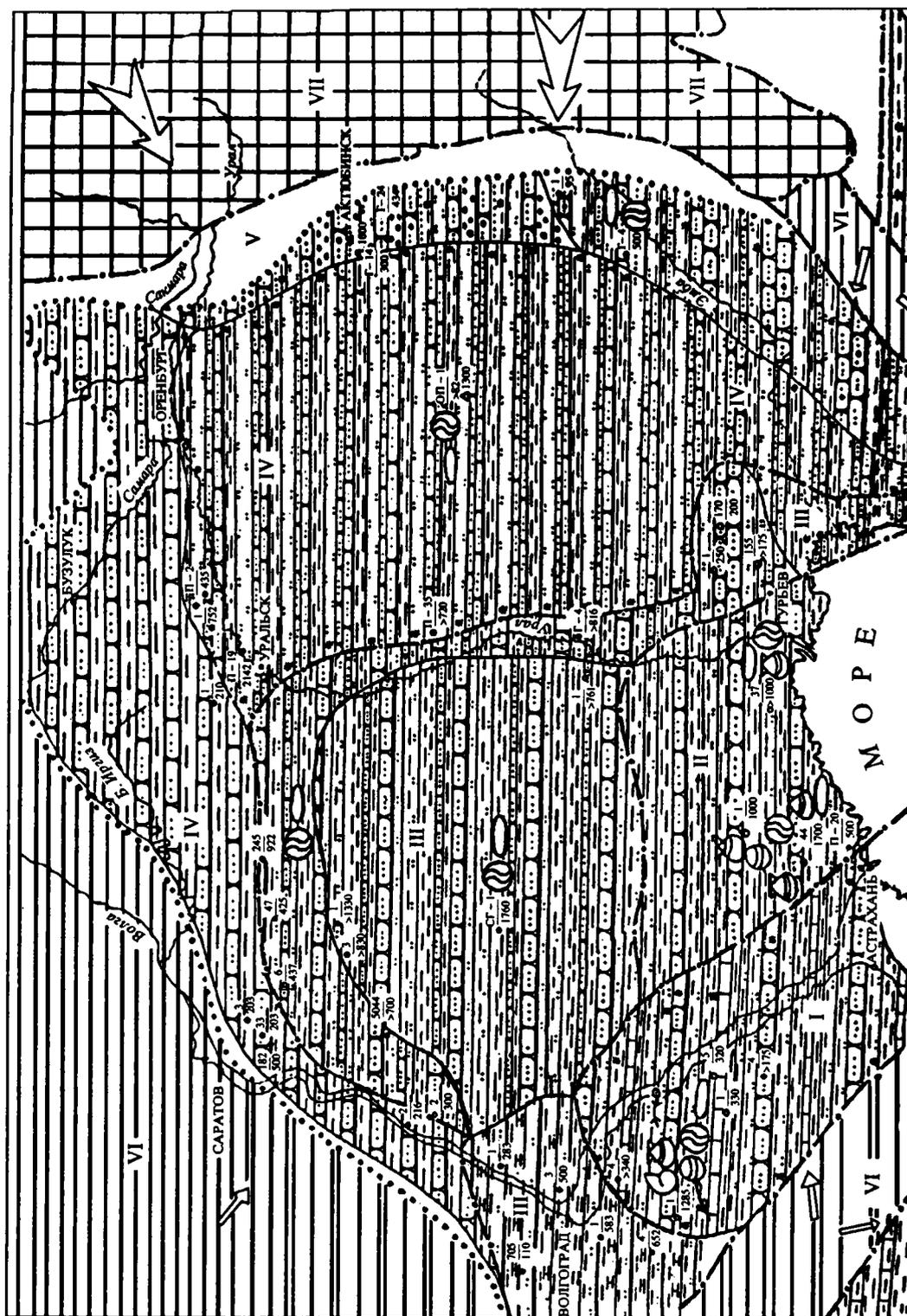
за собой полное исчезновение головоногих и угнетение двустворчатых моллюсков. Если при нормальной солёности в изобилии развивались представители родов *Mytilus*, *Bakevella*, а также *Parallelodon*, *Gervillia*, то с началом опреснения появились эвригалльные *Myalina* и стали доминировать *Unionites*, выдерживающие сильную гидродинамику вод и малые (до 20 м) глубины.

На остальной территории Прикаспийской впадины происходило континентальное осадконакопление в обстановке прибрежных и аллювиальных равнин. В их пределах существовали по видимому небольшие континентальные водоёмы, обильно заселённые остракодами и харофитами. Седиментация имела исключительно терригенный характер (жулидовская, акжарсайская свиты, прикаспийская серия), основными поставщиками материала являлись Мугоджары, Урал и Южно-Эмбенское поднятие.

В конце раннетриасовой эпохи восходящие движения в районе Карабогазского свода² нарушили водообмен с океаном Тетис, превратив существующий на территории Прикаспийского региона позднеоленинский бассейн во внутреннее море. Это событие подтверждается отсутствием остатков аммоноидей в разрезах триаса выше уровня *Stacheites* в пределах Восточного Предкавказья, Горного и северной части Южного Мангышлака, выше уровня *Tirolites* в пределах юго-западного сектора Прикаспийской впадины и *Colimbites* – южной части Южного Мангышлака. Несовпадение этих уровней в пространстве, по видимому, объясняется (Верзилин, 1979) постепенным опреснением морского бассейна, которое начиналось с сравнительно небольших участков, не меняло условий седиментации, но приводило к исчезновению аммоноидей. Так, на территории Восточного Предкавказья до конца раннетриасовой эпохи продолжала существовать глинисто-карбонатная седиментация (нижняя подсвита кизлярской свиты). О сохранении прежних условий в бассейне (кроме солёности) свидетельствуют остатки двустворок родов *Unionites*, *Neoschizodus*, *Myophoriopsis*, характеризующих умеренную гидродинамику и глубины в 20 - 50 м. Аналогичная ситуация имела место и в пределах западной части Горного Мангышлака, где формировались песчано-глинистые, реже карбонатные отложения (карадуанская свита).

Таким образом в среднетриасовую эпоху на большей части рассматриваемого региона существовал изолированный солонатоводный бассейн, в нем жили морские двустворчатые, но отсутствовали головоногие моллюски. По сравнению с позднеоленинским этот бассейн значительно

² В ядре Туаркырской антиклинали на породах с остатками позднеоленинских аммоноидей с резким угловым несогласием залегает нижняя юра (Астахова, 1973).



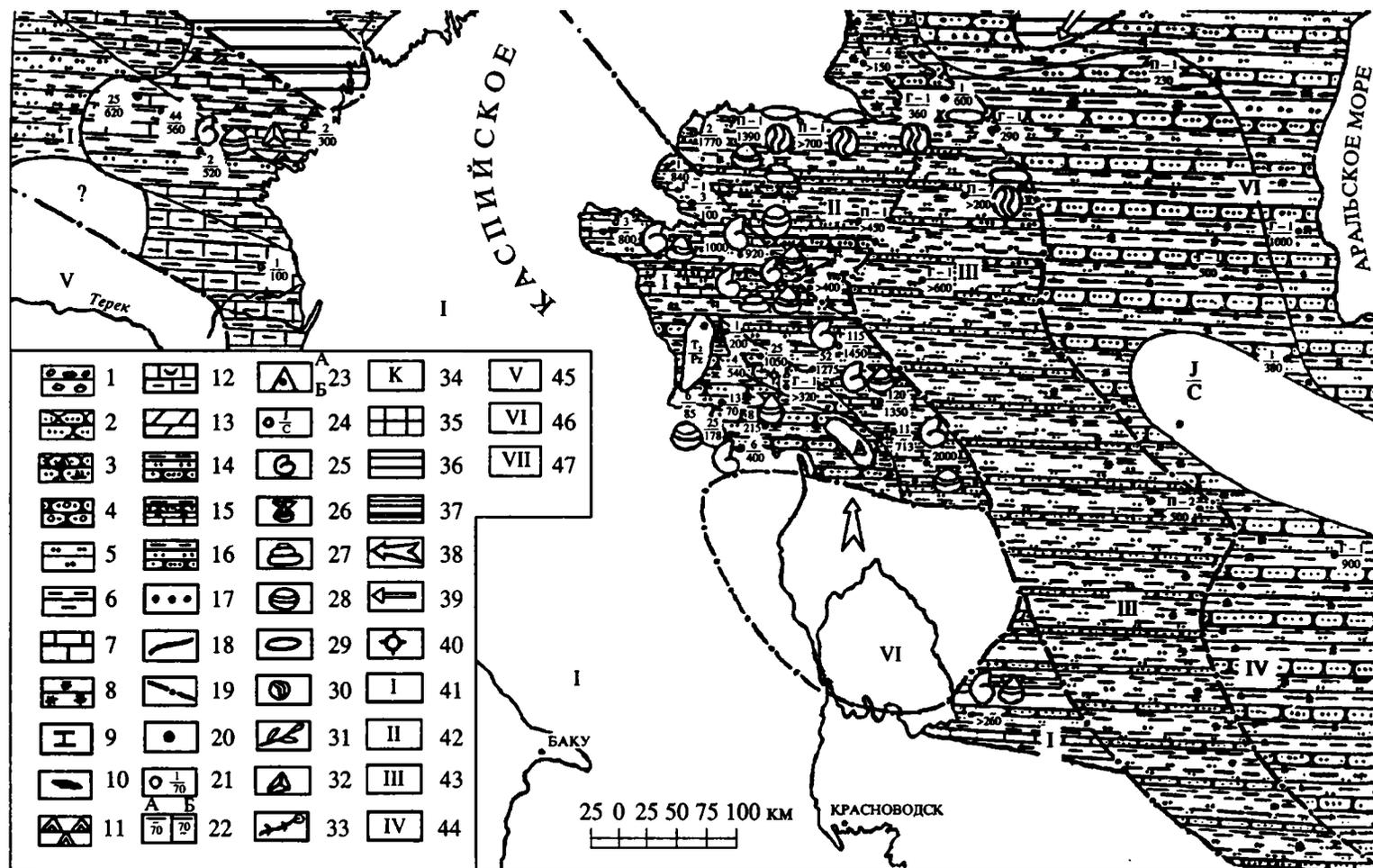


Рис. 1. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Прикаспийского региона для раннего триаса (оленекский век). Литологические комплексы: 1 – галечники, конгломераты, 2 – песчаники, 3 – туфопесчаники (а), песчаники на доломитовом цементе (б), 4 – песчаники с гравием, галькой, 5 – алевролиты, 6 – аргиллиты, 7 – известняки, 8 – первичная красноцветность, 9 – известковистость, 10 – уголь, 11 – туфы, 12 – известняки органогенные (а) и глинистые (б), 13 – доломиты, 14 – тонкое переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, 15 – тонкое переслаивание аргиллитов, песчаников, алевролитов, известняков, 16 – схематизированный разрез в естественной последовательности. Границы: 17 – древних размывов, 18 – литологических комплексов, 19 – палеогеографических областей, 20 – обнажение, 21 – скважина, ее номер/мощность; 22 – мощность неполная: отсутствуют данные по верхней части разреза (а), отсутствуют данные по нижней части разреза (б). 23 – сейсмические данные. 24 – отсутствие отложений данного возраста. Органические остатки: 25 – аммониты, 26 – двустворки, 27 – гастропод, 28 – конхострак, 29 – остракод; 30 – харовых водорослей, 31 – флоры, 32 – миоспор, 33 – позвоночных, 34 – каолинит. Породы областей размыва: 35 – изверженные и метаморфические, 36 – осадочные, 37 – карбонатные. Направление сноса обломочного материала: 38 – главное, 39 – второстепенное, 40 – вулканы трещинного типа. Палеогеографические области: 41 – море, мелкая часть шельфа, 42 – море, прибрежная часть, 43 – равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем, 44 – равнина низменная, аллювиальная, 45 – равнина холмистая, 46 – равнина возвышенная, плато, 47 – горы.

расширил свои границы, что несомненно свидетельствует о более обширном тектоническом прогибании территории. Все основные источники сноса, существовавшие в раннем триасе, сохранились и в среднем (рис. 2).

В пределах западной части территории Горного Мангышлака (хр. Западный Каратау) во время среднетриасовой седиментации накапливались биогенные, в меньшей степени терригенные осадки, чередующиеся с осадочно-вулканогенными (хозбулакская свита). Присутствие в обломочной составляющей, наряду со свежим вулканокластическим материалом, сильно выветрелых хлоритов, слюд, полевых шпатов, сланцев свидетельствует о возросшей роли химической дезинтеграции пород источников сноса в условиях начавшейся гумидизации климата. В восточных районах (хр. Восточный Каратау) ближе к питающим провинциям роль терригенной седиментации возрастала. В моменты усиления вулканической деятельности повсеместно образовывались туфопесчаники и туфы.

В “горномангышлакской” части среднетриасового бассейна обитали многочисленные особи двустворчатых и брюхоногих моллюсков, реже остракод, пышно произрастали водоросли. В пределах западных районов Горного Мангышлака характерными были глубины до 50 м и умеренная гидродинамика, о чем свидетельствует преобладание двустворок родов *Myophoriopsis*, *Unionites*, *Neoschizodus*, *Mytilus*. В восточных районах вблизи береговой линии глубины были гораздо меньше – до 20 м, а гидродинамика более сильной. Это подтверждается сообществами двустворок, состоящими в основном из представителей рода *Unionites*. Отсутствие остатков двустворчатых в верхней подсвите хозбулакской свиты, так же как и в вышележащей нижней подсвите шаирской свиты хребта Восточный Каратау, по-видимому, объясняется значительными изменениями условий в этой части бассейна на рубеже среднего - позднего триаса: либо дальнейшим опреснением, либо кратковременным понижением уровня вод. В пользу предположения о возможном опреснении свидетельствует тот факт, что в течение среднетриасовой эпохи происходило постепенное сокращение таксономического состава практически всех групп фауны.

Среднетриасовое осадконакопление в пределах Южного Мангышлака в основном имело те же закономерности, что и на Горном. В северных районах, более удаленных от источников сноса, накапливались карбонатные илы с редкими прослоями терригенных отложений. В южном направлении по мере приближения к Карабогазскому своду, являвшемуся источником сноса, грубость осаждающегося материала возрастала, а доля карбонатов сокращалась. В то же время, в отличие от Горного, на Южном Мангышлаке к

концу среднего триаса полностью произошла смена карбонатной седиментации терригенной. Так, в начале эпохи на большей части территории преобладала карбонатная седиментация при незначительном поступлении терригенного материала (актасская свита). И только вблизи источников сноса на юге происходило накопление, примерно в равных долях, карбонатных и терригенных осадков с привнесом вулканогенного материала (аксукендырлинская серия). К середине среднетриасовой эпохи в бассейне доминирующей оставалась карбонатная седиментация, однако доля терригенного материала существенно увеличилась (особенно в южных и юго-восточных районах). В процессах осадконакопления большее место заняли туфогенные компоненты. В северных районах территории Южного Мангышлака накапливались карбонатные, реже глинистые осадки (тенгинская свита). В южном направлении они сменялись преимущественно терригенными и вулканогенными (низы темирбабинской серии). Со второй половины среднетриасовой эпохи началось постепенное обмеление бассейна, превратившее его, по всей вероятности, в островное море³. Карбонатная седиментация полностью сменилась терригенной, а воды бассейна, судя по стронциево-бариевому коэффициенту – меньше 1, стали практически пресными. Лишь в отдельных его заливах (южная часть территории Южного Мангышлака) еще сохранились условия, приемлемые для обитания морских двустворок (род *Myophoriopsis*) и осадения карбонатов (верхи темирбабинской серии). На остальной же территории Южного Мангышлака формировались в основном глинистые, алевроглинистые и псаммитовые толщи с большим количеством туфогенного материала (тасбулатская свита). По наличию углефицированных растительных остатков и микроконкрециям кальцита можно предположить, что осадки в ряде случаев отлагались и в субаэральной обстановке. В целом же, благодаря присутствию разлагающейся органики, среда осадконакопления была восстановительной.

На протяжении всего времени существования в среднем триасе “южномангышлакской” части морского бассейна глубины в ней оставались неизменными (порядка 30 - 50 м), равно как и ее гидродинамика, которая была умеренно сильной. Об этом свидетельствуют остатки двустворок родов *Unionites*, *Myophoriopsis* практически на всех стратиграфических уровнях. Их отсутствие в нижней половине темирбабинской серии вероятно свидетельствует о кратковременном опреснении (или осушении) этой части бассейна, находящейся вблизи источника сноса – Кара-Богазского свода.

³ Редкие находки остатков двустворок рода *Unionites* в нижней подсвите тасбулатской свиты свидетельствуют о существовании в то время еще морских условий.

Если на территории Мангышлака господствовали морские условия седиментации, то на Устюрте существовали и морские, и континентальные. В пределах северных районов Бузачинского свода находилась прибрежно-мелководная зона среднетриасового морского бассейна, в которой шло карбонатно-терригенное осадконакопление (каламкасская свита). Дифференциация вещества при этом была достаточно контрастной: отлагался либо карбонатный материал, либо терригенный с туфогенной примесью. Во второй половине среднетриасовой эпохи здесь происходило накопление песчаных и смешанных песчано-алевроглинистых осадков со следами палеогипергенных изменений, что свидетельствует об обмелении и появлении участков суши. В восточном направлении (западная часть Северо-Устюртской впадины) морская обстановка сменялась на прибрежно-равнинную. В ней формировались карбонатно-терригенные, терригенные и вулканогенно-терригенные отложения озерно-аллювиального, озерно-дельтавиального генезиса (арыстановская и жайылганская свиты). В отличие от северных районов Бузачинского свода здесь практически не было никакой дифференциации материала: в разрезах преобладают смешанные разности пород. В пределах восточной части Северо-Устюртской впадины на протяжении всей среднетриасовой эпохи в обстановке аккумулятивной равнины формировались преимущественно континентальные, субаквальные и субаэральные образования, представленные смешанными песчано-алевролитовыми породами (западно-чумыштинская свита). Влияние вулканических процессов здесь было минимальным.

Среднетриасовые водоемы Устюрта (в основном пресноводные) были заселены остракодами и харовыми водорослями. Двустворки (род *Unionites*) обитали только в прибрежном мелководье на территории Бузачинского свода, которое характеризовалось глубинами не более 20 м и довольно активным гидродинамическим режимом.

В среднетриасовую эпоху морские воды покрывали практически всю территорию Прикаспийской впадины за исключением ее самых восточных и северо-восточных областей. В прибрежной зоне накапливались преимущественно пески и алевриты, а в открытой части бассейна формировались алевритовые, глинистые, реже карбонатные осадки (рис. 2).

В начале трансгрессии преобладала исключительно терригенная седиментация (нижняя подсвита эльтонской свиты), и только в юго-западной части акватории в основном шло карбонатонакопление (нижняя подсвита царынской свиты). Последнее обстоятельство по всей видимости было обусловлено неравномерным прогибанием дна бассейна, создающим в этой области более глубоководные условия седиментации при мини-

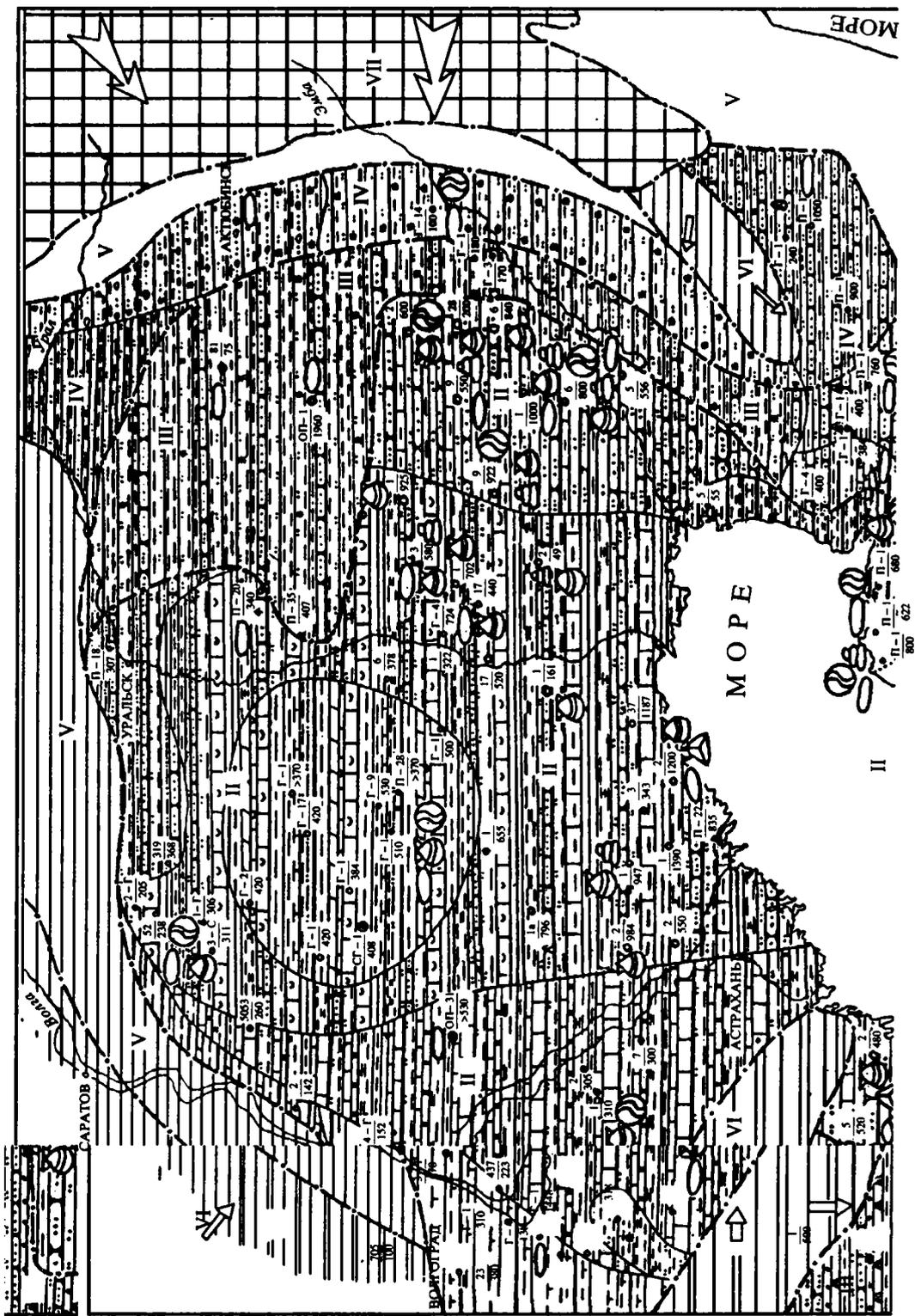
мальном поступлении кластического материала. К концу эльтонского времени в северо-западной, западной и центральной частях акватории доминирующим стало глинисто-карбонатное осадконакопление (верхняя подсвита эльтонской свиты). Изменение типа седиментации, по-видимому, было связано с возросшей пенеппенизацией источников сноса и размывом на них карбонатных пород, а также с колебаниями уровня моря. В юго-восточной части бассейна, вблизи Южно-Эмбенского поднятия, в это время происходило накопление главным образом песчано-глинистых отложений (орысказганская свита) (Липатова и др., 1991). Закономерности эльтонского седиментогенеза сохранились и позже: разрезы индерской свиты запечатлели тот же переход от терригенного осадконакопления к глинисто-карбонатному. Восходящие движения в конце среднетриасовой эпохи привели к регрессии морских вод и усилению привноса в начале глинистого, а затем и песчано-алевритового материала (сарпинская, мастексайская свиты). При этом дольше всего морские условия сохранялись в южном междуречье Урал–Волга, о чем свидетельствуют многочисленные остатки двустворок (Липатова и др., 1992), отсутствующие в других синхронных разрезах.

Гидрологический режим “прикаспийской” части морского бассейна, судя по встречающимся органическим остаткам (двустворки, гастроподы, конхостраки, остракоды), на протяжении всей среднетриасовой эпохи был достаточно стабильным. Глубины в нем составляли не более 50 м, гидродинамика была умеренно-сильной, т.е. эти условия были близки “мангышлакским”. Об этом свидетельствуют остатки двустворок рода *Unionites*, *Myorhophiopis*, *Neoschizodus* и др., встреченные на различных стратиграфических уровнях среднего триаса. Среда осадконакопления была преимущественно восстановительной.

Восточнее этого морского бассейна территория Прикаспийской впадины представляла собой прибрежную равнину (временами заливаемую морем), которая затем сменялась аллювиальной с широко развитой сетью рек и озер. В их пределах накапливались песчано-глинисто-алевритовые осадки, основным поставщиком кластического материала являлся Урал. В моменты существования морских условий⁴, помимо упомянутых отложений осаждались и карбонатные илы. В реках и озерах формировались глинистые и алевритовые, реже песчаные осадки – тасшійская свита (Липатова и др., 1982).

В Восточном Предкавказье среднетриасовый морской бассейн сохранял очертания позднеоленинского (рис. 2). В нем формировались в основном глинистые и песчано-алевритовые

⁴ В верхней подсвите киильской свиты найдены двустворки рода *Unionites*.



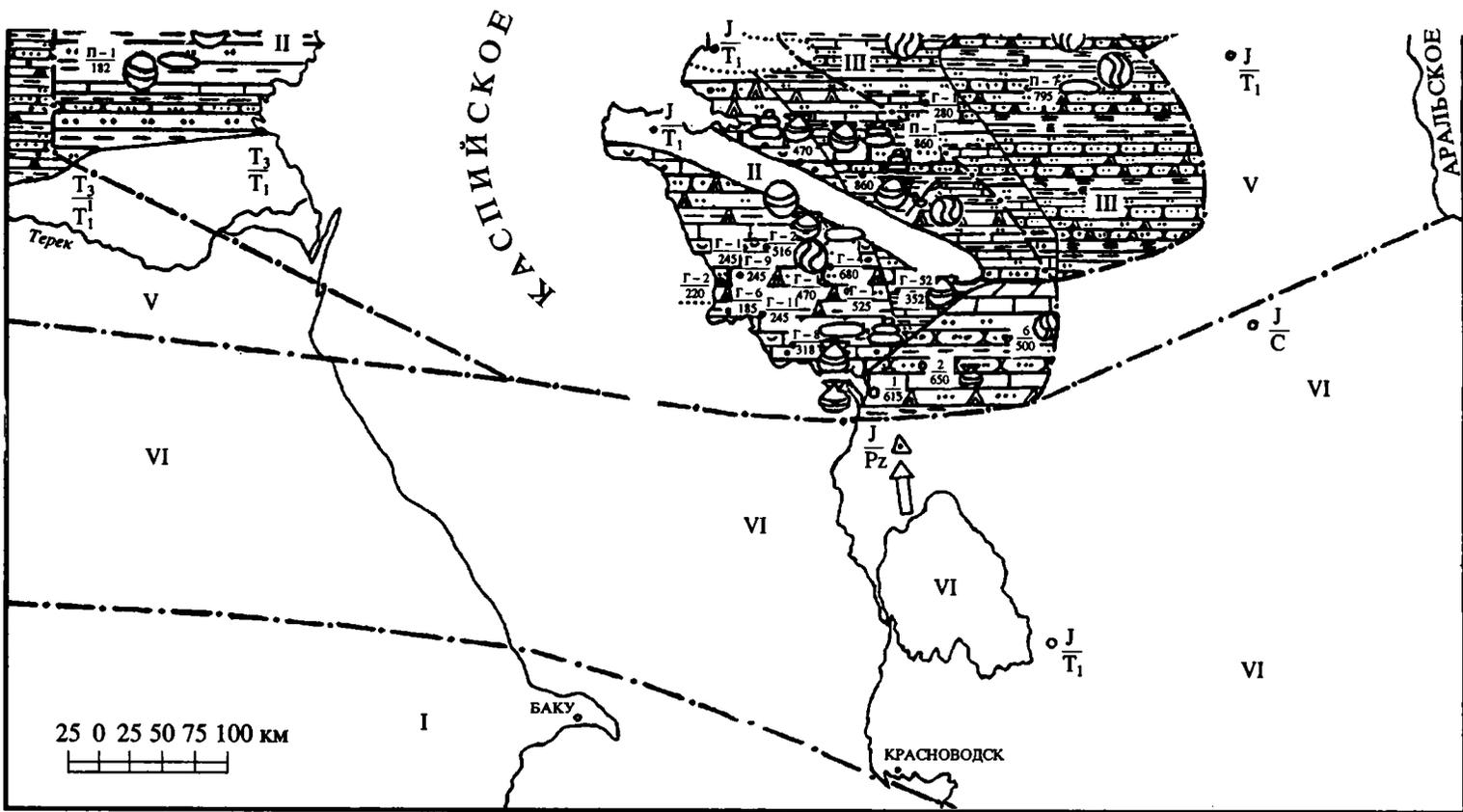


Рис. 2. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Прикаспийского региона для среднего триаса. Условные обозначения см. рис. 1.

отложения, причем последние были характерны для западной и северной частей акватории (как более приближенных к питающей провинции). Карбонатонакопление в бассейне имело подчиненное значение.

В начале среднетриасовой эпохи в достаточно спокойных условиях седиментации, унаследованных от позднего оленека, преобладало накопление глинистых, реже карбонатных осадков при минимальном поступлении алеврито-песчаного материала (верхняя подсвита кизлярской свиты). Глубины бассейна в это время, судя по остаткам двустворок родов *Myorhophioris*, *Unionites*, составляли 30 - 50 м, а гидродинамика была умеренно сильной. Примерно с середины эпохи гидрологический режим моря стал меняться: глубины уменьшились по всей видимости до 20 м, а гидродинамика усилилась. Об этом свидетельствуют находки двустворок родов *Neoschizodus*, *Unionites* и характер седиментации, в течение которой происходило формирование преимущественно плохо отсортированного обломочного материала с эпизодическим карбонатонакоплением (новоколдезная свита). Вполне очевидно, что процесс обмеления морского бассейна был обусловлен началом тектонической активности и некоторым подъемом территории Восточного Предкавказья совместно с окружающими ее источниками сноса. Это хорошо согласуется с фактами проявления вулканической деятельности, особенно в пределах Восточно-Манычского и Арзгирского прогибов, где разрезы среднего триаса содержат прослойки туфов.

На рубеже среднего и позднего триаса территория Прикаспийского региона испытала восходящие движения, приведшие к регрессии вод в современную область Каспийского моря. Морские условия седиментации в позднем триасе сохранились лишь в пределах Горного Мангышлака и Восточного Предкавказья, на остальной территории региона установился исключительно континентальный режим. Последнее обстоятельство, а также сильный предъюрский размыв триасовых отложений затрудняет палеогеографические реконструкции позднего триаса Прикаспийского региона, поэтому они имеют достаточно условный характер (рис. 3).

В позднетриасовую эпоху на территории Прикаспийской впадины существовала обширная аллювиальная равнина с широко развитой озерно-речной сетью (временных потоков в восточной ее части), и в пределах которой шла только терригенная седиментация. В начале акмамыкского времени она была в основном "песчаной", но в восточных и юго-восточных районах, кроме песчаного материала, поступал гравийный и галечный, свидетельствующий об усилении подъема источников сноса – Урала и Южно-Эмбенского

поднятия. Песчаный материал отлагался преимущественно олигомиктовый кварцевого состава и только в восточных областях – полимиктовый. Со второй половины акмамыкского времени этот тип седиментации сменился на глинистый. Русловые и пойменные отложения, вместе с озерными и болотными, образуют единый осадочный цикл. В его основании залегают косослоистые пески и песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, замещающихся в окраинных частях Прикаспийской впадины глинами и алевролитами с прослоями песчаников. Накопление тонкослоистых углистых глин, алевритов и тонкозернистых песков, обогащенных обугленными растительными остатками, происходило, по-видимому, в озерах и болотах. В хобдинское, а затем и кусанкудукское время закономерности акмамыкской седиментации полностью сохранились: вначале доминировало аллювиальное осадконакопление (осаждалься алеврито-песчаный материал), которое затем постепенно сменилось озерно-болотным – более глинистым.

На территории Восточного Предкавказья существование морских условий в позднем триасе было сравнительно непродолжительным и соответствовало, по-видимому, только времени накопления закумской свиты. Седиментация при этом протекала, судя по остаткам двустворок родов *Mytilus*, *Unionites*, на небольших глубинах (не более 20 м) при достаточно сильной гидродинамике. Вначале происходило, причем довольно кратковременно, преимущественно карбонатонакопление, но затем стали преобладать песчано-глинистые осадки, отражающие усиление денудационных процессов на источниках сноса (кряже Карпинского, местных палеовыступов). Дальнейший подъем территории Восточного Предкавказья привел к смене морских условий седиментации на континентальные, а также частичному размыву уже отложившихся осадков. Об этом свидетельствует залегание ногайской свиты с угловым несогласием на подстилающих образованиях.

Континентальное осадкообразование происходило в условиях аллювиальной равнины при активной эффузивной деятельности. Основные вулканические очаги находились в пределах Ногайской ступени, Арзгирского, Отказненского, Чернолесского и Березкинского прогибов (Савельева, 1978). В результате извержений образовались мощные покровы лав, главным образом кислого и среднего состава и толщи вулканогенно-осадочных отложений. Одновременно в большом количестве накапливался и грубообломочный материал (ногайская свита), поступающий с воздымающихся источников сноса. В конце позднетриасовой эпохи эффузивная деятельность стала затухать, и в основном формировались только песчано-глинистые осадки (зурмутинская свита).

На территории Мангышлака и Устюрта морские условия седиментации в позднем триасе в результате регрессии бассейна существовали только в пределах современного Горного Мангышлака. Об этом свидетельствуют многочисленные остатки двустворок родов *Mytilus*, *Unionites*, *Myophioris*, *Trigonodus*, встречающихся в шаирской и аусарской свитах. Как и в Восточном Предкавказье, это был мелководный морской залив (с глубинами не более 20 м) с умеренно сильной гидродинамикой. В нем преобладала терригенная седиментация, лишь изредка и кратковременно возникали условия для накопления карбонатных илов и вулканических продуктов (шаирская свита). Реки, несущие в него обломочный материал, были со спокойным гидродинамическим режимом, на это указывают относительно хорошая отсортированность терригенных частиц. В конце позднетриасовой эпохи восходящие движения территории обусловили увеличение грубообломочного материала и появление прослоев континентальных образований (аусарская свита). Формирование осадков, судя по их вещественному составу, протекало в это время в озерно-аллювиальных условиях с преобладанием восстановительных обстановок.

К северу, востоку и югу от морского залива простиралась аллювиальная равнина с широко развитой речной сетью, о чем свидетельствуют многочисленные врезы на сейсмических временных разрезах. В пределах большей части Южного Мангышлака в основном протекала озерно-аллювиальная седиментация с окислительно-восстановительной обстановкой: накапливались алевритовые, глинистые и псаммитовые осадки с туфогенной примесью (коржаусская серия). Во второй половине позднетриасовой эпохи поступление вулканогенного материала практически прекратилось: осаждались в основном глинистые илы. Характер среды был восстановительным, на это указывают барит, пирит, сидерит. В южной части Мангышлака в позднем триасе преобладали процессы денудации, разрушались главным образом среднетриасовые отложения.

На территории Северо-Устюртской впадины накапливались песчаные, гравийные, алевритовые и пелитовые осадки (ащитайпакская серия). На водоразделах размывались коры выветривания по метаморфическим и туфогенным породам. Во время транспортировки материал дробился, растворялся, переходил в коллоидную форму. В связи с этим увеличивалось число прослоев пелитолитов и глин. В западной части впадины фации пойменного, озерного и руслового аллювия, чередующиеся с субаэральными (в том числе почвенными) образованиями, свидетельствуют о нестабильности условий седиментации. Господство окислительно-восстановительных реакций привело к возникновению сгустков и конкреций сидерита. В восточных областях впадины, по-видимому,

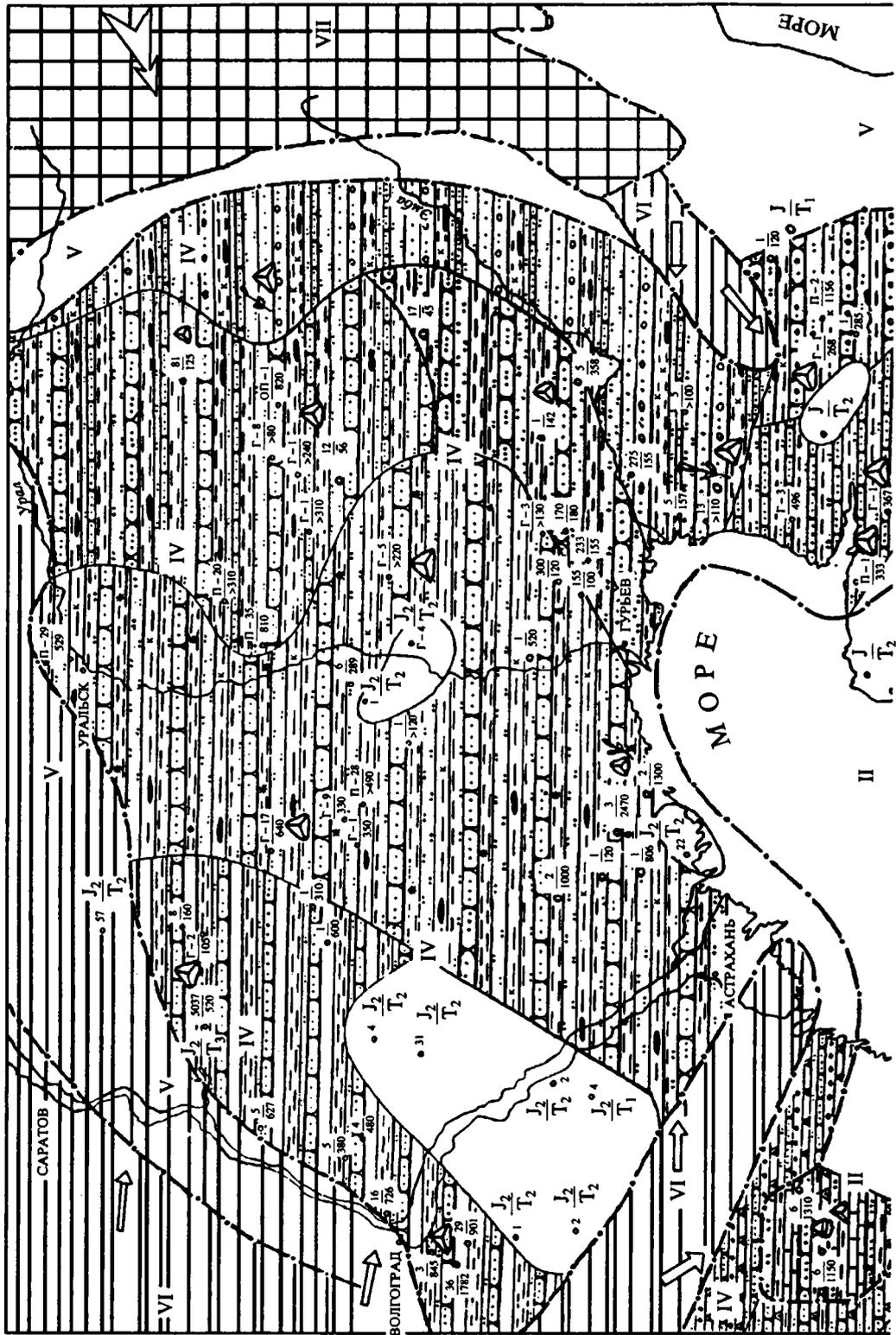
существовали водоемы озерного типа, о чем свидетельствуют минеральный состав, структурные и химические особенности пород. Бузачинский свод в позднем триасе представлял собой источник сноса: разрушению подвергались главным образом среднетриасовые отложения.

* * *

Вышеизложенное позволяет заключить, что в эволюции бассейна седиментации, существовавшего в триасовый период на территории Прикаспийского региона, было четыре крупных этапа. Первый охватывал индский (?) век и характеризовался преимущественно континентальными условиями осадконакопления, которые являлись унаследованными от поздней перми (за исключением территории Восточного Предкавказья, где существовали морские условия). Несмотря на большое сходство палеогеографических обстановок позднепермской и раннетриасовой эпох, начало мезозойской эры знаменовалось началом отрицательных тектонических движений. Свидетельство этому – мощные толщи красноцветных терригенных пород нижнего триаса в Западном Казахстане и сохранение морского режима седиментации в Восточном Предкавказье.

Вторым этапом в развитии бассейна явилось установление в оленекском веке нормально морских условий на большей части территории за счет водообмена с океаном Тетис. Климат раннетриасовой эпохи в пределах Прикаспийского региона был аридным. Об этом свидетельствует высокая степень полимиктовости терригенных пород, преобладание механической дифференциации вещества и малое количество углефицированных растительных остатков в разрезах. Более жаркий, а периодически даже засушливый климат сопутствовал первому этапу, при оленекской морской трансгрессии он стал более влажным.

Третий этап характеризуется наступлением солонатоводного режима и началом нового седиментационного цикла, охватывающего всю среднетриасовую эпоху. На рубеже раннего и среднего триаса прекратилась связь с океаном Тетис, и морской бассейн превратился во внутреннее море типа современного Каспийского. При этом морские воды покрывали самую большую для триасового периода площадь, что означает максимально широкое тектоническое прогибание территории Прикаспийского региона. Существование столь обширной морской акватории не могло не повлиять на климат: он стал более гумидным. Об этом говорит незначительная степень полимиктовости пород в связи с ограниченностью привноса терригенного материала, механическая и химическая дифференциация вещества, увеличение (особенно к верхам разрезов) углефицированных растительных остатков.



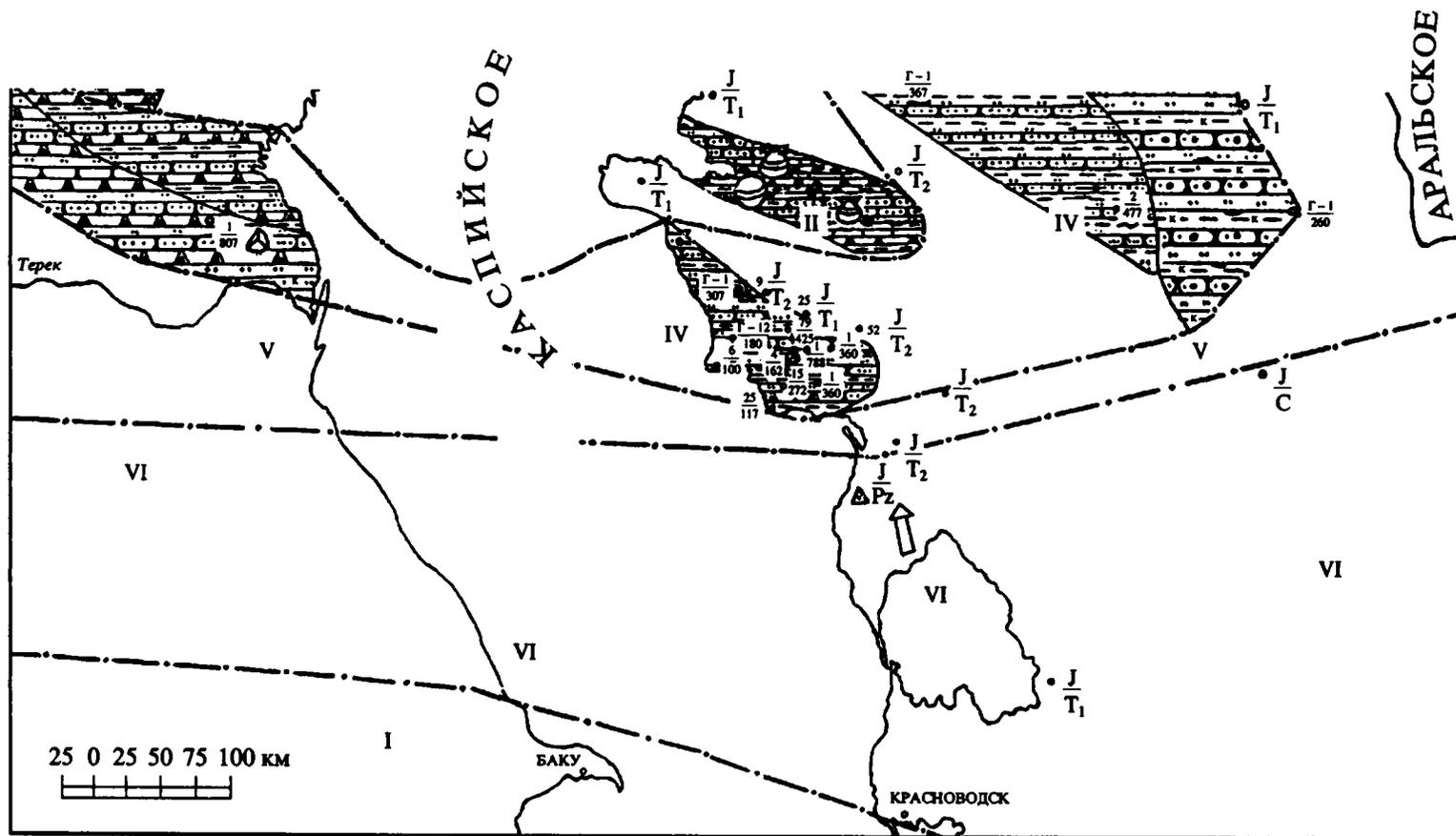


Рис. 3. Схематическая литолого-палеогеографическая карта Прикаспийского региона для позднего триаса. Условные обозначения см. рис. 1.

Четвертый этап развития триасового седиментационного бассейна приходится на поздне триасовую эпоху и определяется наступлением преимущественно континентальных условий осадконакопления в результате общего подъема территории Прикаспийского региона. Морские условия сохранялись лишь в пределах Горного Мангышлака и эпизодически – Восточного Предкавказья. Регрессия моря и дальнейшая гумидизация климата привели к пышному расцвету растительности, а в конце эпохи даже к угленакоплению. Гумидность климата подтверждают высокая степень измененности пород, преобладание химической дифференциации вещества и преимущественно восстановительная обстановка седиментации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахова Т.В.* Туаркыр // Стратиграфия СССР. Триасовая система. М.: Недра, 1973. С. 199 - 202.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3. Мезозой. Триасовая система. М.: Недра, 1969.
- Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 2. Каспийское море. Ранний триас. Средний триас. Поздний триас. Робертсон Групп плк, ГИН АН СССР, 1990.
- Верзилин Н.Н.* Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 247 с.
- Жидовинов С.Н.* Стратиграфия триасовых отложений Мангышлака и Устюрта. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 23 с.
- Жидовинов С.Н.* Стратиграфическая корреляция триасовых отложений Мангышлака, Устюрта, Прикаспийской впадины и Восточного Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 5. С. 72 - 78.
- Ковалев В.А.* Геохимические аспекты исследования отношения тория к урану в осадочных породах // Геохимия. 1965. № 9. С. 1171 - 1173.
- Курушин Н.И.* Эволюция этолого-трофических группировок двустворчатых моллюсков и обстановок в оленекском бассейне (триас) Сибири // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Аспекты эволюции организмов и среды. Новосибирск: Наука, 1990. С. 91 - 100.
- Кухтин Д.А.* Верхняя пермь и триас Арало-Каспийского региона. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 37 с.
- Липатова В.В., Волож Ю.А., Самодуров В.И.* Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности. М.: Недра, 1982. 152 с.
- Липатова В.В., Пикалова О.В., Басилова О.К., Жидовинов С.Н. и др.* Ультратомощный разрез мастексайского горизонта (средний триас) в южном междуречье Урал-Волга // Геол. нефти и газа. 1992. № 9. С. 19 - 22.
- Липатова В.В., Жидовинов С.Н., Искужиев Б.А., Киселевский Ф.Ю. и др.* Стратиграфия среднетриасовых отложений междуречья р. Уил и Эмба. Деп. в ВИЭМС, № 1014-МГ 91. 8 с.
- Мовшович Е.В.* Триасовая система // Геология СССР. Т. 46. М.: Недра, 1970. С. 228 - 255.
- Назаревич Б.П., Назаревич И.А.* Мезозойские формации Восточного и Центрального Предкавказья как отражение эволюции осадконакопления и становления Скифской плиты // Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984. С. 150 - 162.
- Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (триас). Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 36 с.
- Савельева Л.М.* Триас Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1978. 90 с.
- Флоренский П.В.* Триасовые отложения Туранской плиты (состав, структура, нефтегазоносность). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МИНХ и ГП им. И.М. Губкина, 1982. 40 с.
- Янаскурт О.В.* Некоторые черты эволюции седименто- и литогенеза платформенных окраин на рубеже палеозойской и мезозойской эр. Сообщение 2. Сравнительный анализ условий седиментации в пермо-триасовых бассейнах Западного Предверхожья, Восточного Предкавказья и своеобразии литогенеза в триасе // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 2. С. 90 - 103.

Рецензент А.А. Шевырев

УДК 561.1:551.763.121.13

СМЕНА КОМПЛЕКСОВ БРАХИОПОД В ТЕЧЕНИЕ АПТА И АЛЬБА

© 1994 г. Т. Н. Смирнова

Московский государственный университет, 119899 Москва, Ленинские горы, Россия

Поступила в редакцию 26.01.93 г., получена с доработки 01.09.93 г.

Анализ брахиоподовых комплексов апта и альба позволил обнаружить довольно неравномерные изменения состава этой группы в течение указанного интервала. Наиболее заметные перемены происходят на рубеже позднего апта и раннего альба, а также между поздним альбом и сеноманом. В это время отмечается резкое сокращение количества родов и видов, характерных для раннего мела. На смену им приходят новые роды, значительная часть которых продолжает существовать в позднем мелу. На этих рубежах происходит также значительное обновление видового состава.

ИЗМЕНЕНИЕ РОДОВОГО СОСТАВА

Основная масса аптских брахиопод распространена в Средиземноморье и значительно меньше в морях Бореального пояса (Middlemiss, 1972; Middlemiss, Rowson, 1971; Лобачева, 1978; Смирнова, 1984, 1990) (рис. 1, 2, 3).

Следует отметить появление сходных комплексов аптских и альбских брахиопод в Европе и Мексике. В то время Американский континент и Евразия были значительно ближе друг к другу, чем в настоящее время, если принять точку зрения, что начало спрединга этих континентов приходится на юрский период. Можно предполагать, что существовало свободное сообщение между Средиземноморьем и североамериканскими бассейнами в определенные интервалы раннего мела. Так Имлей (Imley, 1940) указывает на сходство состава готеривских аммонитов, гастропод и двустворок в этих бассейнах. Б.Т. Янин (1989) отмечает сходный комплекс рудистов в первой половине раннего мела, Т.Н. Смирнова (1984) – брахиопод в готериве и альбе для этих районов. Можно предположить возможность переноса личинки на значительно меньшие расстояния по сравнению с расстоянием между современными континентами Северной Америки и Европы. В значительной мере этому способствовало возникновение Палеогольфстрима, появившегося одновременно с открытием Северной Атлантики. Именно этим можно объяснить появление типично средиземноморских комплексов брахиопод, кораллов и тропической растительности на восточном побережье Гренландии в аптском веке (Сакс, Нальяева, 1966; Arkel, 1956; Stevens, 1973; Ager, 1971, 1974, 1975).

В раннем апте наблюдается максимальное количество родов (рис. 4). В этом веке перестают существовать *Sulcirhynchia*, *Sardope*, *Loriolithyris*, *Kachathyris*, *Belothyris*, *Vaniella*, *Tulipina*, *Oblongarcula*. В среднем апте, насчитывающем 21 род, исчезает только 1 род – *Cruralina*. Наиболее масштабное

вымирание приходится на поздний апт, когда из 23 родов кончают свое существование 10: *Prochlidonophora*, *Moutonithyris*, *Cyrtothyris*, *Tropeothyris*, *Rhombothyris*, *Peculneithyris*, *Eudesia*, *Arenaciarcula*, *Vectella*, *Bifolium*. Из числа вымерших родов три рода известны из юры, это *Monticlairella*, появившаяся в оксфорде, *Tropeothyris* – в титоне, *Eudesia* – в бате. Становление других родов датируется разными веками раннего мела: *Moutonithyris*, *Loriolithyris*, *Belothyris*, *Sulcirhynchia* известны с берриаса, *Cruralina* – с валанжина, *Cyrtothyris*, *Bifolium*, *Oblongarcula* – с готерива, *Kachathyris* и возможно *Prochlidonophora* – с баррема. Только в апте распространены *Sardope*, *Rhombothyris*, *Vaniella*, *Tulipina*, *Oblongarcula*, *Arenaciarcula*, *Vectella*. Около половины всех вымерших родов составляют роды, появившиеся в апте. В раннем апте происходит становление родов *Sardope*, *Vaniella*, *Oblongarcula*, *Gemmarcula*, в среднем апте *Platythyris*, а в позднем апте – *Rhombothyris*, *Arenaciarcula*, *Vectella*. Таким образом, в течение аптского века, в большей степени в позднем апте, отмечается значительное уменьшение общего числа родов. Из существовавших в апте 33 родов вымирает более половины – 19 родов, а вновь появляются только девять. Значительную часть вымерших родов составляют юрские роды. Можно считать, что в конце апта в основном завершается позднеюрский – раннемеловой этап развития брахиопод. Однако в апте продолжает существовать большая группа родов, проходящих через весь ранний мел и захватывающая часть позднего мела. Юрские роды немногочисленны. Это *Cyclothyris*, известный в поздневожском веке, *Symphythyris*, появившийся в титоне и *Nucleata*, ранние находки которой датируются кимериджем. Остальные роды раннемеловые: *Sellithyris* и *Psilothyris*, появляются в берриасе; *Praelongithyris* – в валанжине, *Clathrithyris*, *Oblongarcula* и *Boubeithyris* – в готериве, *Burrirhynchia*, *Orbirhynchia*, *Pseudoaulacothyris* – в барреме. Более половины аптских родов исчезают в альбе, 2 рода в сеномане – *Oblongarcula*,

Роды	Доаптское время	Нижний апт	Средний апт	Верхний апт	Нижний альб	Средний альб	Верхний альб	Сеноман
Отряд Rhynchonellida								
Burrirhynchia	Баррем							
Cyclothyris	Поздний волжский							
Grasirhynchia								
Monticlarella	Оксфорд							
Orbirhynchia	Баррем							
Septatoechia								
Sulcirhynchia	Берриас							
Отряд Terebratulida								
Arenaciarcua								
Australiarcua								
Belothyris	Берриас							
Bifolium	Готерив							
Boubeithyris	Готерив							
Clathrithyris	Готерив							
Cruralina	Валанжин							
Cyrtothyris	Готерив							
Eudesia	Бат							
Gemmarcula								
Kachathyris	Баррем							
Kingena								
Loriolithyris	Берриас							
Mamethyris								
Modestella								
Moutonithyris	Берриас							
Neolithyris								
Nucleata	Кимеридж							
Oblongarcua	Готерив							
Peculneithyris	Баррем							
Penzhinothyris								
Platythyris								
Psilothyris	Берриас							
Praelongithyris	Валанжин							
Prochlidonophora	Баррем							
Pseudoaulacothyris	Баррем							
Rectithyris								
Rhombothyris								
Sardope								
Sellithyris	Берриас							
Symphythyris	Титон							
Tropeothyris	Титон							
Tulipina								
Vaniella								
Vectella								
Waconella								
Walkerithyris								

Рис. 1. Стратиграфическое распространение родов брахиопод в аптских и альбских отложениях.

Boubeithyris. В туроне вымирает род *Cyclothyris*, в сантоне – *Orbirhynchia*.

В альбском веке насчитывается 26 родов брахиопод. Количественное соотношение родов вымирающих и появляющихся остается стабильным – 11 родов исчезают и 11 родов появляются.

В течение альбского века пропорции этих групп родов изменяются. В раннем альбе при общей численности 19 родов, впервые отмечаются 6 родов: *Rectithyris*, *Boubeithyris*, *Kingena*, *Modestella*, *Walkerithyris*, *Australiarcula*. Два последних рода вымирают в конце раннего альба. В среднем альбе,

Виды	Доаптское время	Апты						
		Нижний	Средний	Верхний	Нижний альб	Средний альб	Верхний альб	Сеноман
Отряд Rhynchonellida								
<i>Burrirhynchia grasiana</i>								
<i>leightonensis</i>								
<i>tripartita</i>								
<i>Cyclothyris americana</i>								
<i>antidichotoma</i>								
<i>apicalis</i>								
<i>aptiensis</i>								
<i>bertheloti</i>	Баррем							
<i>caseyi</i>								
<i>deluci</i>								
<i>diformis</i>								
<i>gibbsiana</i>								
<i>gillieron</i>	Баррем							
<i>globulosa</i>	Готерив							
<i>irregularis</i>	Готерив							
<i>larwoodi</i>								
<i>lata</i>	Готерив							
<i>latissima</i>								
<i>levis</i>								
<i>mirabilis</i>								
<i>nuciformis</i>								
<i>parvirostris</i>	Баррем							
<i>polygona</i>								
<i>renauxiana</i>	Готерив							
<i>sulcata</i>								
<i>sulcata rencurrelensis</i>								
<i>sulcata paludensis</i>								
<i>tuarkyrica</i>								
<i>Grasirhynchia grasiana</i>								
<i>minuta</i>								
<i>martini</i>								
<i>Monticlairella lineolata</i>	Баррем							
<i>Orbirhynchia iberica</i>								
<i>lorioli</i>								
<i>paludensis</i>								
<i>parkinsoni</i>								
<i>tchkmeriensis</i>								

Виды	Доаптское время	Апты						
		Нижний	Средний	Верхний	Нижний альб	Средний альб	Верхний альб	Сеноман
<i>Ptilorhynchia imlay</i>								
<i>Septatoecchia globulosa</i>								
<i>Sulcirhynchia hytensis</i>								
<i>miliani</i>								
Отряд Terebratulida								
<i>Arenaciarcula fittoni</i>								
<i>Australiarcula artesiana</i>								
<i>Belothyris pseudojurensis</i>	Берриас							
<i>Bifolium faringdonense</i>								
<i>Boubeithyris boubei</i>								
<i>buzzardensis</i>								
<i>Clathrithyris mainus</i>								
<i>Cruralina rotunda</i>								
<i>Cyrtothyris arduennensis</i>								
<i>cantabridgiensis</i>								
<i>cyrta</i>								
<i>dallasi</i>								
<i>middlemissi</i>								
<i>seeleyi</i>								
<i>uniplicata</i>								
<i>Eudesia guardakense</i>								
<i>moreana</i>								
<i>tekedgikensis</i>								
<i>Gemmarcula arizonensis</i>								
<i>aurea</i>								
<i>crassicostata</i>								
<i>fittoni</i>								
<i>leymerici</i>								
<i>trifida</i>								
<i>Kachathyris privus</i>	Баррем							
<i>Kingena arena</i>								
<i>asperulina</i>								
<i>groenlandica</i>								
<i>lemanensis</i>								
<i>spinulosa</i>								
<i>wacoensis</i>								
<i>Mamethothyris mametica</i>								

Рис. 2. Стратиграфическое распространение видов брахиопод в аптских и альбских отложениях.

когда наблюдается минимальное число родов брахиопод – 17, не происходит каких-либо изменений родового состава. В позднем альбе меняется соотношение вновь появляющихся и исчезающих родов по сравнению с ранним альбом. В это время существуют 22 рода, вновь появляются всего пять

родов – *Grasirhynchia*, *Septatoechia*, *Penzhinothyris*, *Mametothyris* и *Waconella*, а вымирает почти вдвое больше – 9 родов: *Burrirhynchia*, *Nucleata*, *Praelongithyris*, *Penzhinothyris*, *Mametothyris*, *Pseudoaulacothyris*, *Gemmarcula*, *Modestella*, *Clathrithyris*.

Для альбских брахиопод характерно значительно более широкое географическое распространение по сравнению с аптским комплексом. Альбские брахиоподы встречены на всех континентах земного шара кроме Южной Америки (рис. 5).

Виды	Доаптское время	Альбский комплекс						
		Нижний апт	Средний апт	Верхний апт	Нижний альб	Средний альб	Верхний альб	Сеноман
<i>Modestella faba</i>	Берриас							
<i>festiva</i>								
<i>modesta</i>								
<i>Moutonithyris moutoniana</i>	Берриас							
<i>Neolithyris pentagonalis</i>								
<i>Nucleata mediterranea</i>								
<i>Oblongarcula oblonga</i>	Готерив							
<i>Peculneithyris longiusculus</i>	Баррем							
<i>Penzhinothyris plana</i>								
<i>Platythyris capillata</i>	Берриас							
<i>comptonensis</i>								
<i>diversa</i>								
<i>floresana</i>								
<i>minor</i>								
<i>Psilothyris benneii</i>								
<i>elliptica</i>								
<i>juddi</i>								
<i>nesti</i>								
<i>occidentalis</i>								
<i>squamosa</i>								
<i>tamarindus</i>	Берриас							
<i>wanklini</i>								
<i>Praelongithyris dutempleana</i>								
<i>lankesteri</i>	Баррем							
<i>praelonga</i>								
<i>Prochlidonophora muirwoodae</i>								
<i>Pseudoaulacothyris pandus</i>								
<i>Rectithyris depressa</i>								
<i>sharica</i>								
<i>shenleyensis</i>								
<i>vespertina</i>	Баррем							
<i>vignesneli</i>								
<i>Rhombothyris extensa</i>								
<i>konica</i>	Баррем							
<i>microtreta</i>								
<i>Sardope sardoa</i>								
<i>Sellithyris buplicata</i>	Баррем							

Виды	Доаптское время	Альбский комплекс							
		Нижний апт	Средний апт	Верхний апт	Нижний альб	Средний альб	Верхний альб	Сеноман	
<i>coxwellensis</i>	Баррем								
<i>crassa</i>									
<i>jachnini</i>									
<i>lemaniensis</i>									
<i>ovata</i>		Готерив							
<i>robertoni</i>									
<i>sella</i>									
<i>sella shanklinensis</i>									
<i>sulcifera</i>									
<i>upwarensis</i>									
<i>Symphythyris alpina</i>									
<i>arduennensis</i>									
<i>chrisalis</i>									
"Terebratella" chloris	Валанжин								
<i>daphne</i>									
<i>astieriana</i>									
"Terebratula" ichnusac									
<i>insueta</i>									
<i>martiniana</i>									
<i>mcIendezi</i>									
<i>oroescina</i>									
<i>Tropoethyris ernesti</i>		Валанжин							
<i>islarensis</i>									
<i>plicata</i>									
<i>salevensis</i>	Готерив								
<i>Tulipina koutaisensis</i>									
<i>Vectella angusta</i>									
<i>celtica</i>									
<i>morrisi</i>									
<i>woodwardi</i>	Готерив								
<i>Walkerithyris mendax</i>									
"Terebratulina striata"									

Рис. 2. Окончание.

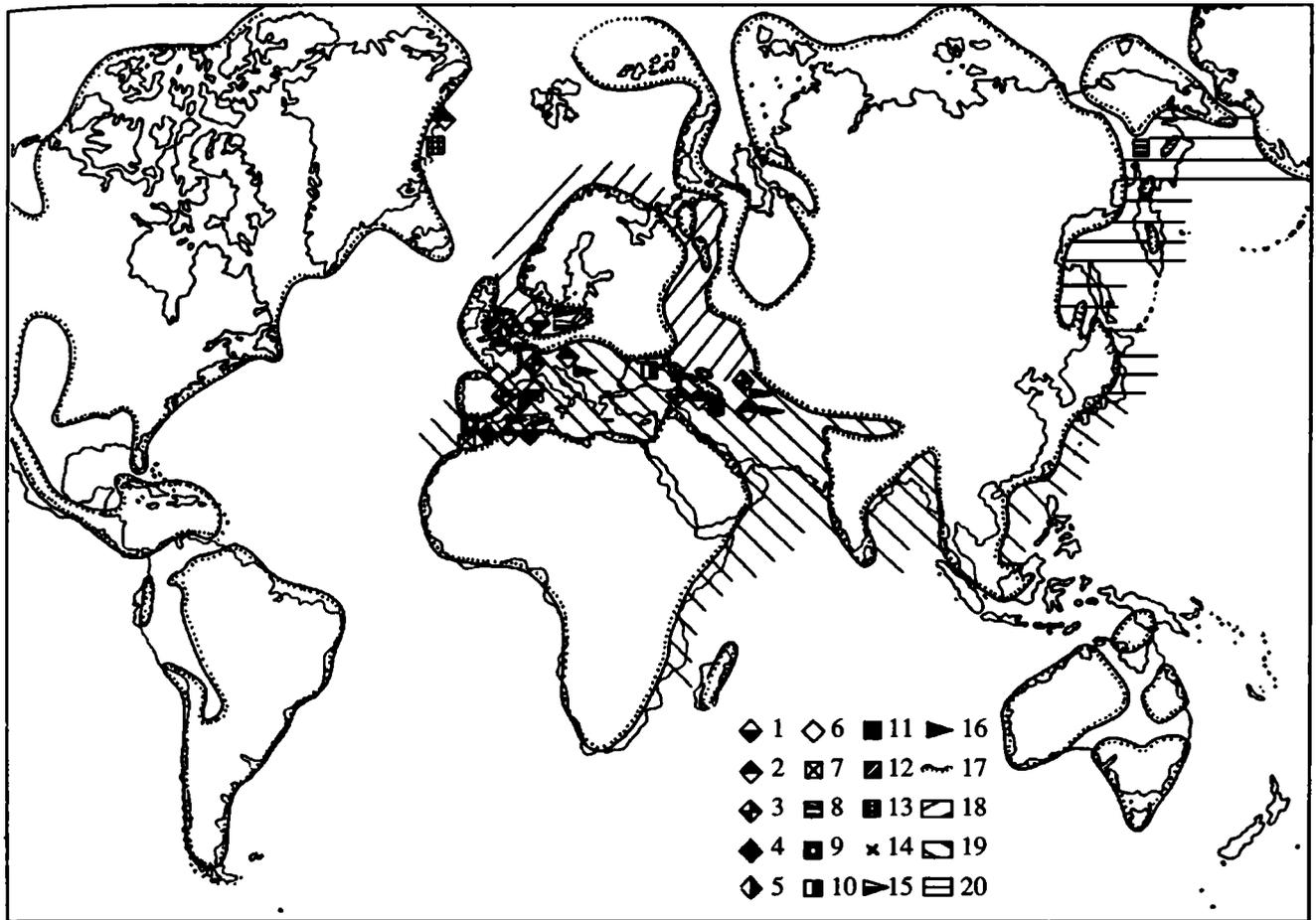


Рис. 3. Схема палеозоогеографического районирования морей апта по брахиоподам (Смирнова, 1984).

1 – *Platythyris*; 2 – *Sellithyris*; 3 – *Praelongithyris*; 4 – *Cruralina*; 5 – *Tropeothyris*; 6 – *Cyrtothyris*; 7 – *Belothyris*; 8 – *Clathrithyris*; 9 – *Orbirhynchia*; 10 – *Kachathyris*; 11 – *Gemmarcula*; 12 – *Eudesia*; 13 – *Nucleata*; 14 – *Burrirhynchia*; 15 – *Monticliarella*; 16 – *Cyclothyrus*; 17 – граница суши; 18 – Бореальная область; 19 – Средиземноморская область; 20 – Тихоокеанская область.

Только альб характеризуют *Australiarcula*, *Walkerithyris* и *Modestella*, распространенные в западном Средиземноморье и два рода с Камчатки – *Penzhinothyris* и *Mamethothyris*. Средиземноморские роды появились в раннем альбе, камчатские представители обнаружены в позднем альбе. Около половины альбских родов (11) не известны в послепальбское время. В альбе доживают последние представители рода *Nucleata*, появившегося в кимеридже и существовавшего в течение всего раннего мела. Остальные роды фиксируются в различные интервалы раннего мела: начиная с берриаса известны *Sellithyris*, *Psilothyris*, с валанжина – *Praelongithyris*, с готерива – *Clathrithyris*, с баррема – *Pseudoaulacothyris* и *Burrirhynchia*, с раннего апта – *Sardope*. Характерной чертой альбского века является исчезновение типичных раннемеловых родов и последних позднеюрских представителей. Большая часть оставшихся раннемеловых родов заканчивает свое существование в сеномане. К таким родам относятся *Oblongarcula* и *Boubeithyris*,

появившиеся в готериве, а также *Platythyris*, *Are-nasiarcula*, *Gemmarcula*, отмеченные с апта. Такие роды-долгожители, как *Cyclothyrus* (поздний волжский век - турон), *Orbirhynchia* (баррем - сантон), возможно, являются сборными. Также в сеномане вымирают роды, появившиеся в альбе: *Neoliothyrgina*, *Grasirhynchia*, *Rectithyris*, *Waconella*.

Таким образом периодами наибольшего изменения родового состава являются поздний апт и поздний альб, а периоды максимального родообразования совпадают с ранним аптом и ранним альбом.

ИЗМЕНЕНИЕ ВИДОВОГО СОСТАВА

Изучение видовых комплексов последовательно в раннем, среднем и позднем апте показало изменяющуюся во времени картину многообразия брахиопод и различное соотношение появляющихся и исчезающих таксонов (рис. 5, 6). Следует отметить, что наиболее резкие изменения видового состава приходятся на поздний апт. В этом веке

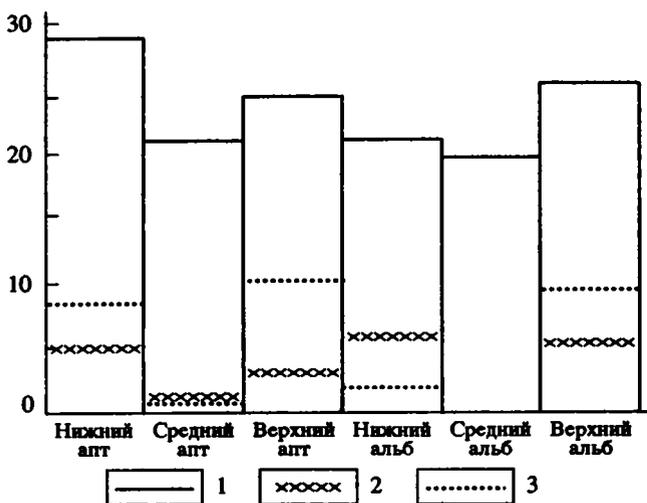


Рис. 4. Схема количественного соотношения родов брахиопод в аптских и альбских отложениях.

1 – общее число родов; 2 – число появившихся родов; 3 – число вымерших родов.

по сравнению с ранним и средним аптом наблюдается максимальное число видов – 57. Немного менее половины видов переходят из раннего и среднего апта. Впервые появляются в позднем апте 36 видов. Все эти виды в позднем апте кончают свое существование, как и большая часть видов, существовавших в раннем и среднем апте. Всего в позднем апте вымирают 54 вида. Только 5 видов переходят в ранний альб: *Cyclothyris gibbsiana*, *C. antidichotoma*, *C. sulcata*, *Burrirhynchia leightonenis*, *Praelongithyris dutempleana*.

В раннем апте насчитывается 47 видов, из них появляются в этом веке 29 видов, исчезают 20 видов: *Cyclothyris aptiensis*, *C. gillieronii*, *C. globulosa*, *C. irregularis*, *C. renauxiana*, *Orbirhynchia lorioli*, *Sulcirhynchia hytensis*, *S. miliani*, *Cruralina rotunda*, *Eudesia moreana*, *Kachathyris privus*, *Oblongarcula oblonga*, *Sardope sardoa*, *Sellithyris lemaniensis*, “*Terebratella*” *chloris*, “*T.*” *daphne*, “*Terebratula*” *insueta*, *Tropeothyris ernesti*, *T. plicata*, *Tulipina koutaisensis*.

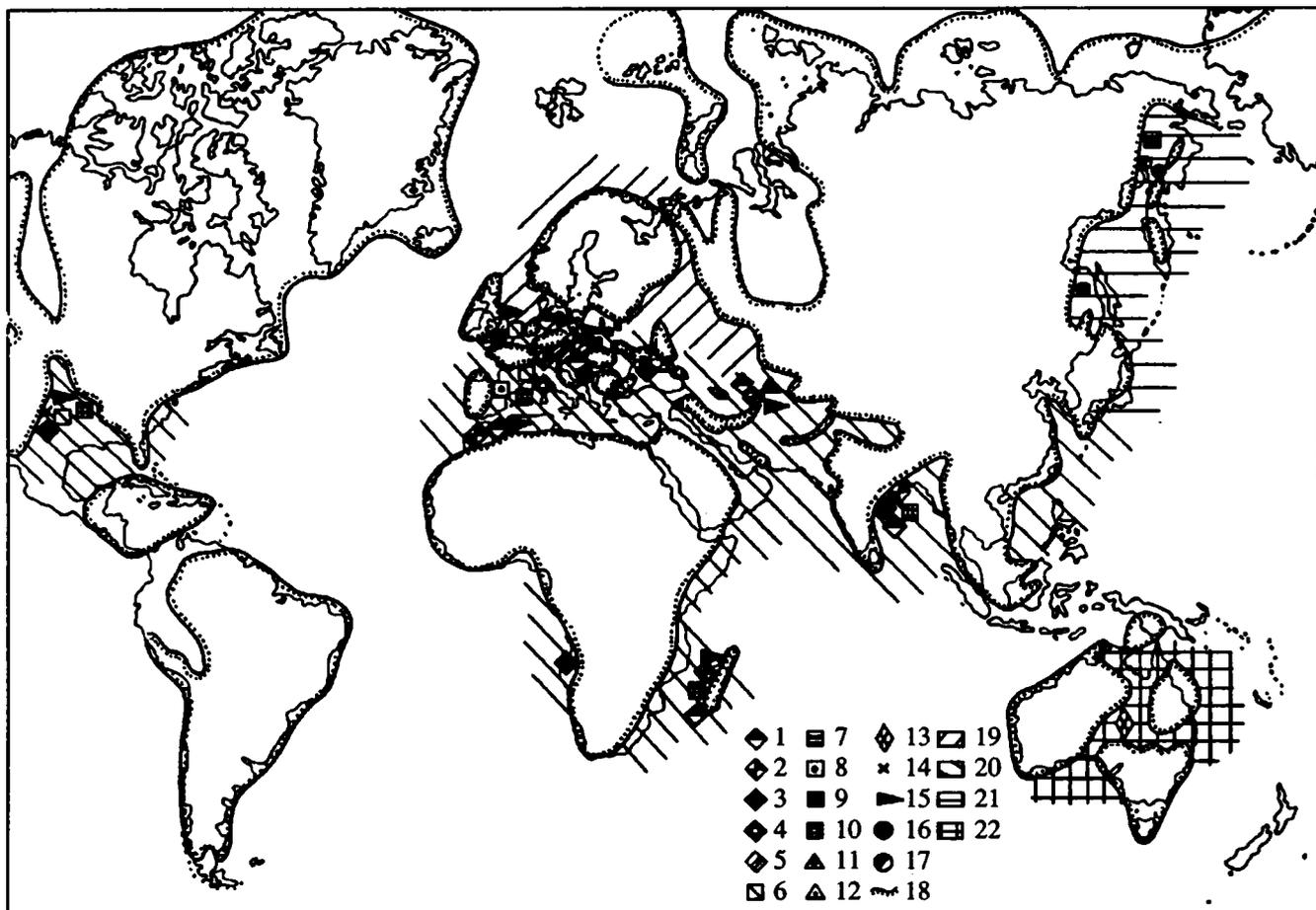


Рис. 5. Схема палеозоогеографического районирования морей альба по брахиоподам (Смирнова, 1984).

1 – *Sellithyris*; 2 – *Praelongithyris*; 3 – *Boubeithyris*; 4 – *Nucleata*; 5 – *Platythyris*; 6 – *Psilothyris*; 7 – *Clathrithyris*; 8 – *Gemmarcula*; 9 – *Arenaciarcula*; 10 – *Kingena*; 11 – *Orbirhynchia*; 12 – *Burrirhynchia*; 13 – *Australiarcula*; 14 – *Monticlarella*; 15 – *Cyclothyris*; 16 – *Penzhinothyris*; 17 – *Mametothyris*; 18 – граница суши; 19 – Европейская область; 20 – Средиземноморская область; 21 – Тихоокеанская область; 22 – Австралийская область.

Таким образом наблюдается некоторое увеличение числа видов брахиопод.

В среднем апте насчитывается 36 видов, из них появляются в это время 9 видов: *Cyclothyris caseyi*, *C. deluci*, *C. tuarkyrca*, *Cyrtothyris cantabrigiensis*, *Sellithyris jachnini*, *S. biplicata*, *Platythyris comptonensis*, "Terebratula striata", *Kingena groenlandica*. 9 видов вымирают в среднем апте: *Cyclothyris bertheloti*, *C. larwoodi*, *C. caseyi*, *C. tuarkyrca*, *Belothyris pseudojursensis*, *Sellithyris jachnini*, *Cyrtothyris middlemissi*, *Kingena groenlandica*, *Praelongithyris praelonga*. Таким образом, в среднем апте сохраняется количественный баланс видов брахиопод.

По сравнению с поздним аптом комплекс раннеальбских брахиопод резко отличается как по количеству таксонов, так и по родовому и видовому составу. В раннем альбе отсутствуют роды, широко распространенные в апте – *Cruralina*, *Moutonithyris*, *Cyrtothyris*, *Tropeothyris*, *Loriolithyris*, *Sulcirhynchia*, *Rhombothyris*, *Russiella*, *Vectella* и др. 17 раннемеловых родов не переходят в альб, а из 64 известных позднеаптских видов 50 видов вымирают на рубеже с ранним альбом: *Cyclothyris apicalis*, *C. latissima*, *C. levis*, *C. parvirostris* (остальные виды указаны на рис. 2). Именно с этим рубежом связаны наиболее радикальные изменения брахиопод в течение апта и альба. В раннем альбе установлено 34 вида, из них только 7 видов известны из раннего и среднего апта: *Symphythyris arduennensis*, *Cyclothyris deluci*, *C. antidichotoma*, *C. gibbsiana*, *C. sulcata*, *Burrirhynchia leightonensis*, *Praelongithyris dutempleana*. 20 видов появляются в раннем альбе, 19 видов вымирают к началу среднего альба: *Burrirhynchia leightonensis*, *Cyclothyris americana*, *C. antidichotoma*, *C. deluci*, *C. gibbsiana*, *C. mirabilis*, *Australiarcula artesiana*, *Boubeithyris buzzardensis*, *Gemmarcula arizonensis*, *G. leymerci*, *Kingena lemaniensis*, *K. wacoensis*, *Modestella festiva*, *M. modesta*, *Platythyris diversa*, *Psilothyris occidentalis*, *Rectithyris shenleyensis*, *R. vespertina*, *Walkerithyris mendax*. Продолжают существовать только *Burrirhynchia tripartita* и *Symphythyris alpina*.

Среднеальбский комплекс (17 видов) состоит, в основном, из видов, появившихся в раннем альбе: *Burrirhynchia tripartita*, *Rectithyris depressa*, *Symphythyris alpina* или в апте – *Cyclothyris sulcata*, *C. sulcata paludensis*, *C. nuciformis*, *Praelongithyris dutempleana*, *Symphythyris arduennensis*. В среднем альбе появляются два вида: *Sellithyris crassa* и *Eudesia guardakense* и исчезают 6 видов: *Cyclothyris sulcata paludensis*, *C. nuciformis*, *Burrirhynchia tripartita*, *Symphythyris alpina*, *S. arduennensis*, *Eudesia guardakense*. В позднем альбе брахиоподы более многочисленны, они представлены 38 видами, из которых только 7 видов переходят из апта: *Cyclothyris lata*, *C. polygona*, *C. sulcata*, *Monticlarella lineolata*, *Sellithyris biplicata*, *Praelongithyris dutempleana*, *Clathrithyris mainus*. Остальные 27 видов появились в

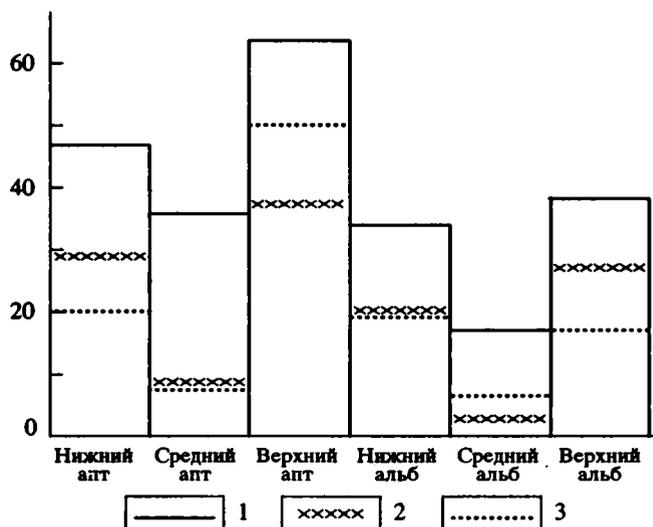


Рис. 6. Схема количественного соотношения видов брахиопод в аптских и альбских отложениях.

1 – общее число видов; 2 – число появившихся видов; 3 – число вымерших видов.

позднем альбе. В это же время вымирают 15 видов: *Cyclothyris lata*, *C. sulcata*, *Orbirhynchia parkinsoni*, *Grasirhynchia minuta*, *G. martini*, *Praelongithyris dutempleana*, "Terebratula" *ichnusae*, "T." *oroseina*, *Platythyris floresana*, *Rectithyris sharica*, *Neolothyris pentagonalis*, *Nucleata mediterranea*, *Mamethothyris mametica*, *Penzhinothyris plana*, *Modestella faba*.

Наиболее радикальные изменения видового состава приходится на поздний апт, когда перестает существовать большая часть видового комплекса: из 64 известных видов вымирают 50. Значительно меняется видовой состав в раннем альбе. Из 34 имеющихся видов 19 видов исчезают. Максимальное количество появляющихся видов отмечается в раннем и позднем апте – 29 и 37 видов соответственно. Близкая картина наблюдается для раннего альба, в течение которого вновь появляются 20 видов. При сопоставлении результатов изучения родовых и видовых комплексов выясняется, что пик изменения систематического состава приходится на поздний апт и поздний альб. Невольно меньший масштаб изменения наблюдается в раннем апте и раннем альбе. Незначительные изменения количества таксонов брахиопод присущи среднему апту и среднему альбу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Лобачева С.В. Стратиграфическое значение раннемеловых брахиопод Средней Азии. Ежегодник ВПО. Т. 21. 1978. С. 228 - 241.

Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Верхнеюрские и раннемеловые белемниты на севере СССР. Рода *Pachyteuthis* и *Acroteuthis*. М.; Л.: Наука, 1966. 260 с.

- Смирнова Т.Н.* Раннемеловые брахиоподы (морфология, систематика, филогения, значение для биостратиграфии и палеозоогеографии). М.: Наука, 1984. 199 с.
- Смирнова Т.Н.* Система раннемеловых брахиопод. М.: Наука, 1990. 239 с.
- Янин Б.Т.* Юрские и меловые рудисты. М.: Наука, 1989. 212 с.
- Ager D.V.* Space and time in brachiopod history // *Geol. Journ. Spec. Issue. № 4. Faunal Provinces in Space and Time.* 1971. P. 95 - 110.
- Ager D.V.* The Western High Atlas of Morocco in the history of the North Atlantic // *Proc. Geolog. Assoc. V. 85. Part I.* 1974. P. 23 - 41.
- Ager D.V.* Brachiopods at the Jurassic–Cretaceous boundary // *Mém. Bur. rech. géol. et minières. № 86.* 1975. P. 150 - 162.
- Arkell W.J.* Jurassic geology of the world. Edinburg–London, V. 14. 1956. 806 p.
- Imlay R.W.* Neocomian faunas of Northern Mexico // *Journ. Paleont.* Washington, 1940. P. 138 - 142.
- Middlemiss F.A.* The geographical distribution of Lower Cretaceous Terebratulacea in Western Europe // *Boreal Lower Cretaceous.* 1973. P. 111 - 120.
- Middlemiss F.A., Rowson P.E.* Faunal provinces in space and time some general consideration // *Faunal Provinces in Space and Time. Geol. Journ. Spec. Issue. № 4.* 1971. P. 199 - 210.
- Stevens G.R.* Cretaceous Belemnites // *Hallam Atlas Paleobiogeography.* Amsterdam, 1973. P. 384 - 399.

Рецензенты Г.Т. Ушатинская, Ю.Б. Гладенков

УДК 563.12:551.781(571.66)

РАЗРЕЗ ПАЛЕОГЕНА СУВЛУКАЯ (КРЫМ)

© 1994 г. Д. П. Найдин, В. Н. Беньямовский

*Московский государственный университет, 117234 Москва, Ленинские горы, Россия**Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 11.08.92 г.

Разрез Сувлукая (юго-запад Горного Крыма) предлагается в качестве одного из опорных разрезов палеогена Европейской палеобиогеографической области (ЕПО). По макро- и микропалеонтологическим данным, а также по известковистым наннофоссилиям, подтверждается целесообразность выделения в нем отложений тенетского, ипрского и лютетского ярусов.

Более восьмидесяти лет тому назад было высказано предположение о том, что на основании фауны моллюсков отложения, развитые в окрестностях г. Бахчисарая, можно сопоставить с разрезами палеогена Западной Европы (Ланге, Мирчинк, 1909). К началу 50-х годов оформилось представление о возможности выделения в юго-западной части Горного Крыма отложений тенетского, ипрского и лютетского ярусов (Быков, 1971; Зубкович, 1956).

Попытки более точной и подробной корреляции палеогеновых отложений Крыма с разрезами Западной Европы натолкнулись на большие трудности. Основным затруднением было отсутствие четкого и единообразного представления у западноевропейских стратиграфов о соотношениях между собой стратиграфических подразделений, выделяемых в разных районах. В значительной степени это было обусловлено тем, что фациально сложно построенные толщи палеогена Европы (включая стратотипы ярусов) плохо обнажены. Обнажения, в которых прослеживаются стратиграфические границы, редки. Между тем, в юго-западном Крыму палеоген хорошо обнажен, имеется ряд легкодоступных для изучения разрезов, в которых прослеживается смена по вертикали литологически и палеонтологически четко обособленных стратонив (Муратов, 1960; Меннер, 1983). Обилие микрофоссилий хорошей сохранности отличает крымские разрезы от разрезов Поволжья, Северного Кавказа и других регионов Европейской палеобиогеографической области (Меннер, 1983).

Поэтому в начале 60-х годов в связи с развитием геолого-съёмочных работ в стране и необходимостью разработки легенд к геологическим картам, возникла идея создания на базе крымских разрезов своей, отечественной стратиграфической схемы деления палеогена (Муратов, Немков, 1959, 1960; Решение ..., 1963).

Вместе с тем, высказывались возражения (Леонов, 1963; Леонов и др., 1965) против поспешности ее создания и придания ее подразделениям ранга

ярусов общей шкалы. Отмечалось, что существующая схема ярусного деления палеогена имеет много недостатков, но "следует работать над улучшением этой схемы, а не отбрасывать ее прочь, заменяя новой, преимуществами которой оказываются достаточно спорными и неясными. При такой замене есть риск – к существующим неясностям прибавить еще новые, и не только не облегчить, а еще более затруднить разработку региональной стратиграфии палеогеновых отложений СССР" (Леонов, 1963, с. 35). Однако возражения не были услышаны, и решением Палеогеновой комиссии РМСК была принята скороспелая схема, опиравшаяся на "стратотипический разрез" палеогеновых отложений района г. Бахчисарая (Решение ..., 1963). Появились работы по "бахчисарайскому стратотипическому разрезу палеогена". В ходе стратиграфических исследований предостережение Г.П. Леонова оправдалось. Оказалось, что подразделения, установленные в "бахчисарайском стратотипическом разрезе палеогеновых отложений Крыма", не могут быть приняты в качестве ярусов общей шкалы; их предлагалось рассматривать как подразделения региональной шкалы – региоярусы (Решение ..., 1983, с. 43).

В не слишком грамотно именуемом "бахчисарайском стратотипическом разрезе" ключевая роль принадлежит разрезу Сувлукая.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Старая часть г. Бахчисарая расположена в глубокой долине р. Чурюксу. Над восточной окраиной города правый склон долины крутой, местами обрывистый, со своеобразными формами выветривания (рис. 1). Этот участок склона татары называют Сувлукаей. В склоне вскрыт один из самых полных в Европе разрезов палеогена. Он давно известен. Графическое его выражение помещено в ряде работ (Василенко, 1952; Жижченко, 1965; Муратов, Немков, 1960; Немков, Бархатова, 1961; Путеводитель экскурсий ..., 1971).

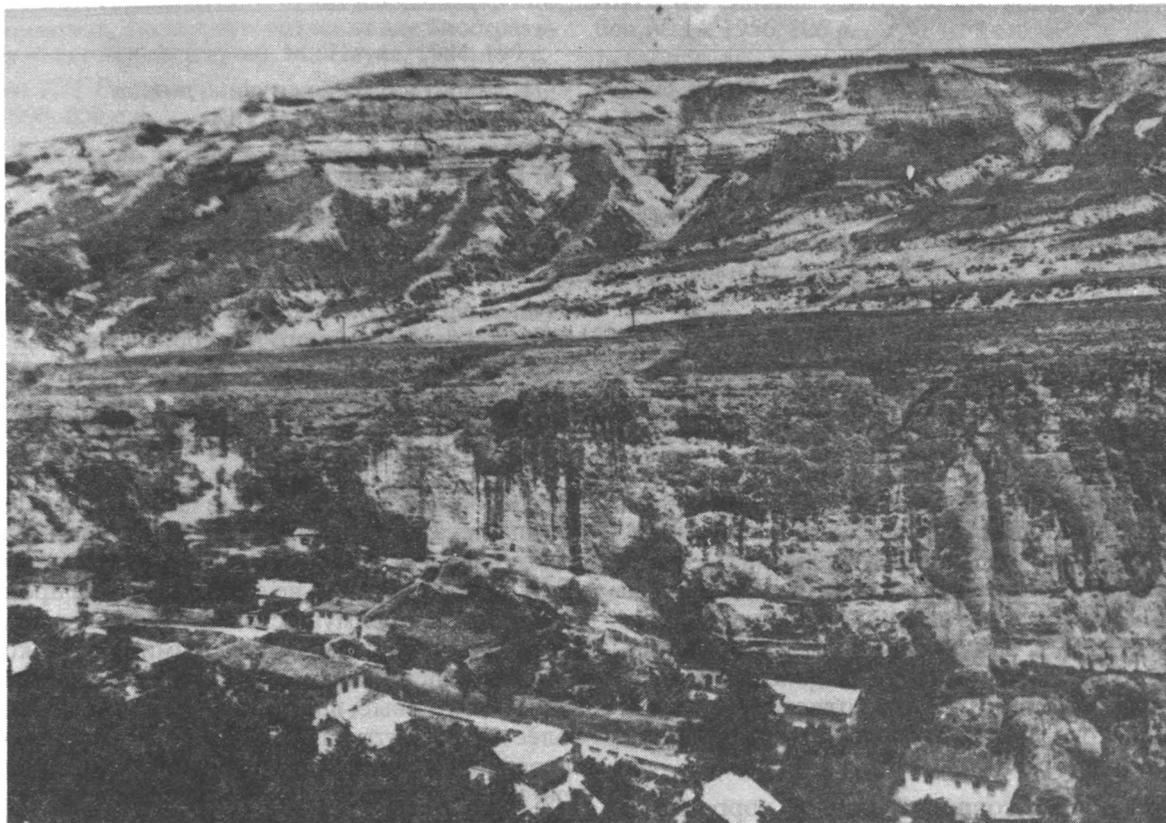


Рис. 1. Гора Сувлукая. Фото М.Ю. Никитина. Внизу – обрыв, сложенный датско-монскими известняками. По поверхности кровли известняков выработана структурная терраса, выше которой следует разрез: слои 2 - 7.

1. Разрез наращивает вверх расположенный в 1 км к востоку разрез датских и монских отложений Салачик (Староселье) (Путеводитель экскурсий ..., 1971).

На размытой, неровной поверхности известняков монса (сл. 2 на рис. 2) снизу вверх располагаются:

2. Светло-серые и зеленовато-серые несколько песчанистые мергели, внизу с глауконитом. 1.6 м.

3. Светло-серые, почти белые в сухом виде мергели с окремненными участками серого и темно-серого цвета, образованными по губкам ("губковый горизонт" М.Е. Зубковича, 1956). 1.8 м.

4. Светло-серые мергели, при выветривании местами приобретающие желтовато-серую окраску, в верхней части более плотные, чем внизу. 10.2 м. Кровля слоя 4 неровная с порами талассиноидов, заполненными вышележащим материалом.

5. Коричневато-серые и темно-серые с зеленоватым оттенком известковистые глины. В основании глины темно-зеленые, сильно песчанистые обогащены зернами глауконита и включают рассеянные желваки фосфоритов (0.2 м). Вверх карбонатность глин возрастает. 17 - 18 м.

6. Внизу такие же, как в сл. 5, глины с прослоями серых мергелей (0.1 - 0.25 м), переполненные остатками двустворок и крупных фораминифер. Вверх число прослоев возрастает; также возрастает содержание крупных фораминифер в прослоях – породу можно назвать "нуммулитовым мергелем".

С отдельными прослоями мергелей слоя 6 связаны периодически возникающие весной и после сильных дождей проявления, послужившие основанием назвать участок склона Сувлукаей, что означает "водная скала".

7. Белые, с легким желтоватым оттенком массивные известняки, сложенные остатками крупных фораминифер, – "нуммулитовые известняки".

По литологическим признакам слои разреза можно распределить по трем пачкам: мергелей (сл. 2 - 4), глин,верху с прослоями мергелей (сл. 5, 6) и нуммулитовых известняков (в описываемом разрезе их начало представлено сл. 7).

Трехчленный тип разреза палеогена прослеживается и в других районах юго-западной части Горного Крыма. Нужно отметить две его особенности. Первая – мощность отложений к юго-западу от Бахчисарая (Кача, Бельбек, Черная) возрастает и

и наоборот, в северо-восточном направлении (Бодрак) сокращается до полного выклинивания на Симферопольском поднятии. Вторая особенность – наличие двух несогласий. Пачка мергелей (сл. 2 - 4) с незначительным угловым несогласием срезает датско-монские известняки; пачка глин (сл. 5, 6) также с незначительным угловым несогласием (порядка 3° - 4°) перекрывает подстилающие отложения: от мергелей (сл. 2 - 4) и датско-монских известняков в юго-западном Крыму до различных горизонтов мела на Симферопольском поднятии.

МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Основные компоненты макрофоссилий – это пелециподы, гастроподы и брахиоподы. Их список приведен в табл. 1, а вертикальное распространение в разрезе показано на рис. 2. Список со-

ставлен на основе новых определений авторов их сборов с дополнением опубликованных материалов других исследователей (Василенко, 1942; Зубкович, 1956; Ковалева, 1961).

Авторы столкнулись с затруднением в подыквивании принятого специалистами каждой группы современных родовых названий ряда форм. Для таких форм оставлены старые, привычные для геологов, родовые названия: *Corbis* (вместо нового *Fimbria*), *Cyprina* (*Arctica*), *Gryphaea* (*Pseudoponte*) и некоторые другие.

Слой 1 – верхняя часть монских известняков.

В основании слоя 2 изредка встречаются остатки монских моллюсков – *Corbis montensis*, *Cerithium semicostatum*, а также туррителы монского облика, очевидно переотложенные из слоя 1 (Зубкович, 1956).

Наиболее характерными формами слоя 2 являются *Ostrea crimensis*, *Cyprina morrissi*, *Lucina volgensis*; встречаются створки *Chlamys prestwichi*.

Таблица 1. Макрофоссилии разреза Сувлукая

Номер на рис. 2	Название форм	Номер на рис. 2	Название форм
	ПЕЛЕЦИПОДЫ		
10	<i>Cardita nova</i> Zubkovitsch	9	<i>Plicatula</i> cf. <i>cyclostroides</i> Traub
26	<i>Chlamys opia</i> Vassilenko	22	<i>Pseudamussium corneum</i> (Sowerby)
24	<i>Chl. orcina</i> Vassilenko	30	<i>Vulsella caudata</i> Fraucher
25	<i>Chl. ex gr. parisiensis</i> (Deshayes)		ГАСТРОПОДЫ
17	<i>Chl. prestwichi</i> (Morris)	9	<i>Ampullina</i> cf. <i>chenayensis</i> Cossmann
23	<i>Chl. pristina</i> Vassilenko	14	<i>Athleta elevata</i> Sowerby
29	<i>Chl. solea</i> (Deshayes)	11	<i>Calyptrea</i> cf. <i>suessonensis</i> (d'Orbigny)
27	<i>Chl. subimbricata</i> (Münster)	4	<i>Campanile korobkovi</i> Gorbach
28	<i>Chl. veneranda</i> Vassilenko	5	<i>C. menneri</i> Gorbach
3	<i>Corbis montensis</i> Cossmann	12	<i>Cavoscala bowerbankii</i> (Mor.)
4	<i>C. transversaria</i> Cossmann	2	<i>Cerithium semicostatum</i> Deshayes
11	<i>Crassatella novella</i> Zubkovitsch	13	<i>Ficus intermedius</i> Melleville
16	<i>Cucullaea decussata</i> Parkinson	3	<i>Pseudoliva robusta</i> Briart et Cornet
14	<i>Cuc. volgensis</i> Barbot de Marni	8	<i>Turritella</i> cf. <i>abichi</i> Netschaew
8	<i>Cyprina morrissi</i> Sowerby	7	<i>T. bisserialis</i> Eichwald
31	<i>Deuteromya intustriata</i> (Archiac)	10	<i>T. kamyschinensis</i> Netschaew
20	<i>Gryphaea antiqua</i> Schwetzw	6	<i>T. cf. leyermeriei</i> Netschaew
32	<i>G. rarilamella</i> (Melleville)	1	<i>T. montensis</i> Briart et Cornet
21	<i>G. pseudovesicularia</i> (Gümbel)		БРАХИОПОДЫ
5	<i>Gryphaeostrea ex gr. eversa</i> (Melleville)	6	<i>Gryphus</i> cf. <i>bajanianus</i> (Davidson)
2	<i>Isognomon belbekensis</i> Gorbach	7	<i>G. kicksii</i> (Gal.)
18	<i>Liostrea acutidorsata</i> (Netschaew)	8	<i>G. fumanensis</i> (Memegh.)
19	<i>L. reussi</i> (Netschaew)	3	<i>G. vitreus sullucapensis</i> Kovaleva
7	<i>Lucina volgensis</i> Netschaew	9	<i>Hemithyris chetensis</i> (Popchadze)
12	<i>Miocardia incognita</i> Zubkovitsch	2	<i>Terebratula mangischlakica</i> Kovaleva
15	<i>Nemocardium edwardsi</i> Deshaes	4	<i>Terebratulina caputserpentis tauremarginata</i> Sacco
6	<i>Ostrea crimensis</i> Zubkovitsch	5	<i>T. striatula</i> Davidson
13	<i>Pholadomya koninckii</i> Nyst	4	<i>T. woodi</i> Nyst

В “губковом горизонте” (сл. 3) содержатся *Pholadomya koninckii* и другие двустворки, впервые описанные М.Е. Зубковичем (1956) и по его наблюдениям, характерные только для этого горизонта; изредка встречаются ядра *Surgina morrissi*.

В слое 4 наиболее обычны *Gryphaea antiqua*, *Chlamys priestwichi*, *Nemocardium edwardsi*, *Lucina reussi*.

В слоях 5 и 6 комплекс моллюсков резко меняется (рис. 2). Доминируют остатки пектинид, очень характерны устрицы, но совершенно иного облика, по сравнению с пачкой мергелей. В слое 5 найдены *Gryphaeaostrea ex gr. eversa*, *Pseudamusium corneum*, *Chlamys pristina*, *C. orcina*, *C. ex gr. parisiensis*.

В слое 6, в котором появляются прослои мергелей, продолжают встречаться створки *C. ex gr. parisiensis*, достаточно обычны остатки других пектинид, местами переполняющие прослои мергелей; весьма характерны створки крупной устрицы – *Gryphaea garilamella*.

Слой 7 отличается существенным сокращением содержащихся в нем остатков моллюсков (рис. 2).

Таким образом, по палеонтологическим признакам в соответствии с предложением М.Е. Зубковича (1956), пачка мергелей может быть разделена на три части, соответствующие слоям 2, 3 и 4; слои с *Surgina morrissi*, с *Pholadomya koninckii* и *Surgina morrissi* (“губковый горизонт” и слои с *Gryphaea antiqua*. Глины слоя 5 относятся к слоям с

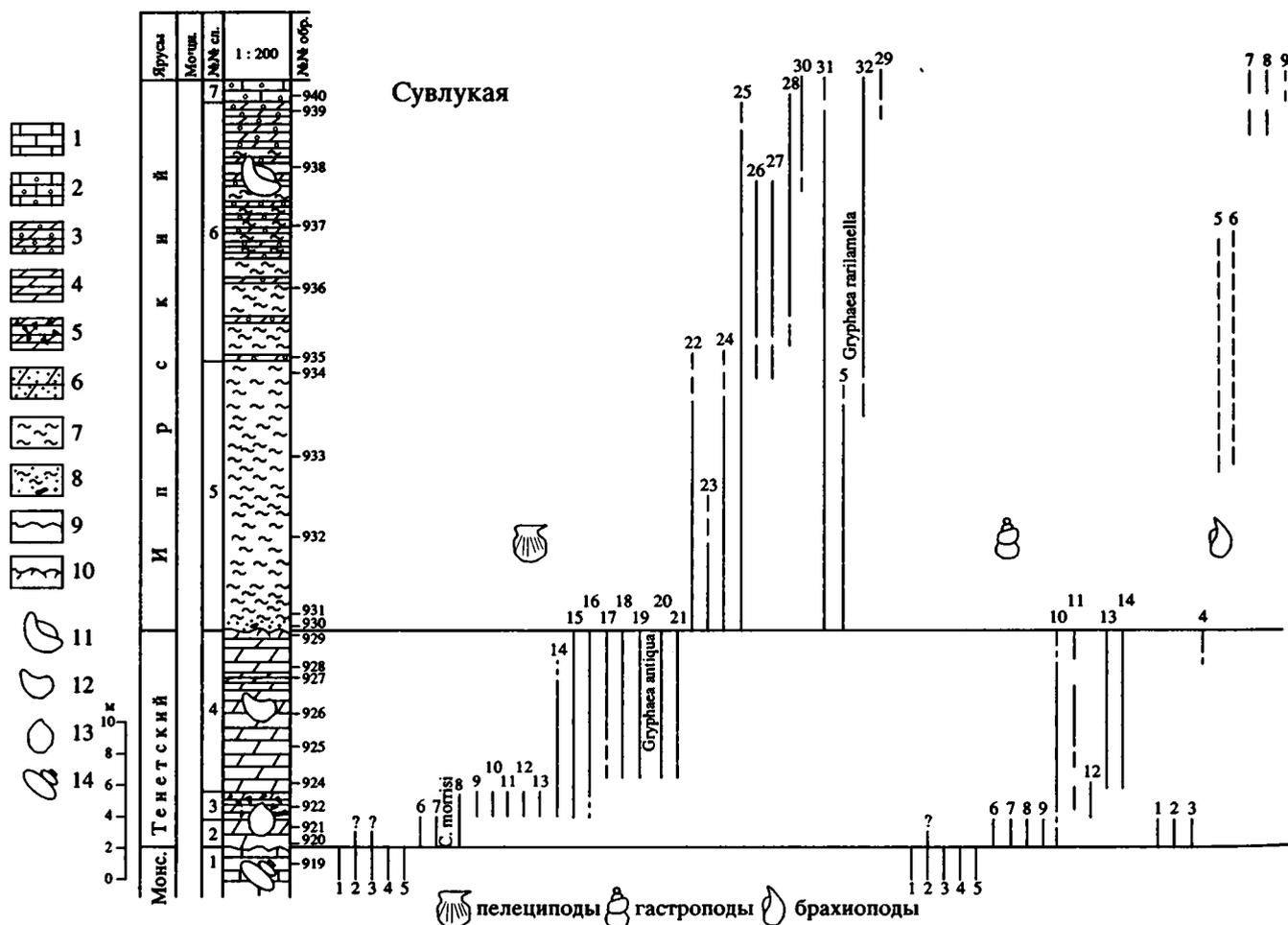


Рис. 2. Распространение макрофоссилий в разрезе Сувлука.

1 – светлые, желтовато-розовые крепкие органогенные известняки; 2 – белые массивные нуммулитовые известняки; 3 – светло-серые и желтовато-серые нуммулитовые мергели; 4 – плотные мергели различных оттенков серого цвета, местами серовато-желтые; 5 – “губковый горизонт” – мергели с темно-серыми окремненными стяжениями, возникшие по губкам (сл. 3); 6 – зеленовато-серые опесчаненные глауконитовые мергели (основание сл. 2); 7 – коричневатосерые и темно-серые вязкие известковистые глины (вверх карбонатность возрастает); 8 – темно-зеленовато-серые и желтовато-серые песчанистые глауконитовые глины с редкими крупными желваками фосфоритов (основание сл. 5); 9 – размытая кровля известняков (сл. 1); 10 – кровля мергелей (сл. 4) с норами талассиноидов. Характерные крупные ископаемые: 11 – створки *Gryphaea garilamella*; 12 – створки *Gryphaea antiqua*; 13 – ядра *Surgina morrissi*, 14 – ядра крупных гастропод.

Таблица 2. Микрофауна разреза Сувлукая

Номер на рис. 3	Название форм	Номер на рис. 3	Название форм
МЕЛКИЕ БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ		24	<i>N. planulatus</i> (Lamarck)
1	<i>Anomalina fera</i> Schutzkaja	25	<i>N. pratti</i> d'Archiac
2	<i>Cibicides reinholdi</i> ten Dam	26	<i>Operculina semiinvoluta</i> Nemkov et Barchatova
3	<i>C. ex gr. ungerianus</i> (d'Orbigny)	ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ	
4	<i>Falsoplanulina subbotinae</i> (Balakhmatova)	27	<i>Acarinina acarinata</i> Subbotinae
5	<i>Hanzawaia ekblomi</i> Brotzen	28	<i>A. convexa</i> Subbotinae
6	<i>Heterolepa brata</i> (Schutzkaja)	29	<i>A. gravelli</i> (Bronnimann)
7	<i>H. libica</i> (Le Roy)	30	<i>A. subsphaerica</i> Subbotina
8	<i>Pseudogaudryina externa</i> Bugrova	31	<i>A. triplex</i> Subbotina
9	<i>Uvigerina praecompecta</i> Balakhmatova	32	<i>Globigerina compressaeformis</i> Chalilov
10	<i>Vaginulinopsis eofragaria</i> (Balakhmatova)	33	<i>G. contorta</i> Schutzkaja
11	<i>V. ex gr. mexicana</i> Cushman	34	<i>G. crassa</i> Schutzkaja
КРУПНЫЕ БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ		35	<i>G. hevensis</i> Schutzkaja
12	<i>Assilina laxispira</i> de La Harpe	36	<i>G. incisa</i> Hillebrandt
13	<i>A. leymeriei</i> (d'Archiac)	37	<i>G. nana</i> Chalilov
14	<i>A. placentula</i> Deshayes	38	<i>G. pileata</i> Chalilov
15	<i>A. plana</i> Schaub	39	<i>G. quadriloculinooides</i> Chalilov
16	<i>A. pomeroli</i> Schaub	40	<i>G. rotundaenana</i> Schutzkaja
17	<i>A. pustulosa</i> Davis	41	<i>G. velascoensis</i> Cushman
18	<i>Nummulites crimensis</i> Nemkov et Barchatova	42	<i>Globoconusa chasconana</i> (Loeblich et Tappan)
19	<i>N. distans</i> Deshayes	43	<i>Globorotalia aequa</i> Cushman et Renz
20	<i>N. distans minor</i> d'Archiac	44	<i>G. elongata</i> (Glaessner)
21	<i>N. irregularis</i> Deshayes	45	<i>G. subbotinae</i> Morozova
22	<i>N. murchissoni</i> Brunner	46	<i>G. wilcoxensis</i> Cushman et Ponton
23	<i>N. nitidus</i> de La Harpe		

Pseudamusium corneum, а слоя 6 – к слоям с *Gryphaea rarilamella*.

Было изучено вертикальное распространение в разрезе Сувлукая мелких бентосных и планктонных фораминифер (табл. 2). Кроме того, привлекались материалы других авторов по крупным бентосным фораминиферам (Закревская, 1990; Немков, Бархатова, 1959; Путеводитель экскурсий ..., 1971) и известковому наннопланктону (Музылев, 1980).

В верхней части слоя 1 встречены очень редкие бентосные фораминиферы *Pararotalia obourgensis*, *Anomalinoidea eogranosa*, *A. danica*, *A. grandis*. В слое 2 комплекс фораминифер резко меняется. Среди бентосных фораминифер отмечается появление *Gaudryina gigantea*, *Cibicidoides proprius*, *C. incognitus*, *C. succedens*, среди планктонных – *Globigerina aff. nana*, *G. aff. aequensis*, *Acarinina subsphaerica*.

В "губковом горизонте" (слой 3) содержатся те же комплексы фораминифер и наннопланктона, что и в предыдущем слое.

В слое 4 присутствует разнообразный комплекс фораминифер. Наиболее характерными являются: *Gyrogonia pontoni*, *Siphonina prima*, *Asteri-*

gerina norvangi, *Anomalinoidea fera*, *Cibicidoides aleni*, *Brotzenella acuta*, *Bulimina rozenkranzi*, *Globigerina nana*, *G. pileata*, *Acarinina acarinata*, *Globoconusa chasconana*, *Globorotalia pseudomenardii*, *G. elongata*.

В слое 5 комплекс фораминифер резко меняется (рис. 3). По существу, возникает новый комплекс бентосных фораминифер, почти не имеющий общих видов с нижележащим. Наиболее характерными являются: *Pseudogaudryina externa*, *Vaginulinopsis eofragaria*, *Falsoplanulina subbotinae*, *Heterolepa libica*, *Unigerina praecompecta*.

В значительной степени видоизменяется состав планктонных фораминифер. В самой нижней части слоя появляются глобороталии: *Globorotalia aequa*, *G. wilcoxensis*, а выше *G. subbotinae*, *G. marginodentata*, *Acarinina triplex*.

Еще одна особенность резко отделяет этот комплекс от предшествующего: появляются крупные фораминиферы. Наиболее важные из них: *Nummulites crimensis*, *Operculina semiinvoluta*, *Assilina pustulosa*, *A. leymeri*, *A. pomeroli*, а также различные дискоциклины.

В слоях 6 и 7 содержание мелких фораминифер вверх постепенно снижается. Отмечаются редкие

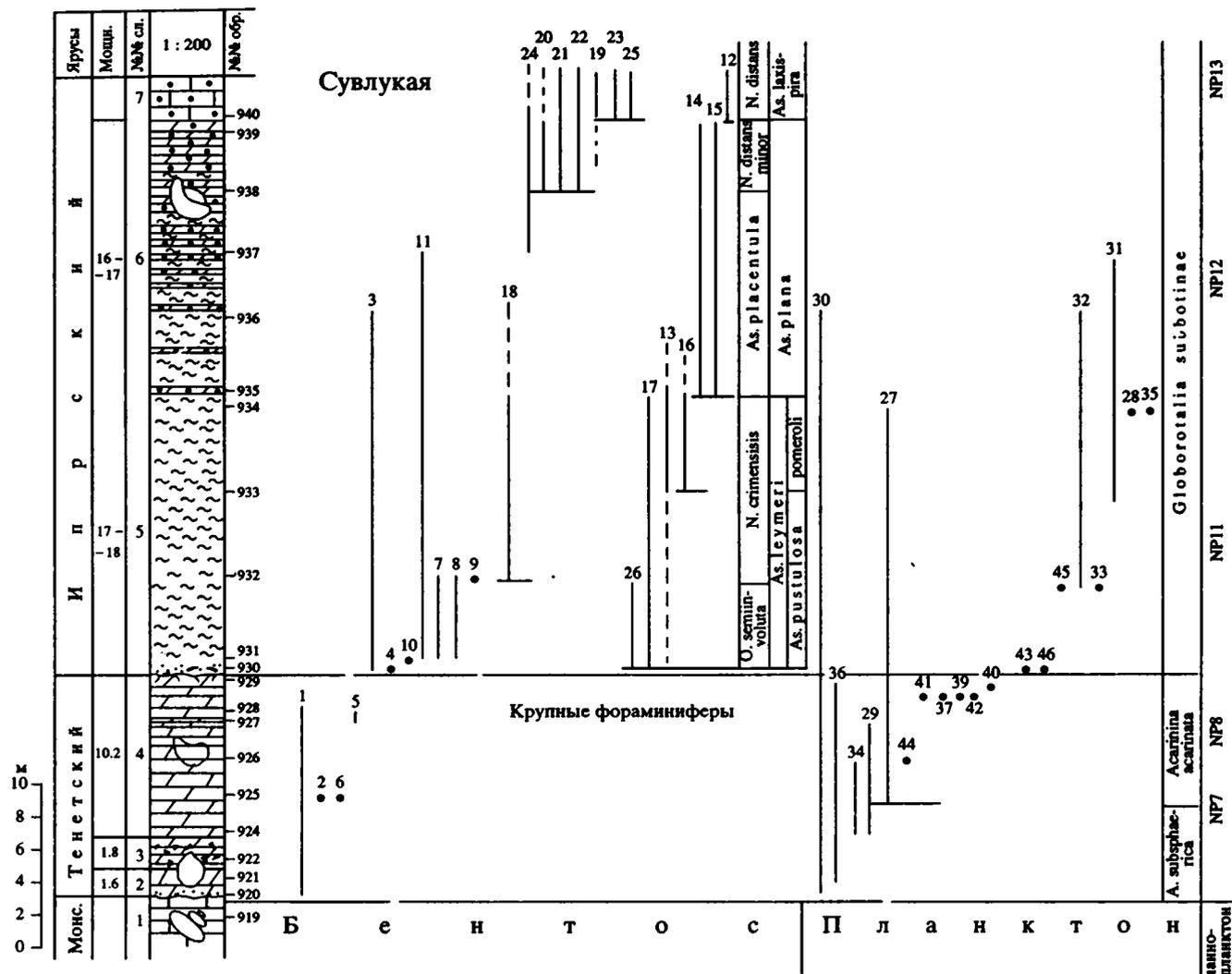


Рис. 3. Распространение микрофауны в разрезе Сувлукая. Усл. обознач. см. на рис. 2.

формы, переходящие сюда из глинистого слоя 5. Среди планктонных форм изредка встречается *Acarinina pentamerata*. Зато возрастает число и разнообразие крупных фораминифер, становящихся в слое 7 пороодообразующими. Отметим наиболее важные формы: такие как *Assilina placentula*, *A. plana*, встречающиеся в нижней части слоя 6, *Nummulites planulatus*, *N. distans minor*, *N. irregularis*, *N. purchisoni* и др. – в верхней части слоя 6, *N. nitidae*, *N. pratti*, *Assilina laxispira* и др. Среди крупных фораминифер, помимо нуммулитов и ассилин, часты различные дискоциклины.

Предлагаемое зональное деление по фораминиферам (рис. 3) в основном отражает материалы предшествующих исследователей (Быков, 1971; Закревская, 1990; Немков, Бархатова, 1959; Путеводитель экскурсий ..., 1971; Шуцкая, 1970; Ярцева, 1973). Некоторые уточнения коснулись деления по планктону. Е.К. Шуцкая (1970) предлагала выделять в самой нижней части мергельной пачки

зону *Acarinina tadjikistanensis djanensis*, которая предшествует зоне *A. subsphaerica*. Однако, так же как и В.Ф. Быков (1971), мы не обнаружили комплекса нижней зоны. Вторая модификация касается зоны *Globorotalia aequa*, установленной Е.К. Шуцкой в нижней части слоя 5. Мы рассматриваем комплексы с *Globorotalia aequa* в составе зоны *G. subbotinae*. Дискуссионность выделения зоны *Globorotalia aequa* в крымских разрезах нашла отражение в сводном томе "Стратиграфия СССР", 1975, т. "Палеоген", с. 42.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СУВЛУКАЯ С РАЗРЕЗАМИ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Приведенные данные по макрофоссилиям разреза Сувлукая в целом представляют обобщение уже известных материалов (Василенко, 1952; Вялов, 1976; Зубкович, 1956; Ковалева, 1961; Путеводитель экскурсий ..., 1971). Общее наше заключение

сводится к тому, что намеченное предыдущими исследователями сопоставление подразделений разреза Сувлукая с тенетским, ипрским и лютетским ярусами должно быть сохранено. Остается справедливым заключение М.Е. Зубковича (1965), основательно проработавшего фауну моллюсков из пачки мергелей Крыма, о ее тесной связи с фауной тенетского яруса Парижского и Бельгийского бассейнов и меньшей – с тенетской фауной Английского бассейна. Точно так же должно быть оставлено отнесение В.К. Василенко (1952) выше лежащих глин к ипрскому ярусу. Анализ имеющихся данных в свете новой информации по палеогену Европы и привлечения материалов по наннопланктону позволяют уточнить положение биостратонов разреза Сувлукая.

Общие сведения о стратотипах тенетского и ипрского ярусов и новые данные по стратиграфии верхнего палеоцена и нижнего эоцена Западной Европы рассмотрены в другой нашей статье. Информацию о стратотипах этих ярусов можно найти в справочной литературе: Heinzelin, Glibert, 1957; Davis, 1958 – по тенетскому ярусу, а по ипрскому (Heinzelin, Glibert, 1957; Steurbaut, 1987; Stratotypes, ...1981).

Тенетский ярус (так называемые “тенетские пески”) Д. Прествич (Prestwich, 1988) разделил на две зоны сверху вниз: зону *Ostrea belovacina*–*Pectunculus terebratularis* и зону *Pholadomya koninkii*–*Cyprina morrisi*. Отметим весьма важную особенность стратотипа яруса (Кент, Англия): “тенетские пески” лежат на верхнемеловых породах.

В верхней части “тенетских песков” стратотипической местности З. Эль-Наггаром (El-Naggar, 1967) обнаружены планктонные фораминиферы, среди которых общими с формами мергельной пачкой разреза Сувлукая являются: *Globigerina aequensis*, *Globorotalia pseudomenardii*, *Globocornu chasconona*.

Основная информация о тенетских отложениях получена в Бельгийском и Пражском бассейнах. В Бельгии большей части тенетского яруса отвечает формация Ланден, а меньшей, нижней части – формация Геерс (Nolf, Steurbaut, 1990; Ypresian stratotype, 1988). Многие авторы (Robaszynski, 1978; Stratotype..., 1981) до сих пор принимают схему зонального деления, предложенную еще М. Леришем (Leriche, 1903) сверху вниз: зона *Cyprina scutellaria* (пески Гранглизе и пески Дормал); зона *Pholadomya koninkii* (=obliterata) (туфы Ангре и туфы Линсент); зона *Cyprina morrisi* (формация Геерс).

В скобках приведены литостратиграфические единицы (формации, пески, туфы – соответствуют нашим свитам). По представлениям современных бельгийских авторов (Nolf, Steurbaut, 1990) выше отложений, охваченных приведенным зональным делением, в пределах формации Ланден выделяются еще пески Эркуленинес и пески Дормал.

Если учесть замечание Х. Фаршада (Farchad, 1936) и М.Е. Зубковича о том, что распространение моллюсков, по которым М. Леришем даны наименования зон, может выходить за пределы последних, то в таком случае возможно отнесение слоев с *Cyprina morrisi* и “губкового горизонга” с *Pholadomya koninkii* и *Cyprina morrisi* разреза Сувлукая к нижней зоне Д. Прествича и средней зоне М. Лериша. В Крыму, как и в Англии, отсутствуют более низкие горизонты тенета.

Слои 5 и 6 по моллюскам и нуммулитам относятся к ипрскому ярусу. О фауне ипрских моллюсков Западной Европы известно из литературы прежних лет. О моллюсках собственно стратотипической местности яруса в окрестностях г. Ипра (Западная Фландрия) данных нет. Большую часть ипрского яруса в Бельгии составляют отложения формации Иепер (Ypresian stratotype, 1988; Nolf, Steurbaut, 1990). В сводке (Ypresian stratotype, 1988, с. 237) отмечается, что новые данные по ипрским моллюскам Бельгии невелики. К ним относится публикация А.В. Дондт (Dhondt, 1966) с определениями 12 видов двустворок из верхней части формации Иепер окрестностей г. Гента. Указывается (Ypresian stratotype, 1988, с. 352), что для средней части формации Иепер района восточнее г. Ипра характерны прослои в глинах, переполненные остатками двустворок, в основном пектинид. Из последних – три формы рассматриваются в качестве руководящих для региона: “Pecten” *duplicatus* (Sow.), “Pseudammissium” sp., *Lentipecten comeum* (Sow.).

В целом глины слоев 5 и 6 по общему характеру напоминают глины формации Иепер; сближают их и наличие прослоев, переполненных остатками двустворчатых моллюсков, главным образом, пектинид. Несомненно, возможна и прямая корреляция по одним и тем же формам. Так, упомянутый выше *Lentipecten comeum* (Sow.), очевидно, В.К. Василенко был определен как *Pseudamusium comeum* (Sow.).

Гигантская устрица *Gryphaea garilamella*, характерная для слоя 6 разреза Сувлукая, известна из различных местонахождений от Мангьшплака до Западной Европы (Василенко, 1952; Дылевская, 1913). По данным Л. Феугуера (Feuguer, 1963) пески с *Gryphaea garilamella* развиты в северо-восточной Франции (свита песков Лаон) и в юго-восточной Фландрии у г. Ронсе. В Бельгии пескам Лаон соответствуют пески Монсен-Певеле нижней части формации Иепер. Эти пески содержат раковины *Gryphaea garilamella*. Если руководствоваться данными о распространении *G. garilamella* в разрезах Парижского и Бельгийского бассейнов, можно прийти к заключению, что в Крыму к нижней части ипрского яруса относятся не только слои с *Gryphaea garilamella* (сл. 6), но и более высокие горизонты, то есть часть нуммулитовых известняков, заключающая одиночные раковины *G. garilamella* (на рис. 2, сл. 7 и выше), которые обычно относят уже к лютетскому ярусу (Василенко, 1952).

Средиземноморье

Отделы	Подотделы	Ярусы	Зоны			
			Подъярусы	нуммулиты Группа <i>N. brongniarti</i>	ассилины	наннопланктон
Эоцен	сред.	лютец	нижний	<i>laevigatus</i>	<i>spira abrardi</i>	<i>Chyiph. alatus</i> NP15
			верхний	<i>manfredi</i>	<i>major</i>	<i>D. sublodoensis</i> NP14
	кюиз	средний		<i>praelaevigatus</i>	<i>laxispira</i>	<i>D. lodoensis</i> NP13
			нижний	<i>planulatus</i>	<i>plana</i>	<i>M. tribrachiatum</i> NP12
	илердский	верхний	2	<i>involutus</i>	<i>adrianensis</i>	<i>D. binodosus</i> NP11
			1	<i>exilis</i>	<i>leymerici</i>	<i>M. contortus</i> NP10
		нижний	2	<i>fraasi</i>	<i>arenensis</i>	<i>D. multiradiatus</i> NP9
			1		<i>prisa</i>	<i>H. riedeli</i> NP8
	Палеоцен	тенет	верхний		<i>yvettae</i>	<i>D. gemmeus</i> NP7
			нижний			<i>H. KleinPELLI</i> NP6
					<i>F. tympaniformis</i> NP5	

Крым (Сувлукая)

Ярусы	№ слоя	Зоны						
		нуммулиты	ассилины	наннопланктон				
лютец	7	<i>N. polygyratus</i>	<i>As. spira abrardi</i>	<i>D. lodoensis</i> NP13				
			<i>As. major</i>					
	6	<i>N. distans</i>	<i>As. laxispira</i>	<i>M. tribrachiatum</i> NP12				
			<i>As. planula</i>					
			<i>As. placentula</i>					
	5	<i>N. crimensis</i>	<i>As. Leymerici pomeroi</i>	<i>D. binodosus</i> NP11				
			<i>pustulosa</i>					
тенет	4	<i>O. semiinvoluta</i>	<i>As. Leymerici</i>	<i>H. riedeli</i> NP8				
					3	<i>D. gemmeus</i> NP7		
							2	<i>D. gemmeus</i> NP7
монс-зеландий	1			NP4?				

Рис. 4. Сравнение расчленения разрезов Сувлукая и Средиземноморья (Немков, Бархатова, 1959; Закревская, 1990; Schaub, 1981). Усл. обознач. см. рис. 2.

Верхняя часть пачки мергелей – слои с *Gyrphaea antiqua* отвечают в Бельгии либо перерыву, либо более высоким горизонтам формации Ланден (см. далее).

Ранее отмечалось (Найдин, Беньямовский, 1988), что комплекс моллюсков имеет большое значение для корреляции разрезов тенета. *Surgina morgisi*, помимо стратотипа яруса, известна в Бельгийском и Парижском бассейнах, на Кавказе и севере Украины, в Поволжье и Таджикской депрессии. *Gyrphaea antiqua* указывается из Польши, Болгарии, севера Украины, Абхазии, Мангышлака, Туркмении и Таджикской депрессии. Как в Крыму, так и в других регионах эти формы встречаются на различных стратиграфических уровнях: *Surgina morgisi* – ниже, *Gyrphaea antiqua* – выше.

Отмечается некоторая общность составов комплексов микрофоссилий Западной Европы и Крыма. Если сравнить состав ассоциаций фораминифер туфов Линсент формации Ланден и пачки мергелей (сл. 2 - 4) Сувлукая, то отмечают общие виды среди бентосных: *Gyroidina pontoni*, *Valvulineria ravni*, *Astrorigerina norvangi*, *Cibicides succedens*, *C. proprius*, *Bulimina rosenkrantzi* и планктонных фораминифер: *Globorotalia pseudomenardii*.

Однако комплексы мелких фораминифер (сл. 5 - 7) разреза Сувлукая существенно отличаются от формации Иепер. В Бельгийском бассейне были распространены некоторые группы, например, парроталии, эльфидиумы, криворонины, протоэльфидиумы и другие, отсутствующие в Крымском водоеме.

Интересным является присутствие в глинах формации Иепер (Ypresian Stratotype, 1988) *Nummulites planulatus*, столь характерного для крымских разрезов. По-видимому, в ипре в ЕПО усилилось влияние средиземноморской водной массы (рис. 4). Об этом свидетельствует появление и раселение тепловодных крупных фораминифер: нуммулитов, ассилин, оперкулин. Г. Шауб (1966), детально изучавший нуммулитид крымских разрезов, отметил, что бахчисарайская фауна известна из разрезов подножия Пиренеев и южного подножия Альп и, что отложения, содержащие фауну крупных фораминифер, относятся к нижнеэоценовому илердскому и кюизскому ярусам Средиземноморья. С кюизом Парижского бассейна разрез Сувлукая сближает состав планктонных фораминифер: *Globorotalia marginodentata*, *G. subbotinae* и присутствие нуммулитов (Bignot, 1981).

Кроме моллюсков, брахиопод и фораминифер из разреза Сувлукая известны и некоторые другие

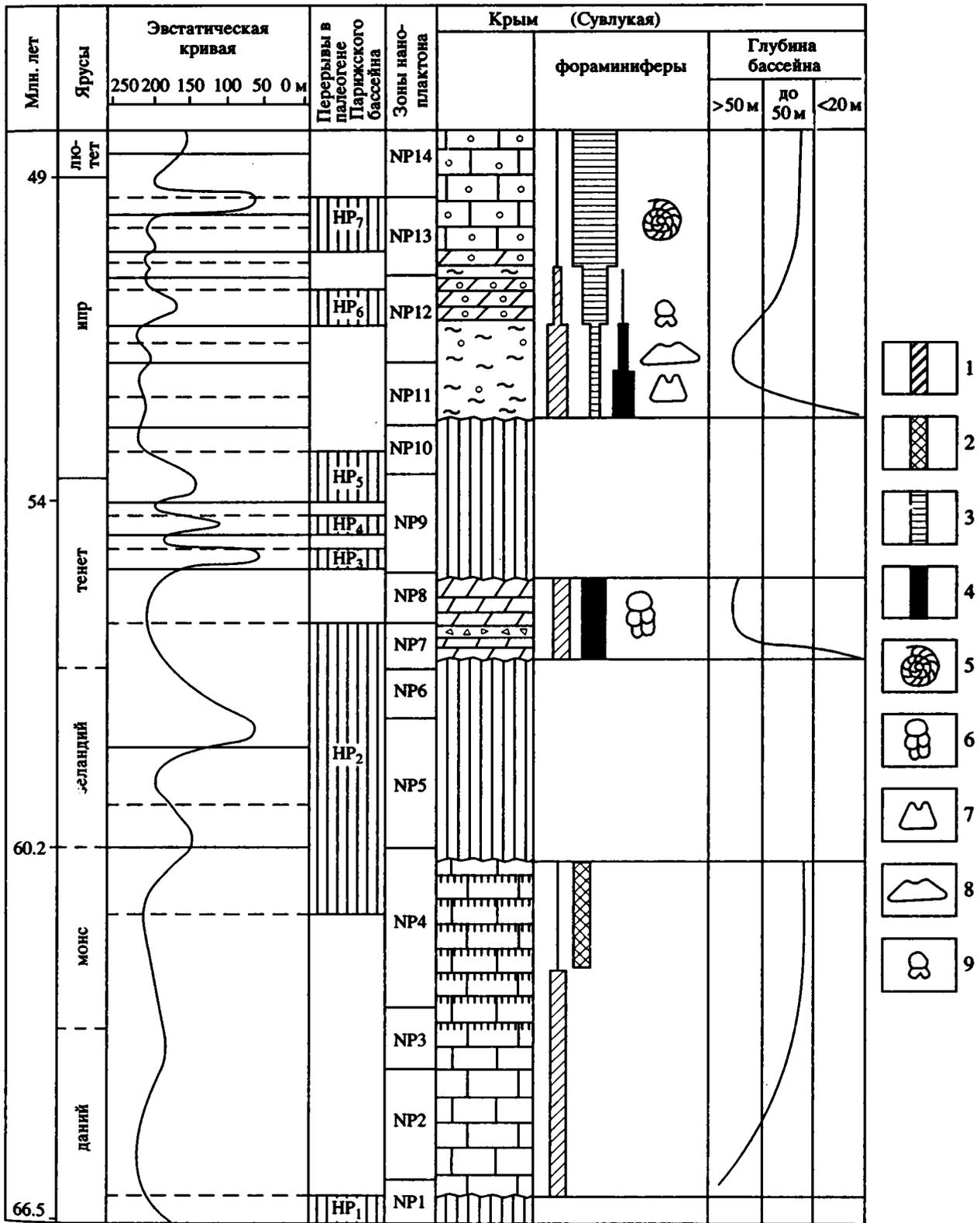


Рис. 5. Сопоставление разреза Сувлукья с эвстатической кривой и графиком перерывов палеогена и раннего эоцена Парижского бассейна – левая сторона графика (по Ш. Померолу (Pomerol, 1989) с выделением монского и зеландско-го ярусов).

Основная колонка – как на рис. 2. Фораминиферы: 1 – бентосные, 2 – монские тропические бентосные, 3 – нуммулитиды; 4 – планктонные фораминиферы; 5 – крупные нуммулиты (*N. distans*); 6 – акаринины; 7 – коробчатые глобороталии (*C. aequa*); 8 – низкокониические глобороталии (*G. subbotinae*); 9 – глобигерины. Остальные обозначения см. на рис. 2.

	Бельгия	Дания	Сувлукая	Ярусы
NP11	Глины Иепер		Глины (сл.5)	Ипр
NP10	Пески Эркуллиннес	Глины Мо		
NP9	Пески с Сургина	Серые глины без фоссилий		Тенет
NP8	Туфы Линсент		Мергели (сл. 2 - 4)	
NP7	Формации Геерс	Мергели Кертминде		Зеландий s.s.
NP6				
NP5		Зеленые пески Лёллинге		Монс
NP4			(сл. 1)	
NP3	Известняки Монс	Датские известняки	Монские известняки	Даний
NP2	Туфы Сипли		Датские известняки	
NP1				

Рис. 6. Наннопланктонные зоны верхнего палеоцена Бельгии и Дании по М.-П. Обри (Aubry, 1986) и сопоставление с ними данных по разрезу Сувлукая.

ископаемые. Так, по Л.А. Пановой (1978) споры и пыльца пачки мергелей (сл. 2 - 4) наиболее близки к комплексу тенетского яруса, а пачки глин (сл. 5 и 6) – спарнакского яруса (нижней части ипрского яруса) Парижского бассейна.

Крайне важны для целей корреляции известковые наннофоссилии. Из разреза Сувлукая они изучались рядом исследователей (Андреева-Григорович, 1973; Музылев, 1980; Kapellos, 1973). Наиболее ценные результаты получены Н.Г. Музылевым (1980). На рис. 5 приведены наннопланктонные зоны. Пачка мергелей (сл. 2 - 4) охватывает зону NP8 и верхнюю часть зоны NP7.

По М.-П. Обри (Aubry, 1986), формации Геерс Бельгии отвечают зоны NP6 и NP7, а пескам Линсент – основания формации Ланден – зона NP8. По ее же данным, “тенетские пески” верхов стратотипа тенетского яруса (Кент, Англия) располагаются в пределах зоны NP8. Д. Каррей (Stratotypes..., 1981; с. 262) отмечает присутствие в верхней части песков форм более высокой зоны NP9.

На рис. 6 приведено сопоставление наннопланктонных зон и литостратиграфических подразделений верхнего палеоцена Бельгии и Дании по материалам М.-П. Обри (Aubry, 1986; фиг. 24).

Основываясь на наннопланктонных данных, пачка мергелей Сувлукая должна в основном соответствовать туфам Линсент формации Ланден,

что не противоречит приведенному выше сопоставлению деления по двустворчатым моллюскам Бельгии и Крыма. Правда, остается не совсем ясным соответствие верхней части пачки мергелей – слоев с *Gyurhaea antiqua* подразделениям Бельгии. Если опираться на зоны NP, то эти слои соответствуют верхам туфов Линсент формации Ланден (так показано на рис. 6). Но может быть слои с *Gyurhaea antiqua* отвечают более высоким горизонтальным формации Ланден или гиятусу между формациями Геерс и Ланден.

Как указывалось выше, “тенетские пески” в стратотипической местности тенетского яруса перекрывают верхний мел. Возникает вопрос: как проводить нижнюю границу яруса? Ранее мы высказывались в поддержку выделения рядом исследователей зеландского яруса (Найдин, Беньямовский, 1988). Однако его следует понимать в меньшем объеме, чем это предполагают К. Перч-Нильсен и И.И. Хансен (Perch-Nielsen, Hansen 1981). В предлагаемом ими объеме зеландий s.l. включает значительную часть тенетских отложений Англо-Франко-Бельгийского региона. Границу зеландий – тенет, как мы полагаем, следовало бы проводить по появлению циприновой фауны. В Бельгии эта граница располагается в пределах формации Геерс. Верхняя граница тенета, на наш взгляд, соответствует подошве формации Иепер

Бельгии. Таким образом, в разрезе Сувлукая присутствует небольшая часть тенетского яруса: он здесь незначительно срезан снизу и очень существенно сверху.

Выше в глинах (сл. 5, слои с *Pseudamussium costeum*) и глинах с прослоями мергелей (сл. 6, слои с *Gyurhaea garilamella*) установлены наннопланктонные зоны NP11 и NP12, которые охватывают большую часть формации Иепер (Steurbaut, 1987; Ypresian stratotype, 1981). Со слоя 7 в разрезе Сувлукая начинается зона NP13, охватывающая лежащие выше нуммулитовые известняки (на рис. 2 и 3 они не показаны). В Бельгии зона NP13 охватывает верхние свиты формации Иепер и лежащую выше формацию Влиерцэле, которую бельгийские авторы относят еще к ипру (*Nolf, Steurbaut, 1990*). Таким образом, на основании планктонной корреляции, обычно называемые у нас "лютетские" известняки (сл. 7 и выше), должны быть сопоставлены с верхней частью ипрского яруса Бельгии.

Из приведенного краткого описания следует, что разрез Сувлукая – один из основных в системе так называемого "бахчисарайского стратотипического разреза", предлагавшегося для значительных стратиграфических гиатусов: между известняками монса (сл. 1) и пачкой мергелей тенета (сл. 2 - 4), между тенетскими мергелями и ипрскими глинами (сл. 5). Оба гиатуса выражены резкой сменой литологического состава и макрофоссилий. Они подчеркнуты также прослеживаемыми в юго-западном Крыму небольшими угловыми несогласиями.

По микро- и наннопланктонным данным можно определить величину этих стратиграфических гиатусов. Величина первого определяется выпадением наннопланктонных зон NP5 и NP6, что соответствует зеландию s.s. Величина второго между тенетскими мергелями и ипрскими глинами оценивается зонами NP9 и NP10.

Таким образом, в разрезе отсутствуют как верхняя часть тенетского яруса, так и нижние горизонты ипра. Выпадение последних подтверждается также радиометрическими цифрами, полученными по глаукониту основания ипрского яруса Бахчисарайского района (сл. 5 : 51.5 ± 1.5 и 49.7 ± 0.9 млн. лет – Бархатова, Спринцон, 1973). Эти цифры меньше опубликованных радиометрических определений основания ипра: 57.7 млн. лет (Berggren et al., 1985), 56.5 млн. лет (Harland et al., 1989), 54 млн. лет (Pomerol, 1989; Naq et al., 1987).

ВЫВОДЫ

1. Не разделяется сложившееся у ряда исследователей представление о полной непригодности стратотипов ярусов палеогена – тенетского и ипрского – в качестве эталонов. В значительной мере именно признание неполноценности стратотипов в свое время привело к появлению "бахчисарайского стратотипического разреза".

В последние годы усилиями зарубежных коллег существенно расширены и уточнены данные о стратотипах ряда ярусов палеоцена и эоцена. Эти данные были нами использованы при стратиграфической калибровке разреза Сувлукая.

2. Признается необходимость привлечения опорных разрезов при удаленных корреляциях. В качестве одного из таких разрезов для палеогена, несомненно, может быть предложен разрез Сувлукая, несмотря на наличие в нем значительных перерывов. Особую ценность разрезу Сувлукая придает присутствие в нем, наряду с комплексами Европейской палеобиогеографической области, элементов Средиземноморской области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева-Григорович А.С. Зональный поділ за наннопланктоном палеогенових відклад в Бахчисарая // Доп. АН УРСР. 1973. Б. № 3. С. 195 - 197.
- Бархатова Н.Н., Спринцон В.Д. Возраст нижнеэоценовых отложений Бахчисарайского разреза Крыма по радиологическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 3. С. 130 - 131.
- Быков В.Ф. Распределение мелких фораминифер в палеоцен-эоценовых отложениях Бахчисарайского разреза // Тр. ВНИИГАЗ. 1971. Вып. 31/39 - 32/40. С. 83 - 85.
- Василенко В.К. Стратиграфия и фауна моллюсков эоценовых отложений Крыма // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1952. Вып. 59. 128 с.
- Вялов О.С. Бахчисарайский разрез палеогена. Основные обнажения палеоцена // Геол. и геохим. горючих ископаемых. 1976. Вып. 47. С. 80 - 88.
- Вялов О.С. Основные обнажения эоцена и олигоцена // Геол. и геохим. горючих ископаемых. 1977. Вып. 48. С. 93 - 102.
- Дылевская А.Н. *Ostrea garilamella* из нижнетретичных отложений Мангышлака // Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей. 1913. Т. 23. Вып. 1. С. 143 - 150.
- Жижченко Б.П. К проблеме ярусного деления палеогеновых отложений Юга Советского Союза. М.: ВНИИГАЗ, 1965. 48 с.
- Закревская Е.Ю. Ассилыны, оперкулины и реникоталии Крыма и их значение для стратиграфии эоцена. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1990. 18 с.
- Зубкович М.Е. К стратиграфии тенетского яруса Западного Крыма // Докл. АН СССР. 1956. Т. 108. № 5. С. 920 - 922.
- Ковалева Н.П. Новые данные о видовом составе брахиопод нижнепалеогеновых отложений Крыма (Бахчисарайский район) и Закавказья (Сухумский район) // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 3. С. 686 - 688.
- Ланге О.К., Мирчинк Г.Ф. О верхнемеловых и третичных отложениях окрестностей Бахчисарая // Бюл. Моск. об-ва испытат. природы (протоколы). 1909 (1910). С. 36 - 42.
- Леонов Г.П. К проблеме ярусного деления палеогеновых отложений СССР // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1963. № 4. С. 34 - 35.
- Леонов Г.П., Алимарина В.П., Найдин Д.П. О принципе и методах выделения ярусных подразделений

- эталонной шкалы // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1965. № 4. С. 15 - 28.
- Меннер В.В.* Ярусная шкала палеогена на примере Бахчисарайского разреза Крыма // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1983. № 11. С. 5 - 11.
- Музылев Н.Г.* Стратиграфия палеогена Юга СССР по наннопланктону // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 348. 96 с.
- Муратов М.В., Немков Г.И.* Стратиграфия палеогеновых отложений Крыма, как основа для стратиграфического расчленения палеогена Советского Союза // Тр. Совещ. по разработке унифициров. стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку: ИГ Азерб. АН, 1959. С. 57 - 63.
- Муратов М.В., Немков Г.И.* Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена Юга СССР // Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 15 - 23.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* О верхнем ограничении датского яруса. Стратотипы ярусов палеоцена // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1988. № 10. С. 3 - 15.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* О верхнем ограничении датского яруса. Даний, монс и зelandий за пределами стратотипических районов // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1988. № 10. С. 3 - 15; 1989. № 1. С. 21 - 38.
- Немков Г.И., Бархатова Н.Н.* Зоны крупных фораминиферных эоценовых отложений Крыма // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1959. Вып. 2. С. 121 - 125.
- Немков Г.И., Бархатова И.Н.* Нуммулиты, ассиллины и оперкулины Крыма // Тр. Геол. музея им. А.П. Карпинского. 1961. Вып. 5. 148 с.
- Панова Л.А.* Распределение спор и пыльцы в палеогеновых отложениях Бахчисарайского стратотипического разреза // Стратиграфия кайнозоя Сев. Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: НИИГеология ДГУ, 1978. Вып. 2. С. 69 - 80.
- Путеводитель экскурсий (XII Европейский микропалеонтологический коллоквиум). Ч. 1. Крым. М.: МГУ, 1971. 149 с.
- Решение Постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР. 1962 // Сов. геология. 1963. № 4. С. 145 - 154.
- Решение XV Пленарного заседания Палеогеновой комиссии (Львов, 1981) // Постановления МСК и его постоянных комиссий. ВСЕГЕИ. 1983. Вып. 41. С. 42 - 44. Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 523 с.
- Шауб Г.* Нуммулитовые зоны и эволюционные ряды нуммулитов и ассиллины // Вопр. микропалеонтологии. 1966. Вып. 10. С. 289 - 302.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 70. 256 с.
- Ярцева М.В.* Характеристика комплексов бентосных фораминифер дату та палеоцену стратотипових розрізов в Бахчисарайського району // Тектоника і стратиграфія. 1973. № 6. С. 33 - 40.
- Aubry M.-P.* Paleocene calcareous nannoplankton biostratigraphy of northwestern Europe // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1986. V. 55. № 2 - 4. P. 267 - 334.
- Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J., Van Couvering J.A.* Cenozoic geochronology // Bull. Geol. Soc. America. 1985. V. 96. P. 1407 - 1418.
- Bogmot G.* Cuisian // Stratotypes of paleogene stages. Bull. d'inform. Geol. Basc. 1981. Paris. Mem. hore ser. № 2. P. 63 - 75.
- Cavelier G., Pomerol C.* Statigraphy of the Paleogene // Bull. Soc. Geol. France. 1986. Ser. 7. T. 11. № 2. P. 255 - 265.
- Davis A.G.* Thanet Sands (Beds) // Lexique stratigr. intern. Europe. V. 1. 1958. P. 73.
- De Gevter G.* The Landen formation // Bull. Soc. Belge Geol. 1987. V. 86. № 4. P. 353 - 356.
- Dhondt A.* Mollusken // Hed fossilhoudend Ieperian van Merleke. Naturwet. Tijdschr. (Gent). 1966. V. 48. P. 218 - 220.
- El-Naggar Z.R.* Planctonic foraminifera in the Thanet Sands of England, and the position of the Thanetian in Paleocene stratigraphy // J. Paleontology. 1967. V. 41. № 3. P. 575 - 587.
- Farchad H.* Etude du Thanetian (Landenien marin) du bassin de Paris // Met. Soc. Geol. France. 1936. Mem. 30. P. 1 - 103.
- Feuguer L.* L'Ypresien du bassin de Paris // Mem. Serv. Carte geol. France. Paris, 1963. 568 p.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Graid E.L., Smith A.G., Smith D.G.* A geologic time scale 1989. Cambr. Univ. press, 1989. 263 p.
- Heinzelin de J., Globert M.* Landenien // Lexique stratigr. intern. Europe. V. 1. Fasc. 4aVII. 1957. P. 99 - 101.
- Heinzelin de J., Glibert M.* Ypresien // Lexique stratigr. intern. Europe. 1957. V. 1. Fasc. 4aVII. P. 205 - 208.
- Kappelos C.* Biostratigraphie des Gurnigelflysches // Schweiz. Palaontol. 1973. Bd. 96. S. 1 - 128.
- Leriche M.* Sur les hotizons paleontologiques du Landenien marin du Nord de la France // Ann. Soc. Geol. Nord. 1903. T. 32. P. 234 - 252.
- Nolf D., Steurbaut E.* Stratigraphie de L'Eocene en Flandre Occidentale et dans les regions limitrophes // Bull. Inform. Geol. Bassin Paris. 1990. V. 27. № 3. P. 9 - 36.
- Perch-Nielsen K., Hansen J.N.* Zelandian. Stratotypes of Paleogene stages / Ed. Pomerol C. // Bull. Infor. Geol. Bassin Paris. Mem. ser. № 2. 1981. P. 218 - 230.
- Pomerol C.* Stratigraphy of the Palaeofene: hiatuses and transition // Proc. Geol. Ass. London. 1989. V. 100. Pt 3. P. 313 - 324.
- Prestwich J.* Forther observations on the correlation of the Eocene strata in England, Belgium and the North of France // Quart. J. Geol. Ass. London. 1988. V. 44. P. 88 - 111.
- Robaszynski F.* Paleocene et Eocene interieur de la region de Mons et du North de la France: arguments actuels de correlation // Bull. Soc. Belge geol. 1978. V. 87. № 4. P. 239 - 247.
- Schaub H.* Nummulites et assilines de la Tethys paleogene. Taxonomie, phylogenese et biostratigraphie // Schweiz. Palaontol. Abhand. Mem. Suis. Paleont. 1981. V. 104. 236 p.
- Steurbaut E.* The Ypresian in the Belgian Basin // Bull. Soc. Belge Geol. 1987. V. 96. P. 339 - 351.
- Stratotypes of Paleogene stages / Ed. Pomerol C. // Bull. Inform. Geol. Basin Paris. Mem. ser. 2. 1981. 301 p.
- The Ypresian stratotype / Eds. Dupuis C., Deconinck J., Steurbaut E. // Bull. Soc. Belge geol. 1988. V. 97. № 3 - 4. 481 p.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК 550.93:551.7811.782

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА КАМЧАТКИ

© 1994 г. Г. П. Багдасарян*, Ю. Б. Гладенков**, А. Е. Шанцер**

*Институт геологических наук АН Армении, 375019 Ереван, пр. маршала Баграмяна, 24^а, Армения

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

Поступила в редакцию 03.06.93 г.

В статье приводятся данные по изотопному датированию вулканитов ряда участков западного побережья Камчатки, где вулканогенные толщи подстилаются и перекрываются фаунистически или флористически охарактеризованными свитами.

Чаще всего радиологические определения совпадают с биостратиграфическими данными или по крайней мере не очень им противоречат. Резкие несоответствия палеонтологических и изотопных датировок могут объясняться как лабораторными, так и геологическими ошибками. Дается оценка всей сложности радиометрического датирования вулканогенных толщ, зачастую представляющих собой пространственно совмещенные разновозрастные комплексы. Положительно оцениваются дальнейшие перспективы подобных исследований при комплексных геологических работах.

Биостратиграфические исследования последних десятилетий, проведенные по кайнозою Камчатки и сопредельных районов, позволили выделить в стратиграфической последовательности ряд региональных подразделений (региоарусов и лон) и сопоставить их с ярусными и зональными единицами общей шкалы.

К сожалению, специальных работ по радиометрическому датированию камчатского палеогена и неогена фактически не проводилось, а известные в литературе отдельные определения были получены только К-Аг методом и, как правило, не сопровождалась биостратиграфическим контролем. В настоящей статье представлены результаты К-Аг датирования хорошо стратиграфически привязанных проб и проведено сравнение полученных результатов с результатами возрастного определения пород, которое основано на биостратиграфических построениях. Предлагаемые определения изотопного возраста сделаны по валовым пробам вулканитов, которые были собраны Ю.Б. Гладенковым и А.Е. Шанцером.

Все пробы обрабатывались в лаборатории абсолютного возраста АН Армении под руководством Г.П. Багдасаряна по стандартной методике. Образец (валовая проба) измельчался в дробилке до крупности зерна 0.5 мм и просеивался; фракция в 0.5 - 0.25 мм квартовалась на долитоле Джонса до получения средней пробы весом 10 - 15 г. Небольшая часть истиралась в агатовой ступке для определения содержания калия. Остальная часть фракции в 0.5 - 0.25 мм предназначалась для плавки в металлургическом реакторе и выделения аргона. Навеска пробы бралась от 0.5 до 1 г. Содержание $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ определялось методом изотопного разбавления с использованием в качестве трассера аргона,

обогащенного до 95% изотопом ^{38}Ar . Для дозировки индикатора к обычной объемной установке Хлопина-Герлинга было подсоединено дозирующее устройство, с помощью которого отбирались разбавленные в CO_2 аликвоты трассера. Коэффициент разбавления (доля ^{38}Ar в смеси $^{38}\text{Ar} + \text{C}^{18}\text{O}_2$) определялся специальной серией экспериментов также методом изотопного разбавления и контролировался эталоном "Азия"-1/65 Комиссии ОГПГН РАН по изотопной геологии и геохронологии. Подобный контроль проводился через каждые 10 серий определений К-Аг возраста. Дозированный трассер, количество которого заранее точно измерялось в тупиковом манометре Мак Леода, вводился после плавки образца и перевода выделившихся газов в измерительную часть прибора.

Изотопные отношения $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ измерялись двулучевым компенсационным методом с применением трехщелевого двухколлекторного приемника ионов, разработанного в ИГЕМ РАН. Погрешность определения $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ на основе анализа воспроизводимости результатом параллельных измерений оценивается в $\pm 2 - 3\%$. Содержание калия в пробах определялось пламенно-фотометрическим методом. Как правило, каждая проба подвергалась двум параллельным анализам, и при расчетах использовалось среднее по ним. Расхождение между результатами анализа не превышало 1.5 - 2.5%, что с учетом экспериментальной ошибки определения аргона позволяет оценить погрешность определения возраста в 4 - 5%. При вычислении возраста использовались константы распада ^{40}K , рекомендованные Международной подкомиссией по геохронологии в 1976 г. Все определения проводились на масс-спектрометре МИ-1201 Сумского объединения "Электрон".

Результаты изотопно-геохронологического исследования образцов приведены в таблице.

Породы на определение изотопного возраста в камчатских разрезах отбирались из вулканитов (выборка шла только из наименее измененных разностей), перекрытых или подстилаемых фаунистически или флористически датированными отложениями. В большинстве случаев полученные К-Аг датировки в целом хорошо согласуются с биостратиграфическими данными, однако в отдельных случаях целые серии определений резко противоречат последним.

Основная масса датировок получена по разрезам палеогена Западной и Северо-Восточной Камчатки. Отдельные даты получены из пород Центральной Камчатки, а также неогена востока и северо-востока полуострова. Среднее содержание К в породах – 1 - 1.5%.

В данной статье нет надобности приводить детальные описания разрезов с фаунистической и флористической характеристикой, т.к. в большинстве случаев эти данные опубликованы (Гладенков и др., 1985; Гладенков и др., 1990, 1988, 1991; Челебаева, Шанцер, 1988). Здесь лишь кратко дается геологическая характеристика нескольких районов запада Камчатки, из которых получены радиологические датировки (рисунок).

Юго-восточное побережье Пенжинской губы (от устья р. Пустой на севере до устья р. Шаманки на юге). Здесь наиболее древними палеогеновыми образованиями является чемурнаутская серия (геткилнинская, камчикская и ткаправая свиты), которая по микрофауне и листовой флоре датируется в пределах позднего дания - позднего палеоцена (раннего эоцена?). Чемурнаутская серия представляет собой регрессивный цикл терригенного и вулкано-терригенного осадконакопления от чисто морских фаций (геткилнинская свита) до прибрежно-морских и континентальных (камчикская и ткаправая свиты). В разрезе серии наблюдаются многочисленные силлы (с максимальной мощностью до 20 - 30 м) и секущие дайки базальтов, андезитодацитов и липаритов. Отдельные мощные пластовые тела по структурным особенностям относятся к диорит-порфирирам и гранодиорит-порфирам. Чемурнаутская серия несогласно перекрыта толщей наземных вулканитов контрастного состава (с преобладанием базальтов), которая на севере района известна под названием велоллыкской свиты, а на юге – божедомовской. Это – чередование лавовых пачек базальтового и дацитового состава с грубыми агломератовыми туфами (реже псефитовыми и псаммитовыми), а также с вулканогенными аллювиально-пролювиальными отложениями и лахарами. В божедомовской свите собрана флора, характерная для среднего эоцена региона. Перекрывается божедомовская свита иргирнинской и ратэгинской свитами с фауной и флорой верхнего эоцена. Как интрузивные образования в чемурна-

утской серии, так и вулканиты божедомовской свиты в массе представлены породами известково-щелочного ряда. Содержание калия в силлах и дайках варьирует от 0.56 до 1.59%, в лавовых потоках – 0.72 - 1.92%.

Возраст силлов чемурнаутской серии определен по 8 пробам: обр. 5 – 48.4 ± 1 ; обр. 6 – 49 ± 2.25 ; обр. 7 – 47 ± 3.3 ; обр. 8 – 48.7 ± 3 ; обр. 8а – 49.2 ± 1.8 ; обр. 10 – 49.9 ± 0.8 ; обр. 11 – 45 ± 1.1 ; обр. 13 – 47 ± 1.6 . Из лав божедомовской свиты на участке побережья от бухты Чемурнаут до мыса Ребро определен возраст по 5 образцам из различных частей вулканогенного разреза: обр. 14 – 48.7 ± 1.7 ; обр. 15 – 49 ± 1.25 ; обр. 16 – 50.2 ± 2.2 ; обр. 100/1 – 48.5 ± 1.5 ; обр. 100/2 – 51.3 ± 1.6 . На участке побережья от мыса Божедомова до устья р. Шаманки из лав божедомовской свиты выполнено 4 радиологических определения возраста: обр. 3082-5 – 46.7 ± 2.7 ; обр. 3182 – 52.7 ± 1.6 ; повторное определение первой из этих проб дало полное совпадение. Таким образом, как в интрузивных фациях чемурнаутской серии, так и в лавах божедомовской свиты наблюдается некоторая дисперсия возрастов: в первом случае от 50 до 47 млн. лет, во втором – от 51 до 46 млн. лет – все эти цифры в массе ложатся в интервал среднего эоцена (лутетский и бартонский ярусы) с отдельными отскоками к верхней части нижнего эоцена. Общность возрастов и составов интрузивных и эффузивных фаций позволяет их объединить в единую вулкано-плутоническую формацию среднеэоценового возраста.

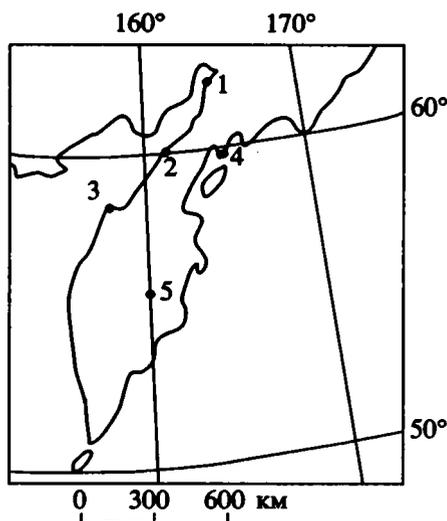
В северной части района у мыса Большого геткилнинская свита перекрыта базальтами велоллыкской свиты, в тейфроидах которой собрана незначительная коллекция флоры, которую некоторые палеоботаники склонны считать олигоценовой. Однако возраст, полученный из вулканитов резко противоречит этим представлениям: соответственно (3 образца) – обр. 10-75 – 48.3 ± 4.3 ; 1-79 – 46.8 ± 2.6 ; повторное определение возраста образца пробы 10-75 дало 46.9 ± 0.7 млн. лет. Близость составов и полей распространения вулканитов мыса Большого и божедомовской свиты с нашей точки зрения больше говорят за объединение их в единый среднеэоценовый вулканогенный комплекс.

Не исключено также, что линза с флорой относится к относительно более молодой вулканогенной толще, вложенной в базальты мыса Большого.

Восточное побережье зал. Шелехова от мыса Кинкильского на севере до мыса Кахтанинского на юге. В этом районе (устье р. Анадырки) на меловых образованиях несогласно залегает анадырская терригенная свита, представленная преимущественно в континентальных фациях. В верхней части разреза залегают игнимбриды дацитового состава. Анадырская свита несогласно перекрыта усть-анадырской свитой, которая сложена

Результаты К-Аг изотопно-геохронологического исследования образцов

Номер образцов	Содержание К, %	Аг ⁴⁰ град %	Аг ⁴⁰ см ³ /г 10 ⁻⁶	Средний возраст, млн. лет	Номер образцов	Содержание К, %	Аг ⁴⁰ град %	Аг ⁴⁰ см ³ /г 10 ⁻⁶	Средний возраст, млн. лет
7159	2.33	—	0.497	5.5 ± 0.33	3082-5	1.59	25.0	3.18	46.7 ± 2.7
	2.33	—	0.46			1.59	15.3	2.81	
	2.33	—	0.53			1.92	42.0	4.00	
7315	0.93	—	0.16	5.6 ± 1.1	3182	1.92	42.0	3.97	52.7 ± 1.6
	—	—	0.27			1.57	14.9	2.77	
	—	—	0.386			1.57	11.89	2.60	
7319	1.64	—	0.368	5.9 ± 0.25	8142-1	1.57	24.00	2.60	44 ± 2.5
	1.64	—	2.55			1.57	16.90	2.51	
1288-3	1.37	13.80	2.75	49.0 ± 1.9	8137-22К	1.26	18.0	2.38	49.4 ± 0.9
	1.48	—	0.71			1.26	18.0	2.51	
0788	1.48	—	0.66	37.4 ± 0.6	10-75	1.26	15.0	2.47	48.3 ± 4.3
	0.91	5.0	1.39			0.94	13.0	1.91	
0888	0.91	5.0	1.72	43. ± 4.7	0384-1	0.94	15.0	1.69	48.3 ± 4.3
	0.63	2.75	1.08			0.94	10.0	1.55	
0388	0.63	2.05	1.02	41.3 ± 1.3	5	1.13	15.0	2.13	48.4 ± 1
	0.63	1.90	0.96			1.13	13.5	1.91	
0388-1	3.19	14.0	6.49	53 ± 1.4	6	1.13	15.8	2.20	46.6 ± 2.1
	0.98	13.0	2.22			1.13	14.0	2.05	
0888-6	0.98	13.0	2.22	57.4 ± 0	7	1.01	13.0	1.96	48.4 ± 1
	1.38	7.0	2.40			1.01	9.0	1.88	
0588	1.38	6.0	2.52	46.5 ± 0.5	8	1.4	14	2.29	49 ± 2.25
	1.38	6.65	2.57			1.4	11	2.10	
0788	1.43	20.26	2.70	46.3 ± 1.6	9	1.38	13.0	2.37	47 ± 3.3
	1.43	18.20	2.52			1.38	15.0	2.74	
3082-5	1.59	19.0	2.78	46.7 ± 2.7	10	1.59	24.01	3.09	49.9 ± 0.8
	1.59	16.8	2.74			1.59	13.87	3.14	
	1.59	25.0	3.18			1.59	16.0	2.93	
3182	1.59	15.3	2.81	46.0 ± 1.23	8a	0.56	1.51	1.10	49.2 ± 1.8
	1.92	42.0	3.61			0.56	2.95	1.14	
	1.92	40.0	3.41			0.56	5.0	1.03	
8142-1	1.92	38.7	3.36	46.0 ± 1.23	11	1.25	18.0	2.43	45.2 ± 1.1
	1.57	14.9	2.77			1.25	15.46	2.51	
	1.57	24.0	2.96			1.25	15.06	2.42	
8137-22A	1.57	16.9	2.84	46.3 ± 1	12	1.42	13.0	2.47	49.9 ± 0.8
	1.26	18.0	2.38			1.42	13.4	2.47	
	1.26	18.0	2.35			1.42	15.0	2.60	
0384-2	1.26	15	2.31	47.5 ± 0.44	13	0.64	3.68	1.28	47.3 ± 1.0
	1.73	18.0	3.24			0.64	2.80	1.19	
	1.73	19.9	3.17			1.10	17.0	2.03	
1075	1.73	21.9	3.23	47.5 ± 0.4	14	1.10	15.0	2.18	48.7 ± 1.7
	0.94	10	1.73			0.92	12.0	1.78	
	0.94	15	1.69			0.92	13.0	1.84	
1-79	0.94	13	1.76	46.9 ± 0.7	15	0.92	12.0	1.76	49 ± 1.25
	1.13	15.0	2.13			0.73	4.6	1.51	
	1.13	13.45	1.91			0.73	4.2	1.38	
0384-1	1.13	15.8	2.20	46.8 ± 2.6	16	0.76	5.0	1.49	50.2 ± 2.2
	1.13	14.0	2.05			0.76	3.0	1.41	
	1.13	15.0	2.13			1.20	14.0	2.35	
100/1	1.13	13.9	2.09	47.0 ± 0.7	100/2	1.20	16.0	2.50	51.3 ± 1.6
	1.59	19.0	2.78			1.20	16.0	2.50	



Районы Камчатки, вулканические толщи которых были охвачены изотопным датированием. 1 – юго-восточное побережье Пенжинской губы; 2 – восточное побережье залива Шелехова; 3 – п-ов Утхолокский; 4 – Ильпинский п-ов; 5 – Валагинский хребет.

терригенными прибрежно-морскими и континентальными угленосными отложениями. Первая из названных свит по комплексу ископаемой флоры относится к палеоцену, вторая – по планктонным фораминиферам и также ископаемой флоре датируется средним эоценом (лютетский ярус) (Серова, 1969). Как меловые образования, так и терригенные толщи палеоцена перекрыты толщей наземных вулканитов (кинкильская свита) – лавы и пирокластика преимущественно основного состава, по химизму отвечающие известково-щелочной ассоциации. В бассейне р. Паланы кинкильские вулканиты (по данным геологических съемок) перекрыты отложениями аманинско-гахкинского горизонта позднеэоцен-олигоценного возраста. Контакты усть-акадырской и кинкильской свит пока не установлены. На юге района (мыс Кахтанский) на базальт-дацитовый кахтанинский толще несогласно залегают прибрежно-морские фации снатольской свиты среднего эоцена. Образцы для определения радиологического возраста были отобраны из кахтанинской вулканогенной толщи, из игнимбритов верхов анадырской свиты и из кинкильских вулканитов. Результаты определены следующие: кахтанинская толща (обр. 1288-3, % К – 1.37) – 49.0 ± 1.9 ; игнимбрит из анадырской свиты (обр. 0388-1, % К – 3.19) – 53 ± 1.4 ; кинкильская свита (обр. 0788, 0888, 0388, 0588, 0788, % К-1, 43 - 0.48) – 37.4 ± 0.6 ; 43.5 ± 4.7 ; 41.3 ± 1.3 ; 46.5 ± 0.3 ; 46.3 ± 1.6 . Как видно из определений, игнимбриты анадырской свиты и дациты кахтанинской толщи датируются ранним эоценом (к сожалению это лишь единичные датировки), в кинкильских вулканитах разброс датировок весьма значителен – в пределах среднего - позднего эоцена.

Полуостров Утхолокский (Западная Камчатка). Здесь по побережью распространена толща наземных вулканитов известково-щелочного состава, среди которых преобладают андезиты (эффузивы, пирокластика). Наземные вулканиты согласно перекрыты континентальной терригенной толщей (свита мыса Зубчатого) с флорой раннего палеоцена (Челебаева, Шанцер, 1988). Определение возраста произведено из четырех проб (% К – 1.13 - 2.06): обр. 0384-2 – 47.5 ± 0.4 ; обр. 0384-1 – 47.0 ± 0.7 ; 0384-1 – 46.6 ± 2.1 ; обр. 1384-2 – 45.2 ± 2 . Следует отметить, что два образца из одной пробы (0384-1) дали разброс более миллиона лет. Вся серия определений заключена в пределах среднего эоцена, что резко противоречит биостратиграфическим данным, так как перекрывающая вулканиты свита по комплексу ископаемой флоры никак не может быть моложе палеоцена. По устному сообщению А.В. Цукерника серия определений из тех же вулканитов (?), произведенная в лаборатории Аэрогеологии дала достаточно устойчивый датский возраст. Несовпадение возраста отобранных нами образцов с биостратиграфическими представлениями могут объясняться рядом причин: ошибкой в определении, вторичными изменениями пород, приведшими к утечке радиогенного аргона или к привнесу калия, наличием как палеоценовых, так и эоценовых вулканитов в данном районе, что невозможно было выявить при картировании из-за сходства их составов.

Ильпинский полуостров (Северо-Восточная Камчатка). Данные по изотопному датированию этого района опубликованы (Гладенков и др., 1988). Отметим только, что они указывают на наличие в кайнозойском разрезе Ильпинского полуострова вулканитов палеоценового и раннеэоценового возраста.

Валагинский хребет (Восточная Камчатка). В зоне надвига палеоцен-эоценовой ветловской толщи на позднеэоценовых образованиях (шапинская свита) установлены две серии секущих и пластовых даек (диорит-порфириды, гранодиорит-порфиры) – донадвиговые и прорывающие зону надвига. Ранее в лаборатории ИГЕМ из пластовых тел была сделана единичная датировка, возраст которой составил 4 млн. лет. Естественно представляло интерес определение возраста даек, прорывающих часть неэоценового разреза, но ограниченных сверху надвиговой зоной. К сожалению определение сделано лишь по одной пробе гранодиорит-порфира, что дало 5.9 ± 0.25 млн. лет. Тем самым время движения по надвигу можно оценить в интервале 4 - 5.9 млн. лет.

Несмотря на определенную дисперсию возраста образцов, отобранных из одних и тех же вулканогенных толщ, и зачастую несоответствие биостратиграфических и радиологических данных, полученные результаты представляются полезными, так как во многих случаях они достаточно пра-

вильно ориентируют нас в оценке возраста пород. Вместе с тем, следует считаться с тем, что геологи при получении серии изотопных определений возраста пород часто производят выборку тех дат, которые соответствуют их представлениям о стратиграфии и игнорируют не устраивающие их цифры.

Отделение проверенных и некорректных данных по радиометрическому датированию является весьма трудной задачей. При отборе проб на датирование необходимо ясно представлять особенности геологических объектов, которые подвергаются анализу. Так, надо отдавать себе отчет в том, что если в палеогене на Восточной Камчатке вулканизм был в основном подводным, то на Западной – наземным. С другой стороны, в палеогене и в неоген-четвертичное время вулканические центры развивались часто дискретно в течение многих миллионов лет, что привело при пространственном совмещении разновозрастных, но близких по составу вулканитов, к объединению их в единую вулканогенную толщу (комплекс), рассматривающуюся в узких возрастных пределах.

Анализ радиологических датировок кайнозойских пород Камчатки показывает, что для корректного их использования совершенно необходимым является правильная интерпретация позиции отобранных образцов – в зависимости от строения древних вулканов, петро-геохимических особенностей слагающих их пород, и возраста их образования.

Исходя из вышеизложенного, приведенный фактический материал по датированию палеогеновых вулканитов Камчатки может рассматриваться как важный элемент в расшифровке возра-

ста вулканических комплексов. Вместе с тем, эти результаты в каждом конкретном случае требуют большой осторожности и сопряженности с данными по другим методам. Сказанное означает, что подобные исследования в будущем следует продолжать, чтобы на комплексной геологической основе делать действительно достоверные выводы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-8568).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шанцер А.Е.* Проблемы палеогена Тигильского района Западной Камчатки // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: Наука, 1985. Ч. 1. С. 45 - 55.
- Гладенков Ю.Б., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. и др.* Новые данные о палеогене морского побережья зал. Шелехова (Северо-Западная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 7 - 87.
- Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н. и др.* Планктон в палеогене п-ва Ильпинского (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85 - 91.
- Гладенков Ю.Б., Синельников В.Н., Шанцер А.Е. и др.* Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 182 с.
- Серова М.Я.* Среднеэоценовые планктонные фораминиферы Западной Камчатки // Вопросы микропалеонтологии. 1969. № 12. С. 145 - 166.
- Челебаева А.И., Шанцер А.Е.* Новые данные по раннему палеогену Западной Камчатки // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных регионов СССР. М.: Наука, 1988. С. 135 - 148.

Рецензенты Е.В. Бибикина, Д.И. Головин

УДК 551.791:550.93(470.311)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ ПО ПЛЕЙСТОЦЕНУ ПОДМОСКОВЬЯ, ДАТИРОВАННЫХ ОСЛ-МЕТОДОМ

© 1994 г. М. Н. Алексеев*, К. В. Горецкий*, Г. И. Хютт**

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

**Институт геологии АН Эстонии, ЕЕ 0105 Таллинн, бульвар Эстония, 7, Эстония

Поступила в редакцию 30.06.93 г.

В результате геологических исследований, выполненных на разрезах плейстоцена Подмосковья (не содержащих палеонтологических материалов), и датирования методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) получены новые данные, позволяющие установить хроностратиграфическую последовательность “немых” ледниковых образований, определить их соотношения с межледниковыми отложениями. Показано, что часть межледниковых микулинских озерных толщ и торфяников в районе Клинско-Дмитровской гряды находится в отторженцах, перемещенных в виде отдельных блоков калининским (ранневалдайским) ледником. Для калининского оледенения получены ОСЛ-даты 60 - 65 тыс. лет. В районе г. Серпухова (карьер Лукьяновского кирпичного завода) изучена серия покровных отложений, относящихся к перигляциальной области позднплейстоценового оледенения (20 тыс. лет). Покровная толща залегает на почве, сформированной в микулинское время (100 - 110 тыс. лет назад) и затем сильно дислоцированной криогенными процессами в период между 100 и 20 тыс. лет назад.

Методом ОСЛ-датирования определен возраст флювиогляциальных отложений московского оледенения в районе Мякинино (г. Москва) и в г. Дмитрове. Полученные даты 160 - 170 тыс. лет достаточно хорошо увязываются с геологическими данными. В разрезе на р. Липна во Владимирской области датированы межледниковые отложения (196 тыс. лет), относящиеся к одиновцовскому горизонту. Таким образом, на основании этих и опубликованных ранее данных решается вопрос о реальности среднеплейстоценового одиновцовского межледниковья. Более древние морены и флювиогляциальные отложения, изученные у с. Липицы на р. Оке и в пос. Люберцы с возрастом 250 - 280 тыс. лет относятся ко времени днепровского оледенения. Представляется чрезвычайно важным дальнейшее использование ОСЛ-датирования для создания подробных хроностратиграфических шкал и детализации истории ледниковых-межледниковых циклов плейстоцена.

Геология плейстоцена Подмосковья привлекает внимание многих исследователей, занимающихся изучением стратиграфии ледниковых и межледниковых образований Русской равнины. Сложная история чередования различных обстановок седиментации в периферических и внутренних частях ледниковых щитов, в пределах перигляциальных зон и в периоды межледниковий интерпретировалась неоднозначно. Противоречия, главным образом, были связаны с подходами к стратиграфическому расчленению и палеогеографическим реконструкциям среднего и раннего плейстоцена. Климатостратиграфические данные, полученные с помощью палеоботанических, в основном палинологических исследований, неточность в определениях по данным бурения взаимоотношений ледниковых и межледниковых толщ, заключающих следы гляциодинамических нарушений, многовариантность палеомагнитных данных – все это свидетельствовало о необходимости поисков методов для создания реальной хроностратиграфической шкалы этого временного отрезка плейстоцена. Значение разработки такой шкалы определяется задачами геологического картирования, межрегиональной корреляции и

практическими аспектами геологоразведочных работ. В этом отношении датирование с помощью оптически стимулированного люминесцентного (ОСЛ) метода представляется весьма перспективным, особенно в той части разреза плейстоцена, которая находится за пределами возможности радиоуглеродного метода и не содержит палеонтологического материала. Нами были подобраны образцы отложений различного генезиса из верхне- и среднеплейстоценовых разрезов Подмосковья (рис. 1): из флювиогляциальных и аллювиальных песков, покровных суглинков и супесей, озерных суглинков, из линз перемытого материала внутри морен. Большая часть этих отложений была хорошо изучена геологически, выяснены их соотношения с подстилающими и перекрывающими толщами, по возможности проведена корреляция с опорными разрезами, расположенными в центре Русской равнины.

Коротко остановимся на принципиальных положениях метода оптически стимулированного люминесцентного определения возраста плейстоценовых объектов. В качестве палеодозиметров использовались щелочные полевые шпаты $K(Na)AlSi_3O_8$, экстрагированные из отложений,

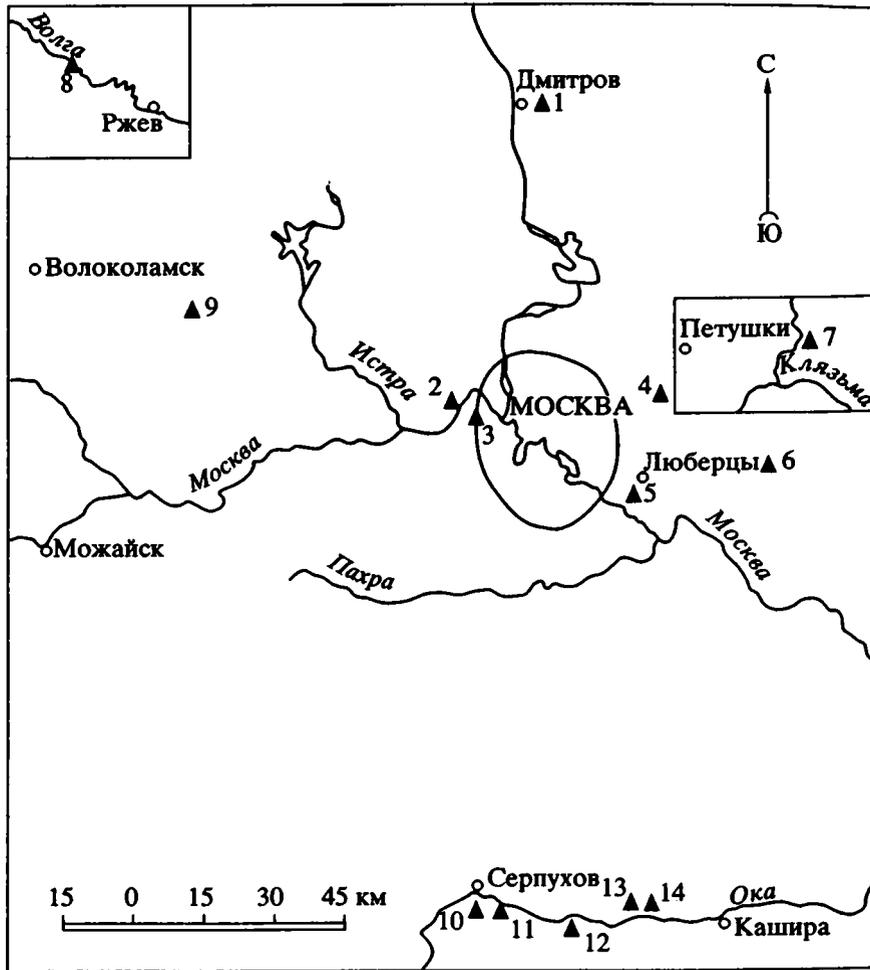


Рис. 1. Схема расположения разрезов Подмосковья, изученных с применением ОСЛ-датирования.

1 – г. Дмитров (разрезы “У мясокомбината”, Борисова Гора I и II), 2 – д. Глухово, 3 – Мякинино, 4 – санаторий “Красная Роза”, 5 – Люберцы, 6 – Электроугли, 7 – Липна, 8 – Манчалово, 9 – Новопетровское, 10 – Лукьяновский кирпичный завод, 11 – Липицы, 12 – Тульчино, 13 – Малюшино-1, 14 – Малюшино-2.

согласно описанной ранее методике (Hütt, Smirnov, 1983). Образцы датировались согласно методике, основанной на использовании инфракрасного света в качестве стимулирующего информативный люминесцентный сигнал (Hütt *et al.*, 1988; Hütt, Jaek, 1989, 1990).

В качестве источника инфракрасного света использовался полупроводниковый лазер ИПЛ-108, излучающий в области 810 ± 0.5 нм. Интенсивность пучка света на образце составляет ≈ 6 мВт/см², что соответствует условиям обычного солнечного дня. Лазер использовался в импульсном режиме с продолжительностью импульса 3 сек. Экспозиция светом такой интенсивности практически не высвечивала образец. Повторные импульсы лазера давали сигнал исходной интенсивности для детектирования информативного сигнала (≈ 400 нм).

Такой зондовый режим стимуляции обеспечивает селекцию наиболее светочувствительных зерен и не нарушает установившегося равновесия в распределении носителей заряда.

Использовался комбинированный ОСЛ/ТЛ метод, разработанный в Институте геологии АН Эстонии.

Основное достоинство ОСЛ-датирования, предложенного Huntley *et al.* (1985), по сравнению с ТЛ-датированием состоит в том, что остаточная ОСЛ светосумма к моменту седиментации существенно меньше, чем в случае ТЛ. При лабораторном высвечивании валовой пробы естественным светом (обычный солнечный день) этот ОСЛ минимум достигается за 40 - 60 мин. Для исследуемых в настоящей статье образцов он составил менее 1% (при ТЛ детектировании сигнала соответствующая величина составила 25 - 40%) после 45-минутной экспозиции от сигнала при лабораторном насыщении по дозе. Природный уровень насыщения для полевых шпатов в 2 - 3 раза ниже, чем достигаемый в лаборатории (Hütt, Jaek, 1989). Такая высокая светочувствительность образцов позволяет полагать, что в процессе формирования отложений с достаточно длительным транспортом имело

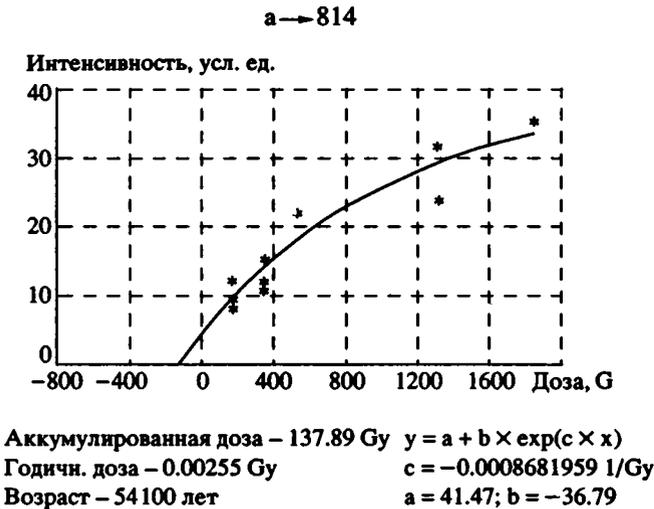


Рис. 2. Реконструкция аккумулятивной дозы и расчет возраста методом ОСЛ.

место хорошее “нулирование” предсидиментационной информации.

Непосредственно методика датирования состояла в следующем. Из валовой пробы методом ситового анализа в тяжелой жидкости плотностью 2.58 - 2.61 г/см³ выделялась мономинеральная фракция щелочных полевых шпатов $K(Na)AlSi_3O_8$ с размерами зерен 100 - 160 мкм с последующей обработкой 10% HF для снятия поверхностного α -облученного слоя (D_{ac}). Аккумулятивная доза реконструировалась методом прибавочных доз с расчетом по экспоненциальному приближению. После облучения γ -источником ⁶⁰Co (мощность дозы ≈ 1 Gy/мин) образцы выдерживаются при комнатной температуре 3 недели с целью тушения фосфоресценции и достижения термодинамического равновесия. Годичная доза определялась на основании γ -спектрометрического определения содержания U, Th и K в валовой породе исходной влажности. Учитывался также вклад в дозу от K ($\approx 10\%$), входящего в состав палеодозиметров (≈ 0.35 mGy), а также космическая компонента (≈ 0.15 mGy/год). На рис. 2 показан пример реконструкции аккумулятивной дозы и расчет возраста одного из образцов.

Лабораторная методическая ошибка на первых этапах развития по ОСЛ-датированию составила до 15%. Последующие и повторные определения возраста позднего и среднеплейстоценовых отложений, выполненные Г.И. Хютт и ее коллегами, позволили снизить методическую погрешность до 7 - 8%.

В результате проведенных исследований были получены определения возраста, позволяющие составить представления о хроностратиграфической последовательности морен, флювиогляциальных и межледниковых отложений позднего и среднего плейстоцена. Наибольший интерес при этом представляют даты, полученные по несколь-

ким образцам из одного разреза. Так, в окрестностях г. Дмитрова (карьер завода железо-бетонных конструкций) для образца песка из флювиогляциальной серии, залегающей в теле верхней калининской морены (рис. 3), получена дата 65 тыс. лет (обр. 1108/89). Залегающие ниже озерные отложения, возраст которых по палинологическим данным определяется как микулинский (Гитерман и др., 1978; Москвитин, 1976), датированы 100 тыс. лет (обр. 1109/89). Флювиогляциальные пески и галечники в том же карьере, относящиеся к московскому оледенению, имеют ОСЛ-возраст 160 тыс. лет (обр. 1110/89). Таким образом, устанавливается хронологическая последовательность событий начала позднего - конца среднего плейстоцена. Существенным является также подтверждение с помощью ОСЛ-метода возраста ледниковых образований калининского оледенения, конечные морены которого присутствуют на Клинско-Дмитровской гряде. Следовательно, благодаря использованию ОСЛ-дат, палинологических данных и геологического контроля мы можем считать, что: 1) широкое распространение калининского (ранневалдайского) оледенения – это реальность; 2) Клинско-Дмитровская гряда – южная граница распространения этого оледенения. С ледниковым комплексом московского оледенения хорошо коррелируется толща флювиогляциальных отложений верхней части разреза у дер. Мякинино (Москва, кольцевая автодорога). Для образца, отобранного из этих отложений, которые многими исследователями относятся ко времени московского оледенения (А.И. Москвитиным они рассматривались как долинная фация московской морены) был определен ОСЛ-возраст 160 тыс. лет. Эти даты открывают возможность корреляции с глобальной изотопно-кислородной шкалой Н. Шеклтона и Н. Опдайка (Shackleton, Opdyke, 1976). Дата 100 тыс. лет (обр. 1104/89) соответствует изотопной стадии 5-е (т.е. эму, сангамону, микулинскому, казанцевскому межледниковому этапу); дата 160 тыс. лет отвечает 6-й стадии или времени второго среднечетвертичного (варта, московского) оледенения Европы.

В последние годы некоторыми исследователями высказывались сомнения в отношении реальности одицовского межледниковья, разделяющего первое среднеплейстоценовое-днепровское и второе среднеплейстоценовое-московское оледенения. В соответствии с полученными нами прямыми геологическими материалами (в работах участвовал Ю.М. Васильев) к началу московского оледенения или завершающим этапам одицовского межледниковья относится слой белесого суглинка с железистыми вкраплениями. Он залегает под мореной в районе г. Балашихи у санатория “Красная Роза”. Возраст суглинка, определенный ОСЛ-методом 170 тыс. лет (обр. ОСЛ-1/88). В нем присутствуют охристые разводы, следы давления, ортштейны, указывающие на почвообразовательные процессы. Слой подстилается

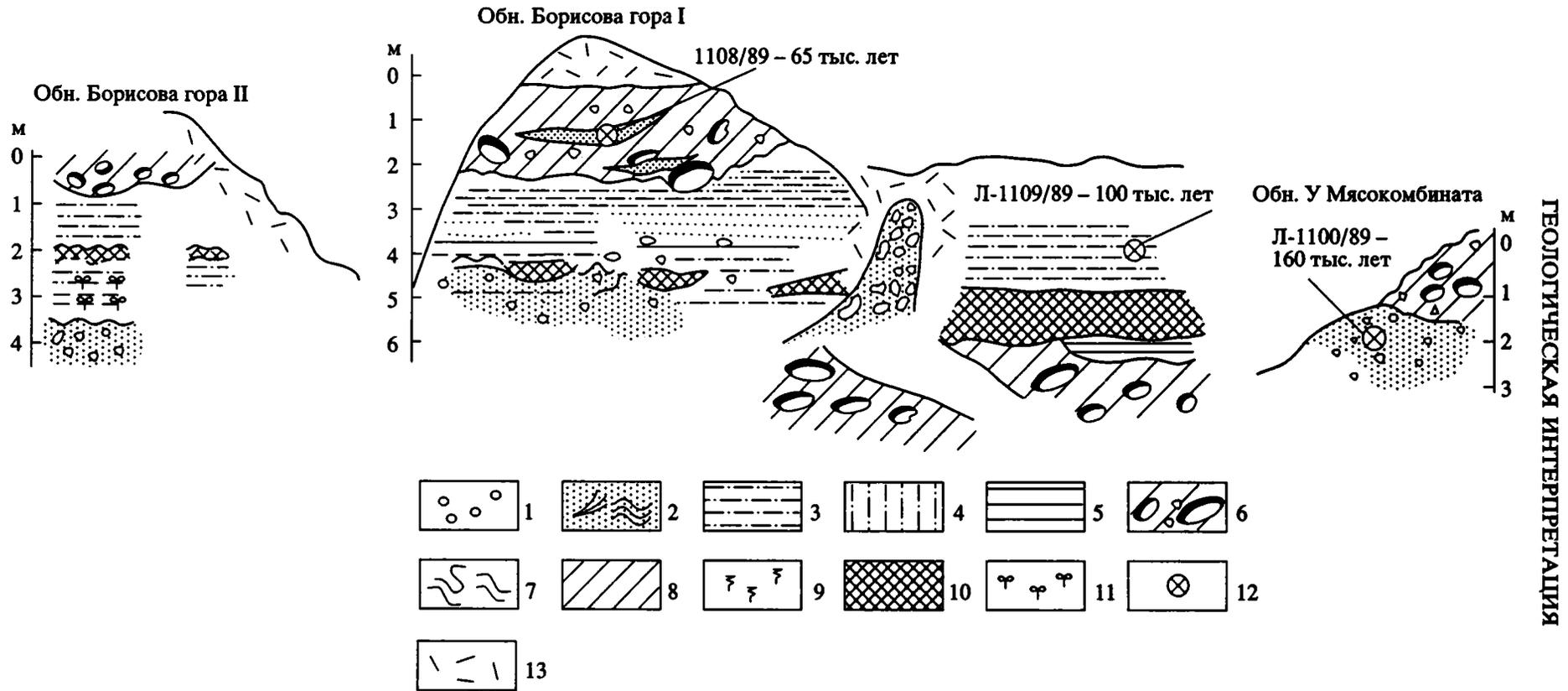


Рис. 3. Соотношение морен, флювиогляциальных и межледниковых отложений в карьере г. Дмитрова.

1 – гальки и валуны, 2 – песок, 3 – тонкозернистый песок и алеврит, 4 – лёссовидный суглинок, 5 – глина, 6 – морена, 7 – мерзлотные нарушения, 8 – ископаемая почва, 9 – современная почва, 10 – торф, 11 – макроостатки растений, 12 – пункты отбора образцов для ОСЛ-датирования, 13 – осыпи.

супесью с охристыми прослоями и прослоями заиления и мореной с валунами местных и кристаллических пород.

Изучение разреза у д. Липна во Владимирской области также позволило установить под мореной московского оледенения межледниковые отложения и погребенную почву. Палеоботаническая характеристика этих образований существенно отличалась от микулинских и рославльских межледниковых толщ. Для образца из межледниковых отложений у д. Липна была получена ОСЛ-дата 196 тыс. лет $\pm 15\%$ и, таким образом, подтверждены наши представления о формировании изученных отложений во время одинцовского межледниковья и, следовательно, о реальности самого этого межледниковья.

Нами были предприняты работы по подбору образцов для определения возраста ОСЛ-методом из более древних ледниковых образований. Для этого был выбран разрез на строительной площадке в выемке дорожной развязки у с. Ли-

пицы (рис. 4) на правом берегу р. Оки на высоте 35 м над урезом воды. В этом разрезе, находящемся за пределами распространения конечно-ледниковых образований московского оледенения, была вскрыта морена и флювиогляциальные пески с галькой и валунами. Образец, отобранный из песчаных отложений на высоте 0.8 м от основания выемки, несомненно, относился к перемытой части морены, в которой наблюдались следы оплывания и гляциодинамического воздействия. ОСЛ-возраст этого образца 330 тыс. лет (обр. 1106-89). Выше, из слоя песка с галькой, залегающего внутри моренной толщи был взят обр. ОСЛ 1105/89. Возраст его оказался 250 тыс. лет. Мы предлагаем следующую интерпретацию полученного материала: флювиогляциальный шлейф связан с размывом морены днепровского возраста (330 тыс. лет). Можно предполагать, что это была самая ранняя стадия развития оледенения. Отложения этой стадии были дислоцированы в более поздний этап развития днепровского оледенения.

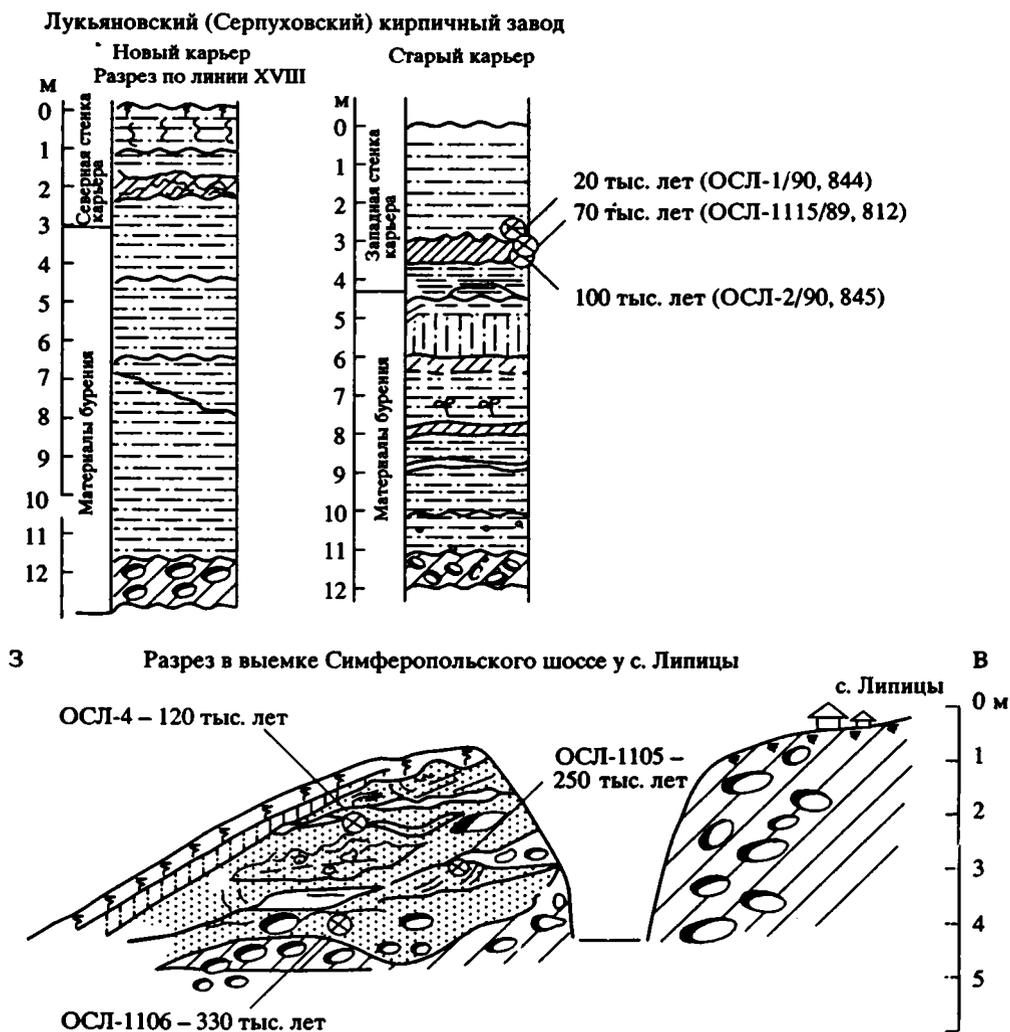


Рис. 4. Разрезы четвертичных отложений на правом берегу р. Оки у с. Липицы и в карьере Лукьяновского кирпичного завода. Усл. обозначения см. рис. 3.

Образец из песчано-галечниковых отложений, отобранный в средней части дорожной выемки, датированный 250 тыс. лет, относится к одиночному (?) времени или к стадии 7 изотопно-кислородной шкалы. Эта интерпретация укладывается в существующие для среднего плейстоцена хроностратиграфические схемы, которые дают представление о последовательности событий (Шик, 1992), но не могут пока считаться достаточно точными в отношении дат и временных интервалов. Имеются в виду некоторые расхождения в оценках длительности и хронологических границ подразделений плейстоцена.

Возможно, материал ледниковой серии, относящийся к днепровскому оледенению был в более позднее время частично переработан (?) различными процессами, развивавшимися в прибортовой части долины р. Оки. Образцы, отобранные в 1988 г. из этой же выемки в 20 м к юго-востоку от более позднего места отбора, были датированы 120 тыс. лет $\pm 15\%$ (ОСЛ-4/88) и 190 тыс. лет $\pm 15\%$ (ОСЛ-5/88). Образец 4/88 относится ко времени микулинского межледниковья, а образец 5/88 к рубежу между московским и одиновским горизонтами. Полученные датировки свидетельствуют о необходимости проведения дополнительных работ по выяснению геологического взаимоотношения отложений среднего и позднего плейстоцена на правом берегу р. Оки. В этой связи определенный интерес представляют материалы бурения и исследования, выполненные в карьере Лукьяновского кирпичного завода (рис. 4). По данным бурения под мореной, которая с известной условностью относится к днепровскому оледенению, на известняках карбона залегает слой песчано-галечникового аллювия. Строение нижней толщи в карьере кирпичного завода аналогично соотношениям в районе с. Липицы. Разница в гипсометрическом положении составляет 25 м. Аллювиальная серия, вскрытая скважиной, находится на высоте около 60 м над урезом р. Оки.

Ледниковые отложения в районе Лукьяновского кирпичного завода перекрыты серыми глинистыми алевритами, образующими покровную толщу, включающую субаэральные и возможно озерные отложения, а также ископаемые почвы. ОСЛ-возраст почвы, прослеживающийся на глубине около 3 м от поверхности, оказался 70 тыс. лет (обр. 1115/89, 812), т.е. эта почва может соответствовать стадии амерсфорт Западной Европы или изотопно-кислородной стадии 5, но очевидно выше подстадии 5-е. Для образца песчаного алеврита, отобранного в нижней части почвы получена дата 100 тыс. лет. (ОСЛ-2/90, 845), соответствующая микулинскому межледниковью времени. Выше почвы из слоя алевритов была взята проба, возраст которой оказался 20 тыс. лет (ОСЛ-1/90, 844). Таким образом, мы можем считать, что формирование почвенного комплекса в разрезе карьера Лукьяновского завода происходило в течение первого позднплейстоценового (микулинского, зем-

ского) межледникового времени и продолжалось после него. Затем был длительный перерыв, во время которого почва была деформирована криогенными процессами. Возобновившаяся седиментация относится уже к холодному времени позднвюрмского перигляциала – 20 тыс. лет назад.

При изучении аллювиальных отложений террас р. Оки получены новые данные о строении 9-метровой террасы. Под верхней толщей темно-серых алевритов, в которых были установлены пыльцевые спектры, отражающие растительность холодного климата, была изучена подстилающая серия осадков, относящаяся к русловой фации аллювия. В районе д. Тульчино из этих отложений получена дата 70 тыс. лет (обр. 1116/89) и 65 тыс. лет (обр. 1117/89). Для этой аллювиальной серии Л.В. Голубевой определена пыльца, характеризующая растительность достаточно теплого климата. Аналогичное или близкое соотношение было выявлено в отложениях низкой террасы на левобережье р. Оки ниже по течению у д. Малюшино.

Таким образом, датирование ОСЛ-методом позволило установить, что нижняя часть разреза 9-метровой террасы р. Оки в районе Тульчино-Малюшино представляет собой цоколь более молодой террасы, аллювий которой был сформирован в первой половине позднего плейстоцена. Дата 65 тыс. лет позволяет отнести аллювий этой террасы к нижней теплой фазе валдайского времени, отвечающей, возможно, изотопной стадии 4.

Для послыонного описания и датирования был выбран уникальный разрез ледниковых отложений, находящихся в районе г. Люберцы. Здесь карьером вскрыт склон Люберецкой возвышенности, расположенной в пределах равнинной территории, на которой широко распространены задровые пески московского оледенения.

В верхней части разреза вскрываются флювиогляциальные отложения – пески и алевриты довольно сильно дислоцированные, образующие местами линзы и прослои, внедряющиеся в подстилающую морену. Для образца из песчаных отложений получена ОСЛ-дата 280 тыс. лет (обр. 1111/89), указывающая на днепровский возраст. Ниже выделяются еще две морены. По контакту между ними в виде карманов и заполнений типа “котлов” залегают пески с гравием, галькой и валунами. Для них получена дата 350 тыс. лет (обр. 1113/89). Еще ниже прослеживается толща озерных песков и глин с галькой. В ее основании из песчаного прослоя взят образец, для которого определен возраст также 300 тыс. лет (обр. 1112/89), т.е. эти два последних образца характеризуют долихвинский, возможно, эльстерский (окский) временной интервал.

Некоторые, полученные ОСЛ-методом даты не совпадают с возрастными определениями, основанными на материалах предшествующих работ. В разрезе карьера Мончалово (Ржевский район, Тверская обл.) вскрыты две морены. Верхняя

морена образует покрывку камов, нижняя – находится в основании системы камов. Между двумя моренами – толща песчано-галечниковых флювиогляциальных отложений. В основании этой толщи и в верхней ее части по образцам 1101/89 и 1102/89 ОСЛ-методом определен возраст 180 тыс. лет, т.е. фактически устанавливается серия осадков, сформировавшаяся во время московского оледенения. В межкамовом заполнении, представляющем собой серию суглинисто-супесчаных осадков с погребенной почвой и торфом для образца торфа А.И. Шлюковым определен радиоуглеродный возраст 33740 ± 5000 (МГУ-1000). Таким образом, полученные геохронологические материалы позволяют поставить ряд вопросов, относящихся к стратиграфическому положению отложений в разрезе карьера Мончалово. Во-первых: можно ли считать верхнюю морену калининской? Ее возраст может вполне быть московским. Во-вторых: две даты 180 тыс. лет, полученные ОСЛ-методом, свидетельствуют о формировании этих отложений во время московского, а не валдайского оледенения. В-третьих: остается неясным возраст нижней морены. Она может быть днепровской или более древней. В-четвертых: собственно к валдайскому времени относится суглинисто-супесчаная толща со слоем торфа, для которого получена дата 33740 ± 5000 лет. Эта толща залегает в депрессии, которая возможно образовалась в результате эрозии или ледникового выпавивания.

С помощью ОСЛ-метода была предпринята попытка датировать монотонную толщу песков, которые подстилают флювиогляциальные отложения московского оледенения, вскрывающиеся на левобережье р. Москвы в карьере у д. Глухово. Пески оказались совершенно “немыми”. Пыльцы и спор в них обнаружить не удалось, ОСЛ-возраст образца 1103/89 – 360 тыс. лет. На этом основании песчаную серию осадков, подстилающую флювиогляциальные отложения московского оледенения, можно отнести к лихвинскому межледниковью. При этом следует учитывать также, что в ряде мест в пределах долины р. Москвы лихвинские отложения залегают в цоколе террас.

К юго-востоку от Москвы широко распространены зандровые пески, которые широкой полосой протягиваются в сторону Мещерской низины. Они образуют своеобразный шлейф, начинающийся от краевой зоны московского ледника. Возраст их определен ОСЛ-методом между 160 и 200 тыс. лет. Однако в пределах зандрового поля имеются и более древние песчаные толщи. Так, в районе г. Электроугли в песчаном карьере под горизонтом интенсивных криотурбаций был отобран образец песка 1118/89, который, исходя из геологических построений, должен был бы относиться к зандровым образованиям московского оледенения. Возраст его оказался за пределами ОСЛ-метода, т.е. очень древним. Следовательно, если ОСЛ-определения корректны, то изученный разрез в карьере у г. Электроугли должен быть

намного древнее московского оледенения и условно может быть отнесен ко времени окского оледенения. А ко времени московского оледенения могут относиться лишь образовавшиеся на песчаную толщу криогенные образования, хотя и их возраст также нуждается в серьезном уточнении.

Другой пример существенной корректировки геологических данных, благодаря использованию ОСЛ-датирования, относится к очень важному четвертичному объекту – скелетному захоронению мамонта, обнаруженному в 1990 г. в 50 км к западу от Москвы в районе пос. Новопетровское. Глинистые алевроиты и мелкозернистые пески, в которых находились кости, перекрыты слоем песчано-глинистых осадков с валунами. Верхний слой интерпретируется как морена московского оледенения. Буровые работы, выполненные вблизи этого местонахождения, выявили аналогичное взаимоотношение – морена перекрывает алевроито-песчаную толщу.

Из костеносного слоя был взят образец песчанистого алевроита (обр. ОСЛ-5/90, 848). Для него получена дата – 54000 лет. Для костных остатков мамонта по радиоуглероду Л.Д. Сулержицким был определен возраст 45000 лет.

Таким образом, остатки мамонта и песчано-алевритовая толща, накопившаяся в условиях слабо-проточного водоема, оказываются “моложе” перекрывающей их московской морены. Выявленное расхождение геологических данных и дат, полученных методами ОСЛ и ^{14}C требует дополнительных исследований, прежде всего, выяснения соотношения ледниковых и озерных отложений в том месте, где находится скелетное захоронение мамонта.

Использование нового метода оптически стимулированной люминесценции для датирования плейстоценовых отложений Подмосковья показало высокую его эффективность (таблица), особенно в тех обстановках, когда другие методы безрезультатны. ОСЛ-метод может использоваться для датирования флювиогляциальных отложений, песчаных линз и прослоев в моренах, а также озерных осадков и аллювия. В нашей работе интересными оказались также датировки ископаемых почв покровных лёссовидных образований. Вместе с тем, важно отметить, что полученные нами даты, которые хорошо контролируются геологическими методами, находятся в пределах среднего и позднего плейстоцена. Более древние геологические объекты датировать с помощью оптически стимулированной люминесценции нельзя в связи с определенными ограничениями, относящимися к физической сущности метода.

Геологическая интерпретация данных ОСЛ-датирования позволяет уверенно проводить границу распространения конечных морен калининского оледенения по Клиньско-Дмитровской гряде, подтвердить правильность выделения краевых образований московского оледенения, реальность

Корреляция четвертичных отложений Подмосквья со стратиграфическими шкалами Европы

Стратиграфические подразделения	Северная Европа	Европейская часть России	Разрезы плейстоцена Подмосквья	ОСЛ-даты тыс. лет		
Плейстоцен	Верхний	Висла	Осташковское оледенение	Кирпичный завод Лукьяново	20	
			Ленинградский мегантерстадиал			
		60 - 65 тыс. лет	Калининское оледенение	Мезинский комплекс	Новопетровское	54
					Борисова Гора	65
					Малюшино 1 и 2	65
					Тульчино	70
		Эм	Микулинское межледниковье	Мезинский комплекс	Кирп. завод Лукьяново	70
					Кирп. завод Лукьяново	100
	Борисова Гора 1				100	
	Ляпицы				120	
	Средний	Варта 130 - 200 тыс. лет	Московское оледенение	Мякинино	160	
				Дмитровск. карьер	160	
		Треене 200 - 250 тыс. лет	Одинцовское межледниковье	Красная Роза	170	
				Липна	196	
Дренте 250 - 300 тыс. лет		Днепровское оледенение	Липицы	250		
			Люберцы	280		
300 тыс. лет Гольштейн 440 тыс. лет	Лихвинское межледниковье	Липицы	330			
		Люберцы	300			
	Окское оледенение	Электроугли	400 (?)			

одинцовского межледниковья и первого среднеплейстоценового днепровского оледенения в центральной части Русской равнины. В конечном счете, полученные материалы позволяют провести корреляцию подразделений среднего и верхнего плейстоцена Подмосквья со стандартными схемами плейстоцена континентальных и океанических разрезов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гитерман Р.Е., Голубева Л.В., Коренева Е.В., Москвитин А.И., Носов А.А. Верхнеплейстоценовый погребенный торфяник в г. Дмитрове Московской области // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. Т. 53. № 5. 1978. С. 90 - 94.
 Москвитин А.И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976. 203 с.
 Шик С.М. Проблемы стратиграфии плейстоцена Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 3 - 10.
 Huntley D.J., Godfrey-Smith D.I., Thewalt M.L.W. Optical dating of sediments // Nature. 1985. № 313. P. 105 - 107.

Hütt G. Infrared stimulated luminescence dating of Quaternary sediments - a promising new technique. PACT. 1992.
 Hütt G., Jaek I. Infrared stimulated photoluminescence dating of sediments // Ancient TL. 1989a. V. 7. № 3. P. 48 - 51.
 Hütt G., Jaek I. The validity of the laboratory reconstruction of palaeodose // Ancient TL. 1989b. V. 7. № 2. P. 23 - 27.
 Hütt G., Jaek I. Photoluminescence dating of the alkali feldspars: physical background, equipment and some results // Radiation Dosimetry. 1990. V. 34. № 1/4. P. 73 - 74.
 Hütt G., Jaek I., Chonka J. Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra // Quaternary Sci. Rev. 1988. № 7. P. 381 - 385.
 Hütt G., Smirnov A. Thermoluminescence dating of sediments by means of the quartz and feldspar inclusion methods. PACT. 1983. № 9. P. 463 - 473.
 Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen - isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific Core v. 28 - 239. Late Pliocene to Latest Pleistocene // Bull. Geol. Soc. America. 1976. V. 145. P. 449 - 464.

Рецензент И.И. Краснов



Эволюция биосферы

УДК 551.807:551.7911.782.23(575)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО ПЛИОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА СРЕДНЕЙ АЗИИ

© 1994 г. А. Е. Додонов, М. В. Сотникова

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

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Анализ биотических и абиотических событий Средней Азии позволил выявить главные тенденции в развитии палеосреды. На основании результатов палеоэкологического изучения фаун млекопитающих и палинологических данных предпринята попытка реконструировать палеоклиматические и палеоландшафтные условия для позднего плиоцена и плейстоцена. Короткопериодические палеоклиматические колебания зафиксированы в лёссово-почвенной последовательности. Региональные фазы тектонического воздымания горных сооружений Средней Азии способствовали аридизации межгорных впадин.

Наиболее полная палеогеографическая информация для такого сложного в геологическом отношении региона, как Средняя Азия, имеется главным образом по предгорным и межгорным впадинам, заполненным мощной толщей верхнекайнозойских отложений, где также широко развиты лёссово-почвенные покровы. Выявленные здесь местонахождения с фауной млекопитающих имеют первостепенное значение для палеогеографических и палеоэкологических реконструкций. Другим важнейшим источником информации являются лёссово-почвенные разрезы. Изучение лёссово-почвенной последовательности дает ключ к пониманию палеоклиматических флуктуаций за последние 2 млн. лет. Для оценки общей направленности палеоклиматических изменений весьма важную роль играет палеотектонический анализ. Археологические местонахождения в ископаемых почвах служат источником данных по палеоэкологии древнего человека и существенно дополняют материалы по палеогеографическим реконструкциям. Комплексный анализ биотических и абиотических событий – надежная основа для выявления палеосреды.

Всего выделено несколько регионов с опорными разрезами верхнеплиоцен-четвертичных отложений: Таджикская депрессия – разрезы Куруксай, Лахути, Хонако, Чашманигар, Кайрубак, Карамайдан и др.; Ферганская впадина – Кайраккум, Сох; Приташкентский район – Оркутсай; Иссыккульская впадина – Джилгындыкоо, Актерек, Тепке. Учитывая разнообразие геологических объектов и полигенетичность верхнеплиоцен-чет-

вертичных отложений, при решении стратиграфических и палеогеографических задач применены разные методы: палеонтологический, геолого-геоморфологический, палеомагнитный, палеопедологический и археологический. Выделены как крупные стратиграфические подразделения (свиты, серии), эквивалентные верхнему плиоцену (3.5 - 1.8 млн. лет), эоплейстоцену (1.8 - 0.8 млн. лет) и плейстоцену (0.8 млн. лет), так и более дробные климатостратиграфические единицы в ранге горизонтов (горизонты лёссов и палеопочв), ассоциирующиеся с ледниковыми и межледниковыми событиями, особенно отчетливо проявившимися в последние 0.8 млн. лет (рисунок).

Палеонтологически хорошо охарактеризованы три биостратиграфических уровня, которые в европейской континентальной шкале соответствуют среднему виллафранку, раннему и позднему галерии.

В Южном Таджикистане самый ранний биостратиграфический уровень представлен в местонахождении Куруксай, где изучена богатая и разнообразная фауна этого возрастного интервала. Здесь определены *Equus stenorhinus bactrianus*, *Dicerorhinus cf. etruscus*, *Megantereon megantereon*, *Homotherium crenatidens*, *Ursus etruscus*, *Archidiscodon cf. gromovi*, *Paracamelus praebactrianus*, *Gazella parasinensis* и другие формы. Куруксайский комплекс коррелируется со средневиллафранкской фауной Европы (Биостратиграфия ..., 1988). Согласно палеомагнитным данным, основной фаунистический горизонт Куруксай располагается в обратномагнитном интервале нижней части эпохи Матуяма,

ниже эпизода Олдувей (Пеньков и др., 1976), что позволяет интерпретировать возраст этого био-стратиграфического уровня около 2 млн. лет.

В северной части Таджикской депрессии сходная с куруксайской фауна обнаружена в местонахождениях Карамайдан, Зильфи, Обигарм, Тутак. Эта группа точек детально изучалась в последние годы и было показано, что их фауны имеют сравнительно узкий стратиграфический диапазон в пределах среднего виллафранка и хорошо коррелируют с фауной Куруксая (Додонов и др., 1991).

На севере Тянь-Шаня – в Иссыккульской впадине – позднелиценевая фауна встречена в разрезах Джилгындыкоо и Актерек. В Джилгындыкоо с верхнеиссыккульской подсвитой связаны находки остатков *Leporinae* gen., *Ochotonoides* cf. *complicidens*, *Promiomys* ex gr. *stehlini* (определения В.С. Зажигина). В разрезе Актерек в отложениях этой же подсвиты обнаружена фауна *Struthio transcaucasicus*, *Dicerorhinus* sp., *Gazellospira* sp. Кроме того, в двух других точках Прииссыкулья в верхнелиценевых отложениях известны находки *Archidiscodon meridionalis* (Ордокучар) и *Equus steponis* (Ичкетасма) (Дмитриева, Несмеянов, 1982).

В западной части Ферганской впадины в разрезе Кайраккум со свитой C_2 связаны находки костных остатков *Archidiscodon meridionalis meridionalis*, *Dicerorhinus* sp., *Elasmotherium* sp. (определения Е.И. Беляевой, И.А. Дуброво, В.Ю. Решетова). По мнению И.А. Дуброво остатки *Archidiscodon meridionalis meridionalis* отвечают архаичной форме южного слона, знаменующего этап развития фауны не моложе хапровского фаунистического комплекса.

Палеомагнитное изучение костеносных слоев в кайраккумском местонахождении, проведенное А.Ф. Ерошкиным, позволило сделать вывод о том, что фаунистические находки приурочены к границе зон прямой и обратной полярности, интерпретируемой как инверсия Гаусс-Матуяма (Тютюхин и др., 1980).

Как видно из приведенных материалов, среди известных на территории Средней Азии местонахождений фауны позднелиценевого возраста куруксайское фаунистическое сообщество является наиболее многочисленным и разнообразным. Палеоэкологический анализ состава куруксайской фауны позволяет реконструировать палеогеографическую обстановку позднелиценевого времени. Наиболее характерными элементами сообщества млекопитающих были обитатели сухих открытых пространств. К этим формам относятся представители родов *Ellobius*, *Pachycrocuta*, *Chastarotheres*, *Paracamelus*, *Equus*, *Gazella parasinensis* населяла степные пространства, роды *Protogux* и *Gazellospira* обитали в кустарниковой саванне, а антилопы рода *Damalops* в саваннах с густой травянистой растительностью (Биостратиграфия ..., 1988; Дмитриева, 1977). Среди оленей два рода –

Sinomegaceros и *Eucladoceros* были связаны с более или менее открытыми ландшафтами, в то время как род *Axis* селился в холмистых залесенных местностях недалеко от воды. С лесными (род *Libralces*) и, вероятно, заболоченными биотопами (род *Elaphurus*) были связаны места обитания остальных куруксайских оленей (Вислобокова, 1990). В горных лесах могли обитать медведи и приматы (род *Paradolichopithecus*).

Данные по фауне млекопитающих существенно дополняются палинологическими материалами. Так, на основе изучения палинофлоры Куруксайского костеносного горизонта выявлен ряд лесных элементов флоры, ныне в Таджикистане не произрастающих: *Pinus*, *Abies*, *Cedrus*, *Quercus*, *Tilis*, *Corilus* и др. Значительное место на склонах гор занимала сосна (вероятно, *Pinus longifolia*), произрастающая в настоящее время в Гиндукуше. Присутствие липы, лещины, дуба может указывать на более влажные климатические условия, по сравнению с современными. В долинах рек существовала тугайная растительность. На открытых пространствах был развит растительный покров полусаванного типа (Овчинников, Байгузина, 1977; Путеводитель ..., 1977).

Таким образом, анализ палинологических данных совместно с результатами палеоэкологического изучения фауны показывает, что в позднем плейстоцене была характерна мозаичность палеоландшафтов при хорошо выраженной вертикальной зональности. Горные хребты, покрытые лесом, сменялись равнинными пространствами предгорий, где преобладали открытые сухие территории, а также встречались тугайные и заболоченные участки.

Более молодой стратиграфический уровень представлен на юге Таджикистана в костеносном горизонте Лахути-2 и в Иссыккульской впадине – Тепке-1. В детально изученном костеносном горизонте Лахути-2 определены: *Ellobius* sp., *Microtus* sp., *Clethrionomys* sp., *Meriones* sp., *Canis lupus* cf. *mosbachensis*, *Xenocyon lycaonoides*, *Pachycrocuta brevirostris*, *Homotherium* sp., *Panthera gombaszegensis*, *Archidiscodon* sp., *Equus* aff. *namadicus*, *Sinomegaceros* sp., *Praemegaceros* sp., *Camelus knoblochi* и другие формы. Слои, вмещающие фауну, имеют обратную намагниченность и располагаются в разрезе в нескольких метрах ниже инверсии Матуяма–Брюнес. В подобной геологической ситуации находится фауна млекопитающих в тепкинских слоях в разрезе Тепке. Здесь из обратнонамагниченных супесчано-суглинистых отложений нижней части разреза горы Тепке (местонахождение Тепке-1) известны костные остатки *Equus* ex gr. *sanmeniensis*, *Cervus* sp., *Bison* sp., *Pachycrocuta* ex gr. *brevirostris*, *Canis* cf. *lupus* (определения Е.И. Беляевой и М.Н. Мотузко).

Раннеплейстоценовый этап развития фауны Таджикистана можно представить, проанализировав состав сообщества млекопитающих в

местонахождении Лахути-2. По составу форм этот комплекс существенно иной, чем куруксайский, однако по экологическим характеристикам его составных элементов он в какой-то степени близок позднеплиоценовому. Здесь так же, как и в Куруксае, присутствуют обитатели лесных и пойменных стадий, однако преобладающая часть форм была связана с открытыми степными ландшафтами. Палинологические данные в лахутинском разрезе (материалы Л.Н. Ершовой – Путеводитель ..., 1977) согласуются с результатами палеоэкологического анализа по фауне млекопитающих. По палинологическим материалам М.М. Пахомова этот же временной срез характеризуется развитием смешанных ландшафтов, сочетавших горные склоны и хвойно-широколиственные леса с предгорными равнинами и лесостепной или степной растительностью (Ранов и др., 1987).

Палеозоогеографический анализ и сравнение фаун Курукса и Лахути показывают существенные различия. Виллафранкская фауна Таджикистана входит в самостоятельную Восточно-Средиземноморскую провинцию Средиземноморской подобласти. Для нее было характерно сочетание средиземноморских и центрально-азиатских элементов, причем сходство со средиземноморскими

формами отмечается на видовом уровне. Влияние Индо-Малайской зоогеографической области практически не сказывалось, что объясняется существованием высоких горных сооружений между Индостаном и Средней Азией, служивших биогеографическим барьером для непосредственного фаунистического обмена (Биостратиграфия ..., 1988).

В фауне Лахути-2 преобладают формы, широко распространенные в пределах Палеарктики, наряду с этим присутствуют формы, имеющие только центральноазиатский ареал или распространенные в Западной Палеарктике. Так, например, Лахути-2 является единственной в Евразии точкой, где перекрываются ареалы европейского (род *Praemegaceros*) и азиатского (род *Sinomegaceros*) большерогих оленей. В целом же фауна Лахути-2 имеет ярко выраженный палеарктический облик. В отличие от фауны Курукса, где преобладают Средиземноморские элементы, на составе комплекса Лахути-2 в большей степени сказывалось влияние фауны Европейско-Сибирской подобласти. Усиление этого влияния на фауны южных подобластей фиксируется, по данным Э.А. Вангенгейм, уже с позднего виллафранка (Вангенгейм, Певзнер, 1991).

Стратиграфическая шкала		Палеомагнитная шкала		Таджикская депрессия		Иссыккульская впадина		Ферганская впадина		Европа		Зональная шкала во млекопитающих (Mein, 1975) (Guérin, 1982)		Стратигра
Мил. лет	Светлая	Оттен	Раздел	Света, комплекс	местонахождения фауны млекопитающих	Света, комплекс	местонахождения фауны млекопитающих	Света, комплекс	местонахождения фауны млекопитающих	ярусы континентальной шкалы				
1	Четвертичная	Плейстоцен	Брюнес	Голоцен Душанбский комплекс Иласский комплекс Валлийский комплекс	Лахути-2 Лахути-1	Джиргаланская (Шарпылдагская)	Тепке-2 Тепке-1	Ишперская (D)	Галерий	MQ 21-22 MQ 20	Merionius lachulensis Microtus lachulensis	Microtus gregoloides	Canis mosbachensis	
2	Среднеплейстоцен	Верхний	Матуйма	Куруксайская Куруксайская Куруксайская	Зильфи Куруксай Тутак Карамайдан Обгарм	Улахольская (Шарпылдагская)	Джиглындык	Ишперская (D) Санта С ₂	Верхний	MN - MQ 18-19 MN 17	Ochotonoides complicidens	Nyctereutes megastoides	Canis turkmenicus	
3	Пleistocen	Средний	Гаусс	Куруксайская Куруксайская	Куруксай Тутак Карамайдан Обгарм	Верхнеиссыккульская (верхнежузганская) подсаита	Джиглындык Актерек	Санта С ₁ Санта С ₂	Средний	MN 16				
4	Пleistocen	Нижний	Гильберт	Куруксайская Куруксайская	Куруксай Тутак Карамайдан Обгарм	Нижнеиссыккульская (нижнежузганская) подсаита	Джиглындык Актерек	Санта В ₁ Санта С ₁	Нижний	MN 15				
5	Пleistocen	Гильберт	Гильберт	Куруксайская Куруксайская	Куруксай Тутак Карамайдан Обгарм	Нижнеиссыккульская (нижнежузганская) подсаита	Джиглындык Актерек	Санта В ₁ Санта С ₁	Русциний	MN 14	Promiomys			

Стратиграфия местонахождений позднеплиоценовых и плейстоценовых млекопитающих Средней Азии и геологические события.

Наиболее молодой опорный биостратиграфический уровень установлен в разрезе Тепке в джиргаланской свите. Здесь на глубине 15 м от кровли разреза в костеносном горизонте Тепке-2 выявлена фауна мелких млекопитающих: *Sorex* sp., *Ochotona* sp., *Clethrionomys* sp., *Microtus* ex gr. *gregaloides*, *Microtus* sp. По заключению В.С. Зажигина, возраст этой фауны – конец раннего - начало среднего плейстоцена. Кроме того, в горизонте с костными остатками грызунов был найден обломок рога *Cervus* cf. *accoronatus* (определение И.А. Вислобоковой). Находки *C. accoronatus* не известны в отложениях более молодых, чем ранний плейстоцен, поэтому можно полагать, что возраст отложений, вмещающих костеносный горизонт Тепке-2, не моложе раннего плейстоцена. Другим важным аргументом в пользу раннеплейстоценового возраста вмещающих фауну слоев является находка обломка зуба слона в 6 м ниже горизонта с костными остатками грызунов. Этот обломок зуба, по заключению И.А. Дуброво, вероятно всего принадлежит к раннеплейстоценовому подвиду *Mammuthus trogontherii trogontherii*.

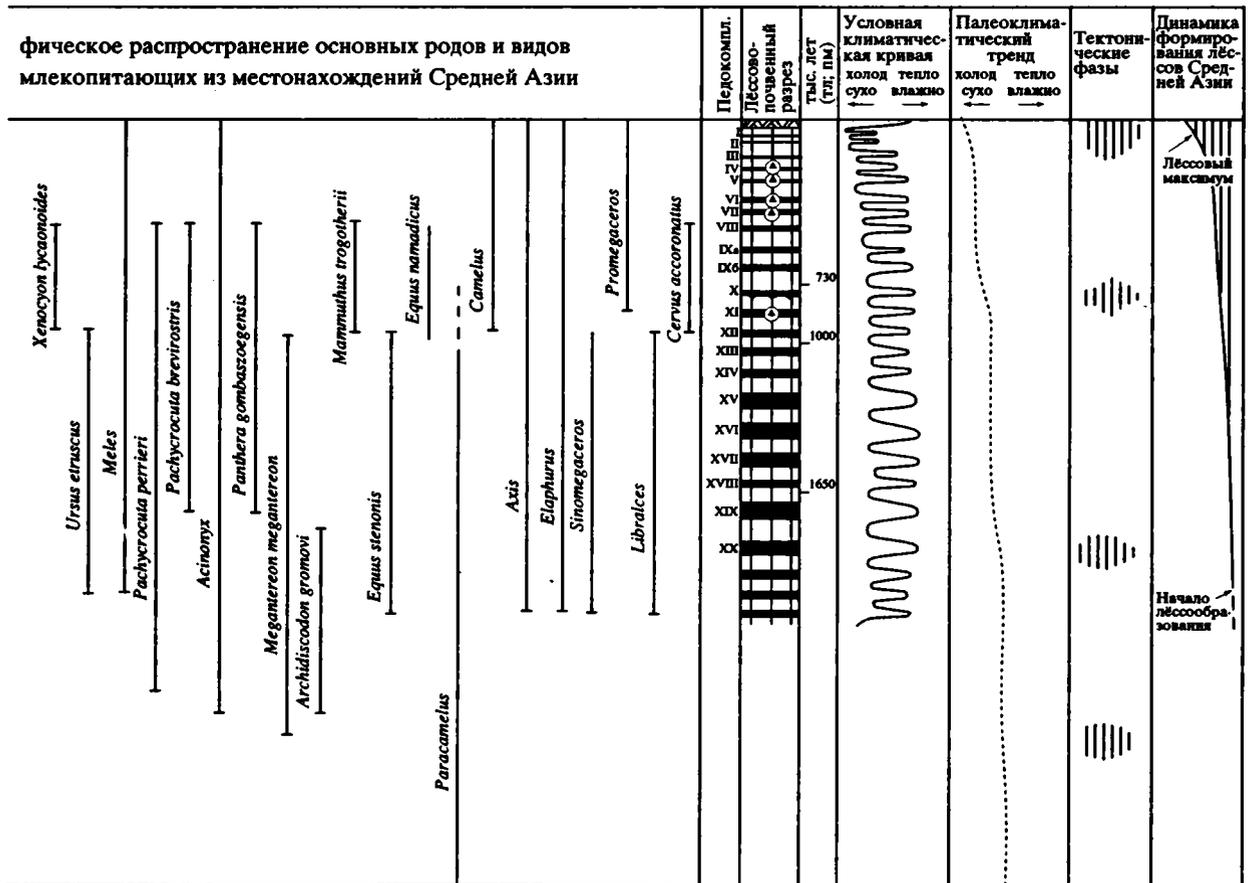
Согласно палеомагнитным данным, костеносный горизонт Тепке-2 располагается в прямона-

магниченном интервале над инверсией Матуяма-Брюнес.

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений джиргаланской свиты в разрезе Тепке свидетельствуют об относительно засушливых климатических условиях в период их формирования. Повышенное содержание и разнообразный состав пыльцы древесных и кустарниковых пород указывает на большую, по сравнению с современной, облесенность горных склонов (Разрез новейших отложений ..., 1971, с. 99).

К сожалению, ограниченность палеонтологических данных не позволяет по имеющемуся материалу сделать какие-либо выводы относительно палеогеографической обстановки времени существования фауны Тепке-2. Можно лишь сказать, что отдельные элементы фауны, которые определены из этого местонахождения, были широко распространены на территории Евразии в первой половине плейстоцена.

Наряду с анализом биотических событий палеогеографическое направление исследований реализуется при изучении абиогенных факторов и в первую очередь особенностей формирования



Окончание рисунка

лѣссово-почвенных покровов, а также палеотектонических событий.

В Средней Азии наиболее отчетливо выделяются тектонические фазы на границах раннего и позднего плиоцена, позднего плиоцена и эоплейстоцена, эоплейстоцена и плейстоцена, а также в позднем плейстоцене (Додонов, 1978, 1986). Геологические материалы по Северной Индии, Северному Пакистану и Северному Китаю указывают на сопоставимость во времени фаз тектонической активизации с аналогичными фазами в Средней Азии (Лю Дуншэн, 1986; Burbank, Johnson, 1982, 1983; Burbank, Reynolds, 1984; Li Jijun, 1991). В результате тектонических поднятий происходило развитие высокогорного оледенения и расширение перигляциальной зоны в горах. Это создавало условия для формирования в нивальной зоне большого количества пылеватого материала, который затем перемещался флювиальным путем на предгорные равнины, где подвергался дефляции и переносился ветром на склоны и водоразделы предгорий, образуя лѣссовые покровы. Другим источником пылеватого материала были пустыни, окружающие горные сооружения Средней Азии. Мощность лѣссовых покровов в предгорьях Памира и Тянь-Шаня колеблется от первых десятков метров до 100 - 200 м.

Зарождение процессов лѣссообразования означало возникновение достаточно сухого и континентального климата. В Средней Азии этому способствовало поднятие горных сооружений и увеличение изоляции предгорных и межгорных впадин от проникновения влажных воздушных масс. Принимая во внимание данные о возрасте древних лѣссов в Средней Азии, Китае, Северном Пакистане и Кашмирской долине (Додонов, 1986; Liu Tungsheng, 1985; Agrawal *et al.*, 1988; Rendell, 1988), можно видеть определенную связь этапов лѣссообразования и иссушения палеоклимата с фазами тектонической активности. Так, самые древние горизонты лѣссов в Средней Азии и Китае фиксируются в позднем плиоцене. Процесс лѣссообразования развивался в эоплейстоцене и достигал еще больших масштабов в плейстоцене, особенно в его терминальной части. В результате расширения области лѣссообразования на рубеже среднего и позднего плейстоцена в число лѣссовых регионов включились Кашмирская долина, Пешаварский бассейн и Потварское плато.

В лѣссовых разрезах Средней Азии в объеме верхнего плиоцена и эоплейстоцена выделяется большое число красноцветных, красно-бурых и бурочетных почв. Ниже эпизода Олдувей насчитывается до 10 красноцветных и красно-бурых палеопочв. В эоплейстоцене проявлено 25 горизонтов красно-бурых и бурочетных почв, условно объединяемых в девять педокомплексов (ПК) – XI - XIX.

В объеме плейстоцена установлено десять педокомплексов и столько же горизонтов лѣссов.

В этом стратиграфическом диапазоне наблюдаются горно-лесные бурые, коричневые и сероземные палеопочвы (Ломов, 1989). Горно-лесные бурые почвы характерны для XIII, VII, VI, V и IV ПК. Светло-коричневые карбонатизированные почвы свойственны III и II ПК. Региональными реперными горизонтами служат педокомплексы: X, VII, VI и V. Их датирование опирается на палеомагнитные и термолюминесцентные данные, дополняемые археологическими материалами. Археологические местонахождения, связанные с XI, VI, V и IV ПК отвечают эпохе галечной культуры домостерского времени, т.е. они древнее 70 тыс. лет (Додонов, Ранов, 1984).

Процесс субэарального седиментогенеза имел явно выраженный циклический характер. Горизонты лѣссов чередуются с горизонтами погребенных почв и каждый из них обладает обособленными характеристиками. Наличие в хорошо развитых ископаемых почвах плейстоценового интервала разреза таких признаков, как повышенная оглиненность, выщелоченность и присутствие карбонатных кор, а также ожелезненность (значительное суммарное содержание $Fe_2O_3 + FeO$ и высокий коэффициент Fe_2O_3/FeO) – все это свидетельства интенсивных процессов палеопедогенеза, ассоциирующихся с оптимальными палеотемпературными и влажностными условиями палеосреды. Учитывая эти данные, можно высказать достаточно уверенное суждение о приуроченности фаз интенсивного почвообразования к оптимальным климатическим условиям, коррелятным межледниковым или интерстадиальным событиям. К подобным же выводам пришли исследователи, изучавшие ископаемые почвы на Лѣссовом плато Северного Китая (Liu Tungsheng, 1985; Liu Tungsheng, Yuan Baoyin, 1987; Guo Zheng Tang, 1990) и в Кашмирской долине (Bronger *et al.*, 1987).

Результаты палинологических исследований по лѣссово-почвенным покровам (материалы М.М. Пахомова, Л.Н. Ершовой, Л.Л. Байгузиной, Н.С. Болиховской) показывают, что от эоплейстоцена к концу плейстоцена проявлена общая тенденция аридизации палеоклимата и увеличения его континентальности. В ряде изученных разрезов существует определенная индивидуализация палинологических характеристик, например, в XI, X, VII, VI и V ПК, что выражается в преобладании древесной растительности и некотором снижении роли травянистых растений. Состав древесной растительности свидетельствует о достаточно влажном и мягком климате. Вместе с тем отмечается, что палиноспектры палеопочв и лѣссов не всегда четко различимы. Использование только палинологических данных в таких разрезах существенно затрудняет идентификацию палеоклиматических событий. Это, вероятно, связано с тем, то занос пыли из области дефляции (эоловый генезис лѣссов) мог сильно изменять состав локальных спектров. Кроме того, следует

принимать во внимание то, что палеопочвы развивались на лёссах и поэтому происходило как бы наложение разных палинокомплексов ("почвенного" на "лёссовый"). Наконец, нельзя исключать полностью роль биотурбаций в почвах, что также приводило к формированию смешанных палинокомплексов.

В итоге анализа всех данных по лёссово-почвенным разрезам Средней Азии построена условная кривая, отражающая короткопериодические палеоклиматические колебания. В целом эти колебания согласуются с аналогичными палеоклиматическими событиями, реконструируемыми по лёссовым разрезам Китая (Liu Tungsheng, 1985), ледниково-межледниковым толщами и лёссам Европы (Величко, 1991; Kukla, 1978), а также изотопно-кислородной кривой (Shackleton, Opdyke, 1976). Вопрос, касающийся точной корреляции отдельных палеоклиматических событий, зависит от обеспеченности разрезов геохронологическими данными. По лёссово-почвенным разрезам можно видеть, что за последние 0.75 млн. лет число сухих-холодных и влажных-теплых интервалов достигало 20, причем теплые интервалы часто состояли из нескольких оптимумов.

В Южном Таджикистане были изучены палеолитические местонахождения, связанные с ископаемыми почвами (Додонов и др., 1978; Ранов и др., 1987). Эти находки удрешили возраст палеолита в Средней Азии по крайней мере до 0.8 млн. лет. Важно заметить, что до сих пор в лёссово-почвенных разрезах Средней Азии не встречено скопленных палеолитических находок в самих лёссовых горизонтах. Это, вероятно, свидетельствует о том, что в эпохи почвообразования существовали оптимальные климатические условия для обитания древнего человека. Во время формирования горизонтов лёссов растительный и животный мир становились беднее, чем в эпохи почвообразования, ухудшались климатические условия (иссушение, более суровые зимы, частые пыльные бури), что, вероятно, вызывало миграцию древних людей из лёссовых регионов. Можно полагать, что такие миграции совершались неоднократно.

Таким образом, анализ палеоэкосистем от позднего плиоцена к концу плейстоцена показывает, что в предгорной зоне Средней Азии изменение климатических условий происходило от более теплых неравномерно увлажненных с относительно слабым колебанием сезонных температур в сторону более прохладного и сухого климата с более контрастным температурным режимом между теплым и холодным сезонами. Важно подчеркнуть, что в плейстоцене понижение температур за счет холодных сезонов оказывало наибольшее влияние на общее похолодание палеоклимата. Короткопериодические палеоклиматические колебания, наиболее отчетливо зафиксированные во время плейстоцена и выразившиеся в виде почво-лёссообразования, характеризовались экстре-

мальными изменениями в режиме термо-влажностности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-9839).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Биостратиграфия позднего плиоцена - раннего плейстоцена Таджикистана. М.: Наука, 1988. 126 с.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Виллафранк СССР: био- и магнитостратиграфия // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: Наука, 1991. С. 124 - 145.
- Величко А.А. Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1991. № 60. С. 14 - 28.
- Вислобокова И.А. Ископаемые олени Евразии. М.: Наука, 1990. 208 с.
- Дмитриева Е.Л. Антилопы неогена Монголии и сопредельных территорий. М.: Наука, 1990. 120 с.
- Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 130 с.
- Додонов А.Е. Позднеплиоцен-четвертичный этап тектогенеза Таджикской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 72 - 84.
- Додонов А.Е. Антропоген Южного Таджикистана. М.: Наука, 1986. 165 с.
- Додонов А.Е., Жегалло В.И., Пеньков А.В., Сотникова М.В. Стратиграфия местонахождений позднеплиоценовых позвоночных Южного Таджикистана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 12 - 21.
- Додонов А.Е., Ранов В.А. Антропоген Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеолит // Четвертичная геология и геоморфология: 27-й МКГ. Секция С. 03. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 67 - 81.
- Додонов А.Е., Ранов В.А., Пеньков А.В. Находки палеолита в древних погребенных почвах Южного Таджикистана и их геологическая позиция // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1978. № 48. С. 86 - 102.
- Ломов С.П. Почвы и почвенные покровы Памиро-Алая в плейстоцен-голоцене. Автореф. докт. дис. М.: МГУ, 1989. 40 с.
- Лю Дуниэн. Успехи в изучении четвертичного периода Китая // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 53 - 64.
- Овчинников П.Н., Байгузина Л.Л. К палинологической характеристике верхнеплиоценовых отложений бассейна р. Куруксай (Южный Таджикистан) // Докл. АН Тадж. ССР. 1977. Т. 20. № 8. С. 64 - 66.
- Пеньков А.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 9. С. 33 - 43.
- Путеводитель экскурсий. Под ред. Додонова А.Е., Меламеда Я.Р., Никифоровой К.В. Междунар. симпоз. по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы". М.: Наука, 1977. 183 с.
- Ранов В.А., Додонов А.Е., Ломов С.П., Пахомов М.М., Пеньков А.В. Кульдара - новый нижнепалеолитический памятник Южного Таджикистана // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1987. № 56. С. 65 - 75.

Разрез новейших отложений Иссыккульской впадины. М.: Изд-во МГУ, 1971. 164 с.

Тетюхин Г.Ф., Ерошкин А.Ф., Попов В.И. О границе неогеновых и четвертичных отложений в Узбекистане // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 208 - 215.

Agrawal D.P., Juyal N., Sharma P., Gardner R., Rendell H. Paleogeography of the loess deposits of Kashmir // Palaeoclimatic and palaeoenvironmental changes in Asia during the last 4 mln. y. New Delhi: Indian National Science Academy, 1988. P. 51 - 57.

Bronger A., Pant R.K., Singhvi A.K. Pleistocene climatic shanges and landscape evolution in the Kashmir Basin, India: paleopedologic and chronostratigraphic stadies // Quaternary res. 1987. № 27. P. 167 - 181.

Burbank D.W., Johnson G.D. Intermontane-basin development in the past 4 Myr in the north-west Himalaya // Nature. 1982. V. 298. № 5873. P. 432 - 436.

Burbank D.W., Johnson G.D. The late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir Intermontane Basin, north-western Himalaya // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983. V. 43. P. 205 - 235.

Burbank D.W., Raynolds R.G.H. Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalayan fordeep // Nature. 1984. V. 311. № 5982. P. 114 - 118.

Guo Zheng Tang. Succession des paleosols et loess du centre - ouest de la Chine: Approche micromorphologique // These de doctorat de L'Universite Paris. 1990. 266 p.

Kukla G. The classical European glacial stages: Correlation with deep-sea sediments // Trans. Neb. Acad. Sci. 1978. V. 6. P. 57 - 93.

Li Jijun. The uplift of the Qinghai-Xizang Plateau and its effect on environment // Quaternary geology and environment in China. Beijing: Science Press, 1991. P. 265 - 272.

Liu Tungsheng. Loess and the environment. Beijing: China Ocean Press, 1985. 251 p.

Liu Tungsheng, Yuan Baoyin. Paleoclimatic cycles in Northern China (Luochuan loess section and its environmental implications) // Aspects of loess research. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 3 - 26.

Rendell H.M. 1988. Environment changes during the Pleistocene in the Potwar Plateau and Peshawar Basin, Northern Pakistan // Palaeoclimatic and palaeoenvironmental shanges in Asia during the last 4 mln. y. New Delhi: Indian National Science Academy, 1988. P. 58 - 66.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28 - 239, late Pliocene to latest Pleistocene // Geol. Soc. Amer. Mem. 1976. V. 145. P. 449 - 464.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК 581:551.784:782.1(571.1)

РАСТИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА НА РУБЕЖАХ ЭОЦЕНА - ОЛИГОЦЕНА И РАННЕГО МИОЦЕНА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 1994 г. И. А. Кулькова, В. С. Волкова

Объединенный институт геологии, геохимии и минералогии СО РАН,
630090 Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия

Поступила в редакцию 26.01.93 г., получена с доработки 06.05.93 г.

Актуальность исследований для оценки геологических событий и прежде всего изменений в растительной биоте при переходе от эоцена к олигоцену и от раннего миоцена к среднему несомненна. В то время на обширных пространствах континентов и океанов происходили крупные изменения в составе биот, связанные с изменениями климата, а в Западной Сибири в конце эоцена осуществился Западно-Сибирский эпиконтинентальный бассейн и начали формироваться континентальные осадки.

Этот рубеж связан с глобальным похолоданием климата, причиной которого можно считать возникновение пролива Дрейка, изоляцию Антарктиды от влияния теплых океанических вод и формирование ледникового покрова.

Разработка зональной шкалы по диноцистам (Кулькова, Шацкий, 1990) для палеогена Западной Сибири позволила уточнить возраст осадков (таблица). Присутствие диноцист в препаратах со спорово-пыльцевыми комплексами позволило провести корреляцию морских и континентальных отложений. Возрастная привязка динозон уточнена по наннопланктону, который изучен А.С. Андреевой-Григорович (1991) вместе с диноцистами на юге бывшего СССР. Из нижних слоев верхнетавдинской подсвиты на территории Западно-Сибирской равнины в бассейне р. Северная Сосьва, в верховьях рек Чузик-Кенга на Обь-Иртышском междуречьи, на ж. д. Ивдель-Обь в бассейне р. Васюган изучены комплексы диноцист с зональным видом приабона *Charlesdownia clathrata angulosa*. Зона *Ch. clathrata angulosa* равна по объему наннопланктонным зонам NP₁₈ - NP₂₀. Для комплекса характерно присутствие каватных (*Deflandrea phosphoritica*, *Charlesdownia clathrata angulosa*, *Ch. clathrata*, *Wetzeliella articulata*, *Gochtodinium*) диноцист, хотя их количество невелико. Харатные представлены в основном видом *Areosphaeridium*, единичными *Cordosphaeridium*, *Spinifirites* и др. Комплекс обеднен по сравнению с бартонским комплексом нижнетавдинской свиты, представленным *Kisselovia ornata*, *Rhombodinium pentagonum*, *Wetzeliella irtishensis*, *Lentinia serrata*, *Areosphaeridium dictyoplocus*, *Wetzeliella articulata*, *Spinifirites*,

Cordosphaeridium и другими представителями микрофитопланктона. На сокращение количества микрофитопланктона в верхнеэоценовых осадках Западной Сибири указывали Т.Ф. Возженникова и Э.С. Олейник (1988). Сокращение Западно-Сибирского бассейна седиментации происходило неодинаково в северных и южных районах. Это связано с поднятием северных районов и отчленением Западно-Сибирского моря от северных морей. Связь со средиземноморским бассейном осуществлялась через Тургайский пролив (Шацкий, 1978). Позднетавдинский бассейн был мелководным со спокойной гидродинамической обстановкой, способствовавшей накоплению тонколистватых глин. И регрессия, и изменение солевого состава вод бассейна в сторону опреснения способствовали дальнейшему изменению и обеднению микрофитопланктона. В верхней части верхнетавдинской подсвиты отмечены редкие находки зонального вида *Charlesdownia clathrata angulosa*, *Deflandrea phosphoritica*, *Microdinium*, *Wetzeliella*, среди акритарх отмечены *Schepelevia*, *Veryhachium*, *Mycrhristidium*. Увеличивается количество зеленых водорослей *Chrassosphaera*, *Pterospermella*. Очень характерно появление большого количества остатков водяного папоротника *Hydropteris indutus Kond.* Данные о сходных изменениях в составе диноцист на границе эоцена - олигоцен приведены в работах А.С. Андреевой-Григорович (1991), Т.Ф. Возженниковой, Э.С. Олейник (1988), Н.Г. Шарафутдиновой (1984). Эти изменения связаны с этапом снижения уровня и регрессии Мирового океана на границе эоцена - олигоцен. Изучение палинокомплексов эоцена - олигоцен в Западной Сибири позволило установить изменения в составе растительной биоты и на континенте. Теплолюбивые флоры эоцена играют роль важного стратиграфического репера и их изучение во времени позволяет проследить постепенное выпадение из их состава теплолюбивых видов. Палинофлоры позднего эоцена в Западной Сибири изучены и известны по материалам многих палинологов (Любомирова, 1976; Панова и др., 1990, Александрова, 1979; Волкова и др., 1990 и др.). Эти данные хорошо сопоставляются и свидетельствуют о том,

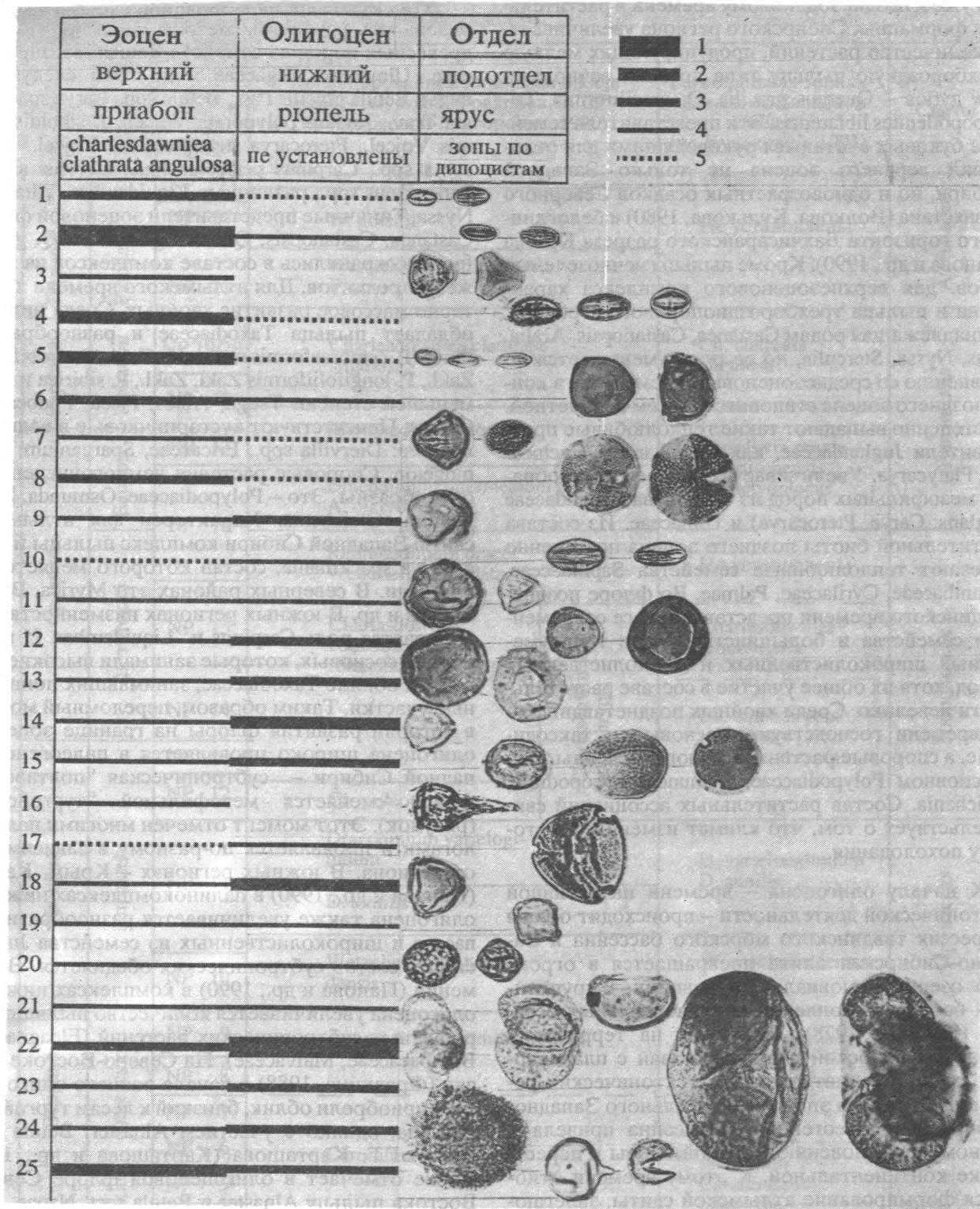
Зональная шкала палеогена Западной Сибири по диноцистам

Отдел	Подотдел	Ярус	Martini, 1971	Унифицированная зональная шкала палеогена южных районов СССР (по Андреевой-Григорович, 1990)	Региональная зональная схема Западной Сибири (по Кульковой, 1991)	Свиты	
Олигоцен	Гижинский	Рюпель	NP 23	W. gochtii	Не установлены	Атлынская	
			NP 24				
			NP 21				
Эоцен	Верхний	Приабон	NP 19/20	Charleadowniea clathrata angulosa	Ch. clathrata angulosa	Тавдинская	
			NP 18				
	Средний	Баргон	NP 17	Rhombodinium porosum	Kisselovia ornata W. irtischensis A. dictyoplocus		
			Лютетский	NP 16			Dracodinium intermedium A. diktyoplocus
		NP 15		Rhombodinium draco/ Wetzliella articulata	Не установлены		
			NP 14	Charlesdowniea colleothrypta rotundata		Charlesdowniea tenuivirgula	
		Нижний			Ипрский		NP 13
			NP 12	Ch. coleothrypta			
	NP 11		Dracodinium varielongitudum	D. varielongitudum D. similis			
	Палеоцен	Верхний	Танетский	NP 9	Apectodinium homomorphum	A. homomorphum	Серовская
				NP 8			
				NP 7			
				NP 6			
		Нижний	Монский	NP 5	Cerodinium speciosus	Cerodinium speciosum Cerodinium markovae	
				NP 4			
Датский			NP 3	Cerodinium striatum			
			NP 2	Carpatella cornuta			
			NP 1				
			NP 1				
					Талицкая		

что уже к позднеэоценовому времени в растительных формациях Сибирского региона увеличивается количество растений, продуцирующих мелкую трехбороздную пыльцу типа древних вечнозеленых дубов – *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Tricolporollenites liblarensis*. Эти представители семейства буковых считаются руководящими для отложений верхнего эоцена не только Западной Сибири, но и однообразных осадков Северного Казахстана (Волкова, Кулькова, 1980) и белоглинского горизонта Бахчисарайского разреза Крыма (Панова и др., 1990). Кроме пыльцы вечнозеленых дубов, для верхнеэоценового комплекса характерна и пыльца трехборозднопорового строения, принадлежащая родам *Castanea*, *Castanopsis*, *Aralia*, *Rhus*, *Nyssa*, *Sterculia*, но ее роль уменьшается по сравнению со среднеэоценовым временем и в конце позднего эоцена становится совсем незаметной. Постепенно выпадают такие теплолюбивые представители *Juglandaceae*, как *Engelhardtia*, *Cyclocarya*, *Platycarya*. Увеличивается родовое разнообразие мезофильных пород из семейства *Juglandaceae* (*Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*) и *Ulmaceae*. Из состава растительной биоты позднего эоцена постепенно исчезают теплолюбивые семейства *Sapindaceae*, *Loganthaceae*, *Cyrilaceae*, *Palmae*. Во флоре поздне-тавдинского времени представлены все современные семейства и большинство родов теплоумеренных широколиственных и мелколиственных пород, хотя их общее участие в составе растительности невелико. Среди хвойных поздне-тавдинского времени господствуют сосновые и таксодиевые, а споровые растения немногочисленны. Это в основном *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Lycopodium*, *Gleichenia*. Состав растительных ассоциаций свидетельствует о том, что климат изменился в сторону похолодания.

К началу олигоцена – времени интенсивной тектонической деятельности – происходит общая регрессия тавдинского морского бассейна и Западно-Сибирская плита превращается в огромную озерно-аллювиальную равнину – крупнейший бассейн накопления континентальных осадков (Шацкий, 1978). Этот этап на территории Западно-Сибирской равнины связан с планетарной сменой климатических и тектонических режимов. Регрессия эпиконтинентального Западно-Сибирского палеогенового бассейна привела к полному исчезновению морской биоты и перестройке континентальной. К этому времени относится формирование атлымской свиты, залегающей с размывом на породах тавдинской свиты. Возраст атлымской свиты, как ранне-среднеолигоценовый (первая половина) определяется на основании корреляции палинокомплексов этой свиты со сходными комплексами ащайрыкской свиты Северного Устюрта (Жежель, 1973), которая содержит богатый комплекс рупельского возраста (Коробков, 1965).

Атлымское время в Западной Сибири характеризовалось расцветом мезофильных лиственных древесных пород из семейств *Belulaceae*, *Juglandaceae*, *Ulmaceae*, *Fagaceae* и др. Это следующие виды: *Betula gracilis* Pan., *Betula* spp., *Carya spackmanii* Trav., *Juglans polyborata* Vojcel., *J. siboldianiformis* Vojcel., *Pterocarya stenopteroides* Vojcel., *Pterocarya* spp., *Carpinus perfectus* Pan., *Corylus sibirica* Pan., *Alnus* spp., различные *Liquidambar*, *Tilia*, *Plex*, *Nyssa*. Типичные представители эоценовой флоры *Castanea*, *Castanopsis*, *Quercus gracilis* и *Q. graciliformis* сохранились в составе комплексов на положении реликтов. Для атлымского времени характерно массовое развитие хвойных. Среди них преобладает пыльца *Taxodiaceae* и разнообразных *Pinus* (*P. cembraeformis riciformis* Zakl., *P. strobiformis* Zakl., *P. longifoliiformis* Zakl. Zakl., *P. sibirica* и др.) в меньшей степени *Tsuga*, *Abies*, *Picea*, *Podocarpus*, *Cedrus*. Присутствуют кустарничковые и водноболотные: *Diervilla* spp., *Ericaceae*, *Sparganium*, *Potamogeton*. Споровые растения немногочисленны и однообразны. Это – *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Lycopodium*, *Gleichenia*. Характерен для атлымской свиты Западной Сибири комплекс пыльцы и спор с *Carya spackmanii*, состав которого меняется по площади. В северных районах это *Mugica*, *Betula*, *Juglans* и др. В южных регионах низменности увеличивается роль *Carpinus* и *Liquidambar*. И везде обилие сосновых, которые занимали высокие террасы и обилие *Taxodiaceae*, занимавших пониженные участки. Таким образом, переломный момент в истории развития флоры на границе эоцена и олигоцена широко проявляется в палеогене Западной Сибири – субтропическая “полтавская” флора сменяется мезофильной “тургайской” (рисунок). Этот момент отмечен многими палинологами и проявляется по-разному в зависимости от региона. В южных регионах – Крым, Кавказ (Панова и др., 1990) в палинокомплексах нижнего олигоцена также увеличивается разнообразие *Pinaceae* и широколиственных из семейства *Juglandaceae*, состав субтропических обедняется. В Армении (Панова и др., 1990) в комплексах нижнего олигоцена увеличивается количество пыльцы ксерофитных субтропических растений (*Eleagnaceae*, *Bombacaceae*, *Malvaceae*). На Северо-Востоке России (Фрадкина, 1988) в начале раннего олигоцена леса приобрели облик, близкий к лесам тургайского типа, однако с участием *Alnaster*, *Betula* sect. *Nanae*. Г.Г. Карташова (Карташова и др., 1987) также отмечает в олигоценовой флоре Северо-Востока пыльцу *Alnaster* и *Betula* sect. *Nanae*, но в то же время там присутствуют такие экологически несовместимые с *Alnaster* и *Betula* sect. *Nanae* роды, как *Pterocarya*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*, *Mugica*, требующие для произрастания довольно высокой температуры. Факт такого сочетания в олигоценовых флорах Северо-Востока России заслуживает внимания и требует обстоятельного изучения. Возможно это связано с расчлененностью



Изменение палинокомплексов на границе эоцена и олигоцена в Западной Сибири

1 – *Castanea*, *Castanopsis*; 2 – *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*; 3 – *Pompeckjoidaepollenites*, *Loranthus*; 4 – *Rhoipites*, *Tricolporopollenites*; 5 – *Tricolpopollenites*; 6 – *Comptonia*, *Myrica*, *Triatriopollenites*; 7 – *Nyssa*, *Plex*; 8 – *Hamamelidaceae*; 9 – *Liquidambar*; 10 – *Quercus*; 11 – *Pterocarya*, *Platicarya*; 12 – *Carya*, *Carya spackmania*; 13 – *Juglans polyporata*, *Juglans siboldianiformis*; 14 – *Corylus*, *Carpinus*; 15 – *Ulmus*, *Zelkova*, *Tilia*; 16 – *Hydropteris indutus*; 17 – *Fagus*; 18 – *Betula*; 19 – *Alnus*; 20 – травы и кустарники; 21 – споры; 22 – *Pinus n/pH* и *n/p D*; 23 – *Abies*, *Picea*, *Podocarpus*; 24 – *Tsuga*; 25 – *Taxodiaceae*.

1 – постоянно в большом количестве; 2 – постоянно в значительном количестве; 3 – постоянно в малом количестве; 4 – постоянно в очень малом количестве; 5 – изредка.

рельефа или другими причинами, пока не установленными. Изменения флоры Западной Сибири в начале олигоцена свидетельствуют о похолодании, обусловившем резкую перестройку наземной флоры и исчезновение диноцист, вызванное полной регрессией морского бассейна. Однако похолодание на границе эоцен-олигоцена в Западной Сибири не было столь глубоким, как на Северо-Востоке (Карташова и др., 1987) и Дальнем Востоке России.

Второй рубеж в истории развития флоры Западной Сибири в палеоген-неогене связан с границей раннего - среднего миоцена. На этом рубеже прекращают свое существование многие представители тургайской флоры, получившей свое развитие в начале олигоцена и достигшей апогея в позднем олигоцене (туртасское время). В начале миоцена (абросимовское время) наблюдается теснейшая связь флоры с туртасской, но уже появляются некоторые черты обеднения: уменьшается разнообразие сосен, повышается роль мелколиственных – *Betula*, *Corylus*. Однако значение широколиственных – *Quercus sibirica* Pan., *Celtis*, *Ulmus*, *Planera*, *Tilia*, *Carpa*, *Pterocarpa* – еще велико. Увеличивается роль кустарничковых и травянистых. В целом, это начало нового – неогенового этапа в развитии растительности Западной Сибири.

Наиболее резкие изменения во флоре Западной Сибири произошли на рубеже раннего и среднего миоцена. К среднему миоцену относятся отложения бещеульского горизонта, которые охарактеризованы комплексом *Alnus*-*Polypodiaceae*. Бещеульский комплекс складывается из кожевниковского, позднекиреевского и собственно бещеульского комплексов.

Для кожевниковского времени характерно резкое уменьшение *Juglandaceae* (*Carpa*, *Pterocarpa*, *Juglans*) по сравнению с раннемиоценовой флорой, отражающей, по-видимому, миоценовый оптимум. В кожевниковский период уменьшилось значение таких представителей *Betulaceae*, как *Corylus* и *Carpinus*, сократилась роль субтропических *Plex* и *Nyssa*. Возросло значение *Betula* и *Alnus*. Участвуют постоянно *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*.

К позднекиреевскому времени количество видов *Juglans*, *Quercus*, *Ulmus*, *Fagus* еще больше сокращается, увеличивается значение споровых, особенно *Polypodiaceae*, и к бещеульскому времени основное значение в комплексе уже принадлежит пыльце *Alnus* и спорам *Polypodiaceae*. Такие широколиственные, как *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans* отмечены единично, спорадически встречаются *Plex*, *Nyssa*. Возросла роль водно-болотных.

Развитие флоры в неогене шло по линии эволюции видов, вымирания экзотов, появления новых растений и целых растительных сообществ. Таким образом хвойно-широколиственные леса тургайского типа сменились в бещеульское время

мелколиственными с участием хвойных – в основном сосны и небольшим количеством *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, с незначительным участием широколиственных *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*. Характерно для этого времени увеличение ценозов из прибрежно-водных и лугово-степных растений, получивших в дальнейшем широкое развитие в неогеновых флорах.

В результате палинологических исследований палеогеновых и неогеновых осадков Западно-Сибирской равнины можно выделить в истории развития флоры два рубежа.

Первый рубеж, отвечающий границе эоцена - олигоцена, характеризуется перестройкой позднеэоценовой субтропической флоры в олигоценую мезофильную теплоумеренную флору – тургайскую. На этом рубеже исчезает микрофитопланктон, что связано с осушением эпиконтинентального Западно-Сибирского моря и изменением климата.

Второй рубеж соответствует границе раннего - среднего миоцена. С этого времени начинается новый – неогеновый этап в развитии растительности. Широколиственные и хвойно-широколиственные леса сменяются лесами более умеренного облика с хвойными ассоциациями и степными ценозами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова Л.В.* Палинологическое обоснование стратиграфии эоцена - раннего миоцена Томского Приобья // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 99 - 144.
- Андреева-Григоревич А.С.* Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и нанопланктон). Автореф. дис. ... док. геол.-мин. наук. Львовский гос. университет. Киев, 1991. 46 с.
- Ахметьев М.А., Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Шелудченко С.Д.* Позднепалеогеновое похолодание на Востоке СССР по палеоботаническим данным // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 87 - 100.
- Возженникова Т.Ф., Олейник Э.С.* Кайнозойские планктонные палеоальгофлоры юга СССР // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 139 - 143.
- Волкова В.С., Кулькова И.А.* Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения и корреляция континентальных палеогеновых и неогеновых отложений юга Западной Сибири и Северного Казахстана // Палеопалинология Сибири. М.: Наука, 1980. С. 65 - 73.
- Волкова В.С., Кулькова И.А., Фрадкина А.Ф.* Климат эоцена Сибири (на примере Западной Сибири). Новосибирск. Наука, 1990. С. 1 - 28.
- Жежел О.Н.* К вопросу о границе эоценовых и олигоценых отложений на Северном Устюрте по палеопалинологическим данным // Палинологический метод в стратиграфии. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. С. 180 - 184.

Карташова Г.Г., Архангелов А.А., Пирумов Л.Г. Олигоценное похолодание в Северной Якутии (Низовья Колымы) // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 165 - 179.

Коробков А.И. Стратиграфия олигоценных отложений Северного Устья и Северного Приаралья на основании изучения моллюсков // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. 21 с.

Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 25 - 31.

Любомирова К.А. Палинологическая характеристика чеганского горизонта на севере Западной Сибири // Палинологические исследования. Л.: ВНИГРИ, 1976. С. 33 - 48.

Панова Л.А., Громова Н.С., Малигонова Е.Ю. Палиностратиграфия палеогеновых отложений // Практическая палиностратиграфия. Л.: Недра, 1990. С. 149 - 179.

Фрадкина А.Ф. Палинология палеогена и неогена Северо-Востока Азии // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 134 - 139.

Шарафутдинова Н.Г. Распределение микрофитопланктона в палеогеновых отложениях в северо-восточной части Тургайского прогиба // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 103 - 106.

Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3 - 21.

Рецензент Л.А. Невеская

Сдано в набор 16.02.94 г.

Подписано к печати 18.04.94 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 5.1 тыс.

Уч.-изд. л. 15.1

Бум. л. 7.0

Тираж 360

Зак. 1084

Цена 100 р. 00 к.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

100 p.
Индекс 73390