

**Том 4, Номер 2**

ISSN 0869-592X

**Март - Апрель 1996**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

**Главный редактор  
Б.С. Соколов**



**МАИК "НАУКА"**



**"НАУКА"**

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

Том 4 № 2 1996 Март - Апрель

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

*Главный редактор*  
Б. С. Соколов

*Заместитель главного редактора*  
М. А. Семихатов

*Ответственный секретарь*  
А. Б. Герман

#### Члены редакционной коллегии:

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

*Зав. редакцией* Т. В. Тришкина

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

Москва  
Международная академическая  
издательская компания "Наука"  
Издательство "Наука"

# СОДЕРЖАНИЕ

## Том 4, номер 2, 1996

Sm-Nd изотопная систематика олиолитов Озерной зоны (Монголия) <i>В. И. Коваленко, И. С. Пухтель, В. В. Ярмоляк, Д. З. Журавлев, Х. Стош, Е. Ягуц</i>	3
Стратиграфия северокавказского триаса по аммонитам <i>А. А. Шевырев</i>	10
Стратиграфия и литология верхнего триаса Юго-Западного Кипра (формация Вламбурос) <i>Н. Ю. Брагин, К. А. Крылов</i>	28
Верхний эоцен Ферганской депрессии и смежных регионов <i>Н. Г. Музылев, У. М. Расулов, Е. И. Хохлова, А. Р. Кушаков</i>	38
К стратиграфии и палеогеографии среднего и позднего плейстоцена Рыбинско-Ярославского Поволжья <i>Н. Г. Судакова, В. С. Гунова, Г. М. Немцова</i>	46
О возрасте фауны Шанд-Гол Монголии и эволюции фауны млекопитающих Центральной Азии в олигоцене <i>И. А. Вислобокова</i>	55
Стратиграфия и мелкие млекопитающие аральской свиты Алтыншокысу (Северное Приаралье) <i>А. В. Лопатин</i>	65
К проблеме существования Кавказской суши в олигоцен-миоценовое время <i>В. Н. Холодов, Р. И. Недумов</i>	80
Тектоностратиграфия междуречья Перекатная–Черная (Южный Сихотэ-Алинь) <i>И. В. Кемкин</i>	91
Палеогеографическая интерпретация палеофлористического комплекса плиоцен-плейстоцена Западной Сирии <i>Л. А. Головина, С. С. Габлина, А. Н. Симакова</i>	102

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Палеогеографические обстановки северо-западного Причерноморья в раннем плиоцене <i>Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер, А. С. Тесаков</i>	106
О возрасте кайнозойских флишево-олистостромовых толщ Олюторского хребта (юг Корякского нагорья) <i>Е. А. Щербинина, Д. В. Коваленко</i>	110

Сдано в набор 13.12.95 г.

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Подписано к печати 14.02.96 г.

Усл. кр.-отт. 5.2 тыс.

Тираж 360 экз.

Зак. 3870

Формат бумаги 60 × 88<sup>1/8</sup>

Уч.-изд. л. 14.9

Бум. л. 7.0

# Contents

---

## Volume 4, Number 2, 1996

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

---

The Sm-Nd Isotopic Systematics of Ophiolites in the Ozernaya Zone (Mongolia) <i>V. I. Kovalenko, I. S. Pukhtel', V. V. Yarmolyuk, D. Z. Zhuravlev, H. Stosch, and E. Jagoutz</i>	3
Triassic Stratigraphy of the Northern Caucasus Based on Ammonoids <i>A. A. Shevyrev</i>	10
Upper Triassic Stratigraphy and Lithology of Southwestern Cyprus (Vlambourous Formation) <i>N. Yu. Bragin and K. A. Krylov</i>	28
The Upper Eocene of the Fergana Depression and Adjacent Regions <i>N. G. Muzylov, U. M. Rasulov, E. I. Khokhlova, and A. R. Kushakov</i>	38
The Middle–Late Pleistocene Stratigraphy and Paleogeography in Rybinsk–Yaroslavl' Region near the Volga River <i>N. G. Sudakova, V. S. Gunova, and G. M. Nemtsova</i>	46
Age of the Shand Gol Fauna and Evolution of Central Asia Mammals in the Oligocene <i>I. A. Vislobokova</i>	55
The Stratigraphy and Small Mammals of the Aral Formation at Altynshokysu in the Northern Aral Area <i>A. V. Lopatin</i>	65
Problems of the Caucasus Paleoland Existence during the Oligocene–Miocene <i>V. N. Kholodov and R. I. Nedumov</i>	80
Tectonics and Stratigraphy of the Perekatnaya-Chernaya Interfluve Area (Southern SikhoteAlin') <i>I. V. Kemkin</i>	91
Paleogeographic Interpretation of the Pliocene-Pleistocene Palaeofloral Assemblage in Western Syria <i>L. A. Golovina, S. S. Gablina, and A. N. Simakova</i>	102

---

## BRIEF COMMUNICATIONS

Paleogeographic Environments of the Northwestern Regions of the Black Sea Coast in the Early Pliocene <i>E. A. Vangengeim, M. A. Pevzner, and A. S. Tesakov</i>	106
On Age of Flysch-Olistostrome Complex in the Eastern Olyutor Range (Southern Koryak Highland) <i>E. A. Shcherbinina and D. V. Kovalenko</i>	110

---

УДК 550.93:552.3(519.3)

## Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ОФИОЛИТОВ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ (МОНГОЛИЯ)

© 1996 г. В. И. Коваленко\*, И. С. Пухтель\*, В. В. Ярмолюк\*,  
Д. З. Журавлев\*, Х. Стош\*\*, Е. Ягуц\*\*\*

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

\*\* Институт минералогии и петрографии Кельнского университета,  
50674 Кельн, Цюльпихер Штрассе, 49b, Германия

\*\*\* Институт химии им. Макса Планка,  
55020 Майнц, Саарштрассе 23, Германия

Поступила в редакцию 15.01.95 г.

Определен возраст (Sm-Nd изохронный метод) пород из разных ассоциаций, входящих в состав офиолитового комплекса Озерной зоны ранних каледонид. Габброиды и толеитовые кремнисто-вулканогенной толщи хр. Сэрийн-Нуру, сформированные в условиях открытого морского бассейна, имеют возраст  $527 \pm 43$  млн. лет и  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.7$ . Вулканиты хр. Гэрийн-Нуру ассоциируют с граувакками и вероятнее всего возникли в островодужной обстановке. Их возраст оценен в  $522 \pm 13$  млн. лет,  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +8.0$ . Время региональной метаморфической переработки офиолитов определено по метаморфическим минералам из пород островодужной обстановки в районе горы Халзан-Буреггей-Ула и отвечает возрасту  $487 \pm 6$  млн. лет при  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +7.8$ . Полученные данные свидетельствуют о близости возраста офиолитов типа MORB, островодужных офиолитов и глубоко регионально метаморфизованных толщ. Они фиксируют заключительную стадию развития раннекаледонского палеоокеана с быстрой сменой и латеральной сопряженностью разных геодинамических обстановок.

**Ключевые слова.** Офиолиты, метаморфизм, изотопный возраст, Sm-Nd систематика.

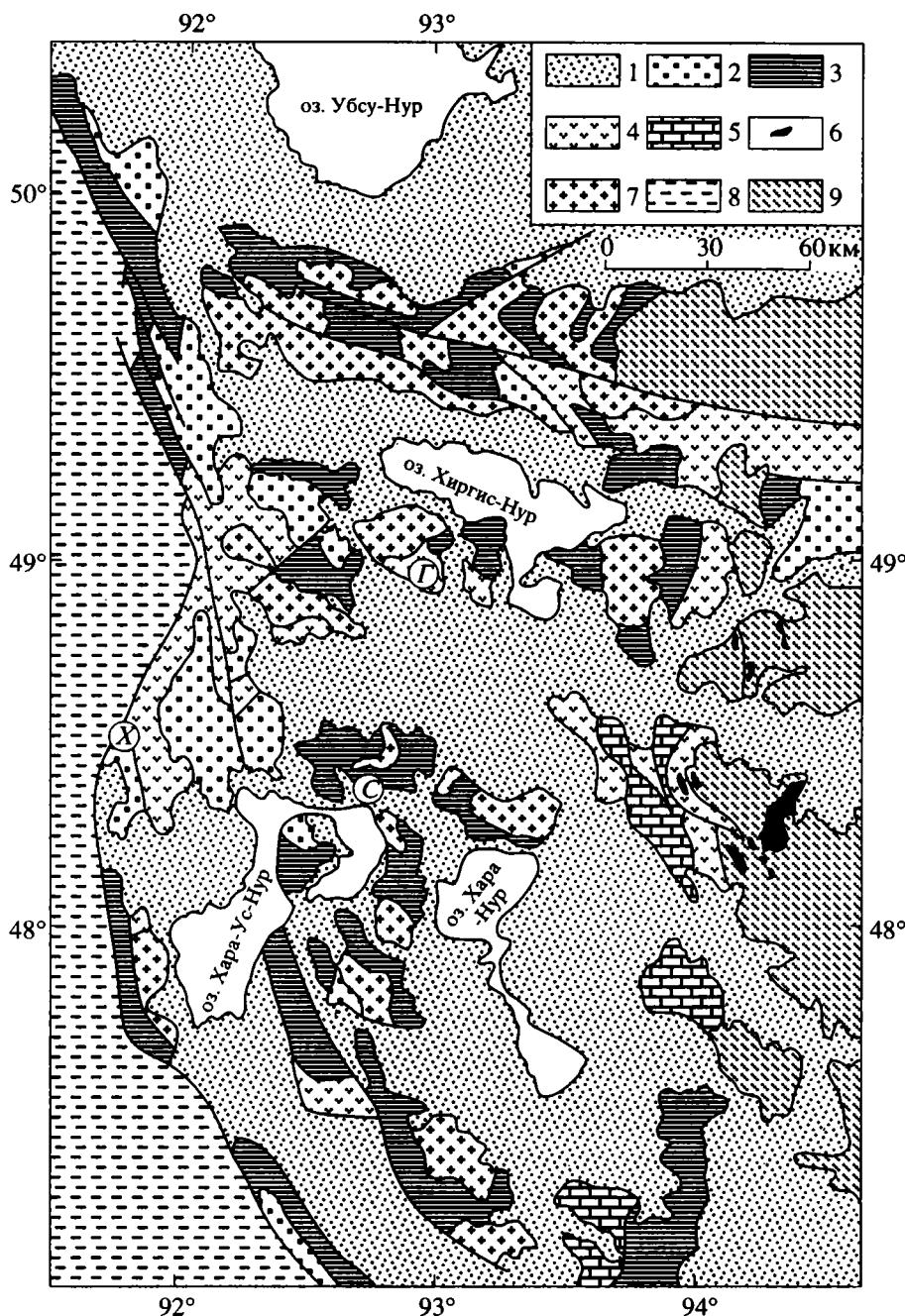
### ВВЕДЕНИЕ

В истории формирования складчатого обрамления Сибирской платформы особая роль принадлежит офиолитам. Они залегают в нижних частях разрезов складчатых образований и обычно рассматриваются в качестве наиболее ранних проявлений корообразующих процессов в тех или иных структурных зонах территории. В большинстве случаев эти офиолиты лишены органических остатков, поэтому их возрастное положение определяется на основании возраста выше залегающих по разрезу толщ, или чаще по сходству геологической позиции и состава с другими офиолитами. Поэтому, появление любых прямых данных о возрасте офиолитов имеет принципиальное значение для корреляции геологических процессов в регионе. В статье приведены данные изотопного Sm-Nd датирования офиолитов Озерной зоны, одной из самых крупных в каледонидах южного обрамления Сибирской платформы.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Озерная зона офиолитов географически располагается в пределах котловины Большых озер в западной и юго-западной части Монголии (рис. 1). Среди геологических образований этой территории широко распространены офиолиты, залега-

ющие в основании развитых здесь стратифицированных толщ (Тектоника МНР, 1974). Породы офиолитов обычно слагают тектонические блоки. В связи с этим общая последовательность магматических проявлений Озерной зоны реконструирована в виде сводного разреза на основе регулярно повторяющихся (Дергунов, 1989) соотношений, установленных в разных блоках. Считается, что низы разреза офиолитов слагают породы меланократового основания (чешуйчатые комплексы, представленные гипербазитами, габброидами и дайками sheet комплекса). На этом основании залегает спилит-диабазовая толща шаровых и подушечных зеленокаменно-измененных базальтов, в которой снизу вверх лавовые фации базальтов и силлы диабазов сменяются лавобрекчиями, гиалокластитами, туффисилицитами, туффитами и кремнистыми породами. Выше спилит-диабазовой толщи залегает карбонатно-терригенно-вулканогенная толща, обычно с базальтами, андезитами, дацитами и плагиориолитами. В составе толщи широко развиты обломочные терригенные породы, олистостромы и рифогенные известняки. В последние годы на левобережье нижнего течения р. Кобдо (западный борт Озерной зоны) выявлены блоки метаморфических пород (от гнейсов до амфиболитов), которые при среднемасштабной геологической съемке условно отнесены к нижнему-среднему



**Рис. 1.** Схема геологического строения Озерной зоны ранних каледонид Монголии. Составлена с использованием карты геологических формаций МНР (1989) и схемы тектонического районирования Монголии (Геологические формации Монголии, 1995).

1 – мезозойско-кайнозойские терригенные комплексы; 2 – среднепалеозойские геологические комплексы; 3 – 5 – венд-кембрийские комплексы: 3 – офиолитовый, 4 – карбонатно-терригенно-вулканогенный, 5 – терригенно-карбонатный; 6 – альлохтонные гипербазиты; 7 – гранитоиды раннего палеозоя; 8 – каледониды Монголо-Алтайской зоны; 9 – кристаллические комплексы докембра.

Районы опробования показаны буквами в кружках: С – Сэрийн-Нуру, Г – Гэрийн-Нуру, Х – Халдзан-Бурегтей.

ордовику, в течение которого происходила главная фаза складчатости в Озерной зоне.

Изученные нами образцы представляют породы трех толщ из упомянутого выше сводного разреза. Спилит-диабазовая толща шаровых лав, пе-

реслаивающаяся с кремнистыми осадками, и прорывающие их дайки и расслоенный силл габброидов изучены в хребте Сэрийн-Нуру к северо-востоку от оз. Хойту-Далай-Нур (С – на рис. 1) в центральной части Озерной зоны. Здесь на юж-

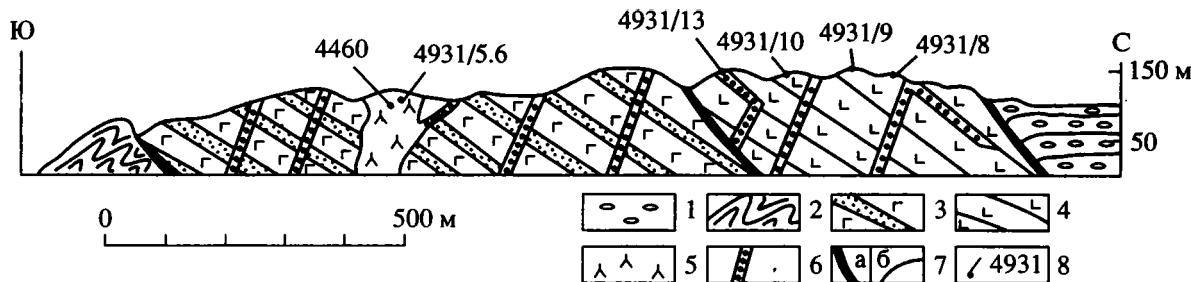


Рис. 2. Разрез офиолитового комплекса южного борта хр. Сэрийн-Нуру.

1 – красноцветная моласса (D); 2 – песчано-алевролитовые отложения (D?); 3 – породы офиолитового комплекса: 3 – базальты, переслаивающиеся с кремнистыми отложениями, 4 – шаровые и массивные базальты, 5 – расслоенное габбро, 6 – дайки базальтов, 7 – разломы (а), геологические границы (б); 8 – места отбора проб и их номера.

ном склоне хребта среди выходов более молодых девонских толщ выведен на поверхность тектонически ограниченный блок, сложенный породами спилит-диабазовой толщи, по геологическим данным относящейся к венду–раннему кембрию. В изученной нами части блока в строении толщи выделяются два фрагмента, расчлененных разломами и обнажающихся вдоль сухого русла с колодцем Иелин-Худук (рис. 2). Южный фрагмент сложен шаровыми, подушечными, или массивными зеленокаменно измененными базальтами, переслаивающимися с кремнистыми породами и прорванными дайками базитов и силлом расслоенных габброидов. Мощность лавовых покровов составляет первые метры, а осадочных прослоев – до 0.5 м. Северный фрагмент блока представлен однородными шаровыми и подушечными лавами и содержит только редкие маломощные прослои гиалокластитов и кремнистых осадочных пород. Лавы прорваны дайками базальтов.

Образцы для изотопно-геохимических исследований отобраны из шаровых лав массивной части разрезов (CH-4931/8 - 10, табл. 1), из базальтовой дайки, (CH-4931/13), а также из расслоенного тела габброидов (CH-4460, CH-4931/5, 6, табл. 1). Все изученные породы, за исключением габброидов, представлены спилитами, либо спилитизированными базальтами, содержащими альбит ( $An_{17}$ ). Вкрапленники, кроме альбита, представлены также клинопироксеном ( $Wo_{45-47}En_{45-47}Fs_{7-9}$ ) и серпентинизированным оливином. В основной массе отмечено замещенное актинолитом и хлоритом стекло, микролиты плагиоклаза, редкие округлые обособления рудного минерала, карбонат, эпидот. Габброиды сложены плагиоклазом (от аортита до андезина), клинопироксеном (железистость 0.25 - 0.31) и более редким титаномагнетитом. В качестве акессорного и относительно позднего минерала зафиксирован высокотитанистый амфибол, замещающий по периферии титаномагнетит. Структура пород – габровая. Расслоенность силя выражается в наличии более лейкократовых (вплоть до аортозитов) и бо-

лее меланократовых пород, слагающих слои с нечеткими границами, субпараллельными контактам всего тела.

Карбонатно-терригенно-вулканическую толщу с базальтами, андезитами и дацитами представляет образец ГУ-4898/5. Он отобран с вершины горы Гэлэн-Ула на южном берегу оз. Хиргиз-Нур (Г на рис. 1). Здесь обнажается толща базальтов, андезитобазальтов и их туфов с мегакристаллами клинопироксена и амфиболя. Кроме этих минералов, среди вкрапленников отмечены плагиоклаз, клинопироксен, роговая обманка, оливин, магнетит. Оливин, клинопироксен ( $Wo_{45-47}En_{45-47}Fs_{7-9}$ ) и роговая обманка практически не изменены, тогда как плагиоклаз вкрапленников и микролитов местами интенсивно альбитизирован, а в реликтах имеет основной состав ( $An_{85}$ ). Основная масса породы хлоритизирована и актинолитизирована и содержит миндалины, сложенные эпидотом, актинолитом, изредка кварцем.

Кристаллический сланец ХБУ-IX отобран на левобережье р. Кобдо в сайдре с колодцем Хара-Ямар-Худук к западу от горы Халзан-Бурегтай-Ула (Х на рис. 1). Он характеризует метаморфическую толщу, по геологическим данным условно отнесенную к нижнему–среднему ордовику. Эти кристаллические сланцы представляют ортопороды, слагающие секущее тело в более ранних гнейсах и прорванные дайками апобазитовых амфиболитов. Сланец состоит из кварца, плагиоклаза ( $An_{30-38}$ ), биотита, мусковита, магнетита, ильменита, граната, и сфена. Судя по химическому составу (табл. 1), его дометаморфическим субстратом служили плагиограниты.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ручная отборка минеральных фракций (от 40 до 100 мг) для изотопных исследований проводились в ИГЕМ РАН.

Микрозондовые анализы минералов были выполнены в Институте минералогии и петрографии

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные

Номер образца	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)^*$
Толща Сэрийн-Нуру						
CH-4460 WR	габбро	5.173	19.82	0.15779	0.512841 $\pm$ 8	+6.6
CH-4460 Cpx		4.755	11.74	0.24488	0.513137 $\pm$ 6	+6.5
CH-4931/5 WR	габбро	4.576	17.31	0.15987	0.512851 $\pm$ 9	+6.6
CH-4931/5 Cpx		4.497	11.15	0.24377	0.513166 $\pm$ 9	+7.1
CH-4931/6 WR	габбро	5.002	19.17	0.15777	0.512862 $\pm$ 7	+7.0
CH-4931/6 Cpx		4.366	10.80	0.24439	0.513141 $\pm$ 8	+6.6
CH-4931/8 WR	базальт	2.955	9.870	0.18096	0.513083 $\pm$ 25	+9.8
CH-4931/9 WR	базальт	3.326	10.89	0.18472	0.513055 $\pm$ 13	+9.0
CH-4931/10 WR	базальт	3.150	10.26	0.18562	0.513043 $\pm$ 9	+8.7
CH-4931/13 WR	базальт	6.643	26.71	0.15035	0.512835 $\pm$ 7	+7.0
Толща Гэрийн-Нуру						
ГУ-4898/5 WR	базальт	4.710	18.44	0.15438	0.512902 $\pm$ 8	+8.0
ГУ-4898/5 Ol		1.815	6.759	0.16234	0.512928 $\pm$ 10	+7.9
ГУ-4898/5 Cpx1**		4560	11.60	0.23771	0.513190 $\pm$ 17	+8.0
ГУ-4898/5 Cpx2***		4.465	10.85	0.24893	0.513220 $\pm$ 13	+7.9
ГУ-4898/5 Amph1**		1.701	4.788	0.21478	0.513109 $\pm$ 29	+8.0
ГУ-4898/5 Amph2***		1.347	3.593	0.22665	0.513156 $\pm$ 32	+8.1
Толща Халзан-Бурегтай-Ула						
ХБУ-IX WR	гнейс	7.002	28.12	0.15056	0.512891 $\pm$ 15	+7.8
ХБУ-IX Gar		7.055	12.35	0.34538	0.513510 $\pm$ 9	+7.8
ХБУ-IX Plag		2.925	11.68	0.15141	0.512892 $\pm$ 18	+7.8
ХБУ-IX Bi		1.140	4.627	0.14902	0.512880 $\pm$ 9	+7.7

Примечание. \*Величины  $\epsilon_{\text{Nd}}$  пересчитаны на изохронный возраст  $T$  для каждой отдельной толщи. Минеральные фракции обработаны в 2N (\*\*\*) и 4N HCl (\*\*), соответственно. WR, Ol, Cpx, Amph, Gar, Plag, Bi – валовые пробы пород и фракции оливина, клинопироксена, амфибала, граната, плагиоклаза и биотита.

величиной  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.7 \pm 0.2$  (MSWD = 1.5). Близким изотопным составом с изученным массивом габброидов обладает образец базальта из дайки 4931/13 ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +7.0$ ). Образцы подушечных лав (в основном, спилитов) из массивной части спилит-диабазовой толщи имеют существенно более высокие величины Sm/Nd отношений и более радиогенный изотопный состав Nd (величина  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  варьирует от +9 до +10).

Линейная аппроксимация аналитических данных для вулканита 4898/5 из толщи Гэрийн-Нуру и выделенных из него фракций оливина, клинопироксена и амфибала дает результат  $522 \pm 13$  млн. лет, идентичный возрасту силла габбро. По изотопному составу неодима данный вулканит занимает промежуточное положение между породами силла и наиболее радиогенными вулканиками Сэрийн-Нуру ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +8.0 \pm 0.1$ ).

Валовая проба ХБУ-IX из толщи Халзан-Бурегтай-Ула и фракции метаморфических минералов на Sm-Nd эволюционной диаграмме определяют линию с наклоном, отвечающим возрасту  $487 \pm 6$  млн. лет ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +7.8 \pm 0.1$ ).

Судя по геологическим данным, нет оснований предполагать различный возраст для базальтов спилит-диабазовой толщи (обр. CH 4931/8-10) и габброидов и базальтов дайковой серии. Рассчитанные более высокие значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  от +9 до +10 по-видимому, согласуются с геологическими и геохимическими данными об образовании их в обстановке спрединга океанической коры. Учитывая более низкую величину  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +7$  для габброидов, мы получаем подтверждение участия островодужного компонента в процессе генерации магм спилит-диабазовой толщи.

Полученные датировки магматических пород офиолитов Озерной зоны в пределах ошибки измерений близки к таковым Баян-Хонгорской зоны ( $569 \pm 21$  млн. лет) (Kepezhinskas et al., 1991), однако существенно моложе возраста баянурского комплекса хр. Дариби ( $695 \pm 25$  млн. лет) из той же Озерной зоны (Хайн и др., 1995). Не исключено, что офиолиты Озерной зоны имеют различный возраст, либо они эволюционировали в течение длительного промежутка времени.

Sm-Nd возраст, полученный по образцу ортогнейса ХБУ-IX из толщи Халзан-Бурегтай-Ула, отвечает времени регионального метаморфизма,

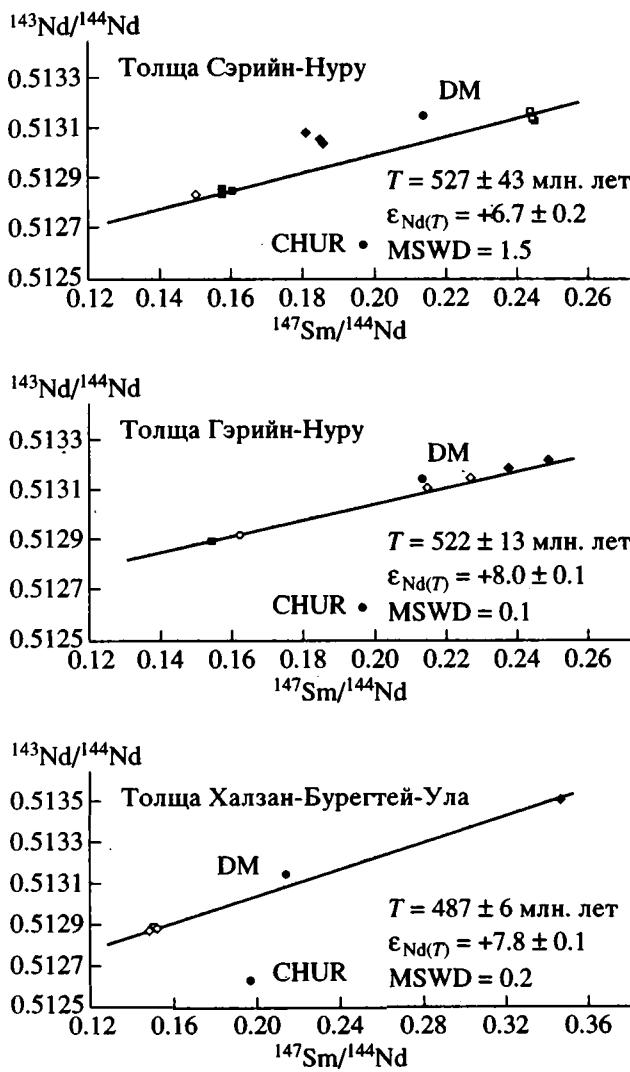


Рис. 3. Sm-Nd эволюционные диаграммы для офиолитов Озерной зоны. Толща Сэрийн-Нуру: залипые и незалипые квадраты – валовые пробы и фракции клинопироксена из силла габбро, залипые и незалипые ромбы – базальты 4931/8-10 и 4931/13.

Толща Гэрийн-Нуру: квадрат – валовая проба, незалипый кружок – оливин, залипые и незалипые ромбы – клинопироксены и амфиболы, соответственно.

Толща Халзан-Бурегтей-Ула: квадрат – валовая проба, залипые и незалипые ромбы – гранат и плагиоклаз и биотит.

связанного с общей коллизией ранних каледонид в южном обрамлении Сибирской платформы (Скляров, 1994).

Основной вывод, который можно сделать на основе проведенного исследования, состоит в близости возраста офиолитов типа MORB, островодужных офиолитов, и глубоко регионально метаморфизованных толщ изученной части Озерной зоны. Это согласуется с предположением А.Н. Диденко с соавторами (1994) о существова-

нии на месте Озерной зоны почти одновременно действующих и скорее всего пространственно сопряженных спрединговых зон, видимо, достаточно крупных окраинных морей, островодужных систем и зон интенсивного регионального метаморфизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 93-05-9206 и 93-05-8158).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геологические формации Монголии. М.: Наука, 1995. 191 с.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7 - 8. С. 59 - 75.
- Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 191 с.
- Карта геологических формаций МНР / Гл. ред. Яншин А.Л. М.: ГУГК, 1989.
- Скляров Е.В. Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК, 1994. 52 с.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
- Хайн Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791 - 796.
- Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 161 с.
- Chauvel C., Dupre B., Jenner G.A. The Sm-Nd age of Kam-balda volcanics is 500 Ma too old // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 74. P. 315 - 324.
- Fletcher I.R., Rosman K.J.R. Precise determination of initial end from Sm-Nd isochron data. Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 19 - 22.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 139.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137 - 150.
- Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas K.B., Puchtel I.S. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian Caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. № 7. P. 1301 - 1304.
- Roelandts I. Application of inductively coupled plasma spectrometry to the determination of nine rare earth elements in nine new United States Geological Survey reference samples // Atomic Spectroscopy. 1988. V. 9. P. 49 - 54.
- White W.M., Patchett J. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 167 - 185.
- York D. Least squares fitting of straight line // Canad. J. Phys. 1966. V. 44. P. 1079 - 1086.

Рецензент Е.В. Бибикова

УДК 551.761(470)

## СТРАТИГРАФИЯ СЕВЕРОКАВКАЗСКОГО ТРИАСА ПО АММОНИТАМ

© 1996 г. А. А. Шевырев

Палеонтологический институт РАН

117647 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 05.05.94 г.

Полевые исследования, сопровождавшиеся послойными сборами аммонитов, позволили существенно уточнить и детализировать схему биостратиграфического расчленения триасовых отложений Северного Кавказа. Впервые в этих отложениях выделено 10 аммонитовых слоев, в совокупности охватывающих весь триас – от среднего скифа до верхнего рэта. Эти слои связаны со стандартными зонами. Анизийские отложения, особенно богатые аммонитами, сопоставлены с одновозрастными разрезами Турции, Ирана, Китая и США. Доказано наличие в изученном регионе значительного стратиграфического перерыва, отвечающего верхнему анизию и нижнему ладину.

**Ключевые слова.** Триас, Северный Кавказ, биостратиграфия, аммониты, корреляция.

Триасовые отложения обнажаются на самом юге Краснодарского края, в верховьях рек Малой Лабы и Белой. Расстояние между их крайними выходами по простиранию не превышает 70 км. Основная площадь распространения этих отложений ограничена зоной Передового хребта. Значительно меньше они распространены южнее в Промежуточной зоне – от Инженерного хребта до отрогов горы Пшекиш (около Гузерипля).

Отложения триаса образуют большую антиклиналь, ось которой погружается к северо-западу. У сел. Новопрохладное (южнее пос. Каменномостский) они скрываются под юрской толщей. Триасовые отложения трансгрессивно налегают на более древние породы: либо на пермские слои, либо на метаморфические сланцы нижнего палеозоя или на докембрийские гнейсы. В свою очередь они несогласно перекрываются юрскими образованиями.

Триас Северного Кавказа представлен морскими терригенно-карбонатными осадками. Их строгую последовательность нарушают перерывы, разные по своему масштабу и возрасту. Особенно велики они на востоке Передового хребта (гора Ятыргварт), где норийские конгломераты и песчаники залегают на известняках нижнего анизия, и в Промежуточной зоне (по р. Белой), где те же конгломераты и песчаники нория перекрывают отложения нижней перми. Наиболее полно триас развит в центральной части Передового хребта: на горе Большой Тхач, по рекам Тхач, Ачешбок и Бугунжа (рис. 1), где его мощность превышает 1000 м.

Палеонтологически триасовые отложения охарактеризованы весьма неравномерно. Отдельные их горизонты содержат довольно обильную и разнообразную фауну, позволяющую увяз-

зать их с хронозонами. Другие пачки бедны ископаемыми. В этих случаях можно судить лишь о ярусной или подъярусной принадлежности вмещающих отложений.

### ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Триасовые отложения на Северном Кавказе открыл хранитель минералогического отделения Геологического музея Российской академии наук В.И. Воробьев. Летом 1906 г. он нашел в бассейне Малой Лабы брахиопод и двустворок, изучение которых позволило Ф.Н. Чернышеву (1907а, б) и А.А. Борисяку (1909) отнести включающие известняки к верхнему триасу. Во время этой экспедиции, выйдя однажды вечером из лагеря на прогулку, Воробьев погиб, сорвавшись в трещину ледников Дзитаку.

Изучение северокавказского триаса продолжили П.В. Виттенбург и В.Н. Робинсон. Летом 1911 г. по заданию Геологического комитета они совершили совместную поездку в бассейн Малой Лабы и Белой, где установили присутствие всех ярусов триаса (Виттенбург, 1912, 1913). В течение этой поездки Робинсон собрал из плитчатых известняков, обнажающихся к юго-востоку от горы Большой Тхач, несколько плохо сохранившихся аммонитов, которые, по заключению профессора Венского университета К. Динера, оказались анизийскими. Возраст остальных отложений обосновывался находками двустворок и брахиопод. В ходе дальнейших исследований, продолжавшихся около полу века, Робинсон (1932, 1937, 1956) нашел в междуречье Лабы и Белой аммонитов, которые характеризуют почти все ярусы триаса. К середине текущего столетия из них было описано 14 видов (Робинсон, 1936; Воинова и др., 1947). Позже триасовых аммонитов Север-

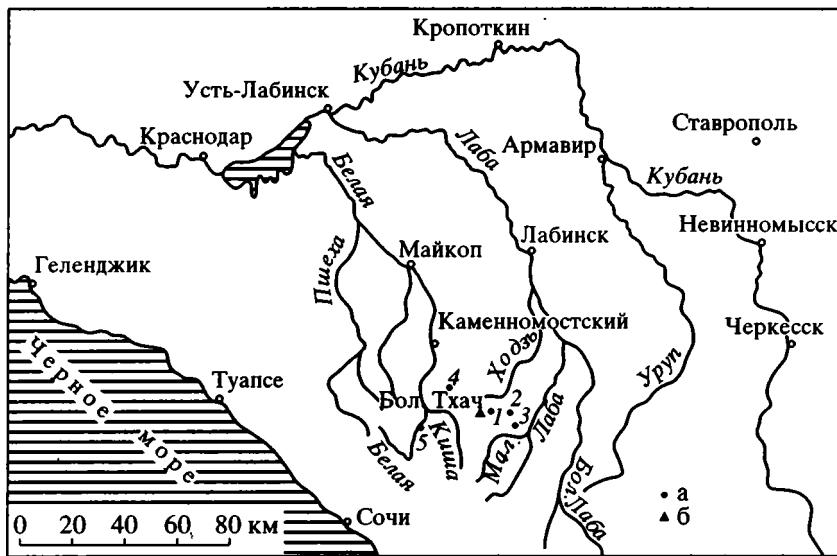


Рис. 1. Основные местонахождения триасовых аммонитов на Северном Кавказе.

а – местонахождения: 1 – р. Тхач, 2 – р. Бугунжа, 3 – гора Ятыргварт, 4 – пос. Гузерипль; б – гора Большой Тхач.

ногого Кавказа изучали А.М. Данилевич (1951), А.А. Шевырев (1961, 1968), Ю.Н. Попов (1962) и Г.Г. Кургалимова (1977), которые втрое пополнили их видовой состав.

Первую стратиграфическую схему северокавказского триаса разработал В.Н. Робинсон (1932, 1936, 1937, 1956), который выделил в разрезах данного района аналоги всех ярусов триасовой системы. Эта схема была принята на 1-м Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по мезозою Кавказа в 1958 г.

Позже интенсивные исследования в этом районе проводили Кавказская экспедиция Московского университета (Дагис, 1963; Едигарян, 1963; Славин, 1964), Краснодарский филиал Всесоюзного нефтегазового научно-исследовательского института (Ростовцев, 1960; Ростовцев и др., 1966), Палеонтологический институт (Шевырев, 1968) и ряд других организаций (ВНИГНИ, ИГиРГИ). Полученные ими результаты нашли отражение в сводных работах: "Геология СССР" (Робинсон, 1968) и "Стратиграфия СССР" (Дагис, Робинсон, 1973). Новые данные о стратиграфии триасовых отложений Северного Кавказа были обобщены в "Объяснительной записке ..." (1973), написанной большим коллективом авторов под редакцией Л.Д. Кипарисовой. Предложенный в этой "Записке" проект стратиграфической схемы, составленный К.О. Ростовцевым (1973), был принят с некоторыми изменениями на 2-м Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по мезозою Кавказа 17 - 20 мая 1977 г., а позже утвержден МСК (Решение ..., 1979). В соответствии с данной схемой триасовые отложения

Северного Кавказа расчленяются на ряд серий и свит. Эта схема подверглась критике со стороны некоторых московских палеонтологов, которые внесли в нее изменения, касающиеся номенклатуры, корреляции и возраста отдельных толщ северокавказского триаса (Безносов, 1975; Ярошенко, 1978; Безносов, Ефимова, 1979).

За последние 25 лет был проведен ряд экспедиций, в результате которых удалось собрать новые материалы. Они значительно обогатили северокавказский комплекс триасовых аммонитов, включающий в настоящее время около 85 видов (Шевырев, 1995). Кроме того, новые исследования позволили уточнить стратиграфию триаса Северного Кавказа. Особенно это касается расчленения и корреляции азийских отложений, для которых предлагается совершенно новая схема сопоставления с общим зональным стандартом.

### РАСЧЛЕНЕНИЕ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Триасовые отложения данного района делятся на три литологически различные толщи: нижнюю – преимущественно карбонатную, среднюю – терригенную и верхнюю – карбонатную. Их разделяют стратиграфические перерывы.

Нижняя карбонатная толща составляет тхачскую серию (Ростовцев, 1973). Она расчленяется на ятыргвартинскую, малотхачскую и ачешбокскую свиты.

Ятыргвартинская свита широко распространена в зоне Передового хребта. Ее стратотип находится на горе Ятыргварт, где эта свита залегает

на палеозойских гнейсах и диоритах (рис. 2). Она состоит из трех пачек. Нижнюю пачку (30 м) образуют базальные конгломераты, постепенно переходящие в крупнозернистые песчаники. Средняя пачка (25 м) представлена желтовато-серыми толстослоистыми песчанистыми известняками. Верхняя пачка (200 м) состоит из желтова-

то-серых тонкоплитчатых известняков, в нижней части с двустворками: *Claraia clarai*, *C. stachei*, *C. aurita*, а в средней – с разнообразными аммонитами: *Juvenites sinuosus*, *Dieneroceras caucasicum*, *D. magnum*, *Preflorianites toulai*, *Meekoceras gracilitatis*, *M. caucasicum*, *Arctoceras robinsoni*, *A. kiparisovae*, *Inyoites oweni*, *Subvishnuites welteri*, *Parussuria compressa*, *Lanceolites compactus*, *L. bicarinatus*, *Prosphingitoides austini*, *Owenites koeneni*, *Subowenites slavini*. По доминирующему в аммонитовом комплексе формам я называю вмещающие отложения слоями с *Owenites-Dieneroceras*.

Верхнюю пачку на горе Ятыргварт перекрывают массивные известняки малотхачской свиты, мощность которой здесь вследствие размыва составляет всего лишь 2 м. Более полно эта свита, которую обычно называют свитой Малого Тхача, развита в верховьях р. Тхач, где находится ее стратотип. Она образована здесь светло-серыми массивными плотными известняками мощностью до 50 м с прослойями розовато-серых конгломератов (рис. 3). Южнее р. Тхач (в Мертвой Балке, на горе Сундуки, хребтах Малый Бамбак и Скирда) рассматриваемая свита сложена внизу массивными, нередко оолитовыми, а вверху брекчевидными и криноидными известняками с брахиоподами и редкими аммонитами. Ее мощность в этом районе достигает 120 - 150 м. Из малотхачской свиты в Мертвой Балке собраны *Stenoporanoceras transiens*, *Groenlandites? glaber* и *Megaphyllites sp.*, на горе Шапка – *Stenoporanoceras transiens*, *Longobarditoides caucasicus*, *Laboceras gracile*, *Megaphyllites compressus*, *Leiophyllites pitamaha*, на горе Ятыргварт – *Longobarditoides caucasicus*. Отложения с указанными аммонитами я рассматриваю как слои со *Stenoporanoceras*.

Выше залегает ачешбокская свита – основной источник триасовых аммонитов на Северном Кавказе. В большинстве районов она связана с малотхачской свитой постепенными переходами, но в верховьях р. Тхач ложится на ее размытую поверхность. Ачешбокская свита, стратотип которой находится на р. Ачешбок, делится на две подсвиты. Нижняя из них образована известняками с прослойями аргиллитов, а верхняя – аргиллитами с прослойями известняков.

Наиболее полно ачешбокская свита развита в центральном районе. На р. Тхач ее нижняя подсвита мощностью 110 м представлена толщей светло-серых тонкоплитчатых, иногда комковатых или линзовидных известняков с тонкими прослойями темно-серых известковистых аргиллитов и алевролитов (рис. 3). В 12 - 25 м от ее основания появляются пласти серых песчаников мощностью от 1.5 до 3 м. Из этой подсвиты собраны два комплекса аммонитов.

Первый комплекс найден в пачке комковатых известняков и аргиллитов на уровне 50 - 60 м от

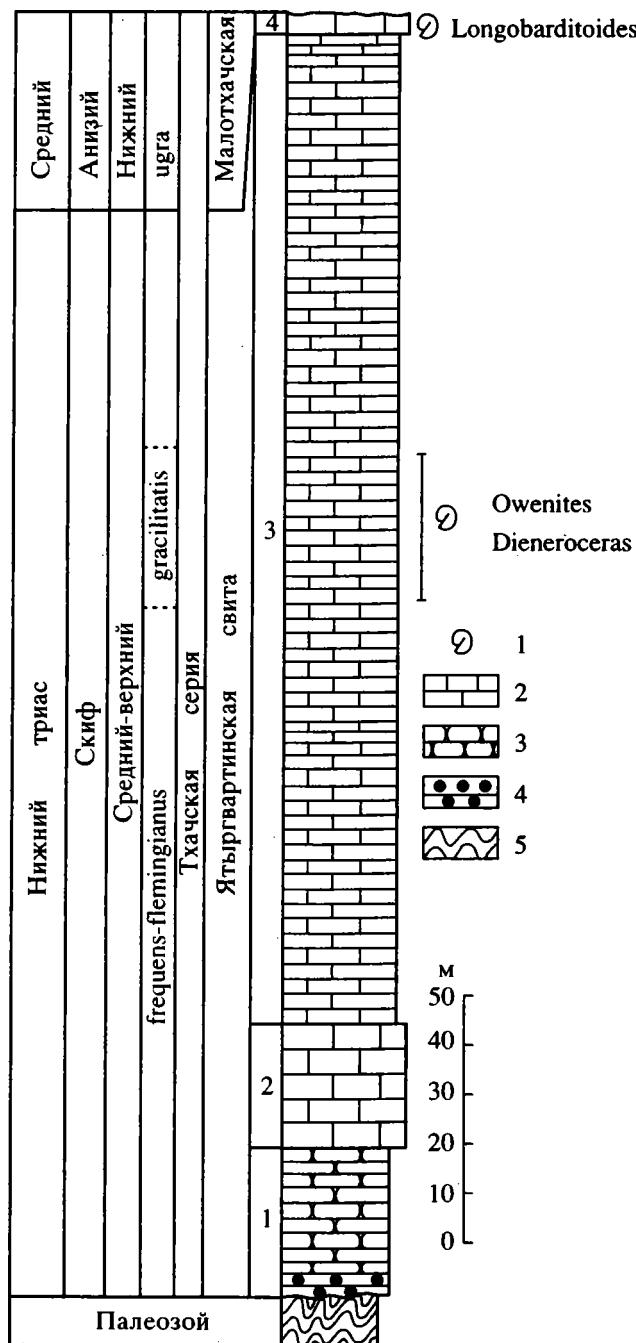


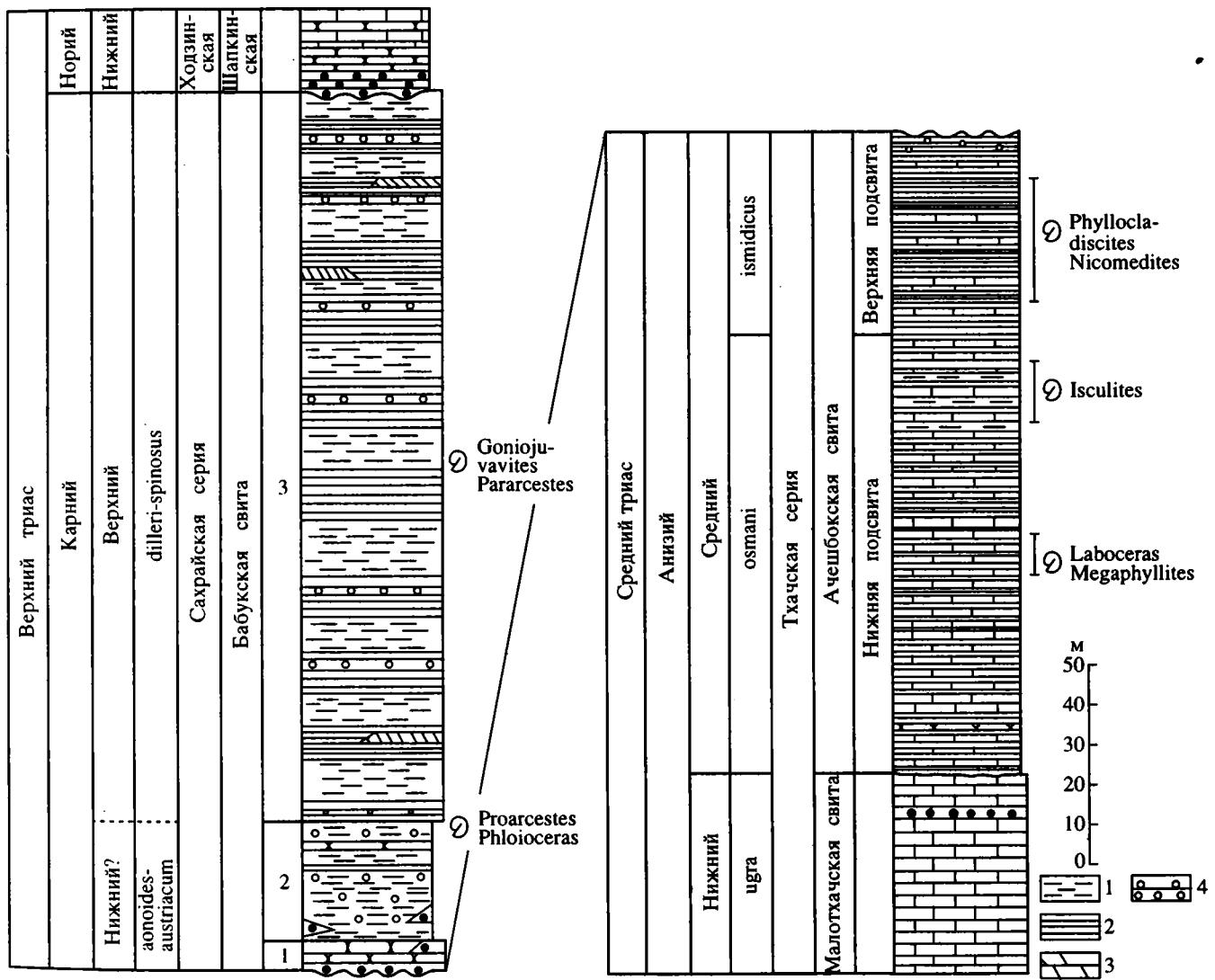
Рис. 2. Разрез тхачской серии на горе Ятыргварт (по данным Робинсона, 1932 и Ростовцева, 1973; интерпретация автора). 1 – аммониты; 2 – известняки; 3 – песчаники; 4 – конгломераты; 5 – гнейсы.

основания подсвиты. Он включает *Alanites visendus*, *Parasageceras tkhachense*, *Sageceras* sp., *Norites labensis*, *Sturia sansovinii*, *Procladiscites elegans*, *Mesocladiscites caucasicus*, *Caucasochordiceras simplex*, *Pseudohollandites densicostatus*, *Robinsonites caucasicus*, *Paradanubites palmatus*, *P. orbiculatus*, *P. inornatus*, *Laboceras gracile*, *L. acutulum*, *Longobarditoides caucasicus*, *Japonites labaensis*, *Caucasites evolutus*, *C. inflatus*, *Gymnites* sp., *Megaphyllites prometheus*, *M. compressus*, *Leiophyllites pitamaha*, *L. visendus*, *L. ellipticus*, *Monophyllites kiepertii*. Этот комплекс характеризует слои с *Laboceras-Megaphyllites*. Почти весь он собран в левом истоке р. Тхач. Немногие представители этого комплекса встречены в других точках центрального района: на р. Ачешбок – *Aegeiceras byzovae*, *Megaphyllites prometheus*, на р. Бугунжа – *Gymnites* sp.,

## **M. prometheus, Leiophyllites visendus, Monophyllites wengensis.**

Второй комплекс аммонитов происходит из пачки равномерно чередующихся известняков, аргиллитов и алевролитов мощностью 14 м. Пачка расположена в 7 м от верхней границы подсвиты. Ее плотные известняки образуют пласты мощностью до 8 см, линзы длиной до 60 см и конкреции, буквально набитые шаровидными раковинами *Isculites sphaericus*, вместе с которыми очень редко встречаются *Sturia sansovinii*, *Megaphyllites compressus* и *Leiophyllites visendus*. Этот уровень я выделяю как слой с *Isculites*. Их выходы можно видеть по правому притоку р. Тхач, выше моста. Найдены искулиты известны также из обнажений Малого Сахрая и Бжебса.

Верхняя подсвита хорошо обнажается на р. Тхач, начиная от моста и далее вниз по тече-



**Рис. 3.** Разрез тхачской и сахрайской серий на р. Тхач. 1 – алевролиты; 2 – аргиллиты; 3 – мергели; 4 – конкреции. Остальные обозначения те же, что на рис. 2.

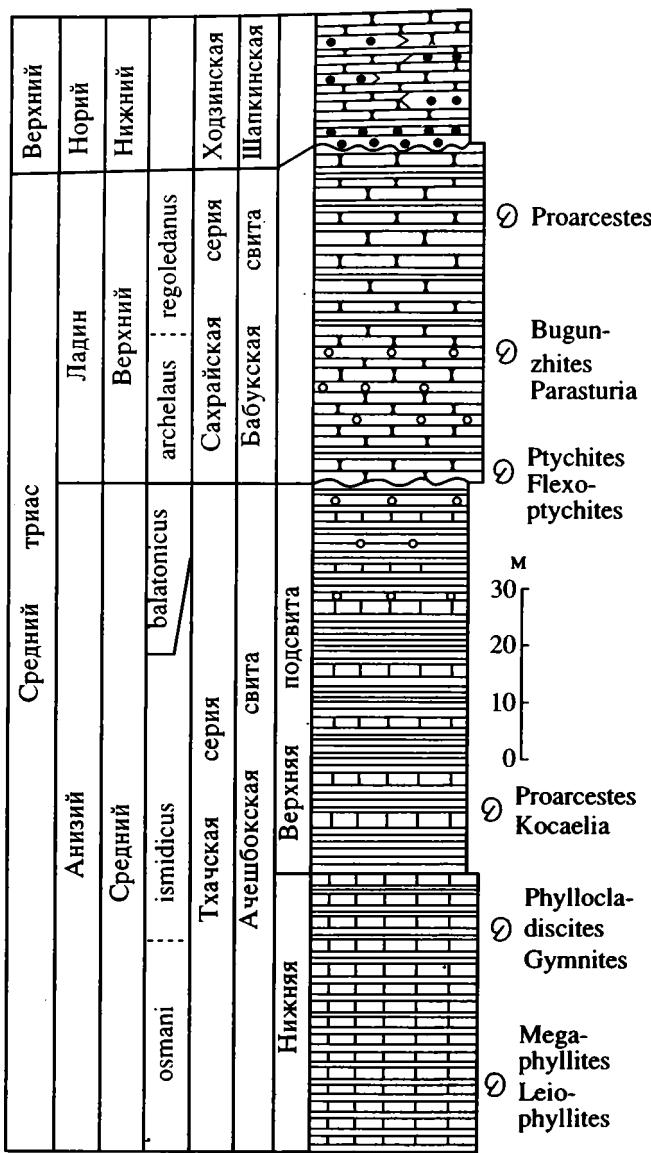


Рис. 4. Разрез ачешбокской свиты в верховьях р. Бугунжа (по данным Безносова, 1975; интерпретация автора).

Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 3.

нию до ее резкого контакта с отложениями сахраиской серии. Она образована толщей темносерых аргиллитов с прослойями светло-серых тонкослоистых, караваеобразных или комковатых известняков общей мощностью 50 м (см. рис. 3). В ее верхней части появляются железисто-карбонатные конкреции и более редкими становятся прослои известняков. Как в аргиллитах, так и в известняках этой подсвиты найдены следующие аммониты: *Vorobyevites unicus*, *Sturia sansovinii*, *Phyllosphaerites obscurus*, *Procladiscites elegans*, *Phyllocladiscites proponticus*, *Psilocladiscites sp.*, *Acrochordiceras subrotundum*, *Epacrochordiceras inflatum*, *E. compressum*, *Nicomedites caucasius*, *N. tka-*

*chensis*, *Kocaelia lenticularis*, *Longobarditoides magnus*, *Gymnites robinsoni*, *G. evolutus*, *Leiophyllites visendus*, *Monophyllites kiepertii*, *M. caucasicus*. Они рассеяны практически по всей толще. Включающие отложения я отношу к слоям с *Phyllocladiscites-Nicomedites*. Отдельные представители этого богатого комплекса встречены на р. Ачешбок – *Sturia sansovinii*, *Phyllocladiscites proponticus*, *Gymnites robinsoni*, в верховьях р. Бугунжа – *Phyllocladiscites proponticus*, *Nicomedites caucasicus*, *Kocaelia lenticularis*, *Gymnites robinsoni*, *Proarcestes bramantei*, в Мертвый Балке – *Sturia sansovinii*, *Nicomedites caucasicus*, *Kocaelia lenticularis*, *Leiophyllites visendus*, на р. Бжебс – *Nicomedites caucasicus*, в Свинячье Балке (приток Сахрая) – *Proarcestes bramantei* и на р. Сахрай – *Epacrochordiceras compressum*.

Верхи ачешбокской свиты на р. Тхач размыты. Стратиграфически более высокие отложения ее сохранились в истоках р. Бугунжа, где представлены аргиллитами с редкими прослойями известняков и горизонтами железисто-карбонатных конкреций (рис. 4). Здесь Н.В. Безносов нашел *Ptychites besnosovi*, *Flexoptychites bugunzhensis*, *Epacrochordiceras sp.*, *Sturia sp.*, *Gymnites sp.*. Этот аммонитовый комплекс характеризует слои с *Ptychites-Flexoptychites*. Ниже их собраны *Kocaelia lenticularis* и *Proarcestes bramantei*. Отложения с этими аммонитами отвечают слоям с *Phyllocladiscites-Nicomedites* на р. Тхач. Общая мощность верхней подсвиты ачешбокской свиты в истоках р. Бугунжа достигает 80 м. Слои с *Ptychites-Flexoptychites* венчают ачешбокскую свиту, а вместе с ней и всю тхачскую серию.

Среднюю терригенную толщу триаса Северного Кавказа обычно относят к сахраиской серии. Первоначально она была выделена в ранге одноименной свиты, образованной конгломератами, песчаниками и алевролитами, которые обнажаются в бассейне нижнего течения Сахрая (Славин, Робинсон, 1962). Позже это название распространяли на все терригенные отложения, залегающие между двумя карбонатными толщами (Ростовцев, 1973; Решение ..., 1979). Как показали новейшие исследования, сахраиская серия объединяет разновозрастные толщи (от азия до карния), разделенные перерывами (Безносов, 1975; Ярошенко, 1978; Безносов, Ефимова, 1979). Стратиграфическая номенклатура этих толщ требует серьезной ревизии.

Первые шаги в данном направлении уже сделаны. В частности, из сахраиской серии предложено выделить бабускую свиту (Безносов, 1975). Ее выходы прослеживаются от водоразделя Бугунжи и Ачешбока до р. Куна, по р. Тхач, Малый Сахрай и в Свинячье Балке. Она залегает с размывом на различных горизонтах ачешбокской свиты и несогласно перекрывается

базальной пачкой верхней карбонатной толщи. Бабукская свита сложена грубообломочными породами в нижней части (40 - 50 м), аргиллитами и алевролитами в верхней (150 - 200 м).

Хороший разрез этой свиты можно видеть на р. Тхач. Она начинается пачкой массивных песчаников с линзами конгломератов (7 м), которая залегает на размытой поверхности ачешбокской свиты (см. рис. 3). Выше ее сменяют темно-серые слюдистые алевролиты с редкими прослоями песчаников, линзами конгломератов и горизонтами железисто-карбонатных конкреций (30 м). В кровле этих алевролитов найдены *Proarcestes planus* и наутилоид *Phloioceras* sp. Включающие их отложения я называю слоями с *Proarcestes-Phloioceras*. Остальная часть бабукской свиты сложена серыми слюдистыми алевролитами с прослоями темно-серых аргиллитов, линзами мергелей и железисто-карбонатными конкрециями (180 м). Из средних горизонтов этой толщи на р. Тхач и на восточном склоне г. Большой Тхач собраны *Clionites* sp., *Goniojuvavites planus*, *Proarcestes planus*, *Pararcestes acutus*. С того же уровня на р. Малый Сахрай происходят *Projuvavites caucasicus* и *Proarcestes* sp., на р. Сахрай – *Proarcestes planus*, в Свинячье Балке – *Goniojuvavites planus*, *Proarcestes wittenburgi*, *Pararcestes optimus*, *P. paropertus* и *P. sublabiatus*. Перечисленные аммониты характеризуют слои с *Goniojuvavites-Pararcestes*.

Своеобразный разрез сахрайской серии обнаружается в верховьях р. Бугунжа (см. рис. 4). Эта серия представлена здесь толщей чередующихся серых мелкозернистых песчаников и темно-серых аргиллитов с железисто-карбонатными конкрециями. Ее мощность 50 - 70 м. В нижней части толщи найдены *Bugunzhites dagysi*, *Parasturia acutata*, *Sturia semiarata* и *Monophyllites wengensis*, а в верхней – *Proarcestes* sp. Нижнюю часть толщи я выделяю как слои с *Bugunzhites-Parasturia*. В других районах Кавказа эти слои не обнаружены. Описанная толща без видимого перерыва залегает на ачешбокской свите и рассматривается Н.В. Безносовым (1975) как ее самая верхняя часть (третья подсвита). Однако она резко отличается от ачешбокской свиты как литологически, так и биостратиграфически, что заставляет предполагать наличие скрытого перерыва в ее основании и позволяет относить ее скорее к сахрайской серии, чем к ачешбокской свите. На размытую поверхность этой толщи в истоках р. Бугунжа ложатся линзовидные конгломераты и песчаники с редкими прослоями аргиллитов (20 - 30 м), которые составляют базальную пачку верхней карбонатной толщи, или шапкинскую свиту (Безносов, Ефимова, 1979).

Верхняя карбонатная толща выделяется как ходзинская серия (Ростовцев, 1973; Решение ..., 1979). Она трансгрессивно перекрывает отложе-

ния подстилающих свит: бабукской (р. Тхач, р. Бугунжа), малотхачской (гора Ятыргварта) или нижней перми (сел. Гузерипль). Ходзинская серия отчетливо расчленяется на две части: нижнюю – преимущественно терригенную и верхнюю – карбонатную. Нижняя часть серии, состоящая из конгломератов, песчаников и песчанистых известняков мощностью от 60 - 80 до 140 м, образует шапкинскую свиту, а верхняя, сложенная исключительно известняками мощностью до 300 м, составляет ходзинскую свиту (Безносов, Ефимова, 1979). На размытую поверхность ходзинской серии ложатся конгломераты и песчаники нижней юры (лотаринга).

Более полное представление о данной серии может дать разрез на западном склоне горы Ятыргварта (рис. 5), где над массивными известняками малотхачской свиты обнажаются:

1. Гравелиты и песчаники с прослоем конгломератов в основании (5 м).
2. Плитчатые песчаники (20 м).
3. Чередование песчанистых известняков и песчаников (15 м), с двустворками *Monotis kaukasicica*, брахиоподами *Oxycolpella robinsoni*, *Rhaetina elliptica*.
4. Песчаники с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов (25 м).
5. Песчанистые известняки (12 м) с коралловыми биогермами, двустворками *Myophoria verbecki*, *Indopecten glabra* и брахиоподами *Oxycolpella robinsoni*, *Rhaetina turcica*, *Rh. elliptica*, *Triadithiris gregariaformis*, *Crurirhynchia kiparisovae*.
6. Красные органогенно-обломочные известняки (40 м) с водорослевыми биогермами, многочисленными брахиоподами *Crurirhynchia kiparisovae*, *Moisseievia cf. moisseievi*, *Oxycolpella robinsoni*, *Pexidella strohmayeri*, *Zeilleria moisseievi*, *Z. bukowskiii*, *Rhaetina caucasica* и др.
7. Красные глинистые известняки с линзами органогенно-обломочных известняков (10 - 15 м), с многочисленными брахиоподами *Moisseievia skirdaensis*, *Euxinella iatirgvariaensis*, *Austrirhynchia cornigera*, *Zugmayerella koessenensis*, *Laballa suessi*, *Sinucosta bittneri*, *Wittenburgella minuta*, *Rhaetina pyriformis*.
8. Темно-серые песчанистые известняки с прослоями песчаников и алевролитов (15 м).
9. Чередование темно-серых песчанистых и красных глинистых известняков (8 - 10 м), с брахиоподами *Euxinella robinsoni*, *E. lavantina*, *Oxycolpella oxycolpos*, *Majkopella worobievi*, *M. manzavini*, *Neoretzia superbescens*, *Laballa suessi*, *Zugmayerella koessenensis*, *Rhaetina pyriformis* и аммонитами *Placites polydactylus*, *Megaphyllites insectus*, *Stenarcestes leiostracus*, *Rhacophyllites debilis*.
10. Красные и бурые известняки (25 - 30 м) с брахиоподами *Robinsonella mastakensis*, *Oxycolpella*

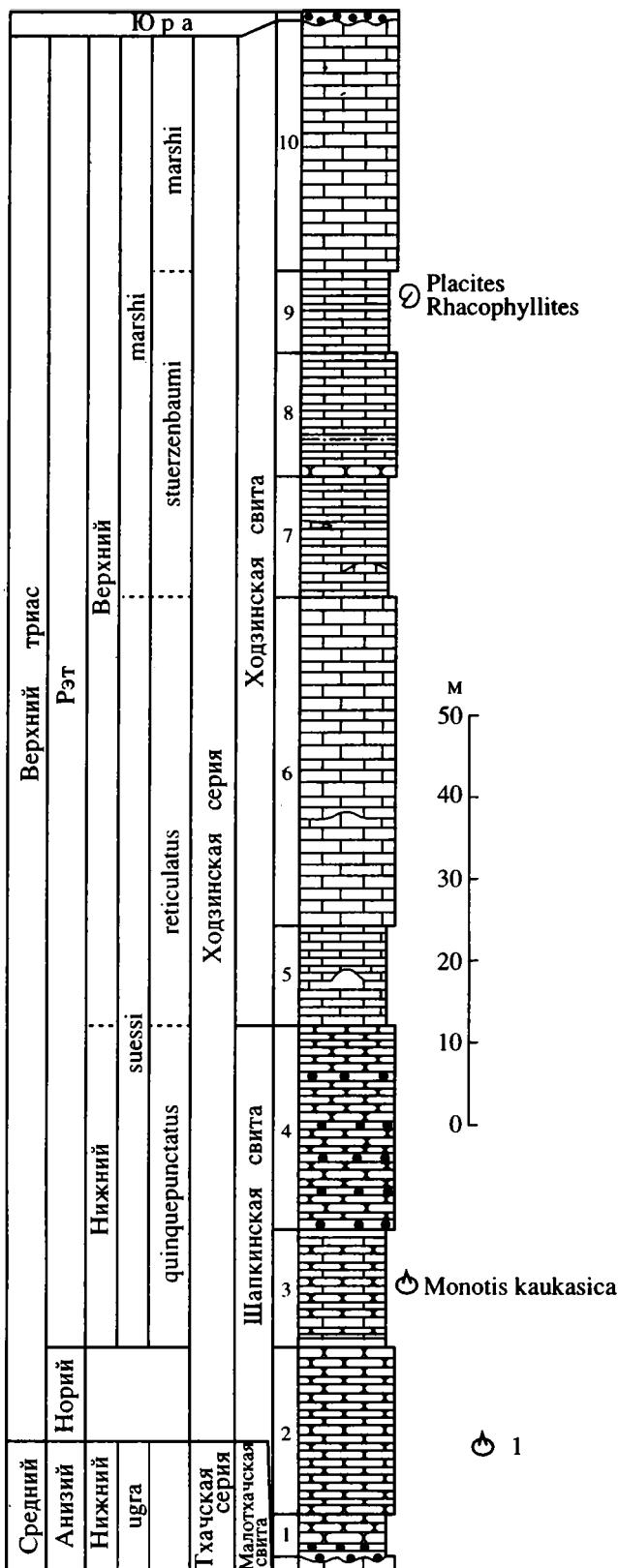


Рис. 5. Разрез ходзинской серии на горе Ятыргварта (по данным Дагиса, 1974; интерпретация автора). Условные обозначения: 1 – двустворки. Остальные обозначения те же, что на рис. 2.

*la oxycolpos*, *Majkopella worobievi*, *Laballa suessi*, *Zugmayerella koessenensis*, *Neoretzia superbescens*.

Выше залегают нижнеюрские конгломераты и песчаники. Пачки 1 - 4 этого разреза представляют шапкинскую, а остальные – ходзинскую свиты. Пачку 9, единственную пачку, в которой найдены аммониты, я рассматриваю как слои с *Placites-Rhacophyllites*. Аммониты этого стратиграфического уровня обнаружены также на Бароновых Полянах – *Paracladiscites multilobatus*, *Megaphyllites insectus*, *Stenarcestes leiostracus*, *Rhacophyllites debilis*, горе Большой Тхач – *Placites polydactylus*, *Megaphyllites insectus*, в верховых р. Куна – *Paracladiscites multilobatus*, *Placites polydactylus*, *Megaphyllites insectus*, *Stenarcestes leiostracus*, *Rhacophyllites debilis*, на р. Бжебс – *Adygeites obscurus*, реках Малый Сахрай и Ачешбок – *Placites polydactylus*.

Своеобразный разрез ходзинской серии обнаружается на левом берегу р. Белой, около Гузерипля (рис. 6). Здесь на размытой поверхности красновато-коричневых толстослоистых песчаников и конгломератов нижней перми залегают:

1. Светло-серые массивные песчаники (90 - 100 м) с прослойями кварцевых конгломератов.

2. Аналогичные песчаники (50 м) с двумя пачками (по 8 - 12 м) темно-серых массивных известняков, набитых брахиоподами *Septaliphoria fasciostata*, *Rimirhynchopsis triadica*, *Oxycolpella oxycolpos*, *Rhaetina gregaria*, *Rh. pyriformis*, *Zeilleria bukowskii* и др. В нижней пачке проходит слой очень плотных известняков (1 - 2 м) с аммонитами *Cladiscites tornatus*, *Placites polydactylus*, *Pinacoceras metternichi*, *Megaphyllites insectus*.

### МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Среди северокавказских триасовых аммонитов очень много эндемичных видов, что, естественно, затрудняет межрегиональную корреляцию вмещающих отложений. Однако для этой цели можно использовать их родовую принадлежность, поскольку большинство родов в триасе имеет широкие ареалы при узких стратиграфических интервалах.

В триасовых разрезах Северного Кавказа выделяются 10 биостратиграфических горизонтов, охарактеризованных разными комплексами аммонитов. Это слои с *Owenites-Dieneroceras*, слои со *Stenoporanoceras*, слои с *Laboceras-Megaphyllites*, слои с *Isculites*, слои с *Phyllocladiscites-Nicomedites*, слои с *Ptychites-Flexoptychites*, слои с *Bugunzhites-Parasturia*, слои с *Proarcestes-Pholioceras*, слои с *Goniojuvavites-Pararcestes* и слои с *Placites-Rhacophyllites*.

Самый низкий стратиграфический уровень, на котором появляются триасовые аммониты в данном районе, образуют слои с *Owenites-Dieneroceras*.

as ятыргвартинской свиты. Их комплекс довольно богат и разнообразен. Он насчитывает 16 видов, представляющих 12 родов, а именно: *Juvenites sinuosus* (Kiparisova), *Dieneroceras caucasicum* Popow, *D. magnum* Shevyrev, *Preflorianites toulai* (Smith), *Meekoceras gracilitatis* White, *M. caucasicum* Shevyrev, *Arctoceras robinsoni* (Kiparisova), *A. kiparisovae* Shevyrev, *Inyoites oweni* Hyatt et Smith, *Subvishnuites welteri* Spath, *Parussuria compressa* (Hyatt et Smith), *Lanceolites compactus* Hyatt et Smith, *L. bicarinatus* Smith, *Prosphingitoides austini* (Hyatt et Smith), *Owenites koeneni* Hyatt et Smith, *Subovenites slavini* Popow. Таксономический состав этого комплекса однозначно указывает на принадлежность слоев с *Owenites-Dieneroceras* к среднескифской хронозоне *gracilitatis* (см. рис. 2). Их аналоги известны как в Тетической, так и в Бореальной областях (Kummel, Steele, 1962; Шевырев, 1990). Особенно близок рассматриваемый северокавказский комплекс к сообществу аммонитов из маккоцеровых слоев Запада США (Hyatt, Smith, 1905; Smith, 1932).

Второй комплекс аммонитов происходит из малотхачской свиты. Он довольно беден. В него входят всего семь видов: *Stenoporanoceras transiens* Tozer, *Groenlandites? glaber* Shevyrev, *Longobarditoides caucasicus* Shevyrev, *Laboceras gracile* Shevyrev, *Megaphyllites* sp., *M. compressus* Shevyrev, *Leiophyllites pitamaha* (Diener), которые определяют слои со *Stenoporanoceras*. Распространение большинства из них ограничено Северным Кавказом. Лишь *S. transiens* и *L. pitamaha* выходят за его пределы, причем первый вид известен только из нижнего анизия (Tozer, 1972; Bucheg, 1989), а второй преимущественно из нижнего и реже из среднего анизия. *Stenoporanoceras* и *Groenlandites* – раннеанизийские роды. Поэтому можно уверенно говорить о принадлежности слоев со *Stenoporanoceras*, а вместе с ними и малотхачской свиты к нижнему анизию (табл. 1). Такой вывод противоречит заключению О.П. Ярошенко (1978) о раннетриасовом возрасте этой свиты, к которому она пришла на основе своих палинологических исследований.

Следующие четыре аммонитовых комплекса приурочены к ачешбокской свите. Она характеризуют слои с *Laboceras-Megaphyllites* и слои с *Isoculites* в ее нижней подсвите, слои с *Phyllocladiscites-Nicomedites* и слои с *Ptychites-Flexoptychites* в верхней подсвите.

Слои с *Laboceras-Megaphyllites* особенно богаты аммонитами. На этом уровне найдено 28 видов, представляющих 20 родов, а именно: *Alanites visendus* Shevyrev, *Parasageceras tikhachense* Shevyrev, *Sageceras* sp., *Norites labensis* Shevyrev, *Sturia sansovinii* (Mojsisovics), *Procladiscites elegans* Shevyrev, *Mesocladiscites caucasicus* Shevyrev, *Caucasochordiceras simplex* (Shevyrev), *Pseudoholland-*

*ites densicostatus* Shevyrev, *Robinsonites caucasicus* Shevyrev, *Paradanubites palmatus* Shevyrev, *P. orbiculatus* Shevyrev, *P. inornatus* Shevyrev, *Laboceras gracile* Shevyrev, *L. acutulum* Shevyrev, *Longobarditoides caucasicus* Shevyrev, *Aegeiceras byzovae* Shevyrev, *Japonites labensis* Robinson, *Caucasites evolutus* Shevyrev, *C. inflatus* Shevyrev, *Gymnites* sp., *Megaphyllites prometheus* Shevyrev, *M. compressus* Shevyrev, *Leiophyllites pitamaha* (Diener), *L. visendus* Shevyrev, *L. ellipticus* Shevyrev, *Monophyllites*

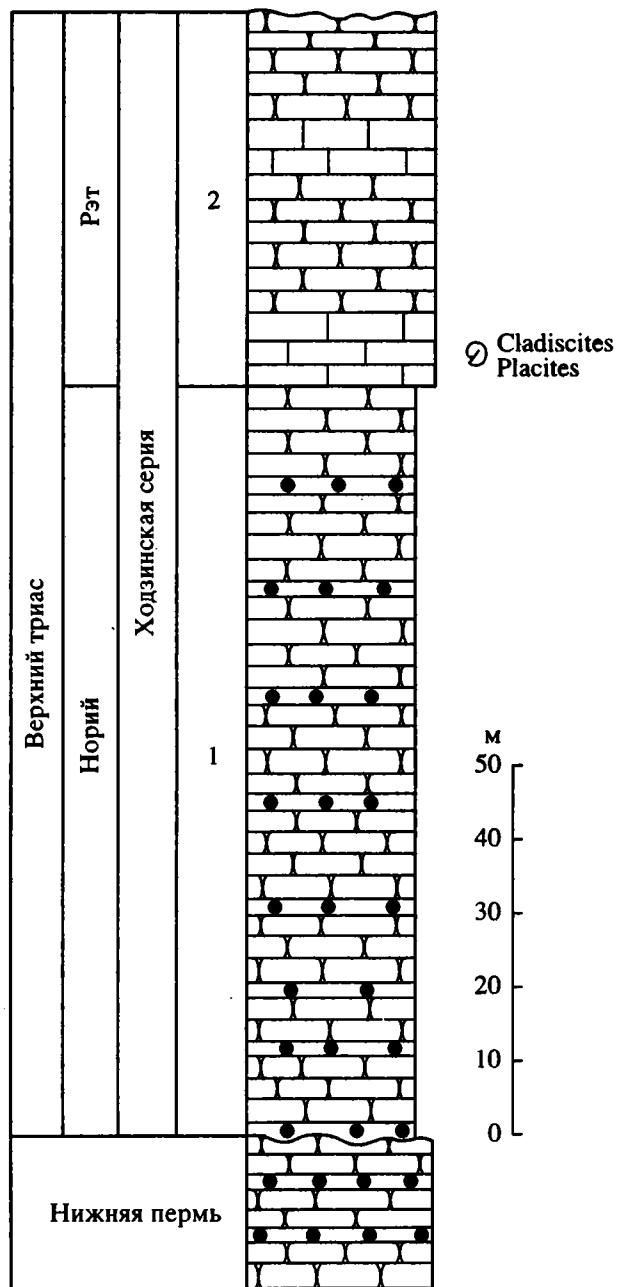


Рис. 6. Разрез ходзинской серии на р. Белой, около Гузерипля (по данным Ростовцева, 1973; интерпретация автора).

Условные обозначения те же, что на рис. 2.

*kieperti* Toula, M. *wengensis* (Klipstein). Четыре вида: *L. gracile*, *L. caucasicus*, *M. compressus* и *L. ritamaha* перешли в этот комплекс из нижележащих слоев со *Stenoporopoceras*. Биостратиграфическую оценку данного комплекса можно дать лишь опираясь на его родовой состав. *Parasageceras*, *Paradanubites*, *Aegeiceras* и *Caucasites* за границами Кавказа встречаются преимущественно в нижнем аизии. *Alanites* и *Pseudohollandites* повсеместно приурочены к низам среднего аизия (хронозоны *osmani*-*ismidicus*). *M. kieperti* указывается из верхов зоны *ismidicus* Турции (Fantini Sestini, 1988) и гимнитовых слоев (хронозона *balatonicus*) Ирана (Tozer, 1972). *Robinsonites* близок к роду *Unionvillites* из зоны *hyatti* Невады (Silberling, Nichols, 1982), соответствующей интервалу хронозон *osmani*-*ismidicus*. Остальные аммониты рассматриваемого комплекса имеют более широкий стратиграфический диапазон. В целом слои с *Laboceras*-*Megaphyllites* можно уверенно отнести к среднему аизию и увязать их с его нижней хронозоной *osmani* (табл. 1).

В слоях с *Isculites* господствует *I. sphaericus* (Shevyrev), распространение которого ограничено этим уровнем. Ему сопутствуют очень редкие *Sturia sansovinii*, *Megaphyllites compressus* и *Leiophyllites visendus*, перешедшие сюда из слоев с *Laboceras*-*Megaphyllites*. Род *Isculites* встречается преимущественно в низах среднего аизия (хронозоны *osmani*-*ismidicus*) и, как исключение, в нижнем аизии. Учитывая более тесную связь данного комплекса с аммонитами из слоев с *Laboceras*-*Megaphyllites*, я склонен относить слои с *Isculites* тоже к зоне *osmani*.

Слои с *Phyllocladiscites-Nicomedites* дали сравнительно богатый комплекс аммонитов. Он насчитывает 15 родов, которые представлены 21 видом: *Vorobeyevites unicus* Shevyrev, *Sturia sansovinii* (Mojsisovics), *Phyllosphaerites obscurus* Shevyrev, *Procladiscites elegans* Shevyrev, *Phyllocladiscites proponticus* (Toula), *Psilocladiscites* sp., *Acrochordiceras subrotundum* Shevyrev, *Epacrochordiceras inflatum* Shevyrev, *E. compressum* Shevyrev, *Nicomedites caucasicus* (Shevyrev), *N. tikhachensis* (Shevyrev), *Kocaelia lenticularis* Shevyrev, *Longobarditoides magnus* Shevyrev, *Gymnites robinsoni* Shevyrev, *G. evolutus* Shevyrev, *Gymnites* sp. 1, *Gymnites* sp. 2, *Proarcestes bramantei* (Mojsisovics), *Leiophyllites visendus* Shevyrev, *Monophyllites kieperti* Toula, *M. caucasicus* Shevyrev. Почти все они, кроме *S. sansovinii*, *L. visendus* и *M. kieperti*, впервые появляются на этом уровне. Из перечисленных форм *Acrochordiceras*, *Epacrochordiceras*, *Nicomedites* и *Kocaelia* – типичные среднеанизийские роды, причем распространение первых двух ограничено преимущественно зонами *ismidicus* и *balatonicus*, а остальных – зонами *osmani* и *ismidicus*. *Ph. proponticus* известен из зон *osmani*-*trinodosus* Турции (Fantini Sestini, 1988) и формации Назаркердех (зоны

*osmani*-*ismidicus*) Ирана (Krystyn, Tatzreiter, 1991), *P. bramantei* – из зон *ismidicus*-*trinodosus* Восточных Альп, Югославии и Турции. *M. kieperti* характерен в основном для зоны *ismidicus* Турции и гимнитовых слоев (зона *balatonicus*) Ирана. Я полагаю, что в свете приведенных данных слои с *Phyllocladiscites-Nicomedites* можно отнести к зоне *ismidicus* (табл. 1).

Слои с *Ptychites*-*Flexoptychites* содержат *Ptychites besnosovi* Shevyrev, *Flexoptychites bugunensis* Shevyrev, *Epacrochordiceras* sp., *Sturia* sp. и *Gymnites* sp. Из этих аммонитов птихиты распространены от среднего аизия до ладина, флексо-птихиты встречаются в верхах среднего (зона *balatonicus*) и преимущественно в верхнем аизии. Распространение рода *Epacrochordiceras* ограничено зонами *ismidicus* и, главным образом, *balatonicus*. Учитывая стратиграфическое положение слоев с *Ptychites*-*Flexoptychites* в разрезах Кавказа, их можно отнести к зоне *balatonicus* среднего аизия (табл. 1).

Следует заметить, что аммониты из слоев с *Laboceras*-*Megaphyllites*, *Isculites*, *Phyllocladiscites-Nicomedites* и *Ptychites*-*Flexoptychites* ранее рассматривались как единый позднеанизийский комплекс зоны *trinodosus* (Шевырев, 1968). В свете новых исследований эту точку зрения нужно признать ошибочной.

Следующий биостратиграфический уровень образуют слои с *Bugunzhites-Parasturia*. Они обнаружены только в истоках р. Бугунжа, где приурочены к нижней части бабукской свиты. В них найдены *Bugunzhites dagysi* Shevyrev, *Parasturia acutata* Shevyrev, *Sturia semiarata* Mojsisovics и *Mopophysites wengensis* (Klipstein). За пределами Кавказа род *Bugunzhites* известен из средних доабских слоев Афганистана (Furon, Rosset, 1951) и даонелловых слоев Ирана (Krystyn, Tatzreiter, 1991). Эти слои относятся к верхнему ладину. Парастирии и *S. semiarata* характерны для верхнеладинской зоны *archelaus* Восточных Альп. Вид *M. wengensis* в принятом мною объеме распространен от среднего аизия до верхов ладина. Я рассматриваю слои с *Bugunzhites-Parasturia* как хроноэквивалент зоны *archelaus* (см. табл. 1).

В слоях с *Proarcestes-Phloioceras* бабукской свиты на р. Тхач найдены лишь *Proarcestes planus* Shevyrev и *Phloioceras* sp. Аммониты рода *Proarcestes* существовали от среднего аизия до позднего карния, когда они достигли пика своего развития. Наутилиды рода *Phloioceras* известны от ладина до нория включительно, причем расцвет их совпадает с карнием (Счастливцева, 1988). С известной долей условности слои с *Proarcestes-Phloioceras* можно считать карнийскими.

Более разнообразны и характернее аммониты из слоев с *Goniojuvavites-Pararcestes* той же бабукской свиты. К ним относятся *Clionitites* sp., *Proj-*

**Таблица 1.** Сопоставление средне- и верхнетриасовых отложений Северного Кавказа с подразделениями стандартной шкалы

Стандартная шкала						Северный Кавказ	
Верхний триас							
Карний		Норий		Рэт			
Нижний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	Верхний		
						Слои с Placites-Rhacophyllites	
						Ходзинская серия	
						Ходзинская свита	
						Слои с Monotis	
						Сахрайская серия	
						Шапкинская свита	
						Слои с Goniojuvavites-Pararcestes	
						Бабукская свита	
						Слои с Proarcestes-Phloioceras	
						Слои с Choristoceras marshi	
						Слои с Rhabdoceras suessi	
						Слои с Halorites macer	
						Слои с Himavatites hogarti	
						Слои с Cyrtopleurites bicrenatus	
						Слои с Juvavites magnus	
						Слои с Malayites paulckeii	
						Слои с Guembelites jandianus	
						Слои с Anatropites spinosus	
						Слои с Tropites subbulatus	
						Слои с Tropites dillieri	
						Слои с Austrotrachyceras austriacum	
						Слои с Trachyceras aonoides	

Таблица 1. Окончание

Стандартная шкала						Северный Кавказ															
Средний триас	Лапин		Тхачская серия	Слои с Bugunzhites-Parasturia																	
	Анзий	Средний		Нижний	Верхний	Нижний	Верхний														
	Нижний	Aegeiceras ugra		Малотхачская свита	Ачешбокская свита	Слои с Ptychites-Flexoptychites															
						Слои с Phyllocladiscites-Nicomedites															
						Слои с Isculites															
						Слои с Laboceras-Megaphyllites															
						Слои со Stenopopanoceras															

vavites caucasicus Shevyrev, Goniojuvavites planus Shevyrev, Proarcestes sp., P. planus Shevyrev, P. wittenburgi Shevyrev, Pararcestes acutus (Mojsisovics), P. optimus Kurgalimova, P. paropertus Kurgalimova, P. sublabiatus Mojisisovics. Из этих аммонитов Clionitites sp., P. acutus и P. sublabiatus определяют карнийский ярус, а Projuvavites и Goniojuvavites – его верхний подъярус и в редких случаях самые низы нория. Поэтому слои с Goniojuvavites-Pararcestes можно считать верхнекарнийскими (табл. 1).

Завершают последовательность аммонитов северокавказского триаса слои с Placites-Rhacophyllites ходзинской свиты. В них найдены Cladiscites tornatus (Bronn), Paracladiscites multilobatus (Bronn), Adygeites obscurus Shevyrev, Placites

polydactylus (Mojsisovics), Pinacoceras metternichi (Hauer), Megaphyllites insectus (Mojsisovics), Stenarcestes leiostracus (Mojsisovics) и Rhacophyllites debilis (Hauer). Из перечисленных аммонитов P. multilobatus, P. metternichi и Rh. debilis встречаются как в нории, так и в рэте, а C. tornatus, P. polydactylus, M. insectus и S. leiostracus – исключительно в рэте, причем преимущественно в зоне suessi и низах зоны marshi (подзона stuerzenbaumi). При этом следует учесть, что рассматриваемые слои залегают значительно выше слоев с Monotis, которые являются стратоэквивалентом подзоны quinquerupustatus, и выше того рубежа, на котором наблюдается значительное обновление таксономического состава брахиопод, т.е. между пачками 6 и 7 ходзинской серии на горе Ятыргварта (рис. 5), и ко-

торый можно условно принять за нижнюю границу зоны *marshi*. С учетом этих соображений я отношу слои с *Placites-Rhacophyllites* к низам зоны *marshi* (подзона *stuerzenbaumi*) (табл. 1).

При взгляде на общий разрез триасовых отложений Северного Кавказа невольно привлекают к себе внимание два перерыва. Один из них разделяет тхачскую и сахрайскую серии. Он включает верхний анизий и весь ладин (рис. 3) или верхний анизий и нижний ладин (рис. 4, табл. 1). На отсутствие ладинских отложений в бассейне р. Тхач ранее указывала О.П. Ярошенко (1978), которая пришла к этому выводу в результате изучения миоспор. Второй перерыв отделяет сахрайскую серию от ходзинской. Его размеры трудно оценить ввиду бедной палеонтологической характеристики нижней части шапкинской свиты, лежащей в основании ходзинской серии. Вероятно, этот перерыв падает на низы нория.

Другая особенность северокавказского триаса проявляется в богатстве и разнообразии аммонитов, которые характеризуют среднеанизийские отложения и образуют в них непрерывную последовательность. По своему таксономическому составу они особенно близки к одновозрастным аммонитам Турции и Ирана. Это сходство позволяет довольно легко коррелировать включающие их породы.

Один из наиболее известных разрезов анизия находится в Турции, на северном побережье Измитского залива, около г. Гебзе (Assereto, 1972; 1974; Fantini Sestini, 1988). Здесь обнажается толща комковатых известняков мощностью 114 м. Она делится на три пачки и восемь литостратиграфических уровней (табл. 2). Нижняя пачка (34 м) включает четыре уровня (1 - 4). Она не содержит каких-либо окаменелостей и условно относится к нижнему анизию, или эгюю. Средняя пачка (31 м) расчленяется на три уровня (5 - 7). Она принадлежит к нижней половине среднего анизия, или вифинию. Ее нижний уровень (11 м) представляет зону *Nicomedites osmani*, которая делится на подзоны *Grambergia? solimani* и *Kocaelia toulai*. Два других уровня (12 и 8 м) относятся к зоне *Aghdarbandites ismidicus*. На нижнем из них появляются представители рода *Acrochordiceras* с крупными бугорками (типа *A. assereto*), а на верхнем – *Aghdarbandites ismidicus*. Основная часть верхней пачки (уровень 8), мощность которой достигает 49 м, представляет зону *Balatonites balatonicus* пельсона с подзонами *Epacrochordiceras pustericum* и *B. balatonicus*. Самые верхи этой пачки итальянские исследователи, изучавшие разрез около г. Гебзе, относят к зоне *Paraceratites trinodosus* иллирия, в которой различают подзоны *Paraceratites binodosus* и *Flexoptychites flexuosus*. Поскольку *P. binodosus* найден вместе с *B. balatonicus* (Fantini Sestini, 1988, рис. 7, 10), я полагаю, что подзону *binodosus*

нельзя отделять от хронозоны *balatonicus* и не следует включать ее в хронозону *trinodosus*. Выше залегают красные известняки фации “аммонитико россо”, которые завершают разрез анизия. Корреляция аммонитовых слоев Северного Кавказа с этим разрезом Турции показана на табл. 2.

На территории Ирана особенно интересны два обнажения. Одно из них расположено в северо-восточной части этой страны, около Агдарбанда, к юго-востоку от Мешхеда (Krystyn, Tatzreiter, 1991). Анизийские аммониты приурочены здесь к формации Назаркердех, которая образована комковатыми и частично кремнистыми известняками (до 50 м), чередующимися с глинистыми сланцами и песчаниками. Несмотря на случайный характер аммонитовых сборов в этих отложениях, их выборки легко распределяются на два комплекса. Один из них составляют *Nicomedites osmani* Toula, *Pseudohollandites eurasiacus* Krystyn et Tatzreiter, *Gymnites aghdarbandensis* Krystyn et Tatzreiter, *Costogymnites asiaticus* Krystyn et Tatzreiter, *Procladiscites cf. proponticus* Toula, *Leiophyllites suessi* (Mojsisovics), а другой – *Aghdarbandites ismidicus* (Arhaber), *Semibeyrichites ruttneri* Krystyn et Tatzreiter, *Gymnites assereto* Tozer, “*Japonites*” cf. *kirata* Diener, *Sturia sansosovinii* (Mojsisovics), *Procladiscites cf. proponticus* Toula, *Psiloturria* sp. Эти комплексы представляют соответственно хронозоны *osmani* и *ismidicus* среднего анизия (см. табл. 2). Формация Назаркердех согласно залегает на известняках Сефидкух, которые считаются нижеанизийскими, а перекрываются туфовыми песчаниками и сланцами формации Сина с двустворками и аммонитами верхнего ладина. Таким образом, как и на Северном Кавказе, в разрезе Агдарбанда предполагается перерыв, вмещающий верхнюю половину анизия и нижний ладин.

Другое обнажение находится в Центральном Иране, на горе Нахлак, к северо-востоку от Энарека (Davoudzadeh, Seyed-Etami, 1972; Tozer, 1972). Триас начинается здесь с формации Элам, которая делится на шесть известняковых и известняково-сланцевых пачек общей мощностью 870 м. В этой формации различаются девять аммонитовых слоев. Четыре из них относятся к верхнему скифу и здесь не рассматриваются. Остальные слои анизийские (см. табл. 2). Слои с *Ussurites-Stenoporanoceras* содержат *Ussurites arhaberi* (Welter), *Stenoporanoceras transiens* Tozer, *Procladiscites* sp. (нижний анизий), слой с *Leiophyllites-Norites gondola* (Mojsisovics), *Hollandites tozeri* Zakharov, “*Hungarites*” cf. *proponticus* Toula, *Leiophyllites stoecklini* Tozer (зона *osmani*), слой с *Anagymnotoceras-Nicomedites* cf. *toulai* (Arhaber), “*Anagymnotoceras*” *ismidicum* (Arhaber), *Gymnites religiosus* Diener (зона *ismidicus*), слой с *Epacrochordiceras-Epacrochordiceras* sp. и слой с *Gym-*

**Таблица 2.** Межрегиональная корреляция анизийских отложений

Стандарт	osmani	Cpemhnn shansnn			
		ismidicus	baltonicus		
Tурция, Гебзе	Bunfihnn	Herrpooh		Komkorabtipe n3beccthakn	
Северный Кавказ	osmani	ismidicus	baltonicus	6	7
	Cpemhna naka			8	
Иран	Agdar-band	Txa4kka cepeña		Cpemhna Ha3apkeplex	
Северный Кавказ	Chon c Laabocers-	Chon c Isculites	Chon c Phylocladisctes-	Aheugokcka canta	
	Megaphyllites	Isculites	Nicomedites		
Китай, Цинхай	Chon c Leiophyllites	Chon c Anagyminotoceras	Chon c Epacrocordiceras	Cpemhna Jaram	
	Gymnites	Nicomedites-Amagymnotoceras	Chon c Semiornitesc	Cpemhna Haqahu3ahprio	
США, Невада	Beynchites-Hollandites			Cpemhna naka (naka Qocnn-Xnti)	
	Gymnites	Nicomedites-Amagymnotoceras	Chon c Semiornitesc	Cpemhna naka (naka Qocnn-Xnti)	
Индонезия	Acrocordiceras hyatti	Nevalisculites taylori	Baltonites shoshoneensis	Bepxhna	
				Hinkhra	

**Таблица 2.** Продолжение

Таблица 2. Окончание

Стандарт	Турция, Гебзе	Северный Кавказ	Иран	Китай, Цинхай	США, Невада
	Нижний анизий				
	ugra				
	Эгей				
	ugra				
	Нижняя пачка				
	1 - 4				
	Малотхачская свита				
	Слои со Stenopopanoceras				
	Известняки Сефидкух				
	Слои с Ussurites-Stenopopanoceras				
	Lenotropites-Japonites				
	Lenotropites qinghaiensis	Japonites meridianus			
	Слои с Japonites welteri	Слои с Pseudokeyserlingites guexi	Silberlingites mulleri	Lenotropites caurus	

nites—*Acrochordiceras* aff. *hyatti* Meek, *Paraceratites* aff. *binodosus* (Hauer), *Gymnites palmai* (Mojsisovics), *G. asseretoi* Tozer, *Parapinacoceras* cf. *damesi* (Mojsisovics), *Sturia* sp., *Ptychites* aff. *pauli* Mojsisovics, *Leiophyllites* aff. *pitamaha* (Diener), *Monophyllites kiepertii* Toula (зона *balaticus*). Верхняя пачка формации Элам и следующая формация Бакорок палеонтологически немые. По своему стратиграфическому положению они могут быть отнесены к верхнему анизию — нижнему ладину. Аммониты в этом разрезе появляются вновь только в даонелловых слоях формации Ашин, которые представляют уже верхний ладину.

Значительное сходство обнаруживают анизиеские аммониты Северного Кавказа с аммонитами Китая. Среди китайских разрезов привлекают внимание обнажения на южном склоне горы Бурхань-Будай в Центральном Чинхае (He et al., 1986). Здесь на граувакках и песчаниках группы Хоншуйчuanь, представляющих субколумбитовые слои верхнего скифа, согласно залегает формация Наочанцзяньгуо с многочисленными аммонитами нижнего и среднего анизия. Базальная пачка этой формации, состоящая из мергелей (318 м), выделяется как нижнеанизийская зона *Lenotropites-Japonites*, которая содержит 18 родов и 52 вида аммонитов. Она расчленяется на две подзоны: *Lenotropites qinghaiensis* и *Japonites meridianus* (см. табл. 2). В нижней подзоне господствуют лонгобардитиды (*Grambergia*, *Lenotropites*, *Groenlandites*, *Tienjunites*), а также *Arctohungarites*, *Paradanubites*, *Keyserlingites*, *Norites*, *Procladiscites*, *Megaphyllites* и *Leiophyllites*. Среди аммонитов верхней подзоны особенно многочисленны *Japonites*, *Psilosturia*, *Paradanubites*, *Procladiscites*, *Keyserlingites*, *Megaphyllites* и *Ussurites*. На этом же уровне встречены *Parasageceras*, *Sageceras*, *Psilocladiscites* и *Metajaponites*. Следующая пачка формации Наочанцзяньгуо, образованная песчаниками и алевролитами, чередующимися с конгломератами и известняками, представляет зону *Beyrichites-Hollandites*. В ней найдено 14 родов и 25 видов аммонитов. Эта зона тоже делится на две подзоны: *Gymnites* и *Nicomedites-Anagymnotoceras*. В нижней подзоне преобладают *Gymnites*, *Buddhaites*, *Psilosturia* и *Ussurites*. На этом уровне появляются *Longobarditoides*, *Isculites* и первые бейрихитиды (*Beyrichites*, *Philippites*). В верхней подзоне господствуют бейрихитиды (*Beyrichites*, *Nicomedites* и *Hollandites*), а также *Anagymnotoceras*, *Sturia*, *Longobarditoides*, *Procladiscites* и *Leiophyllites*. Нижняя подзона отвечает хронозоне *osmani*, а верхняя — хронозоне *ismidicus*. Выше зоны *Beyrichites-Hollandites* китайские авторы указывают слой с *Semiorites*, который рассматривается как эквивалент хронозон *balaticus* и *trinodosus*.

Наиболее богатые и самые полные в мире местонахождения анизиеских аммонитов известны на северо-западе Невады (США) в формациях

Прида и Фаврет — нижних коррелятивно связанных подразделениях серии Стар-Пик (Nichols, Silberling, 1977).

Формация Прида, обнажающаяся в каньонах хребта Гумбольдт, делится на три пачки (Silberling, Wallace, 1969). Нижнюю из них образуют базальные конгломераты и песчаники (15 м), известняки с прослоями алевролитов (100 м) и коричневые известковистые песчаники (30 м). В верхней части известняков найдены аммониты, определяющие зону *Neoporanoceras haugi*. Ранее эта зона считалась анизиеской (Hyatt, Smith, 1905; Spath, 1934; Kummel, 1957). Современные зарубежные исследователи относят ее к самым верхам скифа (Silberling, Tozer, 1968; Silberling, Wallace, 1969; Bucher, 1989).

Средняя пачка (или пачка Фоссил-Хилл) формации Прида сложена алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами с прослоями линзовидных известняков (180 м). В ее нижней трети различаются слои с *Japonites welteri* и с *Pseudokeyserlingites guexi*, зоны *Silberlingites mulleri* и *Lenotropites caurus*. Все они относятся к нижнему анизию (см. табл. 2). Из этих слоев описано 27 видов, принадлежащих к *Japonites*, *Hemilecanites*, *Metadagnoceras*, *Paracrochordiceras*, *Pseudokeyserlingites*, *Leiophyllites*, *Grambergia*, *Ussurites*, *Caucasites*, *Silberlingites*, *Paradanubites*, *Sageceras*, *Groenlandites*, *Gymnites*, *Isculites*, *Beyrichites*, *Alanites*, *Ismidites*, *Amphiporanoceras*, *Acrochordiceras*, *Cucoceras*, *Nicomedites*, *Hollandites*, *Anagymnotoceras*, *Japonites*, *Gymnites*, *Isculites*, *Czekanowskites*, *Pseudodanubites*, *Unionvillites*, *Intornites*, *Ussurites* (Silberling, Nichols, 1982). Она делится на две подзоны — нижнюю и верхнюю, которые сопоставляются с хронозонами *osmani* и *ismidicus*.

Следующая зона *Nevadisculites taylori* наиболее полно развита в горах Аугуста. Она выделена недавно над зоной *hyatti* в пачке Фоссил-Хилл формации Фаврет (Bucher, 1988). Из нее описано 25 видов — представителей *Pseudodanubites*, *Platyccoceras*, *Anagymnotoceras*, *Ptychites*, *Augustaceras*, *Epigymnites*, *Eogymnnotoceras*, *Nicomedites*, *Ismidites*, *Nevadisculites*, *Megaphyllites*, *Acrochordiceras*, *Epacrochordiceras*, *Intornites*, *Ussurites*, *Sageceras*. Эта зона расчленяется на слои с *Pseudodanubites nicholsae*, с *Anagymnotoceras* cf. *spivaki*, с *Augustaceras escheri* и с *Platyccoceras praebalatonense*. В тех же разрезах гор Аугуста выше зоны *taylori* различается зона *Balatonites shoshonensis*. Из отложений этого уровня в Неваде определено 26 видов, которые относятся к родам *Eogymnnotoceras*, *Gymnotoceras*, *Ismidites*, *Constrigymnites*, *Nevadisculites*, *Ussurites*, *Epacrochordiceras*, *Intornites*, *Acrochordiceras*, *Ptychites*, *Favreticeras*, *Amphiporanoceras*.

ras, Balatonites, Platycuccoceras, Guexites, Proteusites, Proarcestes, Bulogites. В настоящее время зона shoshonensis делится на четыре подзоны: Favreticeras rieberi, F. ransomei, F. wallacei и Proteusites fergusoni (Bucher, 1992). По комплексу аммонитов, среди которых особенно примечательны балатониты, она легко увязывается в целом с хронозоной balaticus среднего анизия (см. табл. 2). Ее частичные эквиваленты известны в Восточных Альпах (Assereto, 1971; Balini, 1993), Венгрии (Vörös, 1987; Tatzreiter, Vörös, 1991), Греции (Krytyn, Mariolakos, 1975), Турции (Fantini Sestini, 1988), Центральном Иране (Tozer, 1972) и Северном Тибете (Gu et al., 1980). Труднее отыскать коррелятивы североамериканской зоны taylori. Пока условно я сопоставляю ее с низами хронозоны balaticus.

Верхи пачки Фоссил-Хилл в южной части хребта Гумбольдт – богатейший источник позднеанизийских аммонитов, описанных еще в начале нашего века (Hyatt, Smith, 1905; Smith, 1914). Их последнюю ревизию провели Сильберлинг и Николс (Silberling, Nichols, 1982), которые свели все разнообразие этих аммонитов к 37 видам и 18 родам. Они же выделили в этой части разреза, мощность которой составляет 25 - 30 м, 12 слоев с аммонитами. Пять нижних из них составляют зону Gypnotoceras rotelliforme. Три следующих слоя образуют зону Parafrechites meeki. Четыре верхних слоя составляют зону Frechites occidentalis. Указанные местные зоны сопоставляются соответственно с хронозонами trinodosus, avisianum и reitzi. Их аналоги на Северном Кавказе отсутствуют (см. табл. 2).

Верхняя пачка формации Прида, сложенная известняками, относится к ладину. Аммонитов в ней значительно меньше, чем в пачке Фоссил-Хилл, особенно в верхней части. Нижняя часть этой пачки мощностью 10 м образует стратотип местной зоны Protrachyceras subasperum, которая является эквивалентом нижнеладинской хронозоны curionii. Соответствующие им отложения на Северном Кавказе не известны.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

**Безносов Н.В.** О стратиграфических взаимоотношениях толщ, объединяемых под названием “сахрайская серия” (средний-верхний триас, Северо-Западный Кавказ) // Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. нефт. ин-та. 1975. Вып. 171. С. 27 - 46.

**Безносов Н.В., Ефимова Н.А.** Стратиграфия триаса Северо-Западного Кавказа // Сов. геология. 1979. № 10. С. 52 - 63.

**Борисяк А.А.** Pseudomonotis ochotica Tell. крымско-кавказского триаса // Изв. Геол. ком-та. 1909. Т. 28. № 2. С. 87 - 102.

**Виттенбург П.В.** Новые данные о стратиграфии кавказского триаса // Изв. АН. Сер. 6. 1912. Т. 6. № 5. С. 433 - 436.

**Виттенбург П.В.** О руководящей форме Pseudomonotis'овых слоев верхнего триаса Северного Кавказа и Аляски // Изв. АН. Сер. 6. 1913. Т. 7. № 9. С. 475 - 487.

**Воинова Е.В., Кипарисова Л.Д., Робинсон В.Н.** Класс Cephalopoda. Головоногие // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. М.; Л.: Госгеолиздат, 1947. Т. 7. Триасовая система. С. 124 - 176.

**Дагис А.С.** Верхнетриасовые брахиоподы Юга СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 248 с.

**Дагис А.С.** Триасовые брахиоподы (морфология, система, филогения, стратиграфическое значение и биogeография). Новосибирск: Наука, 1974. 388 с.

**Дагис А.С., Робинсон В.Н.** Северо-Западный Кавказ // Стратиграфия СССР. Триасовая система. М.: Недра, 1973. С. 357 - 366.

**Данилевич А.М.** Стратиграфия и фауна триаса Северного Кавказа. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ЛГУ, 1951. 15 с.

**Едигарян З.П.** Литология триасовых отложений северного склона Западного Кавказа. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1963. 18 с.

**Кургалимова Г.Г.** Новые находки карнийских арцестид (Ceratitida) на Северо-Западном Кавказе // Палеонтол. журн. 1977. № 2. С. 134 - 137.

Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Под ред. Кипарисовой Л.Д. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. 67 с.

**Попов Ю.Н.** Некоторые раннетриасовые аммоноиды Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 1962. № 3. С. 40 - 46.

Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (триас) 1977 г. с региональными стратиграфическими схемами. Под ред. Олейникова А.Н. и Ростовцева К.О. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 36 с.

**Робинсон В.Н.** Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. М.; Л.: Георазведиздат, 1932. 60 с.

**Робинсон В.Н.** Стратиграфический очерк и фауна аммонитов верхнего триаса Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 4. С. 549 - 567.

**Робинсон В.Н.** К стратиграфии верхнего триаса Северного Кавказа и Закавказья // Материалы Центр. н.-и. геол.-развед. ин-та. Палеонтология и стратиграфия. 1937. № 3. С. 37 - 40.

**Робинсон В.Н.** Триас Кавказа // Тр. Всес. совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1956. С. 201 - 206.

**Робинсон В.Н.** Западный Кавказ и зона южного склона // Геология СССР. М.: Недра, 1968. Т. 9. С. 152 - 160.

**Ростовцев К.О.** К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного Кавказа // Тр. Краснодарского филиала Всес. нефтегазового н.-и. ин-та. М.: Гостоптехиздат, 1960. Вып. 3. С. 56 - 70.

**Ростовцев К.О.** Северный склон Западного Кавказа // Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. С. 4 - 13, 45 - 50.

- Ростовцев К.О., Аладатов Г.М., Азарян Н.Р.* Триас Кавказа и Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 88 - 100.
- Славин В.И.* Триасовые отложения кавказско-карпатской части Тетиса // Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций. М.: Недра, 1964. С. 100 - 108.
- Славин В.Н., Робинсон В.Н.* О расчленении триасовых отложений в альпийской зоне Юга СССР // Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 48 - 59.
- Счастливцева Н.П.* Триасовые ортоцератиды и наутилиды СССР. М.: Наука, 1988. 104 с.
- Чернышев Ф.Н.* О найденном В.И. Воробьевым на Северном Кавказе верхнем триасе // Зап. Петербург. минерал. о-ва. Сер. 2. 1907а. Ч. 45. С. 25 - 26.
- Чернышев Ф.Н.* Об открытии верхнего триаса на Северном Кавказе // Изв. АН. Сер. 6. 1907б. Т. 1. № 10. С. 277 - 280.
- Шевырев А.А.* Онтогенетическое развитие некоторых анизиевых цератитов Кавказа // Палеонтол. журн. 1961. № 4. С. 71 - 85.
- Шевырев А.А.* Триасовые аммоиды Юга СССР. М.: Наука, 1968. 272 с.
- Шевырев А.А.* Аммоиды и хроностратиграфия триаса. М.: Наука, 1990. 179 с.
- Шевырев А.А.* Триасовые аммониты Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1995. 170 с.
- Ярошенко О.П.* Комплексы миоспор и стратиграфия триаса Западного Кавказа. М.: Наука, 1978. 128 с.
- Assereto R.* Die Binodosus-Zone: Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze // Sitzungsb. Österr. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturwiss. Kl. Abt. 1. 1971. Bd. 179. H. 1 - 4. S. 25 - 53.
- Assereto R.* Notes on the Anisian biostratigraphy of the Gebze area (Kokaeli Peninsula, Turkey) // Z. Deutsch. geol. Gesellsch. 1972. Bd. 123. H. 2. S. 435 - 444.
- Assereto R.* Aegean and Bithynian: proposal for two new Anisian substages // Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Wien; N.Y.: Springer, 1974. S. 23 - 39.
- Balini M.* Preliminary report on the Pelsonian ammonoids from the Dont section (eastern Dolomites) // Riv. ital. paleontol. e stratigr. 1993. V. 99. № 2. P. 263 - 270.
- Bucher H.* A new Middle Anisian (Middle Triassic) ammonoid zone from northwestern Nevada (USA) // Eclogae geol. Helv. 1988. V. 81. № 3. P. 723 - 762.
- Bucher H.* Lower Anisian ammonoids from the northern Humboldt Range (northwestern Nevada, USA) and their bearing upon the Lower-Middle Triassic boundary // Eclogae geol. Helv. 1989. V. 82. № 3. P. 945 - 1002.
- Bucher H.* Ammonoids of the Shoshonensis Zone (Middle Anisian, Middle Triassic) from northwestern Nevada (USA) // Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien. 1992. Bd. 135. H. 2. S. 425 - 465.
- Davoudzadeh M., Seyed-Emami K.* Stratigraphy of the Triassic Nakhla Group, Anarak region, central Iran // Rep. Geol. Surv. Iran. 1972. № 28. P. 5 - 28.
- Fantini Sestini N.* Anisian ammonites from Gebze area (Kokaeli Peninsula, Turkey) // Riv. ital. paleontol. e stratigr. 1988. V. 94. № 1. P. 35 - 80.
- Furon R., Rosset L.F.* Contribution à l'étude du Trias en Afghanistan // Bull. Mus. nation. hist. natur. Paris. Sér. 2. 1951. T. 23. P. 558 - 565.
- Gu Q., He G., Wang Y.* Discovery of the Late Anisian Paraceratites trinodosus fauna (Ammonoidea) from Doilungdequen, Tibet and its significance // Acta palaeontol. sinica. 1980. V. 19. № 5. P. 333 - 356.
- He G., Wang Y., Chen G.* Early and Middle Triassic cephalopods of Mt. Burhan Budai, central Qinghai // Carboniferous and Triassic strata and fossils from the southern slope of Mt. Burhan Budai, China. Anhui sci. technol. publ. house. 1986. P. 171 - 274.
- Hyatt A., Smith J.P.* The Triassic cephalopod genera of America. Washington, 1905. 394 p.
- Krystyn L., Mariolakos I.* Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter-Kalk-Scholle von Epidauros (Griechenland) // Sitzungsb. Österr. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturwiss. Kl. Abt. 1. 1975. Bd. 184. H. 8 - 10. S. 181 - 195.
- Krystyn L., Tatzreiter F.* Middle Triassic ammonoids from Aghdarband (NE-Iran) and their paleobiogeographical significance // The Triassic of Aghdarband (AqDarband), NE-Iran, and its Pre-Triassic frame. Wien, 1991. P. 139 - 163.
- Kummel B.* Suborder Ceratitina Hyatt, 1884 // Treatise on invertebrate paleontology. N.Y.; Lawrence: Geol. Soc. Amer.; Univ. Kansas press, 1957. Pt. L. Mollusca 4. P. 130 - 185.
- Kummel B., Steele G.* Ammonites from the Meekoceras gracilitatus zone at Crittenden Spring, Elko County, Nevada // J. Paleontol. 1962. V. 36. № 4. P. 638 - 703.
- Nichols K.M., Silberling N.J.* Stratigraphy and depositional history of the Star Peak group (Triassic), northwestern Nevada // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1977. № 178. P. 1 - 73.
- Silberling N.J., Nichols K.M.* Middle Triassic molluscan fossils of biostratigraphic significance from the Humboldt Range, northwestern Nevada. Washington, 1982. 150 p.
- Silberling N.J., Tozer E.T.* Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1968. № 110. P. 1 - 63.
- Silberling N.J., Wallace R.E.* Stratigraphy of the Star Peak Group (Triassic) and overlying Lower Mesozoic rocks, Humboldt Range, Nevada. Washington, 1969. 50 p.
- Smith J.P.* The Middle Triassic marine invertebrate faunas of North America. Washington, 1914. 254 p.
- Smith J.P.* Lower Triassic ammonoids of North America. Washington, 1932. 199 p.
- Spath L.F.* Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History). L.: Oxford Univ. press, 1934. Pt 4. The Ammonoidea of the Trias. 521 p.
- Tatzreiter F., Vörös A.* Vergleich der pelsonischen (Anis, Mitteltrias) Ammonitenfaunen von Grossreifling (Nördliche Kalkalpen) und Aszófő (Balaton-Gebiet) // Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn. Wien: Becs, 1991. T. 1. S. 247 - 259.
- Tozer E.T.* Triassic ammonoids and Daonella from the Nakhla Group, Anarak region, central Iran // Rep. Geol. Surv. Iran. 1972. № 28. P. 29 - 69.
- Vörös A.* Preliminary results from the Aszófő section (Middle Triassic, Balaton area, Hungary): a proposal for a new Anisian ammonoid subzonal scheme // Fragmenta miner. palaeontol. 1987. № 13. P. 53 - 63.

Рецензент Р.В. Горюнова

УДК 551.761.3:552.143(564.3)

## СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕГО ТРИАСА ЮГО-ЗАПАДНОГО КИПРА (ФОРМАЦИЯ ВЛАМБУРОС)

© 1996 г. Н. Ю. Брагин, К. А. Крылов

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

Поступила в редакцию 21.01.94 г., получена после доработки 05.05.95 г.

На основании данных по радиоляриям и конодонтам стратиграфический интервал терригенных отложений формации Вламбурс определен как верхнекарнийско-норийский. Установлено наличие крупного стратиграфического перерыва (нижняя и средняя юра) между формацией Вламбурс и вышележащей формацией Епископи (верхний келловей-мел). Показано, что отложения формации Вламбурс формировались за счет эрозии супракrustального комплекса суши и карбонатного шельфа с последующей турбидитной и контуритовой седиментацией. Высказано предположение о неритическом характере обнаруженной ассоциации радиолярий позднего нория.

**Ключевые слова.** Кипр, Тетис, Мамония, пассивная окраина, триас, юра, стратиграфия, перерыв, Вламбурс, Епископи, турбидиты, контуриты, течения.

Среди разнообразных геологических образований юго-западного Кипра особое внимание привлекает аллохтонный комплекс Мамония. В его состав входят наиболее древние из известных в этом районе отложений, данные по которым имеют первостепенное значение при изучении раннемезозойской истории развития не только острова Кипр, но и всего Восточного Средиземноморья. Среди триасовых образований комплекса Мамония уже давно выделены две толщи, различающиеся по своему составу: одна из них вулканогенная с линзами и прослоями осадочных пород, другая чисто осадочная (Lapiege, 1975). Эта осадочная толща позднее была выделена как формация Вламбурс предположительно средне-позднетриасового возраста (Robertson, Woodcock, 1979).

В составе формации Вламбурс преобладают различные песчаники, часто с растительным детритом, и алевролиты. В виде прослоев встречаются карбонатные породы: калькареныты и афанитовые известняки с остатками *Halobia*. В некоторых разрезах выше формации Вламбурс была выделена формация Марона (рис. 1), представленная монотонными афанитовыми известняками (Robertson, Woodcock, 1979), имеющими позднетриасовый возраст. Наконец, триасовые отложения перекрываются толщей кремнистых пород, имеющих в основании пачку красноцветных алевролитов (Robertson, Woodcock, 1979), предположительно раннеюрского возраста. Некоторые авторы считают, что к ранней юре могут относиться верхи формации Вламбурс, а вышележащая кремнистая толща является даггер-мальмской (Cleintuar et al., 1977). Несмотря на это, общепринято, что триасовые терригенные отложения формации Вламбурс и вышележащие кремнисто-терригенные отложения формации Епископи (Robertson, Woodcock, 1979), представляют собой единый

непрерывный разрез от верхнего триаса до середины мела (Swarbrick, Robertson, 1980). Верхнетриасовая формация Вламбурс интерпретируется как осадки, образовавшиеся на южной пассивной окраине Тетиса и отвечающие по времени процессам рифтообразования (Казьмин и др., 1987, Robertson, Woodcock, 1979). Вслед за этим рифтообразованием реконструируются стабильные глубоководные условия осадконакопления, существовавшие в пределах юры-раннего мела (Robertson, 1990). Аналогичное строение разреза устанавливается и для смежных районов: Северо-Западной Сирии (Delaune-Mayere et al., 1977), Юго-Западной Турции (Robertson, Woodcock, 1981; Robertson, 1990).

В 1990 г. в ходе полевых работ экспедиции Геологического института АН СССР на Юго-Западном Кипре были проведены детальные биостратиграфические и литологические исследования триасовых отложений формации Вламбурс, в результате которых удалось получить ряд новых данных, позволяющих пересмотреть многие из сделанных ранее выводов как о стратиграфии изучавшихся отложений, так и по истории геологического развития региона. При этом были изучены основные разрезы формации Вламбурс во всех областях ее распространения (рис. 2). Наиболее полным и лучше всего палеонтологически охарактеризованным является разрез по левобережью реки Мавроколимbos у устья ручья Аргакин тон Ваткион. Здесь обнажаются (снизу вверх):

1. Песчаники желтовато-серые, крупно- и среднезернистые, толстоплитчатые, с хорошо выделяющимися A, C интервалами цикла Боума. Мощность отдельных слоев достигает 1 м. Песчаники содержат обильный растительный детрит по плоскостям напластования и остатки *Halobia* sp. Видимая мощность 2 м.

Система	Robertson, Woodcock, 1980	Настоящая работа			Система Отдел Ярус
Юрская	Формация Епископи	Формация Епископи			$J_2cl-J_3ox$
Триасовая	Формация Марона	Формация Вламбурос	верхняя		$T_3n_3-g$
	Формация Вламбурос		средняя		$T_3k_3-g$
			нижняя		$T_3k_3-n_2$

Рис. 1. Строение триасовых отложений Юго-Западного Кипра.

2. Песчаники светло-серые, средне- и мелко-зернистые, массивные и толстоплитчатые, с многочисленными прослойями алевролитов зеленовато-серых и единичными пластами известняков светло-серых микривальных. Песчаники имеют характерные турбидитовые текстуры, в ритмах выделяются B, C и B, C, D, E интервалы. В известняках обнаружены остатки конодонтов *Neogondolella nodosa* (Hayashi) карнийско-ранненорийского возраста. Мощность 10 м.

3. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые, переходящие в алевролиты, с прослойями известняков серых и розовых микривальных и калькаренитов розовых. В известняках встречаются конодонты *Epigondolella* sp. (верхний карний–норий). Мощность 8 м.

4. Переслаивание песчаников серых и красновато-серых, алевролитов мелкозернистых зеленовато-серых, реже красновато-серых, кремней красных и калькаренитов розовых. В кремнях обнаружены остатки радиолярий *Livarella gifuensis* Yoshida, L. sp., *Betraccium* sp. поздненорийско-рэтского (?) возраста. Мощность 10 м.

5. Переслаивание песчаников красных средне- и мелкозернистых известковистых и алевролитов красно-кирпичных. Мощность 5 м.

6. Переслаивание песчаников серых мелкозернистых и алевролитов красно-кирпичных. Редкие прослои красных кремней с остатками радиолярий *Livarella* sp. поздненорийско-рэтского (?) возраста. Мощность 10 м.

Выше без видимого несогласия залегают аргиллиты кремнистые красные с тонкими (до 3 см) частыми прослойями кремней красных и зеленых с многочисленными радиоляриями *Gueuxella nudata* (Kocher), *Huum brevicostatum* Ozwołdova, *Protunima ochiensis* Matsuoka, *Zhamoidellum mikamense* Aita позднекелловейско-раннеоксфордского возраста. Эти отложения относятся уже к формации Епископи.

Севернее, на полуострове Акамас, в районе бухты Лара, наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

### ФОРМАЦИЯ ВЛАМБУРОС

1. Песчаники серые, желтовато- и красновато-серые мелкозернистые, косослоистые, плитчатые с прослойями алевролитов серых косослоист-

тых, калькаренитов розовых, известняков серых и розовых, с редкими карбонатно-песчанистыми и песчаниковыми конкрециями. Мощность 20 м (видимая).

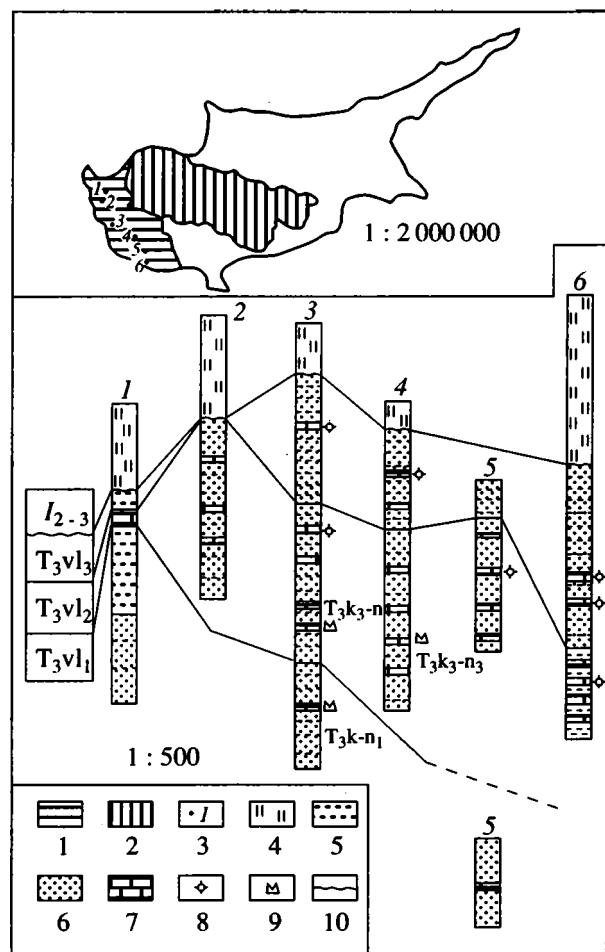
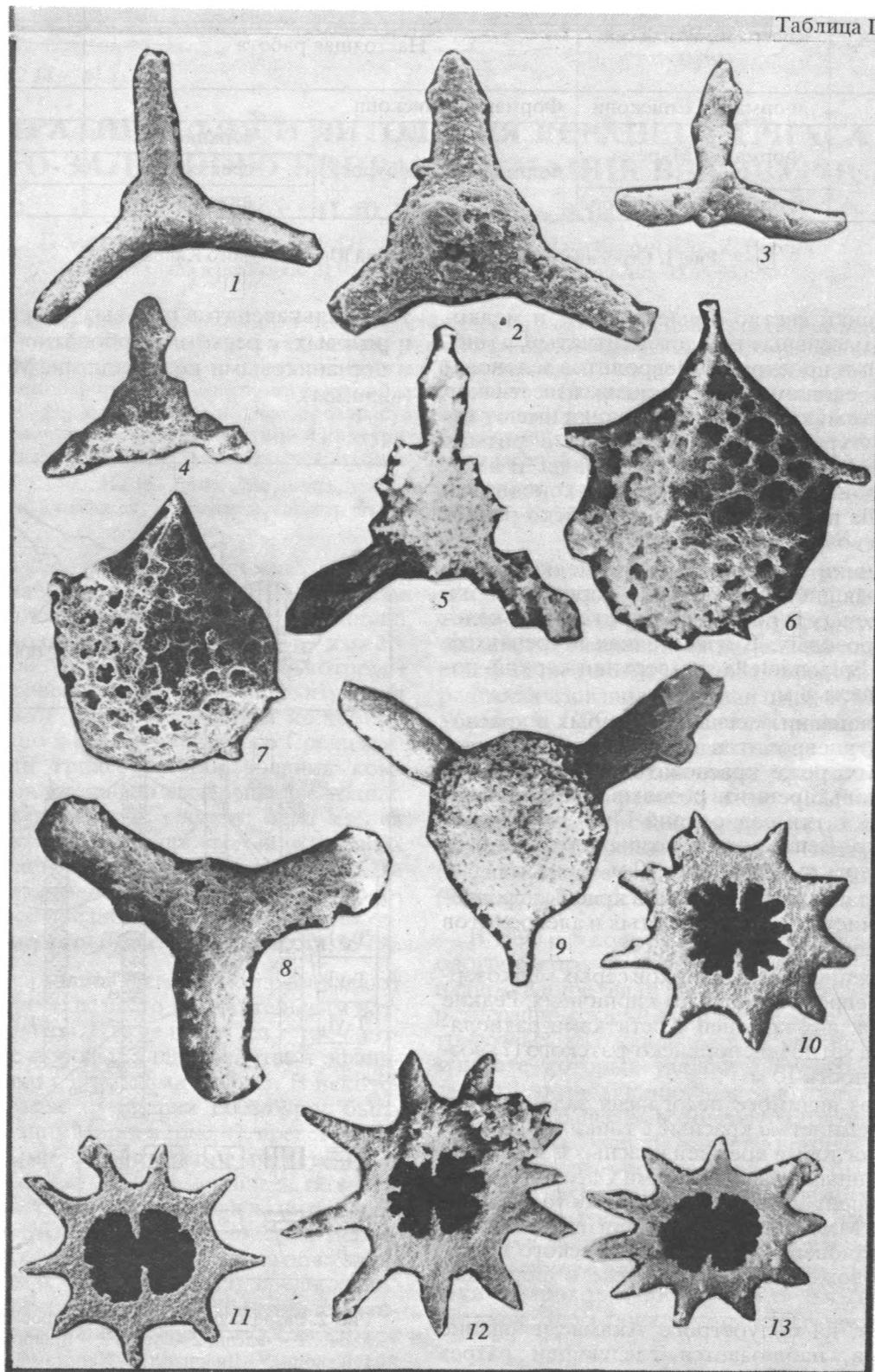


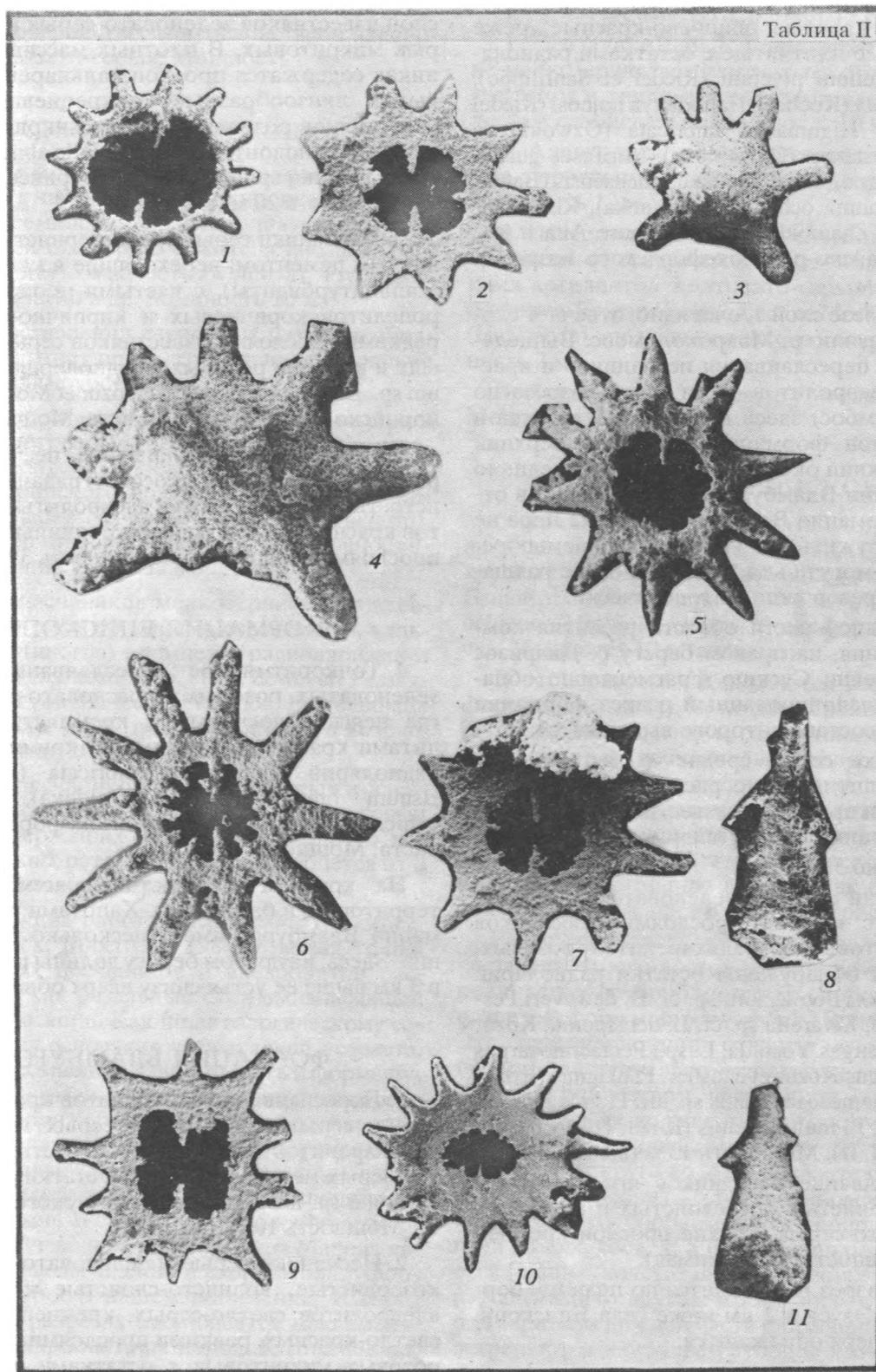
Рис. 2. Разрезы формации Вламбурос и их сопоставление. 1 – Фасли, 2 – Лара, 3 – Мавроколимbos, 4 – Епископи, 5 – Диаризос, 6 – Хапотами.

1 – область развития комплекса Мамония; 2 – офилитовый массив Троодос; 3 – номера разрезов и их положение; 4 – кремни; 5 – аргиллиты и алевролиты; 6 – песчаники; 7 – известняки и калькарениты; 8 – местонахождения поздненорийских радиолярий; 9 – местонахождения конодонтов; 10 – стратиграфическое несогласие в подошве формации Епископи.

Таблица I



**Таблица I.** 1 – *Livarella longus* Yoshida; 2 – *Livarella* sp. cf. *L. densiporata* Kozur et Mostler; 3 – *Livarella gifuensis* Yoshida; 4, 5 – *Betraccium* sp. cf. *B. deweveri* Pessagno et Blome; 6 – *Pentactinocarpus magnus* (Kozur et Mostler); 7 – *Pentactinocarpus* sp. cf. *P. sevaticus* Kozur et Mostler; 8 – *Livarella* sp.; 9 – *Neopaurinella* sp. cf. *N. sevatica* Kozur et Mostler; 10 – *Praemesosaturnalis multidentatus* (Kozur et Mostler); 11 – *Praemesosaturnalis* sp. I; 12, 13 – *Praemesosaturnalis* sp. aff. *P. gracilis* (Kozur et Mostler).  
Все изображения даны с увеличением 110.



**Таблица II.** 1 – *Praemesosaturnalis zapfei* (Kozur et Mostler); 2 – *Praemesosaturnalis quadriradiatus* (Kozur et Mostler); 3, 4 – форма, схожая с *Livarella*; 5 – *Praemesosaturnalis* sp. aff. *P. gracilis* (Kozur et Mostler); 6 – *Praemesosaturnalis* sp. II; 7 – *Praemesosaturnalis* sp.; 8, 11 – *Tetraspinocystis* (?) sp.; 9 – *Praemesosaturnalis* sp. III; 10 – *Praemesosaturnalis* sp. aff. *P. multidentatus* (Kozur et Mostler).

Все изображения, кроме 3, даны с увеличением 110. Увеличение изображения 3 – 55.

## ФОРМАЦИЯ ЕПИСКОПИ

2. Кремни красные, вишнево-красные, реже светло-зеленые плитчатые с остатками радиолярий: *Eucyrtidiellumptyctum* (Riedel et Sanfilippo), *Gueuxella nudata* (Kocher), *Haliocictya hojnosti* (Riedel et Sanfilippo), *Higumastra imbricata* (Ozwoldova), *Huum brevicostatum* (Ozwoldova), *Mirifusus guadalupensis* (Pessagno), *Parvingingula dhimenaensis* (Baumgartner), *Protynuma ochiensis* (Matsuoka), *Ristola altissima* (Rust), *Zhamoidellum mikamense* Aita и др., позднекелловейско-раннеоксфордского возраста. Мощность 12 м.

В этом разрезе слой 1, очевидно, отвечает слоям 3 и 4 разреза по р. Мавроколимbos. Вышележащая пачка переслаивания песчаников и красноцветных алевролитов (слои 5 и 6 разреза по р. Мавроколимbos) здесь выпадает из разреза и базальные слои формации Епископи (верхний келловей-нижний оксфорд) ложатся на среднюю часть формации Вламбурос. К сожалению, в отложениях формации Вламбурос у бухты Лара не удалось обнаружить каких-либо ископаемых остатков, и они могут быть сопоставлены с толщами других разрезов лишь литологически.

В центральной части области развития комплекса Мамония, на правом берегу р. Диаризос напротив деревни Сускию фрагментарно обнажен сильно дислоцированный разрез формации Вламбурос, в составе которого выделяются:

1. Песчаники серые средне- и мелкозернистые, толстоплитчатые, с растительным детритом, с редкими прослоями известняков серых микривитовых. Мощность 10 м (видимая).

Задерновано 30 - 40 м.

2. Песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые с частыми прослоями известняков серых микривитовых и калькаренитов розовых. В известняках обнаружены остатки радиолярий позднего нория: *Betraccium sp. cf. B. deweveri* Pessagno et Blome, *Livarella sp. cf. L. densiporata* Kozur et Mostler, *L. longus* Yoshida, *L. sp.*, *Pentactinocarpus sp. cf. P. sevaticus* Kozur et Mostler, *P. magnus* (Kozur et Mostler), *Praemesosaturnalis sp. aff. P. gracilis* (Kozur et Mostler), *P. multidentatus* (Kozur et Mostler), и др. (см. табл. I, II). Мощность 15 м (видимая).

3. Переслаивание песчаников красновато-серых мелкозернистых косослоистых и алевролитов красновато-серых. Редкие прослои кремней красных. Мощность 5 м (видимая).

Близкий разрез наблюдается по правому борту долины р. Эзуса в 2 км ниже села Епископи. Здесь снизу вверх обнажаются:

## ФОРМАЦИЯ ВЛАМБУРОС

1. Песчаники серые среднезернистые массивные с прослоями песчаников зеленовато-серых средне- и мелкозернистых плитчатых рыхлых,

переходящих в алевролиты и содержащих прослои известняков зеленовато-серых и светло-серых микривитовых. В плотных массивных песчаниках содержатся прослои калькаренитов розовых и линзообразные конкрециевидные тела известняков розовых и белых микривитовых с остатками конодонтов *Epigondolella abneptis* (Huckriede) позднекарнийско-поздненорийского возраста. Мощность 20 м (видимая).

2. Песчаники серые среднезернистые с карбонатным цементом, переходящие в калькарениты (кальцитурбидиты), с частыми прослоями алевролитов коричневых и кирпично-красных, с редкими прослоями известняков серых микривитовых и кремней розовых с радиоляриями *Betraccium sp.*, *Livarella densiporata* Kozur et Mostler поздненорийско-рэтского (?) возраста. Мощность 8 м.

3. Ритмичное переслаивание песчаников серых мелкозернистых с косой и градационной слоистостью, переходящих в алевролиты, и аргиллитов красно-бурых и красно-кирпичных с тонкими прослоями алевролитов. Мощность 3 м.

## ФОРМАЦИЯ ЕПИСКОПИ

4. Тонкоритмичное переслаивание кремней зеленоватых, розовых и красновато-бурых, иногда неяснополосчатых, с кремнистыми аргиллитами красновато-бурыми. В кремнях остатки радиолярий *Higumastra imbricata* (Ozwoldova), *Huum brevicostatum* (Ozwoldova), *Protynuma ochiensis* Matsuoka келловей-оксфордского возраста. Мощность 3.5 м.

На крайнем юго-востоке рассматриваемой территории, в бассейне р. Хапотами разрез формации Вламбурос имеет несколько иное строение. Здесь, на правом берегу долины р. Хапотами, в 3 км выше ее устья снизу вверх обнажаются:

## ФОРМАЦИЯ ВЛАМБУРОС

1. Переслаивание алевролитов красновато-серых и серых, известняков серых микривитовых, калькаренитов розовых косослоистых, песчаников серых мелкозернистых. Остатки радиолярий *Livarella sp.* поздненорийско-рэтского (?) возраста. Мощность 10 м (видимая).

2. Песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые, волнисто-слоистые с прослоями алевролитов светло-серых, кремней розовых и светло-красных, редкими прослоями известняков розовых микривитовых с остатками радиолярий: *Betraccium sp. cf. B. deweveri* Pessagno et Blome, *Livarella longus* Yoshida, *Praemesosaturnalis multidentatus* (Kozur et Mostler), *Pentactinocarpus sp. cf. P. sevaticus* Kozur et Mostler, поздненорийского возраста. Мощность 15 м.

3. Переслаивание песчаников серых и светло-серых мелкозернистых тонкослоистых и алевролитов красновато-серых. Мощность 5 м.

### ФОРМАЦИЯ ЕПИСКОПИ

4. Кремни красные и кирпично-красные, известковистые с частыми тонкими пропластками аргиллитов кремнистых красных. Фауна радиолярий келловей-оксфорда: *Gueuxella nudata* (Kocher), *Hsuum brevicostatum* (Ozwoldova), *Protunuma ochiensis* Matsuoka и др. Мощность 20 м.

При сопоставлении изученных разрезов обнаруживается отчетливое трехчленное строение формации Вламбурос (рис. 1, 2).

1. Толща песчаников среднезернистых с растительным детритом и редкими прослоями известняков-микрекитов с конодонтами позднекарнийско-ранненорийского возраста: *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *Neogondolella nodosa* (Hayashi). Не исключено присутствие здесь и средненорийских отложений. Видимая мощность 10 м.

2. Толща песчаников мелкозернистых и алевролитов с частыми прослоями известняков, калькаренитов и (иногда) кремней с радиоляриями и конодонтами *Betraccium sp. cf. B. deweveri* Pessagno et Blome, *Livarella longus* Yoshida, *Epigondolella bidentata* Mosher и др., поздненорийского возраста. Мощность до 20 м.

3. Толща песчаников мелкозернистых и алевролитов красноцветных с редкими прослоями кремней, содержащих радиолярии позднего нория и, возможно, рета. Мощность колеблется от 0 до 20 м в различных разрезах.

В предыдущих работах (Robertson, Woodcock, 1979; Swarbrick, Robertson, 1980) верхняя толща красноцветных песчаников и алевролитов рассматривалась как базальные слои вышележащей формации Епископи. Как по литологическому составу, так и на основании определений возраста, эту толщу, несомненно, надо относить к формации Вламбурос. В связи с этим возникает вопрос о формации Марона (толща монотонных известняков), наблюдавшейся в некоторых разрезах и помещенной предыдущими исследователями выше формации Вламбурос, но ниже красноцветной толщи (Robertson, Woodcock, 1979; Swarbrick, Robertson, 1980). Очевидно, что формация Марона является фациальным аналогом второй толщи формации Вламбурос в нашем понимании. Именно здесь во всех разрезах наблюдается максимальное развитие карбонатных пород. К сожалению, стратотипический разрез формации Марона закрыт оползнем. Некоторое представление о строении и положении этой карбонатной пачки может дать разрез, изученный нами на полуострове Акамас в 2 км юго-западнее села Фасли (рис. 2). Здесь снизу вверх обнажаются:

### ФОРМАЦИЯ ВЛАМБУРОС

1. Песчаники серые и желтовато-серые среднемелкозернистые плитчатые, с растительным детритом и тонкими прослоями алевролитов углистых сланцеватых. Мощность 10 м (видимая).

2. Алевролиты розовато-серые тонкоплитчатые с прослоями алевролитов зеленовато-серых. Мощность 10 м.

3. Известняки розовые и белые плитчатые микрекитовые со стилолитовыми швами и пропластками аргиллитов желтовато-серых. Остатки конодонтов *Epigondolella bidentata* Mosher, *E. abneptis* (Huckriede) поздненорийского возраста. Мощность 2 м.

4. Аргиллиты красные тонкоплитчатые. Мощность 2 м.

### ФОРМАЦИЯ ЕПИСКОПИ

5. Кремни красные плитчатые с пропластками аргиллитов кремнистых красных и кирпично-красных. Радиолярии *Gueuxella nudata* (Kocher), *Hsuum brevicostatum* (Ozwoldova), *Protunuma ochiensis* Matsuoka келловей-оксфордского возраста. Мощность 10 м (видимая).

В этом разрезе наблюдаются все три толщи формации Вламбурос, но две верхние отличаются малой мощностью и отсутствием грубообломочных пород (песчаников и алевролитов). Очевидно, за счет этого средняя толща представлена только известняками, мощность которых близка к суммарной мощности карбонатных пород типичных разрезов. Поэтому целесообразно рассматривать формацию Марона как фацию средней толщи формации Вламбурос (рис. 1).

Ранее отмечалось, что по направлению с северо-запада на юго-восток устойчиво сокращается количество грубообломочных пород в составе разрезов формации (Swarbrick, Robertson, 1980). Это справедливо лишь отчасти: разрез по р. Хапотами действительно отличается сравнительно малым количеством песчаников и некоторым увеличением роли известняков и кремнистых пород. Однако остальные разрезы почти не отличаются друг от друга по этим показателям, поэтому нет нужды говорить о постепенном уменьшении количества грубообломочных пород с северо-запада на юго-восток, а более верным представляется лишь констатация различия разреза по р. Хапотами от других. Кроме того, в разрезах по р. Диаризос в нижней части формации Вламбурос встречаются наиболее грубообломочные фации из всех разрезов, что свидетельствует скорее не о постепенном уменьшении грубости отложений с северо-запада на юго-восток, а о более сложном их фациальном строении, что лучше может быть увязано в модели лопастей турбидитных конусов выноса. Редкие и маломощные прослои кремней

(радиоляритов) в верхней части формации следует рассматривать как фоновые осадки уже достаточно глубоководного бассейна.

Разрезы формации Вламбурос содержат типичную позднетриасовую ассоциацию радиолярий, находки которой приурочены к средней и верхней толщам. Обобщенный состав комплекса следующий (см. палеонтологические фототаблицы): *Betraccium* sp. cf. *B. deweveri* Pessagno et Blome, *Neopaurinella* sp. cf. *N. sevatica* Kozur et Mostler, *Livarella longus* Yoshida, L. sp. cf. *L. densiporata* Kozur et Mostler, *L. gifuensis* Yoshida, L. sp., *Pentactinocarpus* sp. cf. *P. sevaticus* Kozur et Mostler, *P. magnus* (Kozur et Mostler), *Praemesosaturnalis* sp. aff. *P. gracilis* (Kozur et Mostler), *P. multidentatus* (Kozur et Mostler), *P. sp. aff. P. multidentatus* (Kozur et Mostler), *P. quadriradiatus* (Kozur et Mostler), *P. zapfei* (Kozur et Mostler), *P. sp. I*, *P. sp. II*, *P. sp. III*, *Tetraspinocystis* (?) sp., и своеобразные формы с многочисленными лучами, несколько напоминающие *Livarella*. По составу это вполне типичная ассоциация позднего нория, сопоставимая с известными в Альпийской области (Kozur, Mostler, 1972; 1979; 1981), на востоке России (Брагин, 1991), в Японии (Yao, 1982; Yoshida, 1986), на западе Северной Америки (Blome, 1984). Эта ассоциация вполне характерна для радиоляриевой зоны *Capoptum triasicum* верхнего нория–рэта (Брагин, 1991), или зоны *Betraccium deweveri* верхнего нория (Blome, 1984; Carter, 1993). Заслуживает внимания ее несколько обедненный состав: так, здесь слабо представлены таксоны подсемейства *Pantanellinae* (кроме рода *Betraccium*), редки циртоидные насекомые, среди которых такой типичный для этого интервала род, как *Capoptum*, отсутствует. Наблюдается также определенное преобладание (и количественное и качественное) двух родов: *Livarella* и *Praemesosaturnalis*. Возможно, это свидетельствует о неритических условиях обитания данного комплекса. В некоторых случаях, при сильном обеднении комплекса, возраст представлен в более широких пределах – как позднетриасово-рэтский. К сожалению, имеющиеся данные пока не позволяют подтвердить возможное присутствие в составе отложений формации Вламбурос рэтского яруса.

Завершая обзор собственно стратиграфии формации Вламбурос, отметим исключительно интересный и необычный характер ее взаимоотношений с вышележащей формацией Епископи. Здесь наблюдается очень крупный стратиграфический перерыв, охватывающий интервал от геттана до предположительно среднего келловея. Перерыв прослеживается во всех изученных разрезах и может рассматриваться как региональный. Для объяснения такого явления можно предположить две версии: 1) практическое отсутствие осадконакопления в течение ранней и средней юры, определявшееся крайне глубоководными

условиями, аналогичными таковым для современных областей формирования красных океанических глин, скорость накопления которых чрезвычайно мала; 2) уничтожение отложений нижней и средней юры путем размыва. Чтобы оценить вероятность этих версий, необходимо обратиться к литологии формации Вламбурос и рассмотреть развитие осадконакопления во времени, используя новую стратиграфическую основу.

Нижняя толща формации Вламбурос представляет собой чередование грубослоистых песчаных турбидитов, в которых мощность отдельных ритмов достигает 1 метра, при этом хорошо выделяются интервалы А–С турбидитного цикла Боума (Bouma, 1962). В средней части нижней толщи, где появляются более мелководнистые песчаники, также наблюдаются типичные текстуры турбидитов с элементами В–С; В, С, D, реже В, C, D, E. Здесь же отмечено первое появление в разрезах микритовых, известняков, которые могут рассматриваться в составе турбидитного цикла как горизонт Е – т.е., фоновые осадки бассейна (Walker, 1967). Верхи нижней толщи характеризуются чередованием средне- и мелководнистых песчаников, а также кальцилютидов и калькаренитов. Здесь наиболее обычны элементы С, D, E, реже В, C, D и A, B, C. В целом для этой части разреза характерно постепенное сокращение снизу вверх мощности отдельных ритмов (пластов песчаников), постепенное замещение крупно- и среднезернистых разностей мелководнистыми (все более частое отсутствие горизонтов А и В цикла Боума) и появление калькаренитов в верхах толщи. Следует отметить, что некоторые осадочные образования низов нижней части формации Вламбурос, развитые, в частности, на полуострове Акамас, рассматриваются некоторыми авторами как весьма мелководные, дельтовые отложения, формировавшиеся в ходе очень быстрой седimentации (Robertson, Woodcock, 1979).

Петрографически песчаники этой толщи могут быть разделены на три группы: кварцевые субаркозы, литарениты и калькарениты. В составе субаркозов преобладают угловатые и полуокатанные зерна кварца и присутствуют зерна плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, перититов, роговой обманки, эпидота, слюд и, изредка,рудных и других тяжелых минералов. Многие зерна кварца имеют рубашку окислов железа, что свидетельствует о продолжительной транспортировке или многократном переотложении. Цемент состоит в основном из глинистых минералов (гидрослюды), слагающих до 20–30% объема породы, что позволяет относить рассматриваемые песчаники к субаркозово-вакковому типу (Middleton, 1970; Middleton, Hampton, 1973). Литарениты помимо кварца, полевых шпатов и слюд содержат угловатые обломки карбонатных пород, кислых эфузивов, кварцитов и слюдистых сланцев, при-

чем интервалы В и С содержат фрагменты углекородизированной древесины. Обломки карбонатных пород часто появляются в различных элементах турбидитных циклов, что приводит к появлению калькаренитов и литокалькаренитов. К этим петрографическим типам следует относить и онколитовые песчаники, дающие мощные пласти до 1 м, в действительности состоящие из нескольких менее мощных – по 10 - 15 см. При петрографическом изучении хорошо видно, что ядра онколитов часто сложены либо зернами кварца, либо фрагментами пород, аналогичных вышеописанным, вокруг которых происходило нарастание карбонатного материала. Такое строение указывает, что первичное формирование онколитов происходило в мелководной зоне, из которой они впоследствии были перемещены мутьевыми или автокинетическими потоками (Walker, 1967). Небольшой процент онколитов можно установить практически во всех петрографических разностях песчаников нижней толщи формации Вламбурос.

Средняя толща формации Вламбурос отличается широким распространением таких пород, как микритовые известняки, калькарениты и кремни, образующие многочисленные прослои среди песчаников и алевролитов. По своему строению и петрографии песчаники этой толщи близки к таковым нижележащей, но, помимо преобладающих турбидитовых, здесь встречаются мелкозернистые разности с очень тонкой волнистой и горизонтальной слоистостью и с очень резкими границами между отдельными слойками. Внутри слойков степень сортировки по гранулометрии очень высокая. Все эти признаки свидетельствуют об отложении данных осадков подводными течениями, на что также указывают и подошвенные текстуры (Sugtau, Moore, 1974; Hampton, 1972; Hein, 1982; Hollister et al., 1974; Hubert, 1964). Такие песчаники следует относить к контуритам. Необходимо заметить, что по своему петрофонду песчаники, отложенные придонными течениями, практически не отличаются от песчаников, отложенных мутевыми потоками. Следует отметить практически полное отсутствие чисто онколитовых песчаников на этом уровне, и особенно отсутствие онколитов в контуритовых песчаниках. Верхние части турбидитных циклов часто содержат микритовые известняки, образующие интервал Е. Эти известняки часто имеют розовый цвет и содержат многочисленные остатки радиолярий и отдельные створки галобий. Отмеченные признаки, равно как и положение карбонатных прослоев по отношению к турбидитным циклам, указывают на то, что данные известняки являются продуктом фоновой седиментации бассейна, на которую была наложена турбидитная седиментация с перемывом контурными течениями.

Верхняя толща формации Вламбурос по литологии существенно отличается от предыдущих.

Она характеризуется тонким переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, калькаренитов и кальциолитов, микритовые известняки здесь редки. Литарениты здесь встречаются в виде прослоев двух типов. Прослои первого типа более тонкие (2 - 5 см), имеют волнистую или косую слоистость, градационная слоистость отсутствует, а материал хорошо отсортирован. Типичны четкая, контрастная слоистость с резкими границами песчаных и алевролитовых слойков, а также желобки и борозды течения. Прослои песчаников второго типа более мощные (5 - 10 см) и могут представлять С-Д и В, С, Д интервалы по Боума. Кроме неясной градационной слоистости, здесь отмечаются маятниковая, косая и перекрещивающаяся слоистость. Иногда встречаются горизонты песчаников с очень тонкой параллельной слоистостью, причем слойки мощностью 1 - 2 мм прослеживаются на несколько десятков сантиметров. Петрофонд во всех типах песчаников не отличается от песчаников из подстилающих отложений. Следует заметить, что по сравнению с двумя нижележащими толщами доля калькаренитов в верхней толще увеличена. Калькарениты преимущественно мелко- и среднезернистые, содержащие от 0 до 30% зерен кварца, полевых шпатов, кислых эфузивов, слюдисто-кварцевых сланцев, кварцитов, микрокварцитов и кремнистых пород. Карбонатный материал в них представлен преимущественно микритовыми зернами и пеллетами, а также радиальнолучистыми и тангенциальными оолитами, обрастающими по зернам кварца, раскристаллизованными фораминиферами, раковинным детритом, спикулами губок. Этот материал, несомненно, имеет мелководное происхождение. Кроме того, встречаются интракласты, представленные обломками органогенных известняков, мергелей и микритовых известняков.

Кальциолиты обычно обладают тонкослоистыми структурами течения, определяющимися переходами размеров зерен от микритовых до калькаренитовых. Для тонких слойков типична градационная слоистость и, иногда, обогащение грубым карбонатным или терригенным обломочным материалом и крупным детритом двустворок (галобий?). Терригенный материал представлен редкими зернами кварца и плагиоклаза, а также частными листочками слюды, ориентированными по напластованию. Карбонатный материал представлен в основном зернами кальцита, а редкая и рассеянная микритовая составляющая содержит кальцитизированные остатки радиолярий. Кальциолиты образуют переходы к микритовым известнякам, состоящим из тонкозернистого карбонатного материала с рассеянными фрагментами кальцитизированных радиолярий и раковинным детритом. Сохранившиеся створки галобий ориентированы по напластованию. Многие разности

микритовых известняков содержат биотурбации, для них характерна комковатая текстура и кальцитизированные ходы илоедов. В верхних частях слоек кальциолитов часто можно наблюдать окремнение и переходы к радиоляритам, которые следует рассматривать как фоновые осадки бассейна, указывающие на нормальную соленость и аэрированность.

Петрография обломочных пород формации Вламбурос свидетельствует о том, что они образовались за счет эрозии супракrustального метаморфического комплекса, сопровождавшейся переотложением карбонатного материала мелководного (шельфового) происхождения. Значение эрозии метаморфического комплекса со временем убывало, напротив, переотложение карбонатных осадков возрастало. Наблюдалось и фоновое "педагическое" осадконакопление, следы которого отмечаются в виде обогащенных радиоляриями микритов и прослоев кремнистых пород, однако роль этого типа седиментации невелика. Все это говорит о накоплении формации Вламбурос в краевой части бассейна, в относительной близости от континентального блока, окруженного карбонатными поднятиями, что вполне согласуется с утверждавшимся представлением о данной формации и ее аналогах в других районах, например, Северо-Западной Сирии (Delaune-Mayege et al., 1977), как об отложениях южной, пассивной окраины Тетиса. Тем не менее вопрос об отнесении места формирования формации Вламбурос к южной окраине Тетиса остается дискуссионным (Казьмин и др., 1987; Robertson, 1990; Robertson, Woodcock, 1981; Krylov et al., 1995).

С другой стороны, развитие процессов осадконакопления в течение времени формирования рассматриваемых отложений Кипра выражается в постепенном переходе от проксимальных к более дистальным турбидитам, а затем смене турбидитового осадконакопления контуритовой седиментацией. Это привело к эрозии и переотложению турбидитов течениями. Такая смена формаций снизу вверх могла быть вызвана процессами рифтогенеза, которые привели к общему расширению и углублению бассейна Мезотетиса вместе с его континентальными окраинами. Не исключено и влияние более общих причин. Развитие формации Вламбурос совпадает с мощным трансгрессивным циклом кривой эвстатических колебаний (Рединг, 1990а, б). Это согласуется с уменьшением вверх по разрезу доли терригенного сноса, большим развитием карбонатных шельфовых комплексов, которые являлись источником материала для кальциттурбидитов формации Вламбурос. Вероятно, общая трансгрессия и расширение бассейна могли привести к изменению характера течений и размыву части сформировавшихся отложений. Все это хорошо подтверждается вертикальным изменением литологии разреза и невы-

держанностью верхней, контуритовой толщи формации Вламбурос, которая иногда полностью выпадает из разреза. Поэтому весьма привлекательно выглядит гипотеза о том, что крупный стратиграфический перерыв в кровле формации Вламбурос вызван именно деятельностью подводных течений. Вместе с тем, представляется, что данный перерыв, если он вызван только течениями, вряд ли может повсеместно охватывать весь объем нижней и средней юры. Обнаружение нижне- и среднеюрских отложений в составе Кипрского комплекса Мамония или его аналогов в Восточном Средиземноморье должно помочь более уверенно разрешить эту проблему и дать аргументированную картину эволюции этой части Тетиса в мезозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 93-05-9126) и Международного научного фонда (грант MR 6300).

Авторы выражают свою искреннюю признательность А.Л. Книпперу, А.Я. Шараскину, Т.Н. Херасковой, Ю.В. Калякину, К.Г. Каледе и всем другим участникам 10 рейса НИС "Академик Николай Страхов" за помощь при проведении полевых работ и ряд ценных консультаций. Особую благодарность авторы выражают сотруднику Геологической службы Республики Кипр К. Ксенонфонтосу, взявшему на себя нелегкий труд по организации полевых работ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагин Н.Ю.* Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.
- Казьмин В.Г., Рику Л.Э., Сборицков И.М.* Строение и развитие пассивной окраины восточного Тетиса // История океана Тетис. М.: Наука, 1987. С. 39 - 57.
- Рединг Х.* Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990а. 351 с.
- Рединг Х.* Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. М.: Мир, 1990б. 382 с.
- Blome Ch.D.* Upper Triassic Radiolaria and radiolarian zonation from Western North America // Bull. Amer. Paleontol. 1984. V. 85. № 1. P. 1 - 88.
- Boitia A.H.* Sedimentology of some flysh deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 р.
- Carter E.S.* Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada // Mem. Geol. (Lausanne). 1993. № 11. 175 р.
- Cleintwar M.R., Knox G.J., Ealey P.L.* The geology of Cyprus and its place in the East-Mediterranean framework // Geol. en Mijnbouw. 1977. V. 56. P. 66 - 82.
- Curray J.R., Moore D.G.* Sedimentary and tectonic processes in the Bengal deep-sea fan and geosyncline // Geol. continental margins. New York: Springer-Verlag, 1974. P. 617 - 627.

- Delaune-Mayere M., Marcoux J., Parrot J.-F., Poisson A.* Modele d'Evolution Mesozoique de la paleo-marge tethysienne au niveau des nappes radiolaritiques et ophiolitiques du Taures Lycien, d'Antalya et du Baer-Bassit // Structural History of the Mediterranean basins. Bijn-Duval B., and Montadert L. (eds). Paris: Technip., 1977. P. 79 - 94.
- Hampton M.A.* The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents // *J. Sedim. Petrol.* 1972. V. 42. P. 775 - 793.
- Hein F.J.* Depositional mechanisms of deep sea coarse clastic sediments, Cap Enrage Formation, Quebec // *Can. J. Earth Sci.* 1982. V. 19. P. 267 - 287.
- Hollister C.D., Johnson D.A., Lonsdale P.F.* Current-controlled abyssal sedimentation Samoan Passage, Equatorial West Pacific // *J. Geol.* 1974. V. 82. № 3. P. 275 - 300.
- Hubert J.E.* Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by oceanobottom currents rather than turbidity currents // *J. Geol.* 1964. V. 72. № 6. P. 757 - 785.
- Kozur H., Mostler H.* Beitrage zur Erforschung der Mesozoischen Radiolaria. T. I // *Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck.* 1972. Bd. 2. № 819. S. 1 - 60.
- Kozur H., Mostler H.* Beitrage zur Erforschung der Mesozoischen Radiolaria. T. III // *Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck.* 1979. Bd. 9. № 112. S. 1 - 132.
- Kozur H., Mostler H.* Beitrage zur Erforschung der Mesozoischen Radiolaria. T. IV // *Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck.* 1981. Bd. 11. S. 1 - 208.
- Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu.* Tectonic evolution South-Western Cyprus in Mesozoic // 5 Zonenshain mem. conference on plate tectonics. Moscow, November 22 - 25. M., 1995, abstr. P. 77.
- Lapierre H.* Les formations sedimentaires et eruptives des nappes de Mamonia et leur relations avec le Massif du Troodos // *Mem. Soc. Geol. France.* Paris, 1975. 123 p.
- Middleton G.V.* Experimental studies related to problems of flysh sedimentation // *Geol. Soc. Can. Spec. Pap.* 1970. V. 7. P. 253 - 272.
- Middleton G.V., Hampton M.A.* Sedimentary gravity flows: mechanisms of flow deposition // *Turbidites and deep water sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Miner. Pacific Short course. Anaheim.* 1973. P. 1 - 38.
- Robertson A.H.F.* Tectono-sedimentary evolution of the Eastern Mediterranean Neatethys: Summaries, questions and answers // *Intern. Earth Sci. Cong. on Aegean Reg.* 1 - 6 Oct. 1990, Izmir, Turkey. *IESCA Publ.* 1990. V. 2. P. 236 - 278.
- Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Mamonia Complex, Southwest Cyprus: evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1979. P. 1. V. 9. P. 651 - 665.
- Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Goden Zone, Antalya Complex: volcanism and sedimentation along Mesozoic continental margin // *Geol. Rundschau.* 1981. V. 70. № 3. P. 1177 - 1214.
- Swarbrick R.E., Robertson A.H.F.* Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus // *Geol. Mag.* 1980. V. 117. № 5. P. 547 - 563.
- Walker R.G.* Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments // *J. Sedim. Petrol.* 1967. V. 37. P. 25 - 43.
- Yao A.* Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan // *J. Geosci. Osaka City Univ.* 1982. V. 25. P. 53 - 70.
- Yoshida A.* Upper Triassic to Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in Kagamigahara City, Gifu Prefecture, Central Japan // *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* 1986. V. 34. P. 1 - 21.

Рецензент В.С. Вишневская

УДК 551.781.43(572.12)

## ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ И СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ

© 1996 г. Н. Г. Музылев, У. М. Расулов, И. Е. Хохлова, А. Р. Кушаков

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия  
Ташкентский Государственный университет, 700000 Ташкент, Вузгородок, Узбекистан

Поступила в редакцию 30.06.94 г.

Изучены радиолярии и наннопланктон из двух наиболее полных разрезов верхнего эоцена Ферганской депрессии – классического региона развития мелководных палеогеновых отложений Юга бывшего СССР. Установлены три периода увеличения глубины Ферганского бассейна и улучшения его связи с основной акваторией: вторая половина риштанского времени, исфаринское и сумсарское время. Впервые для верхнего эоцена Ферганской депрессии выделены зоны общей шкалы – зона *Thysocystis bromia* (радиолярии) в исфаринских отложениях и зоны NP19/20 (наннопланктон) в сумсарских отложениях. Установлены два трансгрессивно-регрессивных цикла: позднериштанско-ханабадский и сумсарский. Трансгрессивная часть первого цикла коррелируется с раннеприабонской эвстатической трансгрессией, а второй цикл, представленный лишь своей трансгрессивной частью – сопоставлен с латторфской (позднеприабонской) эвстатической трансгрессией.

**Ключевые слова.** Палеоген, Средняя Азия, стратиграфия, микропалеонтология.

Ферганская депрессия – известнейшая в пределах бывшего СССР область развития мелководных палеогеновых отложений, отличающихся относительной стратиграфической полнотой, прекрасной обнаженностью и разнообразной макрофауной (в основном, моллюсков). Формирование осадков происходило в условиях залива с ослабленной, но никогда не прекращавшейся связью с основной акваторией – Туранским морем. Последнее же входило в обширную систему сообщающихся эпиконтинентальных бассейнов Крымско-Кавказской области, Средней Азии и смежных районов. Южная (и более тепловой) часть системы характеризовалась преимущественно карбонатным типом осадконакопления, причем карбонатная составляющая определялась, как правило, остатками наннопланктона и фораминифер. Лишь изредка в биоте южной части системы относительно многочисленными становились кремневые микроорганизмы (радиолярии, диатомеи, спикулы губок). Роль макрофлоры, как компонента карбонатной составляющей, была очень невелика.

В свою очередь распространение планктона в пределах южной части системы контролировалось глубинами конкретных акваторий. Среди них Ферганский залив был одной из тех, где малые глубины препятствовали существованию планктона (и карбонатного и кремневого), а карбонатность его осадков определялась присутствием макрофлоры (моллюсков и, прежде всего, устриц). И только в отдельные моменты более или менее свободного водообмена залива с главной акваторией минеральные остатки планктона

ных организмов становились одним из заметных породообразующих компонентов.

Изучение Ферганского палеогена началось еще в прошлом веке, а одним из его итогов стала разработка О.С. Вяловым (1934 и др.) так называемой среднеазиатской ярусной схемы палеогена, базирующейся на комплексах устриц и долгое время бывшей классическим примером и доказательством необходимости существования последовательности региональных ярусов, независимых от подразделений общей хроностратиграфической шкалы. Область попыток географического распространения среднеазиатской схемы была очень широкой (вплоть до Восточной Туркмении), но, примерно к началу 60-х годов окончательно выяснилось то, что и так должно было быть очевидным: стратиграфические подразделения, основанные на каком-либо конкретном признаке, реально выделяются только в пределах ареала этого признака. В данном случае, подразделения, основанные на мелководных ассоциациях моллюсков, могут быть прослежены только в пределах области существования этих комплексов (именно комплексов, а не отдельных видов, их составляющих), то есть в Ферганской и близлежащей Таджикской депрессиях и непосредственно примыкающих к ним регионов.

Комpleксы же макрофлоры ферганского палеогена, известные к тому времени (в основном фораминиферы и радиолярии), оказались бедными и непредставительными, что сузило возможность прослеживания ярусов в относительно глубоководных фациях и не позволило достоверно

скоррелировать ярусы с общей зональной шкалой палеогена. В итоге, возраст ярусов за всю историю их существования много раз менялся.

Тем не менее, ферганский палеоген остается непревзойденным объектом изучения (прежде всего, с точки зрения малакофауны), а последовательность его подразделений, установленная более 50 лет назад, используется как основа стратиграфических построений в пределах Ферганской и (в модифицированном виде) Таджикской депрессий и смежных регионов, т.е. на обширной части Средней Азии. Сейчас эти подразделения имеют ранг горизонтов или свит, но не ярусов.

В предлагаемой статье мы попытались рассмотреть верхнеэоценовые отложения Ферганской депрессии с двух позиций. Во-первых, с точки зрения переизучения радиоляриевых ассоциаций (они оказались разнообразнее и информативнее, чем считалось ранее) и новых для этого интервала находок наннопланктона. В результате, впервые в верхнем эоцене Ферганской депрессии удалось выделить зональные подразделения общей шкалы. Во-вторых, мы хотели бы проанализировать последовательность верхнеэоценовых осадков Ферганской депрессии с точки зрения трансгрессивно-ретрессивной цикличности – региональной, широкорегиональной и глобальной (эвстатической) – и показать, что и сама последовательность, и интервалы появления в ней планктона не результаты локального стечения обстоятельств, а следствие гораздо более масштабных причин.

Статья подводит итоги многолетним исследованиям палеогена Ферганской депрессии, проводимым сотрудникам кафедры палеонтологии Ташкентского университета под руководством У.М. Расулова. В изучении двух наиболее полных разрезов депрессии – Исфара и Шорсу, данные по которым использованы в статье, участвовал Н.Г. Музылев. В дальнейшем радиолярии из разрезов были изучены И.Е. Хохловой, наннопланктон – Н.Г. Музылевым и А.Р. Кушаковым.

Интересующий нас стратиграфический интервал (вместе с подстилающими и перекрывающими отложениями) в Ферганской депрессии включает следующие традиционные горизонты: риштанский, исфаринский, сумсарский, массагетский. Возраст подразделений менялся неоднократно, параллельно менялся и объем ферганского верхнего эоцена. Исследованиями последнего десятилетия установлено, что нижняя граница верхнего эоцена соответствует границе нижне- и верхнериштанского подгоризонта (Салибаев, 1983 и др.). Еще ранее было доказано, что по моллюскам сумсарский горизонт коррелируется с латторфским ярусом Северной Германии, а поскольку позднеэоценовый возраст латторфа сейчас общепринят, то общепринято и завершать верхнеэоцен-

новую последовательность Ферганской депрессии сумсарскими отложениями.

Ниже мы приводим краткую характеристику рассматриваемых стратиграфических подразделений в разрезах Исфара и Шор-су с некоторыми комментариями к ним (рис. 1).

*Риштанский горизонт* по всей депрессии четко делится на две части: нижнюю – с заведомо мелководными осадками и верхнюю – с глубоководными. Нижний риштан в разрезах Исфара и Шор-су выражен как толща светлых песков и алевритовых песков с прослоями ракушняков мощностью до 10 м. Верхний риштан – буроатересные слабо карбонатные глины с прослоями устричников, мощностью до 30 м. Ассоциации моллюсков нижней и верхней частей горизонта резко различны. В связи с этим Г.Х. Салибаев (1983) предложил отказаться от понятия “риштанский ярус” и выделять вместо него два самостоятельных подразделения – ичикибулакский (нижний) и таирский (верхний) горизонты.

*Исфаринский горизонт*. Светло-серые и буроатересные бескарбонатные кремнистые глины с радиоляриями и многочисленными рыбными остатками мощностью 25 – 30 м.

*Ханабадский горизонт*. Его осадки связаны с нижележащим постепенным переходом. Это зеленые бескарбонатные и алевритовые глины с несколькими прослоями уплощенных конкреций мощностью около 30 м. Постепенность литологического перехода между исфаринским и ханабадским горизонтами и их очень большое фаунистическое и палинологическое сходство позволило Р.М. Давидзону (1969) предложить объединить их в единый кушанский горизонт. Правомерность такого объединения в дальнейшем была подтверждена Г.Х. Салибаевым (1983 и др.) при детальном изучении моллюсков этого стратиграфического интервала.

*Сумсарский горизонт* прослеживается по четкой границе: малиново-красные карбонатные глины с прослоем фосфатизированных ядер моллюсков и фосфоритовых стяжений в основании. В ряде разрезов Ферганской депрессии зафиксированы предсумсарский размыв и трансгрессивное налегание сумсарских отложений на более древние (вплоть до туркестанских – Салибаев, 1982).

*Массагетский горизонт* связан с заведомым размывом и несогласием – красные алевритовые глины с прослоями песчаников и с пластом зеленовато-серых песков в основании.

Прежде чем перейти к характеристике планктонных комплексов верхнеэоценовых отложений депрессии, остановимся на состоянии зональной стратиграфии этого возрастного интервала по радиоляриям и наннопланктону.

В стандартной тропической зональной шкале по радиоляриям верхний эоцен соответствует зоне

Приблизительный  
масштаб (м)

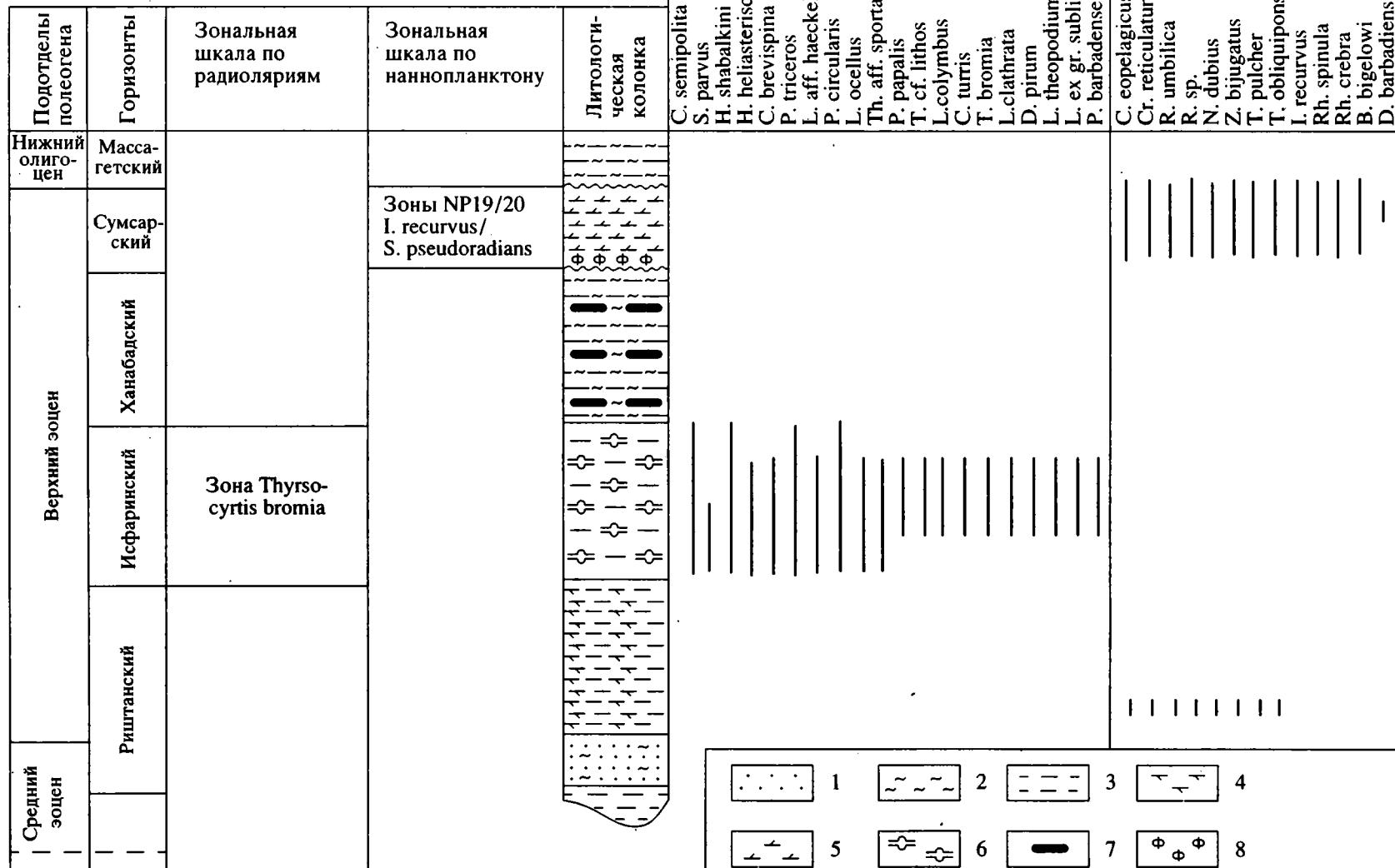


Рис. 1. Обобщенный разрез верхнего эоцена Ферганской депрессии, зональное деление по радиоляриям и нанопланктону и стратиграфическое распределение их видов.

1 – пески, песчанистость; 2 – алевриты, алевритовость; 3 – глины, глинистость; 4 – слабокарбонатные глины, слабая карбонатность; 5 – карбонатные глины, карбонатность; 6 – кремнистые глины, кремнистость; 7 – конкреции; 8 – фосфоритовые стяжения.

*Thyrsocystis bromia* (Riedel, Sanfilippo, 1978). Параллельно существует и более дробный вариант (Palmer, 1988), в котором этой зоне отвечают две – *Cargosanistrum azyx* и *Calocyclus bandysca*, но они прослеживаются не по всему тропическому поясу. В радиоляриевой шкале для умеренно- boreальных широт верхний эоцен коррелируется с зоной *Thecocystis andriashevi* (Козлова, 1990).

По наннoplanktonу верхнему эоцену отвечают три зоны: NP18 *Chiasmolithus oamaruensis* (окрывает также самую верхнюю часть среднего эоцена), NP19 *Isthmolithus recurvus* и NP20 *Sphenolithus pseudoradians*. Границу между последними зонами в пределах Юга бывшего СССР провести очень трудно (вид *Sph. pseudoradians* здесь очень редок или отсутствует), поэтому чаще говорят о нерасчлененных осадках зон NP19/20.

Особо рассмотрим положение границы эоцена/олигоцена в зональной шкале по наннoplanktonу и в осадочной последовательности Юга бывшего СССР, что понадобится не столько для ее определения в Ферганской депрессии, сколько для последующей дискуссии.

Стандартом границы эоцена/олигоцена считается граница фораминиферовых зон P17 и P18. До недавнего времени с этим рубежом было принято коррелировать и границу между наннoplanktonными зонами NP20 *Sphenolithus pseudoradians* и NP21 *Coccolithus subdistichus*, которая определяется исчезновением *Discoaster barbadiensis* и *D. saipanensis*. Кровля зоны NP20 – один из самых ненадежных реперов в кайнозойской наннoplanktonной шкале, поскольку оба индекс-вида тепловодны и их географическое и стратиграфическое распространение находится под строгим температурным контролем. В верхней части зоны NP20 экземпляры *D. barbadiensis* и *D. saipanensis* обычно редки, а в умеренных широтах могут вообще отсутствовать. Видимо с этим связано то, что во многих работах последних лет кровлю зоны NP20 помещают ниже кровли фораминиферовой зоны P17. Специальное изучение фораминифер и наннoplanktonа из непрерывных разрезов Северного Кавказа показало, что несмотря на крайнюю редкость *D. barbadiensis* и *D. saipanensis* в терминальных слоях верхнего эоцена, уровень их окончательного исчезновения все же синхронен границе эоцена/олигоцена по фораминиферам и совпадает с границей белоглинской свиты и майкопской серии (Крашенинников, Музылев, 1975; Музылев, Табачникова, 1987).

Многочисленные радиолярии известны к настоящему времени только в исфаринских, а их единичные и плохо определимые экземпляры и в нижнеханабадских осадках. Исфаринские радиолярии впервые изучены Р.Х. Липман (1953): описаны новые виды, некоторые из них (в частности, *Heterosestrum tschuenkoi* Lipm. и *H. shabalkini*

Lipm.), как стало ясно в дальнейшем, имеют стратиграфическое значение. Исфаринский комплекс радиолярий изучался позднее Д.М. Чедия и А.А. Зайнутдиновым (1973). Ими также описаны несколько новых форм, из них руководящими названы *Polydiscus compositum* Zajn. и различные вариететы *Cenodiscus hexaporicus* Tsched. et Zajn.

Усовершенствование методики извлечения и обработки радиолярий, появление в последние годы многочисленных дополнительных данных о верхнеэоценовых радиоляриях различных регионов Мира позволяет на новом уровне пересмотреть ассоциации исфаринского горизонта.

Радиолярии содержатся во всей последовательности исфаринских отложений разрезов Исфара и Шор-сү, хотя численность, разнообразие и сохранность их различны. В нижней части горизонта ассоциации довольно бедны, их сохранность плохая или средняя, преобладают дискоиды (роды *Ommatodiscus*, *Heterosestrum*, *Heliodiscus*, *Stylopyctya*) и сфероиды. Из населяций встречены представители родов *Lithomelissa*, *Thecocystis*. До вида определены *Cyrtophormis brevispina* Vinassa, *Calocyclus semipolita* (Clark et Campbell), *Lithomelissa haeckeli* Butschlii, *Sethococcus parvus* Gorbunov, *Petalospyris triceros* (Ehr.), *Heterosestrum shabalkini* Lipm., *Plectodiscus circularis* (Clark et Campbell). В основном это умеренно- boreальные и космополитные виды, характерные для широкого стратиграфического интервала: среднего – начала верхнего эоцена. Исключение составляет вид *Heterosestrum shabalkini*, описанный Р.Х. Липман именно из исфаринских слоев Ферганской депрессии и позднее указанный С.В. Точилиной (1972) из нижней части верхнего эоцена Воронежской антиклизы, Г.Х. Козловой (1990) из верхнеэоценовых отложений Русской платформы и Г.Х. Козловой и М.Г. Петрушевской (1979) из предположительного верхнего эоцена Норвежско-Гренландского региона.

Выше в отложениях средней части горизонта обнаружен богатый и разнообразный (особенно в разрезе Исфара) комплекс прекрасной сохранности (более 20 видов). Совместно с уже упомянутыми космополитными и характерными для эпиконтинентальных бассейнов здесь обнаружены многие “океанические” виды: *Lamptonium clymbus* Foreman, *Podocystis papalis* Ehr., *Thyrsocystis bromia* Ehr., *Pterocorythidium barbadense* Riedel et Sanfilippo, *Dictyoprgora pirum* (Ehr.), *Calocyclus turtis* Ehr., *Liriospyris clathrata* (Hck.) и другие. Названные виды позволяют уверенно датировать вмещающие отложения поздним эоценом – зона *Thyrsocystis bromia* стандартной радиоляриевой шкалы.

В верхней части слоев комплекс радиолярий вновь становится очень бедным, радиолярии частично растворены.

Отметим также, что в исфаринских отложениях обоих разрезов установлены и диатомеи, массивные на отдельных участках. Их видовое разнообразие довольно высоко, сохранность – плохая и средняя. Ассоциации содержат руководящие виды позднего эоцена, но необходимо время для их детального изучения (устное сообщение Э.П. Радионовой).

Наннoplankton в разрезах Исфара и Шор-су обнаружен в двух стратиграфических интервалах. В основании верхнериштанских отложений разреза Исфара встречены единичные *Coccicolithus eoperlagicus* (Braml. et Riedel), *Cribrocentrum reticulatum* (Garther), *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Neococcicolithes dubius* (Defl.), *Transversopontis pulcher* (Defl.), *Tr. oblicuipons* (Defl.), *Zighrabolithus bijugatus* (Defl.). К сожалению, в этом комплексе нет зональных видов. Присутствие *Cr. reticulatum* определяет возраст вмещающих отложений как “не древнее второй половины среднего эоцена”, но это, собственно, не уточняет существующие представления о стратиграфическом положении риштанского горизонта, хотя и не противоречит им.

Более разнообразная ассоциация наннoplanktona присутствует в сумсарских отложениях обоих разрезов. Помимо перечисленных видов, она включает также *Isthmolithus recurvus* Defl., *Rhabdospaera spinula* Levin, а также более спорадичные *Rh. crebra* (Defl.), *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braar.) и (одна находка в разрезе Исфара – *Discoaster barbadiensis*. Эта ассоциация принадлежит осадкам нерасчлененных зон NP19 *Isthmolithus recurvus*/NP20 *Sphenolithus pseudoradians* верхней части верхнего эоцена.

Таким образом, в изученном интервале установлены три планктонных ассоциации: комплекс наннoplanktona неясной зональной принадлежности в основании верхнериштанских отложений; комплекс радиолярий верхнеэоценовой зоны *Thuyssocystis bromia* в исфаринских отложениях; комплекс наннoplanktona нерасчлененных верхнеэоценовых зон NP19 *Isthmolithus recurvus*/NP20 *Sphenolithus pseudoradians* в сумсарских отложениях. Поскольку сумсарский горизонт занимает в изученной осадочной последовательности самое верхнее положение, логично допустить, что интервал нерасчлененных зон NP19/NP20 представлен здесь, прежде всего, верхней частью, то есть зоной NP20.

Интересно сравнить эти стратиграфические выводы с данными по наннoplanktonу из одновозрастных отложений непосредственно примыкающего региона – Таджикской депрессии. Ферганский и Таджикский палеогеновые бассейны объединяет значительная общность геологической истории, хотя последний был заметно глубоководнее, а его водообмен с основной акваторией гораздо свободнее. Прямое следствие этого – бо-

лее широкое распространение наннoplanktona в палеогеновых отложениях Таджикской депрессии сравнительно с Ферганской. Верхнему эоцену вместе с непосредственно подстилающими и перекрывающими отложениями соответствуют здесь ичкибулакский (=нижний риштан ферганской схемы), тайрсуйский (=верхний риштан), кушанский (=исфаринский + ханабадский горизонты), сумсарский, гиссаракский (=массагетский) горизонты. Литологически эти отложения близки своим ферганским аналогам, но в целом, повторяя, более глубоководны.

Ичкибулакские отложения наннoplanktona не содержат. Тайрсуйский комплекс беден и включает только широко распространенные виды. В “исфаринской” части кушанских отложений наннoplankton не обнаружен. При предварительном изучении наннoplanktona верхнекушанских осадков установлен не слишком разнообразный комплекс без зональных видов (Музылев, Салибашев, 1988), но позднее (Музылев, неопубликованные данные) в их наннoplanktonной ассоциации определены единичные экземпляры *Isthmolithus recurvus* – индекс-вида зон NP 19/20. Такая же ассоциация присутствует и в сумсарских отложениях, но разнообразие, а главное численность наннoplanktona здесь заметно выше.

Попробуем теперь проанализировать верхнеэоценовую осадочную последовательность Ферганы с точки зрения трансгрессивно-регрессивной цикличности. Особенное значение при этом приобретают эпизоды и периоды прорыва в мелководный Ферганский залив кремневого и карбонатного planktona. Поскольку биоте залива plankton был в общем не свойственен, его появление здесь – прямое свидетельство увеличения относительной глубины Ферганского бассейна и улучшения связи с основной акваторией.

В позднем эоцене таких прорывов, напомним, было три: начало раннего риштана (наннoplankton), исфаринское (радиолярии) и сумсарское (наннoplankton) время.

Идея выделения в палеогене Ферганской и Таджикской депрессий трансгрессивно-регрессивных региональных циклов не так мало лет. Еще в 1953 г. С.Н. Симаков установил три цикла, верхний из которых соответствует верхнериштанскому–сумсарскому интервалу. Неверные представления о регрессивности сумсарских отложений довольно широко распространены и уже трудно установить причину их возникновения. Можно только предполагать, что их первичной предпосылкой была малиново-красная окраска (традиционно ассоциирующаяся с континентальными и полуконтинентальными условиями осадконакопления) сумсарских отложений, поскольку все остальные факты говорят именно о трансгрессивности сумсарских отложений. Это – предшеству-

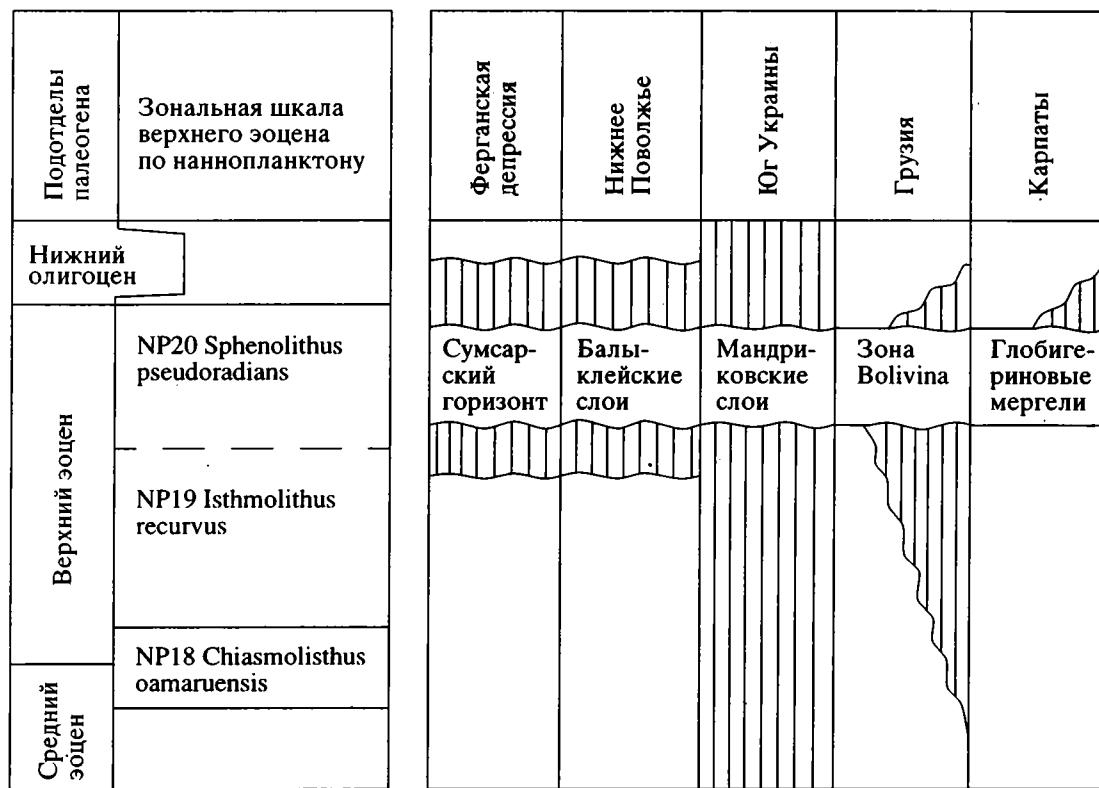


Рис. 2. Проявление поздне-позднеэоценовой трансгрессии на Юге бывшего СССР.

ющий им размыв и трансгрессивное налегание на более древние отложения, фосфориты в основании сумсара, многочисленный планктон.

Таким образом, в позднем эоцене Ферганской депрессии выделяется не один, а два трансгрессивно-регрессивных цикла: позднериштанско-ханабадский и сумсарский. Начало первого цикла доказывается сменой песков нижнего риштана верхнериштанскими слабокарбонатными глинами и появлением в основании последних немногочисленного нанопланктона, хотя присутствие в глинах отдельных прослоев устричников, говорит о небольших, в целом, глубинах позднериштанского бассейна. Пик трансгрессии – исфаринское время (тонкие глины с многочисленными радиоляриями, среди которых велика роль “океанических” форм). Переход от трансгрессивной части цикла к регрессивной происходит в начале ханабадского времени (в основании ханабадских отложений еще встречаются редкие радиолярии). Пик регрессии – предсумсарский размыв. Второй цикл редуцирован, поскольку вещественно представлен только своим трансгрессивным сумсарским полуциклом (карбонатные глины с многочисленным нанопланкtonом), а регрессивной части соответствует предмассагетский перерыв. Не исключено также, что в дальнейшем можно обсудить вопрос о разделении нижнего

цикла на два (самостоятельных или второго порядка): позднериштанский и исфаринско-ханабадский (см. ниже).

Следующий этап – попытка проследить установленные трансгрессивно-регрессивные циклы в других палеогеновых акваториях (далких и близких) южной части системы бассейнов Крымско-Кавказской области, Средней Азии и смежных регионов (рис. 2). Эта проблема уже рассматривалась для Волгоградского Поволжья (Марзук и др., 1992). Этот регион особенно интересен по двум причинам: его палеогеновые отложения надежно стратифицированы по нанопланктону и фораминиферам; глубины соответствующей палеоакватории были относительно невелики, и в ее осадках трансгрессии и регрессии имели отчетливое вещественное выражение. В частности, осадочная последовательность среднего–верхнего эоцена состоит почти исключительно из трансгрессивных отложений, а на регрессивные фазы приходятся явно выраженные (визуально и стратиграфически) перерывы. Для верхнего эоцена устанавливаются две таких трансгрессивных толщи, представленные светлыми нанофораминиферовыми мергелями и карбонатными глинами, каждая из которых снизу и сверху ограничена перерывами. Нижняя из них относится к нерасчлененным зонам NP19/20, а

верхняя – к зоне NP20 (здесь обнаружен ее индекс-вид). Верхняя толща – это так называемые балыклейские слои (мощностью несколько метров), с большим перерывом лежащие на среднеэоценовых отложениях и с перерывом же перекрывающиеся нижним олигоценом.

Верхняя поздне-позднеэоценовая трансгрессия хорошо выражена и в других регионах Юга бывшего СССР. Это, прежде всего, известные мандриковские слои района Днепропетровска: карбонатные органо-детритовые осадки (мощностью первые метры), ингрессивно лежащие на раннедокембрийских гранитах и перекрывающиеся четвертичными суглинками. Мандриковские слои содержат комплекс наннопланктона нерасчлененных зон NP19/20.

Трансгрессивное налегание отложений фораминиферовой зоны *Bolivina* (приблизительно соответствует наннопланкtonовой зоне NP20) отмечено для многих разрезов Грузии (Качарова, Хучуа, 1991). Великолепно поздне-позднеэоценовая трансгрессия выражена в Карпатах. Верхний эоцен представлен здесь терригенными отложениями быстрицкой свиты и ее аналогов, олигоцен-терригенно-кремнистыми осадками, в той или иной степени обогащенных органическим веществом, менелитовой свите (полный аналог майкопской серии более южных регионов). Поздне-позднеэоценовой трансгрессии отвечает пласт “глобигериновых мергелей” (шешорский горизонт), подстилающий менелитовую свиту и прослеженный почти во всех структурно-фациальных зонах Карпат. Это светлые мергели мощностью обычно в несколько метров с многочисленными фораминиферами и наннопланктоном, прекрасно выделяющиеся в разрезе. Границу между зонами NP20 и NP21 помещают внутри “глобигериновых мергелей” (Van Couvering et al., 1981), но ранее уже говорилось о причинах, по которым ее следует поднять выше и проводить по подошве менелитовой свиты.

Таким образом, следы поздней позднеэоценовой трансгрессии, синхронность которой подтверждается по наннопланктону, установлены сейчас в Ферганской и Таджикской депрессиях, Нижнем Поволжье, Южной Украине, Грузии и Карпатах.

Сравним установленные трансгрессивно-регressive циклы с эвстатическими. В позднем эоцене установлено три эвстатические трансгрессии и, соответственно, разделяющие их регressive (Naq et al., 1987; Keller et al., 1987). Верхняя из них коррелируется с зоной NP20 и совершенно очевидно соответствует поздне-позднеэоценовой трансгрессии рассмотренных регионов.

Сложнее с двумя другими трансгрессиями. Средняя из них коррелируется со средней частью зоны NP19, нижняя – с верхней частью зоны

NP18. Сложность заключается в том, что по продолжительности зона NP19 на эвстатической кривой (в работе Б. Хака с соавторами) примерно равна зоне NP20, а в работе Г. Келлер с соавторами – существенно превышает суммарную продолжительность зон NP19/20. С нашей точки зрения (основанной на изучении разрезов Крыма и Северного Кавказа, где приабон представлена мощной монотонной толщей нанно-фораминиферовых мергелей, формировавшихся в условиях постоянных скоростей осадконакопления), продолжительность зоны NP18 в 4 - 5 раз меньше, чем зон NP19/20. Если принять это во внимание, то нижняя приабонская трансгрессия вместе со средней оказывается в зоне CP15b. С другой стороны, в изученных разрезах Поволжья ниже поздне-позднеэоценовой устанавливается только одна трансгрессия – зон NP19/20. Не исключено, что на Юге бывшего СССР нижняя и средняя приабонские трансгрессии слиты в одну.

Вернемся, наконец, к верхнему эоцену Ферганской депрессии. Напомним, что в нем предлагается выделять позднериштанско-ханабадский трансгрессивно-регressive цикл и сумсарский трансгрессивный полуцикль. Приведенные выше материалы показывают, что они имеют природу, выходящую за рамки региональной. Позднериштанский-исфаринский полуцикль с высокой степенью вероятности может быть скоррелирован с раннеприабонской трансгрессией Поволжья. Если это так, то также с высокой степенью можно предположить, что самые нижние горизонты верхнего эоцена здесь отсутствуют. Что же касается сумсарских отложений, то они – результат поздне-позднеэоценовой эвстатической трансгрессии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 93-05-8876).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вялов О.С. Схема деления третичных отложений Ферганы // Докл. АН СССР. 1934. Т. 2. № 3 - 4. С. 278 - 281.
- Давидзон Р.М. Палеэкология фораминифер и стратиграфия верхних горизонтов палеогена (верхний эоцен–нижний олигоцен) Таджикской депрессии. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1969. 27 с.
- Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 152 с.
- Качарова М.В., Хучуа А.Ф. Геологические события на границе эоцена и олигоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1991. 128 с.
- Козлова Г.Э. Филогенетические исследования, как основа при разработке зональной шкалы бореального палеогена по радиоляриям. Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1990. С. 70 - 102.

- Козлова Г.Э., Петрушевская М.Г.* Этапы развития радиолярий в Норвежско-Гренландском бассейне // История микропланктона Норвежского моря. М.: Наука, 1979. С. 71 - 102.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г.* Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа // Вопросы микропалеонтол. М.: Наука, 1976. Вып. 18. С. 212 - 224.
- Липман Р.Х.* Материалы к изучению радиолярий палеогена западных районов Средней Азии // Ежегодник ВПО. 1953. Т. XIV. С. 135 - 162.
- Марзук А., Беньяновский В.Н., Музылев Н.Г. и др.* Новые данные по биостратиграфии и палеогеографии верхнего эоцена Волгоградского Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. С. 338 - 340.
- Музылев Н.Г., Салибаев Г.Х.* О возрасте некоторых палеоценовых и эоценовых горизонтов Таджикского региона по наннопланктону // Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1988. № 3. С. 91 - 93.
- Музылев Н.Б., Табачникова И.П.* Зональное деление нижнемайкопских отложений Предкавказья и смежных регионов по наннопланктону // Сов. геология. 1987. № 1. С. 66 - 74.
- Салибаев Г.Х.* Моллюски верхней части ханабадских и сумсарских слоев Таджикской и Ферганской депрессий // Душанбе: Дониш, 1982. 126 с.
- Салибаев Г.Х.* Этапность развития комплексов двус্঵орчатых моллюсков Таджикского палеогенового залива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. С. 60 - 67.
- Симаков М.Н.* Вопросы стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Л., 1953. Вып. 66. С. 201 - 218.
- Точилина С.В.* К систематике радиолярий сем. Cocco-discidae // Тр. Воронеж. ун-та. 1972. Т. 86. С. 131 - 143.
- Чедия Д.И., Зайнутдинов А.А.* Биостратиграфическое значение некоторых видов радиолярий из палеогеновых отложений Средней Азии // Древние радиолярии Средней Азии. 1973. Вып. 3. С. 74 - 112.
- Haq B., Hardenbol J., Vail P.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1988. V. 235. P. 1156 - 1167.
- Van Couvering J., Aubry M.-P., Berggren W. et al.* The terminal eocene event and the Polish connection // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1981. V. 36. P. 321 - 362.
- Keller G., Herbert T., Dorsey R. et al.* Global distribution of Late Paleogene hiatuses // Geology. 1987. V. 15. P. 199 - 203.
- Palmer A.* Cenozoic radiolarians from DSDP site 98 Northwest Providence channel, Bahamas: correlation with ODP site 634 // Sci. Res. ODP 1988. V. 101. P. 117 - 120.
- Riedel W., Sanfilippo A.* Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians // Micropaleontology. 1978. № 24. P. 61 - 96.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 551.79+551.8(470.316)

## К СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА РЫБИНСКО-ЯРОСЛАВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

© 1996 г. Н. Г. Судакова, В. С. Гунова, Г. М. Немцова

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

Поступила в редакцию 31.05.94 г.

На новых материалах комплексного исследования обоснована стратиграфическая позиция маркирующих горизонтов Рыбинского опорного разреза и рассмотрена периодизация палеогеографических событий среднего и позднего плейстоцена. Данна сравнительная характеристика (по минералогическим, петрографическим, палинологическим показателям) разновозрастных ледниковых и межледниковых отложений, широко представленных в опорных разрезах Ярославского Поволжья. В связи с неоднозначной стратиграфической трактовкой моренных горизонтов актуальны выявленные корреляционные литологические признаки днепровской, московской и калининской морен, различающихся по условиям залегания, строению и вещественному составу. Установлены их стратиграфические взаимоотношения с микулинскими и ранневалдайскими озерными осадками. По данным детального спорово-пыльцевого анализа реконструированы ландшафтно-климатические условия в полном объеме микулинского межледниковья и подтверждены следы двух ранневалдайских межстадиалов, предшествовавших наступлению последнего для данной территории оледенения, что служит доказательством позднеплейстоценового (калининского) возраста верхней морены.

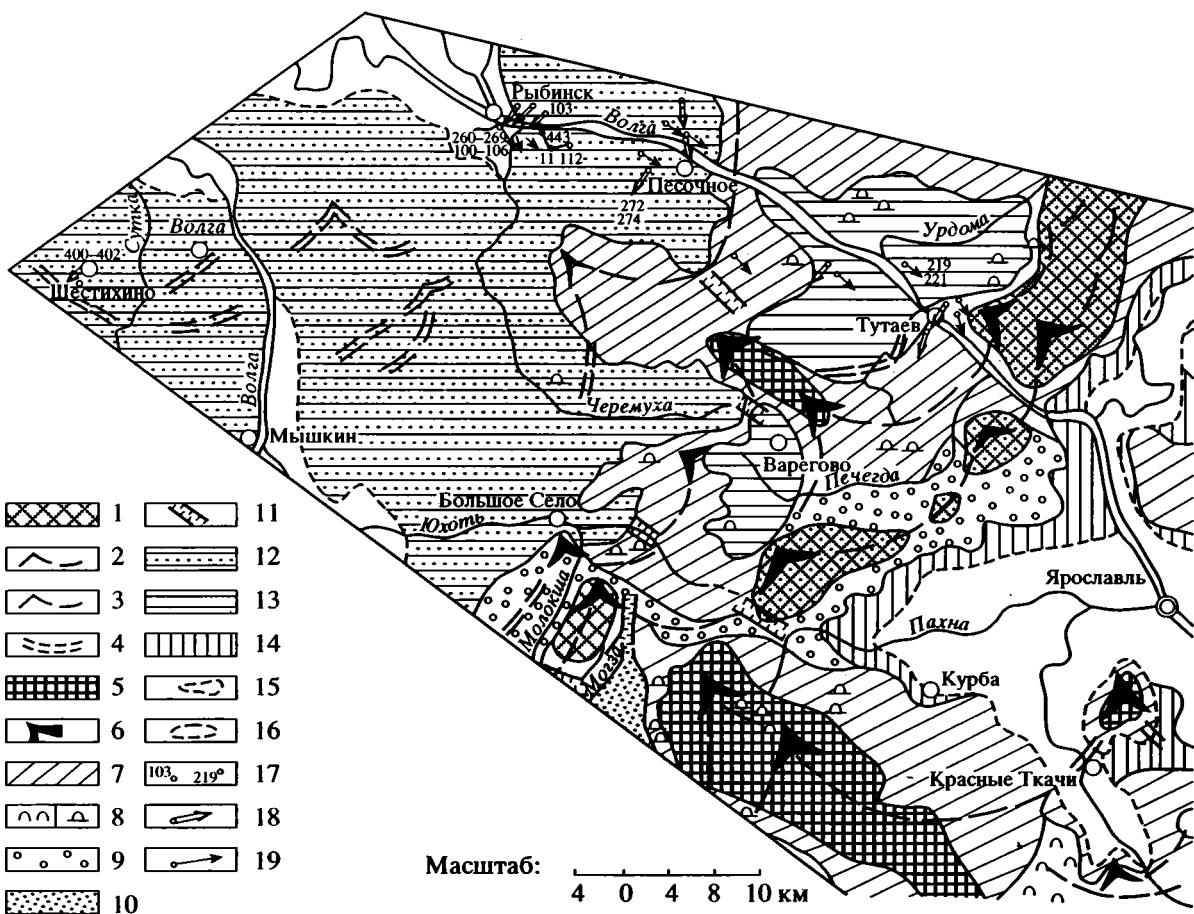
**Ключевые слова.** Стратиграфия, палеогеографические реконструкции, палеоклиматическая ритмика, опорные разрезы, морены, литология, палинология, микулинское межледниковье.

Территория Рыбинско-Ярославского Поволжья является одним из ключевых районов, где решаются вопросы стратиграфии и палеоклиматической ритмики среднего и позднего плейстоцена. На участке Рыбинск-Ярославль сосредоточены такие известные и хорошо изученные опорные разрезы, как Рыбинск (представлены ранний, средний и верхний плейстоцен), Черменино (микулинское межледниковье – ранневалдайский интервал), Яковка (микулинский и калининский горизонты), Долгополка (средний–поздний плейстоцен) (Арсланов и др., 1974; Валуева и др., 1969; Новский, 1975; Разрезы отложений..., 1977; Спирионова и др., 1976; Судакова, 1990). Среди важнейших стратиграфических проблем района, к которым обращались многие исследователи, необходимо отметить следующие: неоднозначная стратификация и возрастная трактовка ледникового комплекса, включая дискуссию о калининской морене; идентификация лихвинских и лихвиноподобных бежецких отложений; палеоклиматическая ритмика позднего плейстоцена (микулинского межледниковья, нижневалдайских интерстадиалов и средневалдайского мегаинтерстадиала). Так, недостаточно обосновано выделение лихвинского межледникового горизонта, и в связи с этим неосновательно удревнение верхней по разрезу морены – до среднего плейстоцена (Валуева и др., 1969). Проведенными

исследованиями установлено, что верхняя морена залегает стратиграфически выше микулинских и нижневалдайских межстадиальных осадков, в то время как днепровская среднеплейстоценовая морена в Рыбинском обнажении (по нашим данным) занимает позицию третьей и четвертой от поверхности морен.

В настоящем сообщении рассматриваются вопросы стратиграфии плейстоцена, периодизации палеогеографических событий района и их корреляции с опорными разрезами. Решение этих вопросов представляется возможным на основании новых материалов комплексного исследования разрезов Рыбинско-Ярославского Поволжья. Особое внимание обращено на стратификацию среднеплейстоценовых морен; реконструкцию ландшафтно-климатической обстановки микулинского межледниковья и раннего валдая; обоснование вероятности наступления калининского оледенения на территорию Рыбинско-Тугаевского Поволжья. В связи с существующей дискуссией о максимальных границах распространения калининской морены на Русской равнине, большой интерес представляют приведенные ниже данные об условиях залегания верхней морены в разрезе с. Черменино – г. Рыбинск (рис. 2), а также в опорных разрезах Яковка и Долгополка.

Господствующий на данной территории ледниковый и водно-ледниковый рельеф в общих чер-



**Рис. 1. Геоморфологическое строение Рыбинско-Ярославского Поволжья с элементами структуры и динамики ледникового покрова.**

**Ледниковый рельеф:** 1 – холмистые и грядово-холмистые краевые образования выше 140 м а. о.; 2 – крупные зоны краевых образований; 3 – то же более мелкие; 4 – цепочки краевых образований среди водно-ледниковой равнины; 5 – крупнохолмистые межлопастные массивы выше 150 – 160 м а. о.; 6 – угловые массивы межлопастные и межъязыковые; 7 – межлопастная волнистая равнина основной морены; 8 – холмистый рельеф, образованный пассивным льдом: а) камовый рельеф, б) отдельные камы;

**Водно-ледниковый рельеф:** 9 – зандровая равнина вдоль края ледника; 10 – крупные радиальные придолинные зандры; 11 – ложбины стока талых ледниковых вод; 12 – озерно-ледниковая равнина (крупные гляциодепрессии) ниже 140 м а. о.; 13 – подпрудные водоно-ледниковые бассейны; 14 – озерно-ледниковые террасы Ярославской и Ростовской низин (ниже 120 м а. о.);

**Озерные террасы:** 15 – комплекс озерных террас ниже 115 м а. о. в Молого-Шекснинской низине; 16 – то же – ниже 110 м а. о. в Ярославско-Костромской низине; 17 – опорные скважины и разрезы; 18 – реконструкция направления движения льда по ориентировке обломков для днепровской морены; 19 – то же для московской морены.

так наследует поверхность мезозойской пластово-денудационной равнины, коренное основание которой в среднем не превышает 60 – 80 м а. о., резко снижаясь в долинах рек до 40 – 50 м а. о. с отдельными участками глубоких погребенных врезов ниже уровня моря (например, у г. Рыбинска с отметкой –51 м). Неровности доледниковой поверхности способствовали дифференциации ледниковых потоков в процессе дегляциации на лопасти и языки (рис. 1). Ледниковый рельеф представляет сложный гляциоморфологический комплекс, в котором закономерно сочетаются срединные массивы и краевые образования раз-

личного ранга и возраста. На территории Рыбинско-Ярославского Поволжья выделено не менее шести крупных краевых зон (Судакова, 1990). Отчетливо выражены Кимрско-Ярославская и Калязинско-Даниловская гряды краевой ледниковой аккумуляции (до 220 м а. о.). В полосе краевого рельефа, пересекающей Волжскую долину у с. Песочное и приуроченной к склону древней озерно-ледниковой котловины, ледниковые отложения представляют своеобразную фацию морены небольшого языкового бассейна со стороны Молого-Шекснинской депрессии.

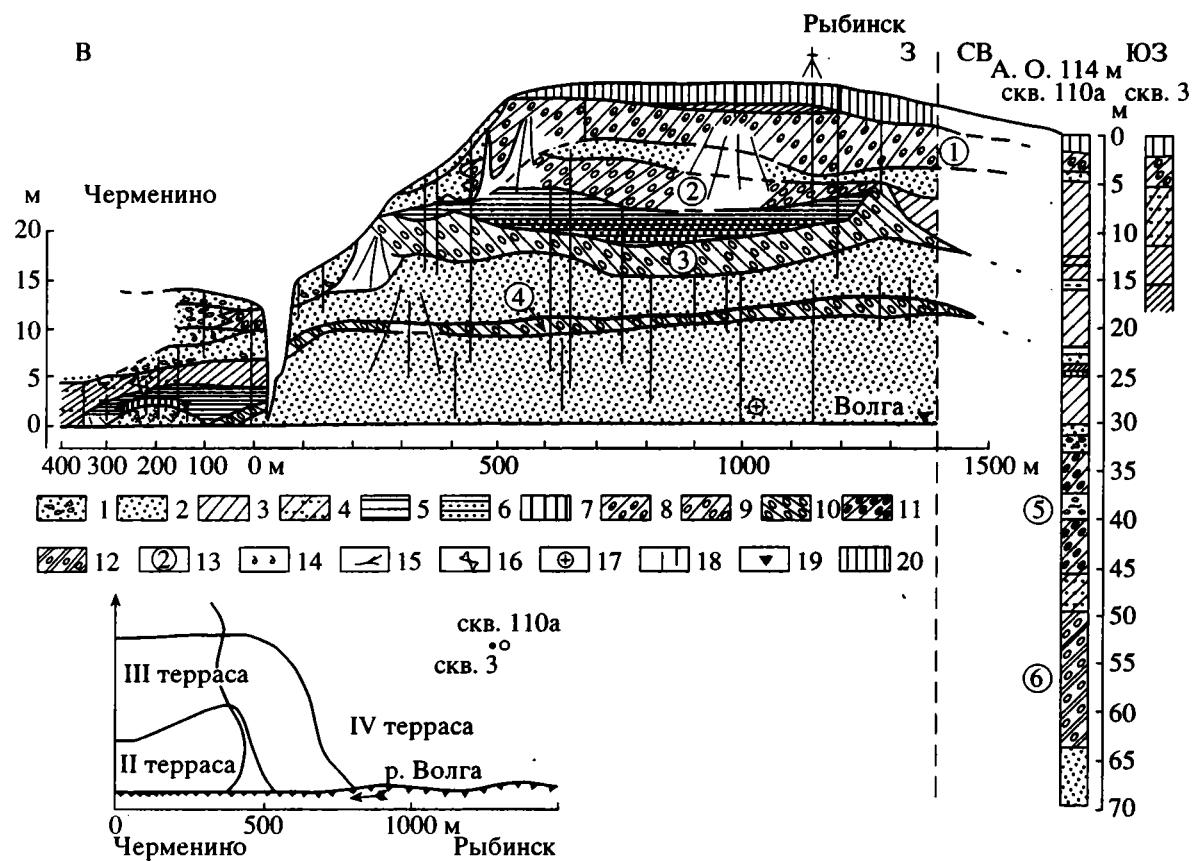


Рис. 2. Строение плейстоценовых отложений в разрезе правобережья Волги у г. Рыбинск–д. Черменино.

1 – песок с галькой; 2 – песок; 3 – суглинок; 4 – супесь; 5 – глина; 6 – глина опесчаненная; 7 – гумусированные осадки; 8 – валунный суглинок (морена) – позднеплейстоценовая (калининская); 9 – то же – среднеплейстоценовая (московская); 10 – то же – среднеплейстоценовая (днепровская); 11 – то же – нижнеплейстоценовая; 12 – то же; 13 – нумерация горизонтов морен; 14 – раковины моллюсков; 15 – растительные остатки; 16 – находки костей крупных млекопитающих; 17 – местонахождение фауны мелких млекопитающих; 18 – расчистки; 19 – урез р. Волги; 20 – суглинок лессовидный.

Значительно большие площади занимают моренные и озерно-ледниковые равнины. В пределах крупной Молого-Шекснинской гляциодепрессии ниже отметки 140 м а. о. выделяется серия озерно-ледниковых и озерных террас. Вдоль долины Волги по обоим ее берегам прослеживаются разновысотные аккумулятивные уровни древних подпрудных озерно-ледниковых бассейнов. Они сложены на четвертом и третьем уровнях (25 - 40 м) покровным комплексом лёссовидных отложений бассейнового происхождения.

На Рыбинско-Тутаевском участке долины четко выражен уровень второй террасы с относительными превышениями 13 - 15 м. Под аллювием (2 - 4 м) здесь повсеместно (Черменино, Яковка, Сонокта, Долгополка) залегает суглинистово-валунно-галечный горизонт маломощной (1 - 2 м) морены, залегающей стратиграфически выше микулинских слоев и отличающейся по составу от рельефообразующей морены московского возраста.

В Рыбинском районе наибольший интерес для расчленения ледникового комплекса и обоснования возраста морен представляет Рыбинское обнажение высотой 35 м, протяженностью 1600 м вдоль правого берега Волги и дополненное глубокой скважиной 110а (Валуева и др., 1969; Новский, 1975; Разрезы отложений..., 1977). Новые данные полевых и лабораторных исследований позволяют уточнить общее строение толщи (рис. 2), обосновать стратиграфическую позицию отдельных ледниковых горизонтов, в частности, установить стратиграфическое соотношение среднеплейстоценовых морен как с более древними, так и более молодыми отложениями, а также идентифицировать калининскую морену. В объеме сводного разреза удалось выделить не менее шести моренных горизонтов, верхние четыре из которых вскрываются в Рыбинском обнажении выше уреза Волги. Выделенные моренные горизонты различаются по цвету, литологии, минеральному составу, магнитным характеристикам.

Возраст четвертой от поверхности морены, вскрывающейся в обнажении, согласно заключению А.К. Агаджаняна по фауне мелких млекопитающих из подстилающих песков в основании обнажения (Разрезы отложений..., 1977), а также серии вновь полученных Л.Т. Восковской ТЛ-датировок по всему разрезу (Судакова и др., 1992) – не древнее  $230 \pm 45$  тыс. лет (ТЛМ-408), т.е. не противоречит днепровскому. В составе костных остатков преобладает копытный лемминг – представитель тундровых биоценозов. При этом отмечается единый уровень эволюционного развития леммингов рода *Dicrostonyx* из данного захоронения и из подморенных лёссовидных отложений Чекалинского разреза, что указывает на близкий геологический возраст вмещающих осадков. Таким образом, комплекс ледниковых отложений, залегающих вблизи уреза Волги в собственно Рыбинском обнажении, следует относить к среднему плейстоцену. В скважине 110а, пробуренной в 300 м от бровки обнажения в древнеозерной депрессии ниже уреза Волги вскрываются еще два горизонта морен, по-видимому, нижнеплейстоценового возраста.

Четвертая от поверхности серовато-коричневая морена опесчаненная, глинистая (около 15% глинистого материала). Эта морена определяется гранат-эпидот-роговообманковой ассоциацией минералов тяжелой фракции. Содержание руководящей роговой обманки в ней не превышает 20%, эпидота – 18%, граната – 15%; постоянно присутствует глауконит (до 1%), спорадически, но в заметных количествах сульфиды (5%), а также дистен и ставролит (до 5% каждого). Все они ассиимилированы, главным образом, из юрских и меловых пород. В комплексе глинистых минералов гидрослюды (40 - 50%) незначительно превышает по содержанию монтмориллонит (до 40%), в примеси преобладает хлорит (около 20%); включение его максимально по сравнению с вышележащими моренами. Источником гидрослюды в рассматриваемых отложениях служат преимущественно палеозойские отложения транзитных питающих провинций, а источником монтмориллонита и хлорита – мезозойские отложения местных питающих провинций.

Третья от поверхности морена имеет сходные литологические и палеомагнитные (обратная намагниченность) характеристики с четвертой (Разрезы отложений..., 1977). В том числе ей свойственна аналогичная четвертной морене ориентировка обломков, указывающая на юз направление движения ледниковых потоков (Карпухин, Судакова, 1972). На этом основании возраст ее определяется как днепровский, аналогично четвертой от поверхности морене. Третья морена отделена от вышележащего комплекса морен пачкой песчано-глинистых палинологически охарактеризованных осадков. Она окрашена

в темно-серый цвет, отличается существенно гравелистым составом с незначительной примесью алеврита – около 5%. Минералогическая ассоциация характеризуется аналогичным составом с четвертой от поверхности мореной, и определяется как гранат-эпидот-роговообманковая со сходными количественными показателями (соответственно 15% - 18% - 25%). В спектре терригенных компонентов по сравнению с вышележащими моренами меньше минералов окислов и гидроокислов железа (менее 10%). В комплексе глинистых минералов гидрослюда (40 - 45%) незначительно преобладает над монтмориллонитом (30 - 40%), примесь хлорита и каолинита в сумме – до 20%.

В целом, днепровская морена на территории Рыбинско-Ярославского Поволжья, как и в Рыбинском разрезе, выделяется темной коричневой и сероватой окраской. Эта морена более уплотнена, хуже, чем московская морена сортирована при высокой глинистости; для ее состава характерна более тесная зависимость от подстилающих пород. Так, в ее минералогических спектрах по сравнению с московской мореной больше граната, сульфидов – компонентов из мезозойских питающих провинций, и существенно меньше руководящего минерала Фенноскандии – роговой обманки. Днепровская морена четко отличается от московской и по соотношению осадочных и магматических пород среди обломочных включений. В ней преобладают осадочные палеозойские и мезозойские породы (около 75%); изверженных в среднем 24%, причем по сравнению с московской мореной здесь больше представлены метаморфические разности, тогда как среди обломков в московской морене больше гранитов и кварца. Характерным диагностическим признаком днепровской морены служит определенная ориентировка удлиненных обломков, указывающая на юго-западное и южное господствующее направление движения ледникового потока, что зафиксировано в разрезах Черменино, Песочное, Сонехта, Рыкуша, Сельцо, Долгополка. Важным отличием от московской морены является обнаруженная обратная намагниченность заполнителя морены (Разрезы отложений..., 1977).

Вторая от поверхности морена в Рыбинском разрезе, относимая нами по аналогии с другими разрезами Ярославского Поволжья к московскому горизонту, имеет состав руководящей минералогической ассоциации несколько иной по сравнению с нижележащими и с вышележащими ледниковыми комплексами и определяется как эпидот-гранат-роговообманковый. Содержание руководящей роговой обманки в сумме с прочими амфиболами и с пироксенами колеблется около 30%, граната до 10%, эпидота – 8%. В комплексе глинистых минералов отмечается примерно равное включение гидрослюды и монтмориллонита –

около 40% каждого, примесь хлорита и каолинита в сумме составляет 15%. Рельефообразующая морена московского возраста в Рыбинско-Ярославском Поволжье мощной (до 30 м) толщиной выполняет понижения и водораздельные равнины, переходя в фации краевой аккумуляции в маргинальных полосах грядово-холмистого рельефа. Московская морена по ряду признаков состава и строения контрастирует с днепровской. Она, как правило, имеет красноватую окраску, отличается неравномерной мощностью и невыдержаным фациальным составом, менее плотная, более опесчанена (до 40%) и гравелиста (в среднем 13%) при меньшей глинистости (6 - 12%) в большинстве случаев. Основное отличие ее минерального состава проявляется в заметном увеличении доли роговой обманки. Показательны петрографические спектры обломочных включений, в которых проявляется иное, чем в днепровской морене соотношение магматических, терригенных и карбонатных осадочных пород. Здесь больше изверженных пород. Среди руководящих валунов, по определению С.С. Карпухина, наиболее характерны: ладожский рапакиви, шокшинский кварцит, эфузивные породы суйсарского комплекса – провинция сноса в южной Карелии от Сегозера и Медвежьегорска (Карпухин, Судакова, 1972). Содержание осадочных пород менее 70%, среди которых карбонатных разностей несколько больше. С петрографическим составом эрратического материала согласуется ориентировка удлиненных обломков, свидетельствующая о движении ледника в это время с сз и юв. Вследствие изменения азимута движения московского ледникового потока по сравнению с днепровским и в результате смены питающих провинций, фиксируются четкие различия составов московской и днепровской морен, что подчеркивает самостоятельность оставивших их оледенений. Отмеченные диагностические признаки строения и состава московской и днепровской морен могут служить надежным основанием для площадной корреляции этих горизонтов на территории Ярославского Поволжья.

Первая от поверхности морена в Рыбинском разрезе выделяется характерной красноватой окраской, как правило насыщена крупнообломочным материалом. Моренный суглинок относительно слабо уплотнен, содержит значительную примесь алеврита (до 15%) и глины (около 30%). Эта морена определяется гранат-эпидот-роговообманковой ассоциацией минералов в отличие от второй сверху – эпидот-гранат-роговообманковой. В составе терригенных минералов много скандинавских компонентов, например, амфиболов и пироксенов (30 - 35%). Сравнительно с нижележащей мореной повышенено содержание эпидота – до 21%. В спектре относительно много минералов окислов и гидроокислов железа (до 20%). По комплексу глинистых минералов характер-

ным признаком верхней морены является самое высокое по разрезу содержание монтмориллонита (до 40 - 50%) и несколько ниже – гидрослюды (около 40%) при наименьших по разрезу показателях хлорита – до 10% в сумме с каолинитом. Низкие содержания хлорита в верхней морене связаны с его малой устойчивостью в условиях выветривания и переотложения.

Позднеплейстоценовые отложения представлены также озерными осадками и лёссовидными покровными отложениями; аллювиальные отложения имеют по сравнению с ними незначительное распространение в связи с относительной молодостью долины Волги и других крупных рек, которые в раннем валдае представляли еще систему полупроточных озер.

Микулинские отложения в Ярославском Поволжье были широко распространены. Условия залегания микулинских осадков позволяют установить стратиграфическую позицию перекрывающих их отложений. В связи с дискуссией о границах калининского оледенения большой интерес представляет разрез 15-метровой второй террасы правобережья Волги между д. Черменино и д. Яковка. Микулинские озерные отложения, вскрывающиеся в обрыве второй террасы у д. Черменино на протяжении 400 м, залегают непосредственно на среднеплейстоценовой морене (рис. 2). Перекрыты они, как правило, толщей озерных зеленовато-серых суглинков, опесчаненных, горизонтально слоистых, мощностью 2 - 3 м, в которых найдена тазобедренная кость шерстистого носорога. В свою очередь, на этих суглинках с размывом наславивается 4-метровая пачка разнозернистых песков с неравномерным включением гравия и гальки, в кровле которых наблюдается послойное скопление раковин моллюсков. Еще выше залегает полутораметровый горизонт валунного суглинка красновато-буровой морены (рис. 2). Последняя прослеживается в разрезе второй террасы от д. Черменино до д. Яковка единым горизонтом, местами фациально замещаясь скоплением валунов и глыб экзотических пород из Фенноскандии. Четкие стратиграфические отношения морены с хорошо изученными микулинскими озерными отложениями служат основанием для отнесения этой морены к позднему плейстоцену и корреляции ее по времени с калининским оледенением.

Разрез у д. Черменино неоднократно привлекал внимание исследователей и в настоящее время микулинский возраст слагающих его осадков не вызывает сомнения (Арсланов и др., 1967; Новский, 1959; Рельеф и стратиграфия..., 1961; Сукачев и др., 1961), что подтверждается и нашими данными (рис. 3). Возраст осадков, залегающих в основании микулинских слоев, по ТЛ датированию –  $125 \pm 10$  тыс. лет (ТЛМ-289, Судакова и

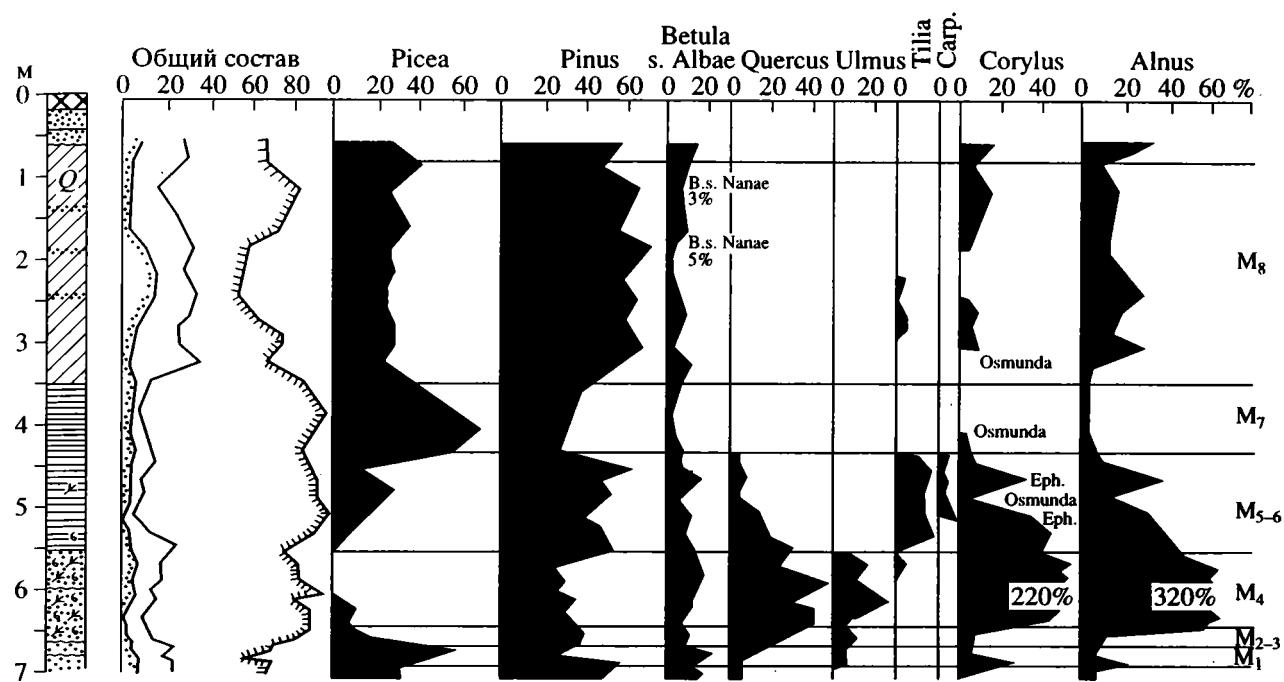


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма микулинских отложений у д. Череменино. Усл. обозначения см. рис. 4.

др., 1992). Спорово-пыльцевая диаграмма является типичной для микулинских отложений Центра Русской равнины (Гричук, 1961).

В связи с неоднозначной трактовкой возраста слагающих опорный разрез 35-метровой террасы у г. Рыбинска (рис. 2) маркирующих слоев (Валуева и др., 1969; Новский, 1975; Разрезы отложений..., 1977 и др.) особый интерес вызывают озерные осадки, подстилающие первую от поверхности красную морену и вскрывающиеся скважинами 110а и 3 на окраине д. Семеновской, в 500 - 700 м от бровки обнажения. Мощная (до 26 - 30 м) пачка характеризуется чередованием темно-серых глин и суглинков ритмично слоистых с растительным детритом, торфяным войлоком, с мелкими раковинами моллюсков. В скв. 110а по описанию В.А. Новского (1975) с глубины 23 м появляются прослои черного горючего сланца, переслаивающегося с темно-серым суглинком. Сложно построенная озерная толща с размывом залегает на морене с базальным слоем галечника. Богатые органикой озерные осадки обширного и глубокого водоема, получившие неоднозначную стратиграфическую трактовку, не имеют прямых аналогов в береговом обрыве Волги и требуют специального рассмотрения.

Отнесение отложений в интервале 22 - 30 м в скв. 110а М.Н. Валуевой и др. (1969) к лихвинскому межледниковью (палинозонам L<sub>1</sub>-L<sub>6</sub>) представляется недостаточно обоснованным. Собственно межледниковые отложения, соответствующие оптимуму, представлены, по данным

М.Н. Валуевой, маломощным слоем и охарактеризованы одним образцом, в котором отмечается одновременное и максимальное для данного разреза содержание пыльцы дуба, липы, буков, ольхи, пихты, в сумме не превышающих 25%. Во всех остальных образцах, ниже и выше указанного, содержание термофильных элементов не более 10%. Экзоты обычно разнообразные в лихвинских отложениях, здесь представлены только *Tsuga* (2 п. з.) и двумя видами *Osmunda*. Подобный набор экзотов довольно часто отмечается и в микулинских осадках – овраг Черемошник, обн. 514 (Путеводитель экскурсий..., 1981 и др.). “Пилообразный” характер диаграммы, выражющийся в резких и частых колебаниях отдельных компонентов спорово-пыльцевого спектра, на глубине примерно 23.0 - 23.5 м соответствующих оптимальному межледниковью, свидетельствует о неоднократных размывах и перерывах в осадконакоплении. Характер отложений (илистые суглинки, насыщенные органикой, типа сапропелита) указывает на формирование межледниковых осадков в прибрежной зоне водоема, наиболее чутко реагирующей на колебания уровня. Что касается начальных и заключительных фаз межледникового, то они одинаковы для любого межледникового и голоцене в том числе. Это верхний и нижний максимумы ели, обрамляющие слои оптимальных фаз, сосново-березовые и сосново-еловые леса с участием бересклета в конце межледникового. Основываясь на вышесказанном, предполагаем иную интерпретацию отложений в интервале глубин 22 - 30 м скв. 110а и не исключаем микулинский

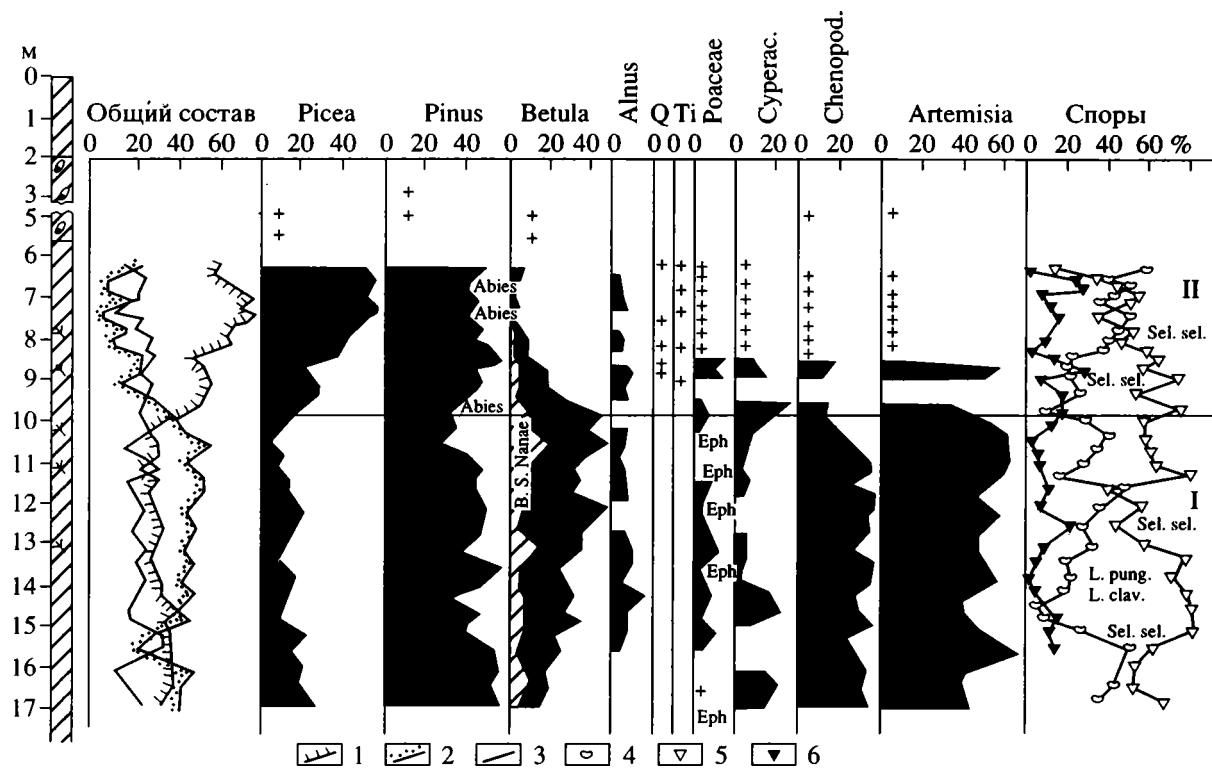


Рис. 4. Споро-пыльцевая диаграмма отложений скв. 3.

1 – пыльца древесных пород; 2 – пыльца травянистых растений; 3 – споры; 4 – папоротники; 5 – зеленые мхи; 6 – сфагновые мхи.

возраст этих осадков. Гипсометрическое положение слоев с межледниковой флорой в скв. 110а находится примерно на одинаковом уровне с микулинскими слоями, выходящими в цоколе второй террасы у д. Черменино.

В скважине 110а выше этих микулинских слоев отмечаются споро-пыльцевые спектры перигляциального типа, свидетельствующие о начале ранневалдайской ледниковой эпохи. На глубине 20.5 - 21.5 м они сменяются спектрами, где увеличивается содержание пыльцы ели и уменьшается количество элементов перигляциальной флоры и которые М.Н. Валуева (Валуева и др., 1969) относит к межстадиальным. Споро-пыльцевые спектры и условия залегания этих отложений сходны со спектрами первого ранневалдайского межстадиала, выделяемого Е.А. Спиридоновой (Спиридонова и др., 1976) в разрезе у д. Черменино. По нашему мнению они также могут быть отнесены к первому ранневалдайскому межстадиалу.

Палеогеографическая обстановка, складывающаяся во время формирования вышележащих слоев озерных отложений, вскрытых у д. Семеновской, подробно изучена нами в скв. 3, которая дублирует скв. 110а от 0.0 до 17.7 м. На споро-

пыльцевой диаграмме (рис. 4) снизу вверх четко выделяются два споро-пыльцевых комплекса.

Первый споро-пыльцевой комплекс соответствует отложениям с глубины 10.0 - 17.7 м, представленным суглинком темно-серым и зеленовато-серым с растительными остатками. Для спектров характерно преобладание в общем составе пыльцы травянистых растений (до 60%). Доминирует пыльца ксерофитов: маревые (до 40%), полыни (до 60%), постоянно встречаются единичные зерна эфедры. Среди пыльцы древесных пород господствует пыльца сосны (25 - 60%) и бересклета (20 - 50%). Количество пыльцы ели не более 20%, а ольхи – не более 10%. Заметно участие пыльцы карликовой берескетки (10 - 20%). Споры представлены в основном спорами зеленых мхов (50 - 98%). Встречаются единичные зерна *Selaginella selaginoides*, *Lycopodium selago*. Споры сфагновых мхов присутствуют постоянно. Описанные споро-пыльцевые спектры свидетельствуют о распространении растительности перигляциального типа. Это открытые пространства, занятые марево-полынными ассоциациями с участием эфедры. Пониженные участки заболочены. Редкие лесные группировки состоят из бересклета и сосны, а на более увлажненных местах к ним примешиваются ель и ольха. Подобные расти-

тельные сообщества формировались в приледниковой зоне, в условиях сурового климата в период стадийной подвижки ледника.

Второй спорово-пыльцевой комплекс характеризует отложения с глубины 5.7 - 10.0 м, представленные суглинком темно-серым, оглеенным с плохо разложившимися органическими остатками. Спектры этого комплекса отличаются от вышеописанных, прежде всего, преобладанием пыльцы древесных пород в общем составе (60 - 80%). Участие пыльцы трав незначительно (20 - 10%). Вверх по разрезу наблюдается постепенное увеличение содержания пыльцы ели (до 59%) и снижение количества пыльцы березы древовидной и карликовой. Участие пыльцы сосны, как и прежде, значительно (40 - 50%). Присутствуют в единичных зернах *Abies cf. sibirica* и широколистевые породы (липа, дуб). Пыльца травянистых растений представлена единичными зернами полыней, маревых, разнотравья (в основном мезофильного). Среди спор господствуют споры зеленых и сфагновых мхов, папоротников. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о распространении темно-хвойных лесов северо-таежного типа. Климатические условия благоприятнее, чем на предыдущем этапе, но холоднее современных, что характерно для межстадиальных условий (второй ранневалдайский межстадиал).

Таким образом, рассмотренная диаграмма скв. 3 в интервале глубин от 17.7 до 5.7 м фиксирует смену растительности от сообществ, формирующихся вблизи края ледника, до лесных формаций межстадиального типа (второй ранневалдайский межстадиал). Межстадиалы, выделенные нами по скважинам 110а и 3, фактически в одном разрезе, хорошо согласуются с общей обстановкой ранневалдайского времени и валдайской эпохи в целом. Климатические условия даже в самые благоприятные периоды среднего валдая не были теплее современных (Четвертичная система..., 1984). На основании проведенного анализа формирование данной озерной толщи можно отнести к ранневалдайскому времени. Морену, перекрывающую озерные осадки, следует считать калининской. Наиболее вероятные стратиграфические взаимоотношения горизонтов, вскрытых в обнажении и скв. 110а, показаны на рис. 2. Таким образом, для удревнения морены, перекрывающей озерные осадки в скважине, нет достоверных биостратиграфических оснований.

На поверхности второй террасы от д. Черменино до устья ручья Яковка, выше микулинских озерных осадков и перекрывающих перигляциальные осадков, покровно залегает калининская морена мощностью от 1 до 4 м. Во вновь изученном обновленном карьере вблизи устья ручья Яковка она представлена красновато-бурым ва-

лунным суглинком, монолитным, с обильными включениями крупнообломочного материала разнообразного состава. Преобладают серые и красные граниты (около 32%), в том числе граниты рапакиви 1%; кварциты и шокшинские песчаники 6%, породы среднего и основного состава – до 11% в сумме, гнейсы и гранитогнейсы 4%, сланцы 1%. Нередко наблюдаются скопления огромных валунов диаметром более 1 м. Минеральный состав калининской морены в карьере у ручья Яковка в качественном отношении близок к составу московской морены Рыбинского Поволжья и представлен эпидот-гранат-рогообманковой ассоциацией руководящих минералов, в которой экзотическая роговая обманка доминирует (до 25% и больше), а гранат и эпидот составляют соответственно 13 и 10% при подчиненном участии прочих аксессорных минералов. Как и в поверхностной морене Рыбинского разреза, здесь представлены минералы окислов и гидроокислов железа (около 15%), тогда как сульфиды нехарактерны вовсе; постоянно, хотя и в малых количествах (до 5%) присутствует глауконит, ассилированный из меловых пород транзитной питающей провинции. В комплексе глинистых минералов преобладают монтмориллонит и гидрослюдя (до 40 - 45% каждого), примесь каолинита в сумме с хлоритом составляет 10 - 15%. Эта же морена перекрывает микулинские осадки с ТЛ датировками в диапазоне от  $107 \pm 11$  тыс. лет (ТЛМ-241) до  $151 \pm 24$  тыс. лет (ТЛМ-242) в разрезе Долгополка (Судакова и др., 1992). Таким образом, продвижение калининского ледниково-го языка вдоль Волжской долины представляется вполне реальным.

Весьма представительный в стратиграфическом отношении разрез Долгополка может служить также опорным для расчленения среднего–верхнего валдая. В разрезе второй террасы Долгополки установлено наличие осадков средневалдайского комплекса (Разрезы отложений..., 1977). Слои с радиоуглеродной датировкой  $41290 \pm 320$  лет (ЛУ-181) и лесным спектром растительности северотаежного типа (Арсланов и др., 1974) так же, как и одновозрастные отложения разреза Гражданский проспект, Кашин, Сухона – отражают условия, близкие к оптимуму этого потепления. Вышележащие перигляциальные отложения с крупными валунами образовались в условиях холодной климатической обстановки и по возрасту синхронизируются с поздневалдайским оледенением, когда край последнего близко подступал к Молого-Шекснинской низине. В поздневалдайское время в процессе формирования II озерной террасы отмечаются неоднократные изменения режима и уровня бассейнов (Базилевская и др., 1988).

С историей позднеплейстоценовых озер Ярославского Поволжья тесно связано лёссообразование. В распространении лёссовидных суглинков выявляется четкая геоморфологическая приуроченность к уровням водной аккумуляции (Судакова, Базилевская, 1976). Установленное ярусное строение лёссовидного покровного комплекса отражает периодичность накопления лёссовидных пород (Разрезы отложений..., 1977). Судя по вновь полученным ТЛ датировкам (Судакова и др., 1992), они интенсивно накапливались во вторую половину позднего плейстоцена.

Анализ полученного материала позволяет сделать следующее заключение:

1. В опорном Рыбинском разрезе (рис. 2) днепровский возраст четвертой от поверхности морены надежно обоснован биостратиграфическими и литостратиграфическими данными. Соответственно вышележащие горизонты морен имеют московский и калининский возраст. Моренные толщи, пробуренные скважиной ниже уреза Волги, следует относить к нижнеплейстоценовому ледниковому комплексу.

2. В полном объеме микулинского межледниковых палинологически изучены озерные осадки, слагающие основание террасы у д. Черменино, где представлены классические палинозоны от  $M_1$  до  $M_8$ .

3. В постмикулинских озерных осадках установлены следы двух потеплений и переход к похолоданию. Детальный палинологический анализ отложений позволил уточнить палеогеографическую обстановку их формирования. Они накапливались в глубоком водоеме вблизи края ледника, который дважды отступал, и на исследуемой территории устанавливались межстадиальные условия, причем второе межстадиальное потепление было мягче, что способствовало более широкому распространению на территории Ярославского Поволжья темнохвойных лесов северо-таежного типа.

4. В Рыбинско-Тутаевском Поволжье убедительными доказательствами позднеплейстоценового возраста морены, распространенной в придолинных разрезах, являются четкие условия ее залегания стратиграфически выше микулинских осадков; кроме того, калининская морена перекрыта датированными в разрезе Долгополка отложениями, относящимися к средневалдайскому потеплению.

Материалы, представленные в этой статье, частично получены при финансовой поддержке гранта № МО 8000 от Международного научного фонда и гранта № 94-17147а от Российского фонда фундаментальных исследований.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсланов Х.А., Громова Л.И., Заррина Е.П. и др. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера // Докл. АН СССР. 1967. Т. 172. № 1. С. 161 - 164.

Арсланов Х.А., Судакова Н.Г., Соколова Н.С. Новые данные о возрасте, стратиграфическом положении и палеогеографических условиях накопления разреза Долгополка // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. № 5. С. 1191 - 1194.

Базилевская Л.И., Гунова В.С., Судакова Н.Г., Щербаков И.Н. Палеогеографические условия развития озерных бассейнов Ярославского Поволжья в плейстоцене // Вестник Москов. ун-та. География. 1988. № 6. С. 62 - 69.

Валуева М.Н., Гричук В.П., Новский В.А., Шик С.М. Отложения лихвинского межледниковых в Ярославском Поволжье // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1969. № 36. С. 42 - 46.

Карпухин С.С., Судакова Н.Г. Опыт комплексного исследования обломков в морене // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. Сб. 3. С. 223 - 235.

Новский В.А. Плейстоцен Ярославского Поволжья. М.: Наука, 1975. 236 с.

Путеводитель экскурсий А-2 и С-2. XI конгресс ИНКВА. М.: Изд-во ВИНИТИ, 1981. 55 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 192 с.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 250 с.

Спирионова Е.А., Заррина Е.П., Краснов И.И. Межледниковые и межстадиальные осадки ранневалдайского возраста в разрезе у д. Черменино // Северо-Запад Европейской части СССР. Вып. 10. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1976. С. 29 - 40.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 159 с.

Судакова Н.Г., Базилевская Л.И. Особенности лёссовидных отложений Ярославского Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1976. № 5. С. 90 - 96.

Судакова Н.Г., Базилевская Л.И., Восковская Л.Т., Гунова В.С., Немцова Г.М. Палеогеографические реконструкции по новым результатам комплексного палеогеографического исследования Рыбинского Поволжья // Климаты прошлого и климатологический прогноз. Тез. докл. симпозиума. М.: Изд. Института охраны природы и заповедного дела, 1992. С. 62.

Сукачев В.И., Горлова В.Н., Метельцева Е.П., Новский В.А. О межледниковых отложениях в окрестностях г. Рыбинска Ярославской области // Докл. АН СССР. 1961. Т. 140. № 6. С. 161 - 164.

Четвертичная система. М.: Недра, 1984. Т. 2. 556 с.

Рецензент Ю.А. Лаврушин



УДК 569.551.87(51)

## О ВОЗРАСТЕ ФАУНЫ ШАНД-ГОЛ МОНГОЛИИ И ЭВОЛЮЦИИ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ОЛИГОЦЕНЕ

© 1996 г. И. А. Вислобокова

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

Поступила в редакцию 07.04.94 г.

Анализ фаун млекопитающих начала позднего кайнозоя Центральной Азии с учетом данных по эволюции климата и радиометрических датировок позволил выявить связь основных биотических событий в регионе с глобальными событиями, уточнить особенности проходезов и фаунистических обменов. Фауна Шанд-Гол принадлежала к Центральноазиатскому биохору, сообщество млекопитающих которого оставалось практически стабильным в течение всего олигоцена. Оно претерпевало небольшие изменения в ходе эволюции автохтонов, а также за счет вселения иммигрантов во время регрессий морей. Появление и деструкция фауны Шанд-Гол, в развитии которой выделены три последовательные стадии, связаны с глобальными событиями на рубежах эоцен/олигоцен и олигоцен/миоцен.

**Ключевые слова.** Фауна млекопитающих, олигоцен, Центральная Азия, эволюция, биохронология.

Изучение эволюции фауны Шанд-Гол в Монголии служит ключом к пониманию процессов, происходивших в начале позднего кайнозоя в Центральной Азии. Долина Озер – основной район распространения фауны Шанд-Гол – один из наиболее перспективных регионов для изучения эволюции фаун второй половины палеогена и начала неогена, биотические события которого имеют привязку к радиометрической шкале и могут быть скоррелированы с событиями, происходившими на других территориях. Этот регион интересен и тем, что в нем шло становление ряда современных семейств млекопитающих, возникших в Центральной Азии на рубеже эоцена и олигоцена в связи с созданием там особых ландшафтно-климатических и геоботанических условий. Изучение адаптационного генезиса и распространения ранних представителей этих семейств не только дает основу для биохронизации событий Центральной Азии, но и способствует проведению удаленных корреляций.

Впервые остатки млекопитающих были найдены в Долине Озер в начале 20-х годов Центральноазиатской экспедицией Американского музея естественной истории. В конце 40-х годов там работала Монгольская палеонтологическая экспедиция АН СССР под руководством И.А. Ефремова, а с 1969 г. – отряды Совместной советско-монгольской палеонтологической экспедиции.

Обработка материалов этих двух экспедиций и легла в основу данной публикации.

Материалы изучались в связи с подготовкой к Международному совещанию по проекту ЮНЕСКО № 326 “Переход от олигоцена к миоцену в Северном полушарии”, проходившему в Улан-Баторе в августе 1993 г. Особое внимание было уделено жвачным – быстро развивавшейся группе, представители которой служат хорошими индикаторами изменений климата и ландшафтов.

Основная масса ископаемых остатков происходит из отложений свиты шанд-гол (Hsanda Gol) – красноцветной преимущественно песчано-глинистой толщи в основном пролювиально-делювиального генезиса, содержащей прослои базальтов и являющейся опорным маркирующим горизонтом в стратиграфической схеме кайнозоя Монголии. Радиометрические датировки прослоев базальтов показывают, что основание свиты шанд-гол древнее 32 млн. лет, а верхи моложе 24 млн. лет, но не моложе 20 млн. лет – возраста базальтов в основании свиты ло – толщи озерного и аллювиального генезисов, залегающей с размывом на отложениях свиты шанд-гол и содержащей в низах остатки раннемиоценовых млекопитающих.

До недавнего времени фауна Шанд-Гол считалась однотипной в низах и в верхах разреза. Первоначально ее возраст определялся как миоцен-

вый (Berkey, Granger, 1923). Позднее эту фауну относили к нижнему олигоцену (Matthew, Granger, 1923, 1924b), аквитану (Teilhard, Leroy, 1942), среднему олигоцену (Флеров, 1961; Флеров, Яновская, 1971; Дацэвэг, 1971; Беляева и др., 1974; Savage, Russel, 1983), середине олигоцена (Mellett, 1968), верхнему олигоцену (Simpson, 1947) и среднему–верхнему олигоцену (Бадамграв и др., 1975; Девяткин, 1981; Devyatkin, 1993).

Открытие в фауне Шанд-Гол эволюционных последовательностей цилиндронтид *Tsaganomys altaicus*–*Beatomus bisus* (Шевырева, 1974, 1976) и цервид *Eumegux culminis*–*E. imbellis*–*Eumegux* sp. (Вислобокова, 1983, 1990a) свидетельствовало о том, что она изменялась в течение длительного времени. Было показано, что ее начальные стадии уходят в ранний олигоцен, а конечные сопоставимы с позднеолигоценовыми фаунами (Вислобокова, 1990a).

Анализ опубликованных данных и материалов из 13 местонахождений, расположенных в Долине Озер, Предалтайских впадинах, Заалтайской Гоби и Среднегобийской депрессии позволил установить, что появление фауны Шанд-Гол и ее вымирание связаны с глобальными событиями на рубежах эоцен/олигоцен и олигоцен/миоцен.

В интервале между этими событиями прослежены изменения, также, по-видимому, соответствовавшие крупным ландшафтно-климатическим перестройкам.

Уровни эволюционного развития представителей разных групп млекопитающих и радиометрические датировки базальтовых прослоев позволили расчленить фауну Шанд-Гол на стадии, которые могут быть скоррелированы с биозонами млекопитающих палеогена и неогена Европы и веками млекопитающих Северной Америки.

В ходе дальнейших исследований, возможно, удастся дать более полную характеристику отдельных стадий фауны Шанд-Гол, хотя это основано тем, что большая часть ископаемых остатков собрана на поверхности и не имеет точной привязки к разрезу.

Полученные данные позволили подойти к анализу основных биотических событий в Центральной Азии, отмеченных обновлением фаун как за счет развития автохтонов, так и за счет миграционных процессов.

## СОСТАВ ФАУНЫ ШАНД-ГОЛ И ЕЕ ЭВОЛЮЦИЯ

В результате работ американских, польских, монгольских и отечественных палеонтологов в составе фауны Шанд-Гол было установлено около 64 видов 43 родов млекопитающих, относящихся к 19 семействам и 8 отрядам (Matthew, Granger, 1923, 1924 a, b; Trofimov, 1957, 1958; Ше-

вырева, 1965, 1976; Дацэвэг, 1971; McKenna, Holton, 1967; Mellett, 1968; Kowalski, 1974; Sych, 1975; Вислобокова, 1983; Вислобокова и др., 1996). К настоящему времени в составе фауны Шанд-Гол определены следующие формы.

**Insectivora.** Erinaceidae: *Palaeoscaptor acridens*, *Amphechinus rectus*, *Tupaiaodon mortisi*, ?*T. minutus*, *Exallerix hsandagolensis*;

**Lagomorpha.** Ochotonidae: *Desmatolagus gobiensis*, *D. robustus*, *D. simplex*, *D. youngi*, *Ochotonolagus argyropuloi*, *Sinolagomys tatalgolicus*; Leporidae: ?*Gobiolagus teilhardi*, *Procaprolagus vetustus*, *P. mongolicus*, *P. orlovi*, *P. maximus*;

**Rodentia.** Apodontidae: ?*Plesispermophilus lohicus*, ?*Prosciurus* sp.; Cylindrodontidae: *Pseudocylindrodon mongoliense*, *Tsaganomys altaicus*, *Cyclomylus lohensis*, *Beatomus bisus*; Cricetidae: *Cricetops dormitor*, *C. elephas*, *Eumys asiaticus*, *Selenomys mimicus*, Rhizomyidae: *Tachyoryctoides tatalgolicus*; Ctenodactylidae: *Tataromys sigmodon*, *T. plicidens*, *T. deflexus*, *Karakoromys decessus* (*Woodomys chelkaris*);

**Mesonichia.** Didymoconidae: *Didymoconus colligatei*, *D. berkeyi*;

**Creodonta.** Hyenaodontidae: *Hyaenodon pervagus*, *H. dubius* (=*H. aimardi*), *H. ambiguus*, *H. compressus*;

**Carnivora.** Miacidae: ?*Viverravus constans*; Canidae: ?*Cynodictis elegans*, *C. constans*; Ursidae: *Amphicyonodon teilhardi*; Viverridae: *Amphicticeps shackelfordi*, *Palaeoprionodon gracilis*; Mustelidae: *Palaeogale ulysses*, *P. parvula*, *Plesictis* sp.; Felidae: *Nimravus* sp., *Proailurus* sp.;

**Perissodactyla.** Indricotheriidae: *Indricotherium transuralicum* (=*I. grangeri*);

**Artiodactyla.** Gelocidae: *Lophiomeryx angarae*, *L. gobiae*, *L. cf. moucheini*, *L. cf. chalaniati*, *Gobiomeryx dubius*, *Miomeryx cf. altaicus*, *Pseudomeryx gobiensis*; Cervidae: *Eumeryx culminis*, *E. imbellis*, *Eumeryx* sp., *Amphitragulus cf. quercyi*, *Dremetherium cf. gutti*; Bovidae: *Palaeohypsodontus asiaticus*.

Распределение форм по местонахождениям дано в работах Меллета (Mellett, 1968), Девяткина (1981) и Вислобоковой и др. (1996).

Девять родов (*Desmatolagus*, ?*Plesispermophilus*, *Prosciurus*, *Pseudocylindrodon*, *Eumys*, *Hyaenodon*, *Viverravus*, *Nimravus* и *Palaeogale*) имели голарктическое распространение. Три рода мелких млекопитающих (*Amphechinus*, *Desmatolagus* и *Plesispermophilis*), почти все роды хищных (кроме *Viverravus* и *Amphicticeps*) и три рода жвачных (*Lophiomeryx*, *Amphitragulus* и *Dremetherium*) были представлены и в европейских фаунах. Значительная часть видов до сих пор известны лишь из Центральной Азии. Другие присутствовали в фаунах Казахстана, Китая и Европы.

В развитии фауны Шанд-Гол выделяются три последовательные стадии (табл. 1).

**Таблица 1. Фауна млекопитающих в олигоцене Центральной Азии**

Местонахождения				Впервые появившиеся роды	Характерные виды
Монголия		Китай	Казахстан		
Ло	Яган-Тологой Тацин-Гол (<24 млн. лет)	Шиедзя Ланчжоу	Агыспе	<i>Argyromys, Aralomys, Palaeocastor, "Oioceros", Eotragus</i>	
	Тацин-Гол (>24 млн. лет) Цаган-Обо	Икебулак Чианьлишань, слой 18 - 21 Табенбулук Шаргалтайн Тал	Жайрем	<i>Amphilagus, Beatomus, Amphitragulus, Dremotherium</i>	
Шанд-Гол	Поздний			<i>Tachyoryctoides, Sinolagomys</i>	
Средний	Шунхт Шанд-Гол Татал-Гол (<32 млн. лет)	Уланбулак Чианьлишань, слой 12 - 17 Саншенгон (Сен-Жак) Шуйтонкон (Сан-Тан-Хо) Улантатал	Челкар- Тениз Кызыл-Как Мынекес- сүйек	<i>Tsaganomys, Selenomys, Tataromys, Karakormys, Allacerops, Pseudomeryx, Prodremotherium, Palaeo- hypodontus</i>	<i>D. gobiensis</i> <i>D. robustus</i> <i>D. pusillus</i> <i>S. kansuensis</i> <i>S. pachygnathus</i> <i>B. bisus</i> <i>C. dormidor</i> <i>T. suni</i> <i>T. kokonorensis</i> <i>T. alticus</i> <i>T. tataricus</i> <i>T. pachygnatus</i> <i>T. sigmodon</i> <i>I. transouralicum</i> <i>L. cf. moucheilini</i> <i>L. turgaicus</i> <i>L. cf. chalaniati</i> <i>Pseudomeryx gobiensis</i> <i>Prodremotherium</i> <i>E. imbellis</i> <i>Eumeryx sp.</i> <i>Amphilagulus cf. querocyi</i> <i>Eumeryx culminis</i>
Ранний	Татал-Гол (>32 млн. лет) Ихэ-Аргалун- ту-Нуру Мэнхэн-Тэг Эргилийн-Дзо	Чианьлишань, слой 1 - 12 Цаганбулаг	Кин-Кериш Актау, низы актауской свиты	<i>Procaprolagus, Eumys, Pseudocylindrodon, Para- ceratherium, Aprotodon, Shizotherium, Gobiomeryx, Eumeryx</i>	<i>Desmatolagus ardynense</i> <i>D. vetustus</i> <i>Ardynomys</i> <i>Cricetops minor</i> <i>Indricotherium parvum</i> <i>Lophiomeryx gobiae</i> <i>I. angarae</i> <i>Gobiomeryx dubius</i>

1) Ранняя (34 - 32 млн. лет), представленная фауной из низов свиты шанд-гол, лежащих под базальтами с датировками 31 - 32, 32 ± 2.0 и 31 ± 2.0 млн. лет (Татал-Гол, Шанд-Гол, Ихэ-Аргалунту-Нуру) (Mellett, 1968; Девяткин, 1981). Здесь найдены мелкие примитивные лофиомериксы *Lophiomeryx angarae* и *L. gobiae*, примитивные гелоиды *Miomeryx cf. altaicus* и *Gobiomeryx dubius*, характерные для раннеолигоценовой фауны Эргилийн-Дзо (Ardyn Obo) (Matthew, Granger, 1925), а также самый примитивный представитель цервид – *Eumeryx culminis* – потомки позднеэоценового *Archaeomeryx*. Возможно, отсюда же происходят лепориды рода *Gobiolagus*, известного из позднего эоцена–раннего олигоцена Азии, цилиндродонтиды рода *Pseudocylindrodon*, распространенного в раннем олигоцене Северной Америки, хищные роды *Cynodictis* и *Palaeopterodon*, характерные для позднего эоцена–раннего олигоцена Европы, дельтатерииды рода *Didymoconus* и *Hyaenodon dubius*, известный из 6 уровня Керси.

Близкая по возрасту к этой стадии фауна Эргилийн-Дзо, существовавшая на юго-востоке Монголии, сопоставляется с чадроном (38 - 32 млн. лет) Северной Америки на основании сходства азиатского бронтотерия *Parabrontops gobiensis* с американским *Brontops brachycephalus* (Яновская, 1980).

В Китае этой стадии коррелятна фауна из формаций Уртын-Обо, Цаганбулаг и др. (Li, Ting, 1983; Russel, Zhai, 1987) – второго горизонта Б. Ванг (Wang, 1992).

В Европе этой стадии соответствует зона MP 21 и шестой уровень Керси (Hoogbutsel) с *Desmatolagus* sp., *Plesiospermophilus atavus*, *Hyeanodon dubius*, *Amphicyodon gracilis*, *Cynodictis palmidens* и др. (Remy et al., 1987). Зоны млекопитающих палеогена имеют датировки, основанные на данных магнитостратиграфии. Для зоны MP 21 принята датировка 33.1 млн. лет. Нижняя граница этой зоны совпадает с границей эоцен/олигоцен и коррелируется с границей хронов C13R/C13N, оцениваемой в 33.7 млн. лет (Leveque, 1993; Vianey-Liaud et al., 1993).

В Казахстане ей близка фауна из отложений нижнеактауской свиты в горах Актау (Джунгарский Алатау) и низов тузкабакской свиты горы Кийин-Кериш (Зайсанская впадина).

2) Средняя (32 - 29.5 млн. лет) из средней части свиты шанд-гол, лежащей над базальтами с датировкой 32 млн. лет (Шанд-Гол, Татал-Гол, Шунхт). Для нее характерны более прогрессивные эумериксы *Eumeryx imbellis* и более прогрессивные гелоиды *Lophiomeryx cf. moucheini* и *Pseudomeryx gobiensis*. К этой стадии относится большинство установленных в фауне Шанд-Гол видов. По количеству остатков доминируют лагоморфы (25%) и среди них охотониды *Desmatolagus gobiensis*, цилиндродонтиды *Tsaganomys altaicus*

(13%) и крицетиды *Cricetops dormitor* (36%) (Mellett, 1968).

Во Внутренней Монголии этой стадии коррелятны фауны из местонахождения Улантатал с *Cyclomylus lohensis*, *Selenomys mimicus*, *Palaeogale ulysses*, *Eumeryx culminis*, *Palaeohypsodontus cf. asiaticus*, *Hanhaicerus qii* и др. (Huang, 1985, 1987) и из верхов формации Уланбулак (слои 12 - 17) холмов Чианьлишань с *Desmatolagus gobiensis*, *Tsaganomys*, *Tataromys sigmodon*, *Cricetops dormitor*, *Plesiosmynthus*, *Paraceratherium*, *Aprotodon* и др. (Wang et al., 1981; Wang, 1987). С этой же стадией во Внутренней Монголии, по-видимому, могут быть сопоставлены и фауны Саншенгон и Шутонгон (Сан-Тан-Хо), а в Нинся – Чиншиян (Wang et al., 1981).

В Казахстане этой стадии, по-видимому, близка по возрасту фауна Челкар-Тениза с *Plesiospermophilus lohicus*, *Cyclomylus turgaicus*, *Cricetops dormitor*, *Indricotherium transouralicum*, *Allacerops turgaicum*, *Lophiomeryx turgaicus*, *Prodremotherium flerowi* и др., а также фауны Мыннескесуйека и Кызыл-Кака (Флеров, 1938; Трофимов, 1957; Шевырева, 1976, Тлеубердина, Раюшкина, 1993).

Присутствие лофиомерикса, сходного с *Lophiomeryx moucheini*, позволяет сопоставлять среднюю стадию с зонами MP 22 - 23 Европы. Зона MP 23 коррелируется с хроном C12R и имеет датировку 30.5 млн. лет (Leveque, 1993).

В Северной Америке этой стадии соответствовали фауны ореллы (32 - 31) и уитни (31 - 28).

3) Поздняя (29.5 - 22 млн. лет), представленная фауной из верхов свиты шанд-гол, содержащих прослой базальта с датировкой 24 ± 1.0 млн. лет (Тацин-Гол, Цаган-Обо, Хатан-Хайрхан, Яган-Толой) (Девяткин, 1981).

Для первой половины этой стадии характерны крупные прогрессивные лофиомериксы типа *L. chalaniati*, отмеченные в Европе в составе зон MP 24 - 28. Отсюда же происходят *Tachyoryctoides tatalgolicus* и *Sinolagomys tatalgolicus*, собранные у бригады Цаган-Обо (Бадамгарав и др., 1975).

Во второй половине этой стадии появляются более прогрессивные по сравнению с эумериксами дремотериини *Amphitragulus cf. querseyi* и *Dremotherium cf. guthi*, сходные со встреченными в Европе в составе зон MP 28 - 30, а *Tsaganomys altaicus* сменился *Beatomus bisus*. Для зоны MP 28 предложена датировка 24.5 млн. лет (Leveque, 1993), а зона MP 30 имеет датировки 22.5 млн. лет (Leveque, 1993) и 24.5 млн. лет (Burbank et al., 1992).

Во Внутренней Монголии этой стадии близка фауна из отложений формации Икебулак холмов Чианьлишань с примитивными синолагоминами *Sinolagomys kansuensis*, *S. major* и *S. gracilis* (=*S. minor*) и с известными из раннего миоцена Китая ризомиидами *Tachyoryctoides kikonorensis* и ктено-дактилидами *Tataromys suni* (Wang et al., 1981).

В Ганьсу ей коррелятны фауны Табен-Булук и Шаргалтайн Тал с *Beatomus bisus*, *Tachyogustooides obrutschewi*, *T. intermedium*, *Indricotherium grangeri* и др.

В Северной Америке ей соответствуют фауны раннего арикария (28 - 24 млн. лет).

В Казахстане к этой стадии близка фауна Жайрема (Тлеубердина, Раюшкина, 1993).

### ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ФАУНУ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Два наиболее значительных изменения биоты второй половины палеогена—начала неогена в Центральной Азии совпадают с двумя глобальными событиями, произошедшими при переходе от эоцена к олигоцену и от олигоцена к миоцену.

### ИЗМЕНЕНИЯ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ НА РУБЕЖЕ ЭОЦЕН/ОЛИГОЦЕН

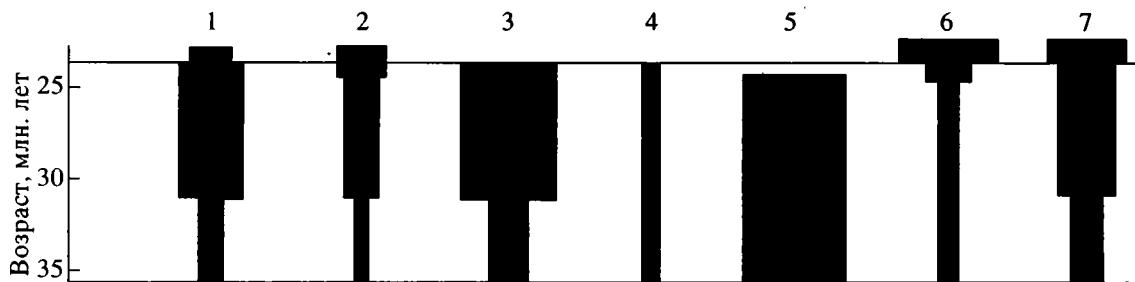
Первое крупное фаунистическое обновление было вызвано глобальным похолоданием климата в связи с оледенением Антарктиды около 34 млн. лет назад. Оно хорошо фиксируется в Европе (так называемый, Grand Coupure) и в Северной Америке. Повсеместно началась замена архаичных семейств на современные. Скорость обновления фауны млекопитающих, определяемая по числу появившихся за 1 млн. лет родов, в Европе равнялась 21, а в Северной Америке – 18 (Savage, Russel, 1983). В Европе в это время появилось около 78 новых родов, а в Америке – 96 (Savage, Russel, 1983). Ускоренное формообразование среди млекопитающих было вызвано освоением ими новых биомов: широколиственного листопадного леса, распространенного, по данным Вольфа (Wolfe, 1985), в пределах 35° - 50° с.ш., и биомов саванного и полупустынного типов во внутренних районах этих континентов. Обновление происходило и за счет вселения мигрантов.

Падение уровня Мирового океана из-за оледенения Антарктиды и регрессия эпиконтинентальных морей привели к аридизации внутрен-

них районов Евразии, формированию аридного климатического пояса и своеобразного Центральноазиатского биохора. В этом поясе, начиная с конца эоцена, шла ксерофитизация растительности, развивались травянистые ценозы и распространялись сильно разреженные леса и сухие участки саванного и полупустынного типов. Параллельно с изменениями флоры существенно менялась и фауна: среди млекопитающих появлялись первые гипсодонтные землерои семейства *Cylindrodontidae*, а также приспособленные к сравнительно жесткой растительной пище, к обитанию на довольно твердых грунтах и преодолению значительных расстояний. Среди грызунов появились первые гипсодонтные землерои семейства *Cylindrodontidae*, а также приспособленные к обитанию в аридном и semiаридном климате ризомиды и ктенодактилиды. Кроме того, здесь же в условиях дефицита растительной биомассы развивались жвачные со сложной ферментацией растительной пищи в желудке, позволяющей максимально использовать пищевые ресурсы.

При переходе от эоцена к олигоцену Центральная Азия становится центром происхождения таких групп растительноядных млекопитающих, как охотониды, индрикотерииды и высшие жвачные (цервиды и бовиды), и местом адаптивной радиации цилиндродонтид, крицетид и трагулин (рисунок). Здесь возникло не менее 20 родов. Среди лагоморф появились лепориды рода *Procaprolagus*, а среди грызунов – крицетиды рода *Cricetodon* и, возможно, *Eumys*, цилиндродонтиды рода *Cyclomylus*. Среди непарнопалых на смену эоценовым диноцератам пришли халикотерииды, индрикотерииды и риноцеротиды, существовавшие с бронтотериевыми и аминодонтидами. Вымерли примитивные тапирообразные – лофиалетиды. Формирование новых растительноядных сообществ и новые условия обитания приводили к изменениям в сообществе хищных. Эоценовые креодонты и миаиды вытеснялись представителями современных семейств хищных: канид, фелид, виверровых и мустелид.

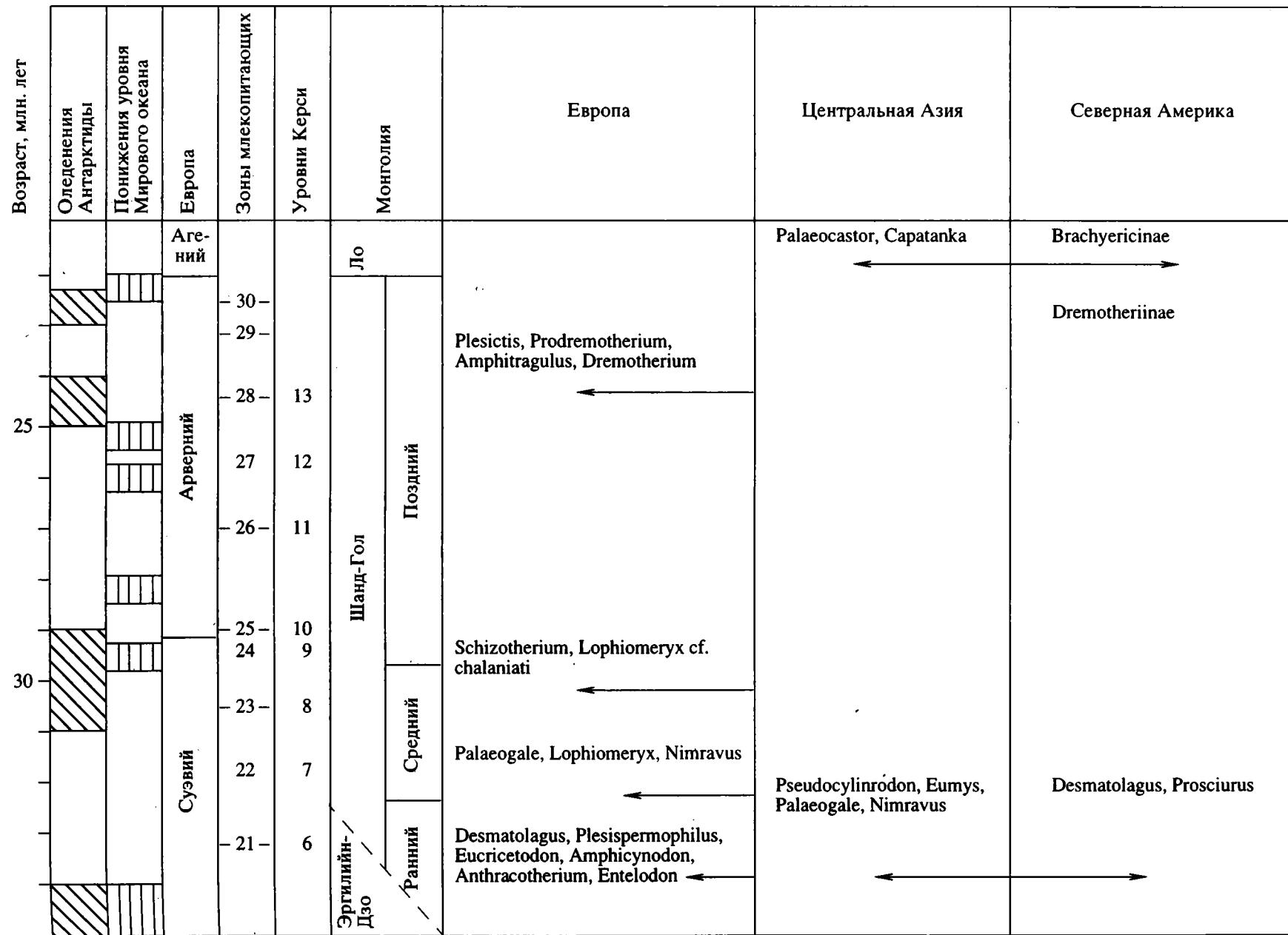
Позднеэоценовая фауна Шара-Мурун Внутренней Монголии (Ула-Усу и др.) с примитивными трагулинами рода *Archaeomegus* сменились фаунами Эргилийн-Дзо и Шанд-Гол в Монголии и



Динамика родового состава фоновых групп млекопитающих в олигоцене Центральной Азии.

1 – Ochotonidae; 2 – Cylindrodontidae; 3 – Cricetidae; 4 – Indricotheriidae; 5 – Gelocidae; 6 – Cervidae; 7 – Bovidae.

**Таблица 2. Обмены фаун Центральной Азии, Европы и Северной Америки в олигоцене и в начале миоцена (стрелка – направление прохореза)**



коррелятными им фаунами в Китае с трагулинами, принадлежащими к родам *Lophiomeryx*, *Miomeryx*, *Gobiomeryx* и др.

Сухопутная связь с Северной Америкой и Европой на рубеже эоцена и олигоцена обеспечила фаунистические обмены между Центральной Азией и этими регионами. По Берингийскому мосту прошли охотониды *Desmatolagus*, аплодонтиды *Prosciurus*, цилиндронтиды *Pseudocylindrodont*, крицетиды *Eumys*, мустелиды *Palaeogale*, хотя не исключено, что последние мигрировали чуть позже (табл. 2). Некоторые из этих животных (*Desmatolagus*, *Palaeogale*) смогли расселиться до Западной Европы вместе со свинообразными – антракотериями и энтелодонтами. Кроме этих родов, общими для Центральной Азии и Европы были аплодонтиды *Plesispermophilus*, крицетиды *Eucricetodon*, хищные *Amphicyonodon*, *Cynodictis* и *Hyaenodon dubius* (Remy et al., 1987).

## ИЗМЕНЕНИЯ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ОЛИГОЦЕНЕ

В целом в олигоцене в Центральной Азии продолжался процесс аридизации и господствовали открытые пространства. Общей климатической доминантой стало дальнейшее понижение среднегодовых температур, имевшее флюктуирующий характер. На протяжении почти всего олигоцена преобладали обитатели полуоткрытых и открытых достаточно сухих биотопов, а лесные формы и обитатели влажных биотопов были малочисленны. Доминировали среди лагоморф охотониды рода *Desmatolagus* и лепориды рода *Proscaprolagus* с частичной гипсодонтией зубов, среди грызунов – цилиндронтиды рода *Tsaganomys*, крицетиды рода *Cricetops*, ризомииды *Tachyoryctoides*, ктенодактилиды родов *Tataromys* и *Karakomys*, среди непарнopalых – гигантские носороги рода *Indricotherium* и халикотерииды рода *Schizotherium*, а среди парнопалых – мелкие жвачные, среди которых появились первые гипсодонтные формы.

В течение примерно 12 млн. лет эволюция фауны была постепенной, без резких изменений. Она прослеживается по изменениям родового состава, а также по смене эволюционных уровней некоторых форм. В отдельных линиях млекопитающих шло развитие и усиление гипсодонтности, удлинение дистальных отделов конечностей и редукция боковых.

В начале олигоцена фауна Центральной Азии развивалась достаточно обособлено, так как подъем уровня Мирового океана привел к затоплению ранее существовавших сухопутных мостов. Но позже небольшое взаимное проникновение форм происходило неоднократно.

Небольшие изменения фауны фиксируются в Центральной Азии в середине раннего и позднего

олигоцена. Изменения, по-видимому, были вызваны усилением континентальности и сухости климата в регионе в связи с морскими регрессиями, отвечавшими трем покровным оледенениям Антарктиды. По данным изотопного анализа раковин фораминифер из глубоководных отложений, оледенения Антарктиды приурочены к интервалам 31 - 29, 25 - 24 и 23 - 22 млн. лет назад (Shackleton et al., 1984; Shackleton, 1986; Keigwin, Keller, 1984; Miller et al., 1985). Примерно в это время происходили широтные миграции млекопитающих, направленные в основном с востока на запад.

Около 32 млн. лет назад в Западную Европу проникли лофиомериссы, фелиды *Nimravus* и мустелиды *Palaeogale*, которые отмечены в Керси в составе 7 и 8 уровней (Remy et al., 1987). В Центральной Азии в это время были широко распространены цилиндронтиды рода *Tsaganomys*, крицетиды рода *Cricetops*, гигантские носороги рода *Indricotherium*, появились крицетиды рода *Selenomys*, ктенодактилиды родов *Tataromys* и *Karakomys*, носороги родов *Allacerops* и *Aprotodon*, трагулины родов *Pseudomeryx* и *Prodremotherium*, мелкие бовиды *Palaeohypsodontus* и *Hanhacerus*. Исчезли бронтотерии. *Desmatolagus ardynense* и *D. vetustus* сменились *D. gobiensis* и *D. robustus* (Huang, 1987), на смену *Lophiomeryx angarae* и *L. gobiae* пришел *L. cf. moucheleini*, *Indricotherium parvum* сменил *I. transouralicum*, а *Eumeryx culminis* – *E. imbellis*.

В середине раннего олигоцена азиатские и европейские фауны, по-видимому, были изолированы, а около 30 млн. лет назад связи вновь восстановились. В это время значительно сократились площади Тетиса и Паратетиса. Аридный пояс расширился к северу и востоку, захватив территорию Тургайского прогиба. На юге он протягивался до Ордоса.

В Центральной Азии в это время заметную роль начинают играть охотониды рода *Sinolagomys*, ризомииды рода *Tachyoryctoides*, ктенодактилиды рода *Tataromys*. На смену *Lophiomeryx cf. moucheleini* приходит *L. cf. chalaniati*, а *E. imbellis* – более прогрессивный *Eumeryx* sp. Род *Desmatolagus* был представлен видом *D. pusillus* (Huang, 1987). На смену *Sinolagomys tatalgolicus* пришли *S. kansuensis*, *S. major* и *S. gracilis*. *Tataromys sigmodon* сменил *T. suni*. Около 30 млн. лет назад в Европу распространились *L. cf. chalaniati* и схизотерии.

Во второй половине позднего олигоцена во Внутренней Азии появились лагоморфы рода *Amphilagus*, цервиды родов *Amphitragulus* и *Dremotherium*, и, по-видимому, исчезли гелоциды, сохранявшиеся на других территориях. На смену *Tsaganomys altaicus* пришел *Beatomus bicus*. В Западную Европу около 25 млн. лет назад расселились *Hyaenodon compressus*, мустелиды рода *Plesictis*, продремотерий и дремотериины родов

*Amphitragulus* и *Dremotherium*. Индрикотерии в это время доходили до Трансильвании и Балкан (Codrea, 1989).

## ИЗМЕНЕНИЯ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ НА РУБЕЖЕ ОЛИГОЦЕН/МИОЦЕН

Второе крупное фаунистическое обновление в Центральной Азии и постепенная деструкция сложившегося ранее биохора были связаны с ландшафтно-климатическими перестройками при переходе от олигоцена к миоцену, вызванными усилением гумидности в связи с очередной крупной морской трансгрессией и орогенными процессами. В это время в Долине Озер резко изменился режим осадконакопления: преимущественно пролювиально-делювиальные осадки олигоцена в начале миоцена уступили место озерным и аллювиальным. В Центральной Азии увеличилось разнообразие биотопов и стали более многочисленными обитатели лесов.

Это обновление, очевидно, произошло около 22 млн. лет назад, как и в Европе. В нем участвовали как автохтоны, так и мигранты из Северной Америки и Африки.

Скорость обновления фауны млекопитающих в Европе в это время была чуть ниже, чем на рубеже эоцена и олигоцена, тогда как в Северной Америке она была аналогична таковой в чадроне (Savage, Russel, 1983). В Европе при переходе от олигоцена к миоцену появилось 37 новых родов, а в Северной Америке – 67 (Savage, Russel, 1983).

В Центральной Азии на рубеже олигоцена и миоцена вымерли группы, существовавшие в первой половине палеогена, и более разнообразными стали представители позднекайнозойских семейств. Исчезли креодонты, гигантские носороги, аминодонты, энтелодонты и примитивные тapiroиды. Появились ризомииды рода *Aralomys*, бобры родов *Palaecastor* и *Capatanka* и бовиды родов *Oioceros* и *Eotragus* (Соколов, 1952). Роды, обитавшие здесь ранее, были представлены более прогрессивными видами: *Sinolagomys kansuensis* сменился *S. pachygnathus*, *Amphilagus antiquus* – *A. ulmensis*, *Eucricetodon caducus* и *E. asiaticus* – *E. youngi*, *Amphitragulus cf. quercyi* – *A. boulangeri*.

По Берингийскому мосту, существовавшему около 23 - 22 млн. лет назад, из Северной Америки в Азию вселились палеокасторы и капатанки, а из Азии в Америку распространились дремотериини.

В Центральной Азии фауны типа Шанд-Гол сменились фаунами из низов свит ло и оши в Монголии, низов аральской свиты в Казахстане (Агыспе, Шокысу и др.) (Бендукидзе, 1993; Тлеубердин, Раюшкина, 1993 и др.) и стадией Шиедзя в Китае (Qiu, 1990).

Обновление прослеживается не только в наземной фауне млекопитающих, но также и в морской. Изменения отмечены среди китообразных Восточного Паратетиса: на смену археоцетам и сквалодонтам пришли многочисленные дельфиниды, акродельфины и мистицеты (Mchedlidze, 1990).

## ВЫВОДЫ

1. Фауна Шанд-Гол существовала в Центральной Азии в течение всего олигоцена. Ее появление и деструкция связаны с глобальными событиями на рубежах эоцен/олигоцен и олигоцен/миоцен, отразившимися на резкой смене ландшафтно-климатических условий.

2. В развитии фауны Шанд-Гол выделяются три последовательные стадии, характеризующиеся определенными эволюционными уровнями мелких млекопитающих и жвачных: ранняя (34 - 32 млн. лет) с *Lophiomys angarae*, *L. gobiae*, *Eumegux culminis*; средняя (32 - 29.5 млн. лет) с *L. cf. touchelini* и *Eumegux imbellis* и поздняя (29.5 - 22 млн. лет), в первой половине которой существовали *L. cf. chalaniati* и *Eumegux sp.*, а во второй – *Amphitragulus cf. quercyi* и *Dremotherium cf. guthi*.

3. Фауна Шанд-Гол принадлежала к Центральноазиатскому биохору, формирование которого началось в конце эоцена. В этом биохоре на фоне усиления аридизации, развития травянистых ценозов и ксерофитизации растительности шло ускоренное развитие преимущественно растительноядных форм, приспособленных к питанию сравнительно жесткими кормами. Основу сообщества млекопитающих составили появившиеся в этом регионе на рубеже эоцена и олигоцена охотониды, цилиндрониды, крицетиды, гигантские носороги, разнообразные трагулины, примитивные бовиды и цервиды, существовавшие с представителями архаичных групп.

4. Сообщество млекопитающих Центральноазиатского биохора было практически стабильным в течение всего олигоцена. Оно претерпевало небольшие изменения на видовом и родовом уровнях за счет эволюционного развития в пределах отдельных линий, а также за счет вселения иммигрантов. Площадь распространения Центральноазиатского биохора менялась во времени и зависела от глобальных событий: в самом начале олигоцена она была ограничена районами Внутренней Азии, но уже к середине раннего олигоцена распространилась от Тургая до Ордоса.

5. При появлении сухопутных мостов во время регрессий морей и расширения площади Центральноазиатского биохора отдельные его обитатели проникали в Европу, возможно, через Эльбурс, Малую Азию и Балканы или вдоль северного побережья Паратетиса. Во время первой

миграции (на границе зон MP 20/21) в Западную Европу распространились лагоморфы рода *Desmatolagus*, аплодонтиды рода *Plesispermophilus*, крицетиды рода *Eucricetodon*, хищные рода *Amphicyonodon*, антракотерии и энтелодонты; во время второй (MP 22 - 23) – лофиомериксы, фелиды рода *Nimravus* и мустелиды рода *Palaeogale*; во время третьей (MP 24 - 28) – гелоиды *L. cf. chalaniati* и халикатерииды рода *Schizotherium*, а позже – мустелиды *Plestictis* и цервиды *Amphitragulus* и *Dremotherium*.

6. Фаунистические обмены с Северной Америкой проходили на рубеже эоцена и олигоцена, в середине и в конце олигоцена и в начале миоцена. Во время первого обмена по Берингийскому мосту прошли *Desmatolagus*, *Prosciurus*, *Pseudocylindrododon*, *Eumys* и *Palaeogale*. Возможно, в начале олигоцена этим путем распространялись фелиды рода *Nimravus*. В начале аквитана из Азии в Северную Америку вселились цервиды (дремотериины и дромомерицины).

7. В начале миоцена сообщество млекопитающих Центральноазиатского биохора разрушилось. Часть его представителей (кленодактильды, парациератерий, трагулиды и др.) сохранилась в отдельных рефугиумах в качестве реликтов в Китае, Казахстане и Малой Азии. Другая часть, представленная в основном мелкими растительноядными автохтонами (лагоморфами, цервидами и бovidами), пережила бурную адаптивную радиацию.

Работа поддержанна Российской фондом фундаментальных исследований (грант 94-04-13030).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бадамгарав Д., Даизээвэг Д., Девяткин Е.В. и др.* Стратиграфия палеогена и неогена Долины Озер (к вопросу о выделении стратотипического района для палеогена и неогена Центральной Азии) // Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975. С. 250 - 268.

*Беляева Е.И., Трофимов Б.А., Решетов В.Ю.* Основные этапы эволюции млекопитающих в позднем мезозое–палеогене Центральной Азии // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974. С. 19 - 45.

*Бендукидзе О.Г.* Мелкие млекопитающие миоцена юго-западного Казахстана и Тургая. Тбилиси: Мецни-реба, 1993. 145 с.

*Вислобокова И.А.* Ископаемые олени Монголии. М.: Наука, 1983. 78 с.

*Вислобокова И.А.* Ископаемые олени Евразии. М.: Наука, 1990а. 208 с.

*Вислобокова И.А., Дмитриева Е.Л., Трофимов Б.А.* Жвачные на рубеже олигоцена и миоцена в Монголии // Палеонтол. журнал. 1996. № 1.

*Даизээвэг Д.* Стратиграфия и фауна верхнего палеогена Монгольской Народной Республики. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1971. 20 с.

*Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.

*Соколов И.И.* О нахождении остатков полорогих (Bovidae, Mammalia) в нижнемиоценовых отложениях Западной Гоби // Тр. ПИН АН СССР. 1952. Т. 41. С. 155 - 158.

*Тлеубердина П.А., Раюшкина Г.С.* К истории исследования комплексов фаун и флор мезозоя и кайнозоя Казахстана и их биостратиграфического использования // Фаунистические и флористические комплексы мезозоя и кайнозоя Казахстана. Алма-Ата: Баспагер, 1993. С. 7 - 30.

*Флеров К.К.* Об остатках Ungulata из Бетпакдала // Докл. АН СССР. 1938. Т. 21. № 1 - 2. С. 95 - 96.

*Флеров К.К.* К вопросу о биологической и палеозоогеографической характеристики индрикотериевой фауны // Палеонтол. журнал. 1961. № 4. С. 12 - 22.

*Флеров К.К., Яновская Н.М.* Экологические комплексы млекопитающих Азии и их палеозоогеографическая характеристика // Современные проблемы палеонтологии. М.: Наука, 1971. С. 7 - 31.

*Шевырева Н.С.* Новые олигоценовые хомяки СССР и Монголии // Палеонтол. журнал. 1965. № 1. С. 105 - 114.

*Шевырева Н.С.* О систематическом положении "Tsagapomys altaicus" на основе микроскопического строения коренных зубов некоторых Cylindodontidae (Rodentia, Mammalia) // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974. С. 46 - 59.

*Шевырева Н.С.* Палеогеновые грызуны Азии. М.: Наука, 1976. 113 с.

*Яновская Н.М.* Бронтотерии Монголии. М.: Наука, 1980. 220 с.

*Berkey C.P., Granger W.* Later sediments of the desert basin of Central Mongolia // Amer. Mus. Novitates. 1923. № 77. P. 1 - 16.

*Burbank D.W., Engeser B., Matter A., Weidmann M.* Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas and stratigraphic evolution of the Lower Fress water Molasse, Haute-Savoie, France // Eclogae geol. helv. 1992. V. 85. P. 399 - 431.

*Codrea V.* Oligocene Indricotheriids (Perissodactyla, Mammalia) from Transilvania: new evidence // Geological formation of Transilvania, Romania. № 2. Cluj-Napoca, 1989. P. 313 - 318.

*Devjatkina E.V.* Paleomagnetic and geochronological studies of Paleogene and Miocene deposits of Mongolia // Oligocene-Miocene boundary in Mongolia. Ulan-Bator-Moscow, 1993. P. 28 - 35.

*Huang X.* Fossil Bovids from the Middle Oligocene of Ulantatal, Nei Mongol // Vertebrata palasiatica. 1985. V. 23. № 2. P. 153 - 160.

*Huang X.* Fossil Ochotonids from the Middle Oligocene of Ulantatal, Nei Mongol // Vertebrata palasiatica. 1987. V. 25. № 4. P. 260 - 282.

*Keigwin L., Keller G.* Middle Oligocene cooling from equatorial Pacific DSDP site 77B // Geology. 1984. V. 12. № 1. P. 16 - 19.

*Kowalski K.* Middle Oligocene Rodents from Mongolia // Palaeont. Polonica. 1974. № 30. P. 1 - 178.

*Leveque F.* Correlating the Eocene-Oligocene mammalian biochronological scale from SW Europe with marine mag-

- netic anomaly sequence // J. geol. Soc. London. 1993. V. 150. P. 661 - 664.
- Li Ch., Ting S.* The Paleogene mammals of China // Bull. Carn. Mus. Nat. Hist. Pittsbur. 1983. № 21. P. 1 - 93.
- Matthew W.D., Granger W.* Nine new rodents from the Oligocene of Mongolia // Amer. Mus. Novitates. 1923. № 101. P. 1 - 5.
- Matthew W.D., Granger W.* New Carnivora from the Tertiary of Mongolia // Amer. Mus. Novitates. 1924a. № 104. P. 1 - 7.
- Matthew W.D., Granger W.* New insectivores and ruminants from the Tertiary of Mongolia, with remark and correlation // Amer. Mus. Novitates. 1924b. № 105. P. 1 - 7.
- Matthew W.D., Granger W.* New ungulates from the Ardyn Obo Formation of Mongolia, with faunal list and remarks on correlation. Amer. Mus. Novitates. 1925. № 195. P. 1 - 12.
- McKenna M.C., Holton C.P.* A new insectivore from the Oligocene of Mongolia and a new subfamily of hedgehogs // Amer. Mus. Novitates. 1967. № 2311. P. 1 - 12.
- Mchedlidze G.A.* Fossil Cetaceans and Neogene stratigraphy // Global events and Neogene evolution of the Mediterranean. Sabadel, 1990. P. 233.
- Mellett J.S.* The Oligocene Hsanda Gol Formation, Mongolia: A revised faunal list // Amer. Mus. Novitates. 1968. № 2318. P. 1 - 16.
- Miller K.G., Mountain G.S., Tucholke B.E.* Oligocene glacio-eustasy and erosion on the margin of the North Atlantic // Geology. 1985. V. 13. № 1. P. 10 - 13.
- Qiu Z.* The Chinese Neogene mammalian biochronology – Its correlation with European Neogene mammalian zonation // European Neogene Mammal Chronology. New York–London: Plenum Press, 1990. P. 527 - 556.
- Russel D.E., Zhai R.* The Paleogene of Asia: mammals and stratigraphy // Mem. Mus. Nat. Hist. natur. C. 1987. V. 52. 488 p.
- Remy J.A., Crochet J.-Y., Sigé B., Sudre J., de Bonis L., Vianey-Liaud M., Godinot M., Hartenberger J.-L., Lange-Badré B., Comte B.* Biochronologie des phosphorites du Quercy: Mise à jour des listes fauniques et nouveaux gisements de mammifères fossiles // Münchner. Geowiss. Abh. 1987. A. Bd. 10. S. 169 - 188.
- Savage D.E., Russel D.E.* Mammalian paleofaunas of the World. London–Amsterdam–Ontario–Sydney–Tokyo: Addison-Wesley, 1983. 432 p.
- Shackleton N.J., Hall M.A., Boersma A.* Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 Foraminifers // Initial Rep. of the DSDP. Wash. 1984. V. 74. P. 559 - 612.
- Shackleton N.J.* Paleogene stable isotope events. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1986. V. 57. № 1. P. 91 - 102.
- Simpson G.G.* Holarctic mammalian faunas and continental relations during the Cenozoic // Bull. Geol. Soc. Amer. 1947. V. 58. P. 613 - 688.
- Sych L.* Lagomorpha from the Oligocene of Mongolia // Palaeont. Polonica. 1975. № 33. P. 183 - 199.
- Teilhard P., Leroy P.* Chinese fossil mammals. Peking: Inst. geobiol, 1942. 142 p.
- Trofimov B.A.* Nouvelles données sur les Ruminantia les plus anciens d'Asie // Cursillos y Conferencias del Instituto "Lucas Mallada". 1957. Fasc. 4. P. 137 - 141.
- Trofimov B.A.* New Bovidae form the Oligocene of Central Asia // Vertebrata palasiatica. 1958. V. 2. № 4. P. 243 - 247.
- Vianey-Liaud V., Bonis L. de, Brunet M., Sudre J.* Biochronologie mammaliene du Paleogene continental d'Europe occidentale // Paleovox, 1993. № 2. P. 45 - 55.
- Wang B.* The Chinese Oligocene: a preliminary review of mammalian localities and local faunas // Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution. Princeton: Princeton Univ. Press, 1992. P. 530 - 547.
- Wang B., Chang J., Meng X., Chen J.* Stratigraphy of the Upper and Middle Oligocene of Qianlishan District, Nei Mongol (Inner Mongolia) // Vertebrata palasiatica. 1981. V. 19. № 1. P. 26 - 36.
- Wolfe J.A.* Distribution of major vegetational types during the Tertiary // The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. Geophysical Monograph. 1985. V. 32. P. 357 - 375.

Рецензент Е.В. Девяткин

УДК 551.7+{569:551.782.17}(574.1)

## СТРАТИГРАФИЯ И МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ АРАЛЬСКОЙ СВИТЫ АЛТЫНШОКЫСУ (СЕВЕРНОЕ ПРИАРАЛЬЕ)

© 1996 г. А. В. Лопатин

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

Поступила в редакцию 09.02.94 г.

Изучение нижнемиоценовых мелких млекопитающих из Алтыншокысу позволило выделить два комплекса видов, характеризующих различные стратиграфические уровни. Это дает более широкие возможности для корреляций в пределах аральской свиты, а также облегчает сопоставления с другими азиатскими местонахождениями и европейскими биозонами по млекопитающим. Приводится список мелких млекопитающих аральской фауны. Даётся описание двух новых видов хомякообразных грызунов и одного вида насекомоядных.

**Ключевые слова.** Аральская свита, нижний миоцен, Северное Приаралье, стратиграфия, корреляция, мелкие млекопитающие.

### ВВЕДЕНИЕ

Мелкие млекопитающие, прежде всего насекомоядные, зайцеобразные и грызуны, являются одной из наиболее перспективных групп, использующихся для биостратиграфических корреляций континентальных отложений кайнозоя. Это обусловлено быстрой эволюцией отдельных таксонов мелких млекопитающих, их относительной многочисленностью в биоценозах, а также весьма высокой зависимостью от условий обитания и быстрой реакцией на их изменение. В последнее время остатки этих животных все более интенсивно используются для расчленения и сопоставления континентальных толщ, и это в полной мере оправдывает себя и в отношении палеоген-неогеновых образований. Биозоны по млекопитающим, выделенные в Европе (Mein, 1979; Agusti et al., 1988), по своей детальности могут быть соотнесены с зонами по морским микроорганизмам.

Аральский фаунистический комплекс, называемый также парацератериевым, изучен пока довольно слабо. Кроме классического местонахождения Акеспе (Агыспэ), открытого в 1930 г., известно лишь несколько других, сравнимых с ним по богатству материала – Кужасай, Жилансай и Саякен (северо-западное побережье Аральского моря). Есть сведения о находках остатков млекопитающих на других участках распространения аральской свиты. Возраст комплекса долгое время оставался спорным (поздний олигоцен-ранний миоцен). Сейчас его датируют аквитаном.

Алтыншокысу (Алтын-Чокусу) находится в 4 км к северо-востоку от станции Чокусу и на 45 км удалено к северу от береговой линии Аральского моря. Особенностями данного местонахождения являются большое систематическое

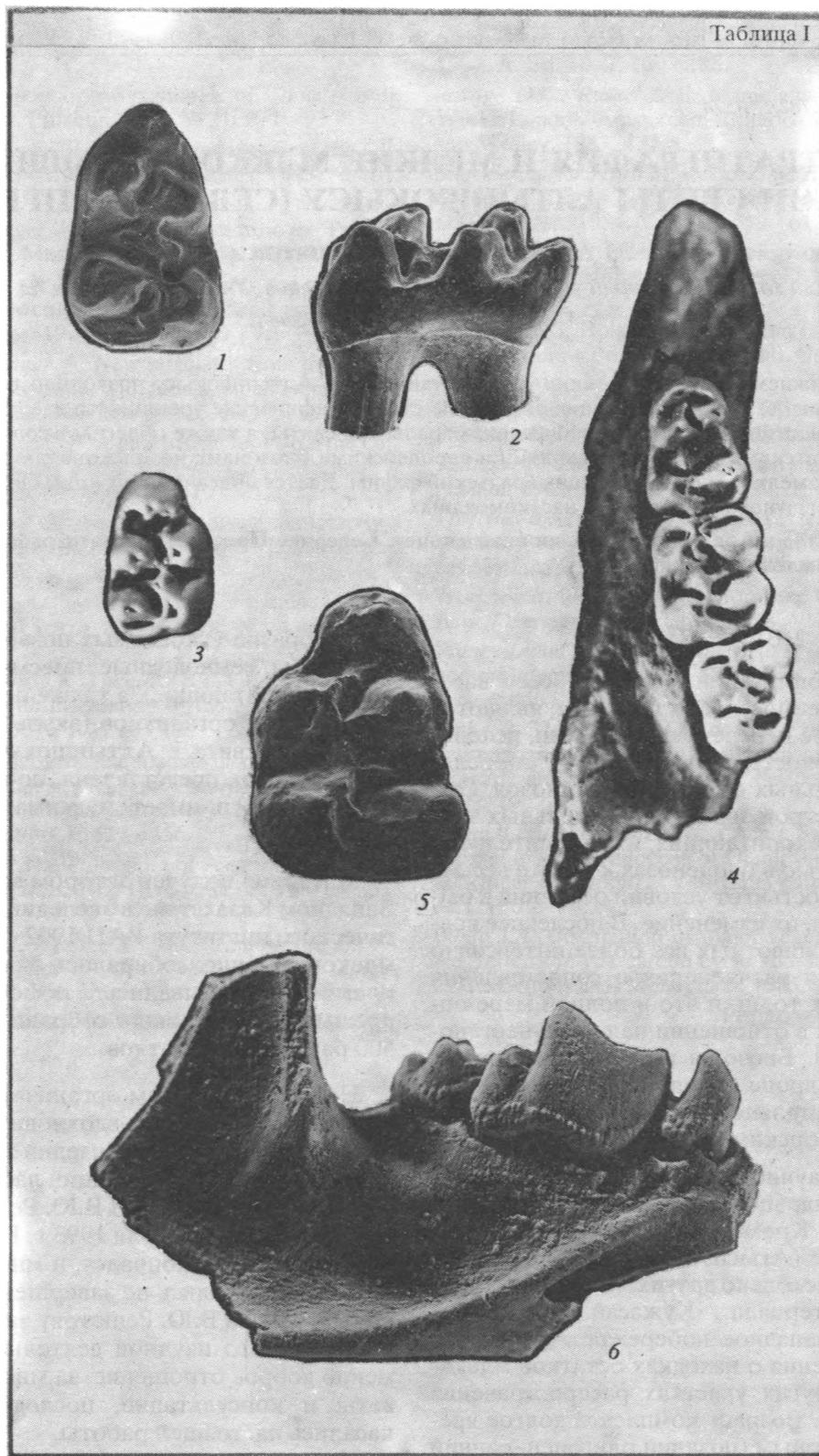
разнообразие ископаемых позвоночных (различные рыбы, земноводные, пресмыкающиеся, птицы, млекопитающие), а также присутствие остатков морских организмов (акулы, китообразные). Аральская свита в Алтыншокысу разнообразна по литологии, представлена, по-видимому, в полном объеме и имеет максимальную мощность (до 20 м).

Материал получен автором во время работы в Западном Казахстане в экспедициях Палеонтологического института РАН 1992 - 1993 гг. Остатки млекопитающих собирались с размытой поверхности слоя, добывались с помощью раскопок и промывки. Всего было собрано и изучено более 500 различных остатков.

Непосредственным организатором и участником, а также идейным вдохновителем исследований, проводившихся в последние годы в Северном Приаралье, был заведующий лабораторией палеотериологии ПИН РАН В.Ю. Решетов. К великому сожалению, 20 июля 1993 г. Валерий Юрьевич скоропостижно скончался, и многие его планы и начинания остались не завершены. Автор глубоко благодарен В.Ю. Решетову за многолетнее руководство его научной деятельностью, за неизменно доброе отношение, за многочисленные советы и консультации, последние из которых касались настоящей работы.

Автор весьма признателен всем исследователям, чьими рекомендациями он пользовался, с кем сотрудничал в экспедициях: М.А. Ахметьеву (ГИН), А.К. Агаджаняну, Е.К. Сычевской, М.А. Шишкуну, Б.А. Трофимову, А.А. Карху, А.В. Лаврову (ПИН), Б.Г. Янину (МГУ).

Таблица I



**Таблица I.** Раннемиоценовые млекопитающие из местонахождения Алтыншокысу (Северное Приаралье), аральская свита.

1 – *Eumyarion tremulus* sp. nov., N 4516-70, голотип,  $M_1$  правый, вид сверху;  $\times 22$ ; 2 – то же, вид с лабиальной стороны,  $\times 22$ ; 3 – *E. tremulus* sp. nov. N 4516-60,  $M^1$  правый,  $\times 12$ ; 4 – *Eucricetodon occasionalis* sp. nov. N 4516-196, голотип; фрагмент левой ветви нижней челюсти с  $M_1$ – $M_3$ ;  $\times 12$ ; 5 – *E. occasionalis* sp. nov., N 4516-198,  $M^1$  левый;  $\times 22$ ; 6 – *Exallerix efaiales* sp. nov. N 4516-1, голотип, фрагмент правой ветви нижней челюсти с  $P_4$ – $M_2$ ;  $\times 5$ .

## СТРАТИГРАФИЯ

В Северном Приаралье широко распространены отложения палеогена и нижнего миоцена, представленные в основном терригенно-карбонатными толщами. По условиям формирования обычно выделяют "отложения морского палеогена" (тасаранская, саксаульская и чеганская свиты), пресноводные и солоноватоводные отложения "тургайской серии" (кутанбулакская, чиликтинская и чаграйская свиты) и солоноватоводные отложения аральской свиты (Яншин, 1953; Овечкин, 1962; Вялов, 1964).

Аральская свита, известная также под названием "корбулевые слои", или "слои с *Corbula helmerseni*", по времени своего образования соответствует фазе регрессии в Паратетисе и представляет собой отложения лагун и озер приморской равнины. В настоящее время ее возраст определяется как терминальный олигоцен-ранний миоцен (Попов и др., 1993). Распространенная в Северном Приаралье, в восточной части Устюргта и на юге Тургайской равнины, она обычно представлена серо-зелеными карбонатными глинами с прослойками мергелей, песками, коричневато-серыми глинами с прослойками пестроцветных глин, алевритов и песков. Аральская свита весьма изменчива по латерали и имеет непостоянную мощность. Обычно выделяют два типа разрезов – песчано-алеврито-глинистый с незначительным участием карбонатных пород (западный тип, к нему принадлежат Саякен, Кужасай и Жилансай) и глинисто-карбонатный с незначительной долей песчано-алевритовых пород (восточный тип) (Геология СССР, 1970). Алтыншокысу, несомненно, следует относить к восточному типу, хотя участие алевритов и песков здесь относительно больше, чем, например, в Аксепе.

Алтыншокысу представляет собой плоскую платообразную возвышенность. В ее крутом юго-западном склоне обнажаются толщи эоцен-нижнего миоцена (чеганская, кутанбулакская, чиликтинская, чаграйская и аральская свиты), общей мощностью около 40 м (рис. 1).

Аральская свита согласно залегает на песках чаграйской свиты. Пески мелкозернистые, светло-серые, горизонтальнослоистые, хорошо сортированные, слюдистые, часто каолинитизированные, содержат много железистых и марганцовистых конкреций и прослоев, а также гальку преимущественно кварцевого и аргиллитового состава размером до 4 см.

Аральская свита, экспонированная в верхней части склона, имеет мощность 15 - 20 м. Она представлена глинистыми и карбонатно-глинистыми породами с небольшой долей обломочного материала. Подразделяется на три пачки, хорошо различающиеся по литологическим признакам (снизу вверх):

Мощность, в метрах:

1. Алевриты светло-серые, глинистые .....1.
2. Глины светло-серые и зеленовато-серые, с прослойями мергелей .....до 18.
3. Песчанистые известняки, песчаники, пески .....до 1.

Глины и алевриты, кроме характерных для аральской свиты раковин двустворчатых моллюсков *Corbula helmerseni* Mikh. и остатков гастропод, содержат кости разнообразных рыб, земноводных, черепах, птиц и млекопитающих: насекомоядных, зайцеобразных, грызунов, хищных, китообразных, непарнокопытных и парнокопытных.

На юго-западном склоне плато Алтыншокысу обнажаются (снизу вверх):

Пачка 1. Мощность, в метрах:

- Слой 1. Глинистые алевриты, светлые, голубовато-серые, в верхней части более песчанистые. К этой части приурочены костеносные линзы и прослои. Основной костеносный уровень находится в кровле слоя. Обломки костей обычно перемешаны с мелкогалечным и гравийным материалом ..... 1

I костеносный уровень. Содержит остатки следующих позвоночных:

Рыбы – *Odontaspis* sp., *Esox aralensis* Sytch., *Acipenser* sp., различные *Percidae* и *Cyprinidae* (предварительные определения Е.К. Сычевской).

Земноводные – *Cryptobranchiidae* indet. (определение М.А. Шишкина).

Среди остатков млекопитающих нами определены: насекомоядные *Amphechinus* cf. *minimus* (Bohlin, 1942), *Erinaceidae* indet., *Proscapanus* sp., *Desmaninae* indet., *Gobisorex* aff. *kingae* Sulimski, 1970, зайцеобразные *Desmatolagus simplex* (Argyropulo, 1940), *D. aff. shargaltensis* Bohlin, 1937, грызуны *Steneofiber kumbulakensis* (Lytshev, 1970), *Plesiosminthus* sp., *Aralocricetodon schokensis* Bendukidze, 1993, *Eumyarion tremulus* sp. nov., *Eucricetodon occisionalis* sp. nov., китообразные ? *Delphinoidea* indet., парнокопытные *Amphitragulus* sp.

Пачка 2.

Слой 2. Глины серо-зеленые, яркие, довольно плотные, формируют основную пологую часть склона. Содержат многочисленные раковины *Corbula helmerseni* Mikh., нередко образующие линзы, пропласти и прослои (до 15 см мощностью) белого ракушняка, состоящего из детрита, обломков и целых раковин корбул. Имеется кварцевая галька величиной до 3 см. В кровле слоя розовато-серые мергели (до 10 см) ..... 2

II костеносный уровень: кости рыб, в основном – позвонки *Percidae*.

Слой 3. Глины зеленовато-серые, более светлые, чем в слое 2 .....1.5

Палеоген		Неоген		Система	Отдел	Подотдел	Свита	Мощность, в метрах	Литологический состав и палеонтологическая характеристика
Эоцен	Олигоцен	Миоцен	Нижний						
Верхний	Нижний	Верхний	Аральская					1.5	Песчанистые известняки, пески
Чедан-ская	Кутанбулак-ская	Чилик-тинская	Чатрайская					18	Глины серые и зеленовато-серые, с прослойками мергелей. Встречаются остатки млекопитающих, птиц, черепах, рыб, двустворчатых и брюхоногих моллюсков
								1	Алевриты светло-серые, глинистые. Остатки млекопитающих и рыб
								6	Пески светло-серые, слюдистые
								4.5	Переслаивание песков и глинистых алевритов. Остатки млекопитающих, черепах и рыб
								6–7	Пески светло-серые, тонкозернистые, хорошо сортированные, с кварцевой галькой и песчаными конкрециями
								5	Алевриты глинистые, листоватые, коричневато-серые, с примазками ярозита. Остатки моллюсков

Рис. 1. Стратиграфическая схема палеоген-неогеновых отложений юго-западного склона Алтыншокысу.

Слой 4. Глины желтовато-серые, в выветрелом состоянии желтовато-бурые ..... 0.5

Слой 5. Глины карбонатные, довольно плотные, в свежем состоянии темно-серые, в выветрелом – зеленовато-серые, оскольчатые. В кровле прослой розовато-серых алевритистых мергелей (7 см) ..... 1.5

Слой 6. Глины светло-серые (в выветрелом состоянии желтовато-серые). На 1 м выше подошвы слоя располагается III костеносный уровень,

содержащий скелеты рыб Clupeidae indet. (определение Е.К. Сычевской) ..... 2.5

Слой 7. Пачка переслаивания глин – серых (в выветрелом состоянии желтовато-серых) и зеленовато-серых ..... 3

Слой 8. Глины зеленовато-серые, в свежем состоянии пластичные (в выветрелом – оскольчатые), с многочисленными крышечками пресноводных гастропод *Bithynia adormatus Tolst.* Встречаются редкие ядра раковин *Corbicula helmerseni*, гастропод, обломки панцирей черепах, кости птиц

(Anatidae, Ergilornithidae и Charadrii; определение А.А. Карху), зубы и кости млекопитающих ..... 4

IV костеносный уровень. Среди остатков млекопитающих определены: насекомоядные *Exallerix efaiales* sp. nov., *Amphechinus* cf. *minimus* (Bohlin, 1942), *Mygalea lavrovi* Bendukidze, 1993, *Asthenoscapter* sp., *Gobisorex* aff. *kingae* Sulimski, 1970; зайцеобразные *Desmatolagus* aff. *robustus* Matthew et Granger, 1923, *D. aff. shargaltensis* Bohlin, 1937, *Sinolagomys pachygnathus* Li et Qiu, 1980; грызуны *Ansomys* sp., *Steneofiber kumbulakensis* (Lytshev, 1970), *Asiacastor* aff. *orientalis* Lytshev, 1988, *Eucricetodon occasionalis* sp. nov., *Aralomys gigas* Argyropulo, 1939, *Tachyoryctoides glikmani* Vorontzov, 1963, *Yindirtemys birgeri* Bendukidze, 1993; хищные? *Stenoplestictinae* indet., *Mustelidae* indet., непарнокопытные *Rhinocerotoidea* indet., парнокопытные *Amphitragulus* sp.

Пачка 3.

Слой 9. Пески светло-серые, тонкозернистые, алевритистые, ожелезненные ..... 1

Слой 10. Известняки песчанистые, розовато-серые, плитчатые. Содержат редкие ядра раковин *Corbula helmerseni*, а также сильно окатанные обломки костей млекопитающих. Бронируют плато ..... до 0.5.

### ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ПО МЛЕКОПИТАЮЩИМ

Изучение мелких млекопитающих аральской фауны затруднено фрагментарностью и плохой сохранностью их остатков. С этим связано и описание большинства форм в открытой номенклатуре. В табл. 1 приведен список мелких млекопитающих аральского комплекса с указанием местонахождений.

Обычно выделяют два подкомплекса видов мелких млекопитающих аральской фауны. Более ранний известен из Аксепе. Для него характерно присутствие эндемичных грызунов *Eumysodon*, *Argyromys* и зайцеобразных *Desmatolagus simplex*. Аксепе коррелируется либо с зоной MN 1 по шкале П. Мэна (Mein, 1979), либо с MN 2 (Габуния, 1986) и относится таким образом к нижнему аквитану. Второй подкомплекс свойственен местонахождениям северо-западного побережья Аральского моря – Саякену, Кужасаю и Жилансаю. Здесь найдены зайцеобразные рода *Sinolagomys*, грызуны *Tachyoguctoides* и *Yindirtemys*. Эти местонахождения относят к верхнему аквитану (Бендукидзе, 1977). Древние представители зайцеобразных *Desmatolagus* aff. *shargaltensis*, бобры *Steneofiber kumbulakensis* и *Palaeocastor* sp., хомякообразные рода *Eucricetodon* а также *Aralomys gigas* известны из обоих подкомплексов (табл. 1).

Нижний (I) костеносный уровень Алтыншоксысу по остаткам мелких млекопитающих датируется ранним аквитаном. Сравнение *Eucricetodon occasionalis* sp. nov. с европейскими представителями этого рода показывает, что по степени морфологической эволюции зубов он близок стадии *E. hesperius* Engesser, 1985 (зона MN 1 по шкале П. Мэна, местонахождение Paulhiac; Engesser, 1985). *E. occasionalis* sp. nov., вероятно, является прямым потомком олигоценового *E. caducus* (Shevyreva, 1967), также сопоставляемого с линией *E. praecursor* (Schaub, 1925) – *E. collatus* (Schaub, 1925) – *E. hesperius* (стадия *E. praecursor*; Шевырева, 1967). *Eumyarion tremulus* sp. nov. близок *E. carbonicus* Bruijn et Sarac, 1991 из нижнего миоцена Турции (зона MN 1 или 2, местонахождение Harami I), но отличается от него редукцией задних ветвей гипоконидов (что характерно для более поздних миоценовых европейских *Eumyarion*). *Plesiosminthus* sp. из I костеносного уровня Алтыншоксысу обладает значительным сходством в строении зубов с *P. myarion* Schaub, 1930 (двойной протолоф  $M^2$ , хорошо развитая задняя ветвь протоконида  $M_2$ ), характерным для нижнего миоцена Европы (MN 1 - 2a).

*Eumyarion tremulus* sp. nov. и *Desmatolagus simplex* найдены также в Аксепе. Это позволяет сопоставлять нижний костеносный уровень Алтыншоксысу с данным местонахождением и относить его к раннеаральскому подкомплексу. Учитывая результаты анализа состава мелких млекопитающих, этот подкомплекс можно датировать зоной MN 1.

Обнаруженные в верхнем (IV) костеносном уровне Алтыншоксысу остатки *Sinolagomys pachygnathus* Li et Qiu, 1980 позволяет сделать заключение о его аквитанском возрасте. *S. pachygnathus* описан из формации Сяцзя (Xiejia; Китай, Цинхай), которая датируется зонами MN 2 - 4 (Li et al., 1981), MN 1 - 2 (Li et al., 1984) или MN 1 - 3 (Qiu, Qiu, 1990). Несколько удивляет облик этого комплекса остатки *Desmatolinae*, определяемые как *Desmatolagus* aff. *robustus* и *D. aff. shargaltensis*. Однако на самом деле эти зайцеобразные представлены формами, обладающими рядом прогressiveных признаков. Так, *D. aff. robustus* крупнее *D. robustus* Matthew et Granger, 1923 и имеет цемент в передне-наружной складке  $P_3$  и складках, отделяющих гипоконулиды от талонидов  $P_4$ - $M_2$ . *D. aff. shargaltensis* демонстрирует явные тенденции к слиянию корней  $P_4$ - $M_2$  и редукции гипоконулидов. Очевидно, обе эти формы представляют собой самостоятельные виды.

*Ansomys* sp. из Алтыншоксысу по строению  $P_4$  занимает промежуточное положение между позднеолигоценовым *A. shantungensis* (Rensberger et Li, 1986) и среднемиоценовыми *A. orientalis* Qiu, 1987 и *A. shanwangensis* Qiu et Sun, 1988 (Китай).

**Таблица 1.** Список мелких млекопитающих аральского фаунистического комплекса (по Аргиропуло, 1939, 1940; Беляева, Борисяк, 1948; Бендукидзе, 1977, 1989, 1993; Лавров и др., 1985; Gabunia, 1981; Russel, Zhai, 1987 и по данным автора – обозначены крестиком в скобках)

Название таксона	Местонахождения							
	Раннеаральский подкомплекс		Позднеаральский подкомплекс					
	Акеспе	Алтыншо-кысу I	Алтыншо-кысу IV	Шоксы	Акотау	Саякен	Кужасай	Жипансай
<b>INSECTIVORA</b>								
Erinaceidae:								
Echinosoricinae:								
<i>Lantanotherium</i> sp.	-	-	-	+	+	-	-	-
Erinaceinae:								
<i>Exallerix eftaltes</i> sp. nov.	-	-	(+)	-	-	-	-	-
<i>Amphechinus</i> cf. <i>rectus</i> (Matthew et Granger, 1924)	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>A. minimus</i> (Bohlin, 1942) (? = <i>Palaeoscaptor acridens</i> Matt. et Gr., 1924 – Беляева, Борисяк, 1948)	+	-	-	+	-	-	-	-
<i>A. cf. minimus</i> (Bohlin, 1942)	-	(+)	(+)	-	-	-	-	-
Talpidae:								
Desmaninae:								
<i>Mygalea lavrovi</i> Bendukidze, 1993	-	-	(+)	+	-	+	-	-
Uropsilinae:								
<i>Asthenoscapter</i> sp.	-	-	(+)	+	-	-	-	-
<i>Proscapanus</i> sp.	-	(+)	-	+	-	-	-	-
Soricidae, Heterosoricinae:								
<i>Gobisorex kingae</i> Sulimski, 1970	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>G. aff. kingae</i> Sulimski, 1970	-	(+)	(+)	+	+	-	-	-
<b>LAGOMORPHA</b>								
Palaeolagidae, Desmatolaginae:								
<i>Desmatolagus</i> aff. <i>robustus</i> Matt. et Gr., 1923	-	-	(+)	+	-	-	-	-
<i>D. aff. shargaltensis</i> Bohlin, 1937	+	(+)	(+)	+	+	+	-	-
<i>D. simplex</i> (Argyropulo, 1940)	+	(+)	-	+	-	-	-	-
(= <i>D. aff. gobiensis</i> Matt. et Gr., 1923 – Бендукидзе, 1993)								
Ochotonidae, Sinolagomyinae:								
<i>Sinolagomys pachygnathus</i> Li et Qiu, 1980 (= <i>S. aff. kansuensis</i> Bohlin, 1937; = <i>S. aff. gracilis</i> Bohlin, 1946 – Бендукидзе, 1993)	-	-	(+)	+	+	+	-	+
<b>RODENTIA</b>								
Aplodontidae, Ansomyinae:								
<i>Ansomys</i> sp.	-	-	(+)	-	-	-	-	-
Sciuridae:								
<i>Palaeosciurus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	+
Dipodidae:								
<i>Argyromys aralensis</i> (Argyropulo, 1939) (= <i>Schaubeumys aralensis</i> )	+	-	-	-	-	-	-	-
(+)								
<i>A. woodi</i> (Argyropulo, 1939)	+	-	-	-	-	-	-	-
? <i>Protalactaga borissiaki</i> Argyropulo, 1939	+	-	-	-	-	-	-	-
Zapodidae:								
<i>Plesiosminthus</i> sp.	-	(+)	-	-	-	-	-	-

Таблица 1. Окончание

Название таксона	Местонахождения							
	Раннеаральский подкомплекс		Позднеаральский подкомплекс					
	Акеспе	Алтыншо-кысу I	Алтыншо-кысу IV	Шоксыу	Акотау	Саякен	Кужасай	Жилансай
Parasminthus aff. tangingoli Bohlin, 1946	-	-	-	+	-	-	-	-
Cricetidae, Eucricetodontinae:								
Eucricetodon sajakensis Bendukidze, 1993 (=E. aff. asiaticus (Matt. et Gr., 1923); =E. aff. deploratus (Shevyreva, 1967)	-	-	-	+	+	+	-	-
E. occasionalis sp. nov. (=E. aff. caducus (Shevyreva, 1967) – Бендукидзе, 1993)	+	(+)	(+)	+	+	-	-	-
Eumyarion tremulus sp. nov. (=Eucricetodon aff. youngi Li et Qiu, 1980 – Бендукидзе, 1993)	(+)	(+)	-	+	-	-	-	-
Aralocricetodon schokensis Bendukidze, 1993	-	(+)	-	+	-	-	-	-
Ctenodactylidae:								
Yindirtemys sajakensis Bendukidze, 1993 (=Tataromys aff. deflexus Teilhard, 1926 – Бендукидзе, 1977)	-	-	-	+	+	+	-	-
Y. birgeri Bendukidze, 1993	-	-	(+)	+	+	+	-	-
“Tataromys” cf. sigmodon Matt. et Gr., 1923.	-	-	-	-	-	-	+	+
Rhizomyidae:								
Tachyoryctoides aff. obrutschewi Bohlin, 1946	+	-	-	+	+	+	-	-
T. glikmani (Vorontsov, 1963) (=T. spurius (Argyr., 1939) – Бендукидзе, 1993)	-	-	(+)	+	-	-	-	-
Aralomys gigas Argyropulo, 1939	+	-	(+)	+	+	+	-	-
Aralomys sp.	-	-	-	+	+	+	+	-
Eumysodon spurius Argyropulo, 1939	+	-	-	-	-	-	-	-
E. orlovi Argyropulo, 1939	+	-	-	-	-	-	-	-
Castoridae:								
Trogontheriinae:								
Steneofiber kumbulakensis Lytshev, 1970 (=Propalaeocastor kumbulakensis)	+	(+)	(+)	+	-	-	-	-
Castoroidinae:								
Palaeocastor sp. (=Agnotocastor sp.)	+	-	-	+	-	-	-	-
Capatanka schokensis Bendukidze, 1993	+	-	-	+	+	-	-	-
C. aff. schokensis Bend., 1993	-	-	-	-	-	-	-	+
Capacikala sajakensis Bendukidze, 1993	-	-	-	-	-	+	-	-
C. aff. sajakensis Bend., 1993	-	-	-	+	+	-	-	-
C. cf. sciuroides (Matt., 1907)	-	-	-	+	+	-	-	-
Asiacastorinae:								
Asiacastor aff. orientalis Lytshev, 1988	-	-	(+)	+	+	-	-	-

Сильно обособленный крупный гипоконид и слабо развитый низкий гребень метастилида сближают Ansomys sp. с A. shantungensis, а хорошо развитые мезостилиид, дополнительные гребни талонидного бассейна, эктолофид и гиполофид – с

A. orientalis (характерно для миоценовых Ansomyinae; Qiu, Sun, 1988). Aralomys, возможно, следует считать обособленным миоценовым родом Rhizomyidae (Бендукидзе, 1993). Он отличается от предкового олигоценового Tachyoryctoides отно-

сительно редуцированным  $M_3$ . Известный из Сяцзя представитель ризомиид (*Tachyogystoides kokonorensis* Li et Qiu, 1980), вероятно, также относится к этому роду. Ктенодактилиды *Yindirtemys birgeri* и особенно *Y. sajakensis* весьма сходны с *Y. suni* (Li et Qiu, 1980) из этого же местонахождения. Бобры *Steneofiber kumbulakensis* и *Asiacastor orientalis* указываются также из акжарской свиты Зайсанской впадины, датируемой ранним миоценом (Лычев, 1987).

*Mygalea* и *Asthenoscapter* в настоящее время известны только из миоцена. *Exallerix eifaltes* sp. nov., по сравнению с олигоценовым *E. hsandagolensis* McKenna et Holton, 1967, обладает некоторыми прогрессивными для *Brachyericini* признаками – относительно более крупным и узким  $M_1$  с режущим паралофидом и редуцированным метаконидом, мелким  $P_4$  и массивным массетерным гребнем. С другой стороны, *Amphechinus cf. minimus* и *Gobisorex aff. kingae* обнаруживают почти полное сходство в размерах и строении зубов с соответствующими видами насекомоядных из олигоцена Монголии (Sulimski, 1970).

Перечисленные выше виды свойственны позднеаральскому подкомплексу мелких млекопитающих аральской фауны (табл. 1). Его возраст, видимо, соответствует сяцзяйскому веку млекопитающих (Хiejian) китайской шкалы (MN 2 - 3).

О.Г. Бендукидзе (1993) описывает богатый комплекс мелких млекопитающих из местонахождений Акотау и Шокысу, расположенных в исследуемом районе. Он выделяет два костеносных уровня, сопоставляя нижний с Акеспе, а верхний – с Саякеном, Кужасаем и Жилансаем. Судя по описанию, они отвечают выделенным слоям 8 и 9, и, на наш взгляд, оба соответствуют позднеаральному времени – характерные для них виды указываются в Саякене, но отсутствуют в Акеспе и в нижнем (I) костеносном уровне Алтыншокысу (табл. 1).

Если данные выводы подтверждаются при дальнейших исследованиях, то Алтыншокысу можно будет считать важнейшим местонахождением аральского фаунистического комплекса, в котором представлены остатки мелких млекопитающих как раннего, так и позднего этапов его существования.

Сравнение аральского комплекса с другими азиатскими и европейскими олигоцен-миоценовыми комплексами показывает, что он содержит относительно много форм, сохранивших черты позднеолигоценовой организации (что, как известно, характерно и для аквитанских млекопитающих Европы). В первую очередь это касается эринацеид, палеолагид, аплодонтид, ктенодактилид, некоторых ризомиид и крицетид. Наибольшее сходство отмечается с позднеолигоценовыми комплексами Китая (Шаргалтай-Гол, Табен-Булак). С другой стороны, очевидно, что многие из

них имеют специфические черты, отличающие их от олигоценовых предков. Некоторые виды идентичны или весьма сходны с видами из фауны Сяцзя (Китай), на настоящий момент наиболее древней из известных азиатских миоценовых фаун; грызуны *Eucricetodon* и *Eumyargon* по степени морфологической эволюции зубов сопоставляются с европейскими и западноазиатскими (Турция) видами, характерными для аквитана.

В итоге, видимо, можно говорить о том, что в начале раннего миоцена аральская фауна представляла собой заключительную стадию олигоценового этапа развития Центральноазиатской фауны млекопитающих.

## ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ

Млекопитающие аральского фаунистического комплекса обитали в различных биотопах. Их можно разделить на две основные группы – стации приречных и приозерных увлажненных лесов и биотопы сухих и открытых и полуоткрытых пространств. Этот вывод основан на изучении ископаемых остатков мелких млекопитающих из Акеспе и Алтыншокысу. Он подтверждает наличие в аральской фауне двух главных экологических комплексов и преобладание в ней обитателей открытых и полуоткрытых пространств (Флеров, Яновская, 1971; Зоогеография палеогена Азии, 1974).

Обитателями открытых участков (лугов, кустарниковых зарослей, степных или саванноидных пространств, сухих водораздельных лесов и редколесий), были ежи *Amphechinus* и *Exallerix*, зайцеобразные *Desmatolagus* и *Sinolagomys*, представители ризомиид *Aralomys* и *Tachyogystoides*, *Yindirtemys* из семейства ктенодактилид. Древние хомякообразные существовали в условиях умеренно-влажных и сухих водораздельных лесов и были экологическим аналогом современных мышей (Шевырева, 1967). Судя по строению зубов, *Aralocricetodon schokensis* был способен к питанию клетчаткой, а в рационе *Eumyargon tremulus* и *Eucricetodon occasionalis* преобладали белковые корма. *Ansomys*, возможно, был связан с лесами и кустарниковыми зарослями. В приречных и приозерных стациях обитали разнообразные бобры, выхухоли, землеройки.

Крупных млекопитающих также принято делить на два экологических комплекса. К одному относят околоводных животных, таких как *Arotodon borissiaki* и *Aminodontidae*, а к другому – несомненных обитателей открытых территорий: гигантских носорогов *Paraceratherium prohrogovi*, а также *Aceratherium aralense*, гиракодонтов, проремотериев и т.д. (Яншин, 1953; Лавров, 1959; Лычев, Аубекерова, 1971; Бендукидзе, 1979).

Выделенные биоценотические группировки вполне согласуются с палинологическими данными, указывающими на широкое распространение

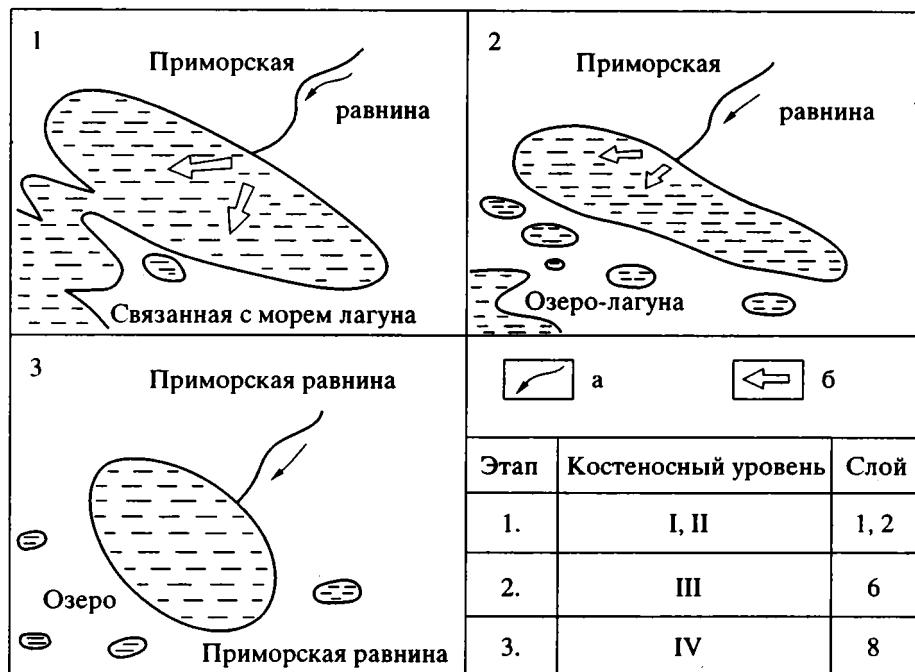


Рис. 2. Схема развития озерно-лагунного водоема в районе Алтын-шокысу в аральское время (ориг.).  
а – направление транспортировки костных остатков водными потоками, б – транспортировка материала в пределах водоема.

в аральское время лиственных лесов с преобладанием хвойных и участием субтропических элементов, а также на появление ксерофитов, отражающих степную и луговую растительность (*Chenopodiaceae*, *Sparganium*, *Artemisia*, *Compositae* и др.) (Панова, 1979).

### ТАФОНОМИЯ

Общие закономерности формирования захоронений раннемиоценового времени в Северном Приаралье заключаются в накоплении костных остатков в многочисленных озерах и лагунах приморской равнины, примыкающей с севера к Североустюртскому морскому заливу, который занимал одноименный прогиб. Одновременное существование водоемов различных размеров, глубины и солености, в неодинаковой степени связанных с морем и речными потоками, предполагает относительное фациальное разнообразие аральских отложений, на которое не раз обращалось внимание исследователей (Яншин, 1953; Лавров, 1979).

Тафономические наблюдения в Алтыншокысу позволяют сделать вывод, что условия образования аральской свиты с течением времени становились все более континентальными. По мере отступания морского бассейна лагуна сначала превратилась в солоноватоводное озеро, которое затем постепенно опреснилось. Осадки приобретали все более мелководный характер, из алеври-

тистых становились преимущественно глинистыми, увеличилась их карбонатность, появились прослои мергелей и известняков. Исследование тафономических особенностей каждого костеносного уровня дает возможность проследить изменение характера бассейна осадконакопления в его историческом развитии (рис. 2). Что касается самого процесса образования захоронений, то он, видимо, существенно не менялся во времени и включал в себя транспортировку костного материала водными потоками (временными или постоянными) и отложение его в прибрежных частях водоема.

### СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Отряд *Insectivora* Bowdich, 1821  
Семейство *Erinaceidae* Fisher von Waldheim, 1817

Подсемейство  
*Erinaceinae* Fisher von Waldheim, 1817  
Триба *Brachyericini* Butler, 1948  
Род *Exallerix* McKenna et. Holton, 1967  
*Exallerix efialtes* Lopatin, sp. nov.

Табл. I, фиг. 6, рис. 3.

Название вида от *efialtes*, греч. – “кошмар”, “демон, вызывающий ночные кошмары”.

*Golotip* – ПИН РАН, N 4516-1; фрагмент правой ветви нижней челюсти с  $P_4-M_2$ ; Казахстан, Северное Приаралье, Алтыншокысу; нижний миоцен.

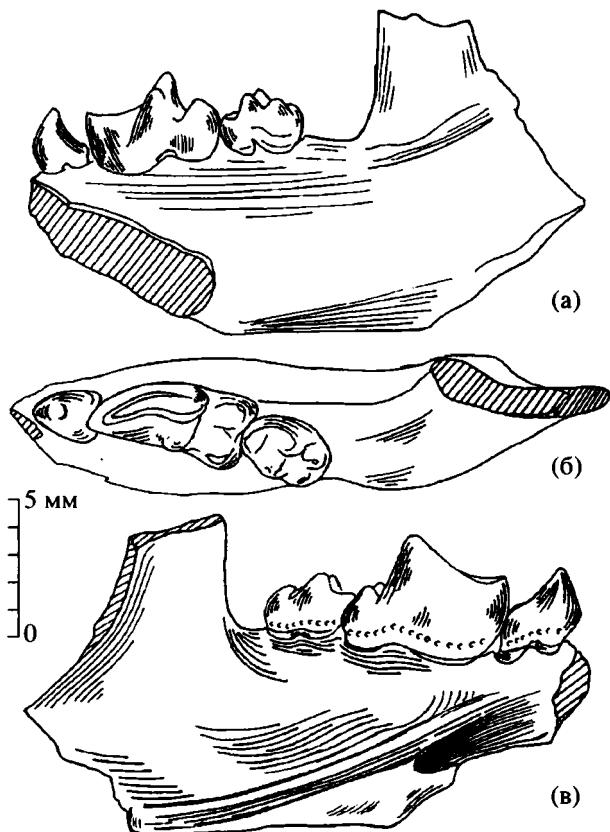


Рис. 3. *Exallerix eftaltes* sp. nov. N 4516-1, голотип, фрагмент правой ветви нижней челюсти: а – с лингвальной стороны, б – с окклюзиальной стороны, в – с лабиальной стороны.

**Диагноз.** Размеры средние (длина  $P_4-M_2$  – 10.5 мм), сравнимые с таковыми *E. hsandagolensis* McKenna et Holton, 1967.  $P_4$  сильно редуцирован (по длине в 2.75 раза меньше  $M_1$ ).  $M_1$  относительно крупный и узкий, с режущим паралофилем и сравнительно мелким метаконидом.  $M_2$  мелкий, с уплощенным параконидом. Талонид по размерам составляет чуть менее половины общей длины

зуба. Массетерный гребень нижней челюсти очень массивный и широкий.

**Описание.** Нижняя челюсть с очень короткой зубной ветвью и расположенным к ней под прямым углом венечным отростком. Массетерная впадина очень глубокая, массетерный гребень мощно развит, его передний край располагается под  $P_4$ . Подбородочное отверстие большое, воронкообразное, находится под передней частью  $M_1$ . Альвеола  $I_1$  очень длинная, достигает уровня заднего края  $M_1$ . В зубном ряду сохранились корень  $P_3$  с пульпарной полостью и абсолютно целые слабо стертые  $P_4$ ,  $M_1$  и  $M_2$ .  $P_4$  двухкорневой. Его коронка сильно редуцирована (параконид и метаконид утрачены). Высота  $P_4$  чуть больше высоты параконида  $M_1$ .  $M_1$  крупный, с режущим лезвиеобразным паралофилем. Метаконид редуцированный, намного мельче и ниже протоконида. Его вершина располагается чуть впереди вершины протоконида и отделяется от нее очень мелкой долинкой. Талонид короткий, но довольно высокий, с хорошо развитыми гипоконидом и энтоконидом.  $M_2$  редуцированный, почти в два раза меньше  $M_1$ . Тригонид немного превосходит по длине талонид. Параконид уплощенный. Протоконид наиболее массивный из всех бугорков. Метаконид несколько меньше протоконида, но почти одинаковой с ним высоты. Гипоконид и энтоконид сравнительно мелкие и низкие.  $P_4$  и оба коренных зуба имеют лабиальный воротничок с отчетливым рельефом в виде мелких округлых бугорков, расположенных в один продольный ряд (рис. 3).

Размеры нижней челюсти и зубов приведены в табл. 2.

**Сравнение.** От типового вида *Exallerix hsandagolensis* McKenna et Holton, 1967 отличается относительно более мелким  $P_4$  и более крупным  $M_1$  (у *E. hsandagolensis*  $P_4$  по длине только в 2 раза короче  $M_1$ ), режущим паралофилем и сильно редуцированным метаконидом  $M_1$ , а также более мощно развитым массетерным гребнем нижней челюсти.

Таблица 2. Размеры нижней челюсти и зубов *Exallerix eftaltes* sp. nov., в мм:

Наимено- вание зуба	Длина			Ширина	Высота				
	общая	тригонид	талонид		Пкд	Пркд	Мкд	Гкд	Экд
$P_4$	2.0	–	–	2.0	–	2.5	–	–	–
$M_1$	5.5	4.0	1.5	2.6	2.25	3.75	2.25	2.3	1.7
$M_2$	3.0	1.75	1.25	2.25	1.0	2.25	1.5	1.5	1.5

Длина  $P_4-M_2$  – 10.5

Расстояние от  $M_2$  до переднего края венечного отростка – 1.75

Высота зубной ветви с лабиальной стороны: под  $M_1$  – 6.1

под  $M_2$  – 7.5

Примечание. Пкд – параконид, Пркд – протоконид, Мкд – метаконид, Гкд – гипоконид, Экд – энтоконид.

**Замечания.** М. Маккенна и Ш. Холтон (McKenna, Holton, 1967) отнесли выделенный ими род *Exallerix* к особому подсемейству короткомордых ежей *Brachyericinae*, включающее также *Brachyericix* Matthew, 1933, *Metechinus* Matthew, 1929 и *Dimylechinus* Hurzeler, 1944 (А.А. Гуреев (1979) рассматривает эту группу в ранге трибы *Brachyericini* в пределах подсемейства *Erinaceinae*). Для всех этих родов характерна редукция зубных рядов – в нижней челюсти 1 - 2 премоляра, в верхней – 2 - 3,  $M_3$  отсутствуют. Однако, количество моляров у *Exallerix*, до сих пор известного по единственному фрагменту нижней челюсти типового вида, не было точно установлено (у голотипа обломана задняя часть зубной ветви сразу за параконидом  $M_2$ ). По этой причине систематическое положение *Exallerix* некоторые исследователи считают неопределенным – так, Р. Кэрролл (1993) рассматривает его как *Erinaceoidea incertae sedis*. Зубной ряд *E. efiatus* sp. nov. сохранился полностью. Наличие двух моляров подтверждает правильность предварительно установленной для экзаллерикса зубной формулы ( $I_2C_1P_2M_2$ ) и указывает на его принадлежность к *Brachyericini* (кроме того, в коллекции ПИН РАН имеются несколько фрагментов нижних челюстей *E. hsandagolensis* из среднего олигоцена Монголии (свита Шанд-Гол, сборы ССМПЭ), демонстрирующих отсутствие  $M_3$  у этого вида).

Присутствие *E. efiatus* sp. nov. в аральской свите расширяет стратиграфическое распространение рода от среднего олигоцена до нижнего миоцена. По сравнению с *E. hsandagolensis* новый вид характеризуется некоторыми прогрессивными признаками (крупный и узкий  $M_1$  с режущим паралофидом и редуцированным метаконидом, сокращенный  $P_4$ , мощный массетерный гребень), на наш взгляд, связанными с приспособлением к преимущественно хищному образу жизни.

**Распространение.** Вид известен из одного местонахождения – Алтыншокысу, Северное Приаралье, Казахстан; нижний миоцен.

**Материал.** Только голотип. Сохранность челюсти и зубов хорошая.

Отряд Rodentia Bowdich, 1821

Семейство Cricetidae Rochebrune, 1883

Подсемейство Eucricetodontinae Mein et Freudenthal, 1972

Род *Eumyarion* Thaler, 1966

*Eumyarion tremulus* Lopatin, sp. nov.

Табл. I, фиг. 1 - 3, рис. 4а - 4е

*Eustrietodon aff. youngi* Li et Qiu, 1980 – Бендукидзе, 1993.

Название вида от *tremulus*, лат. – “дрожащий”, “трепещущий”.

**Голотип** – ПИН РАН, N 4516-70,  $M_1$  правый; Казахстан, Северное Приаралье, Алтыншокысу; нижний миоцен.

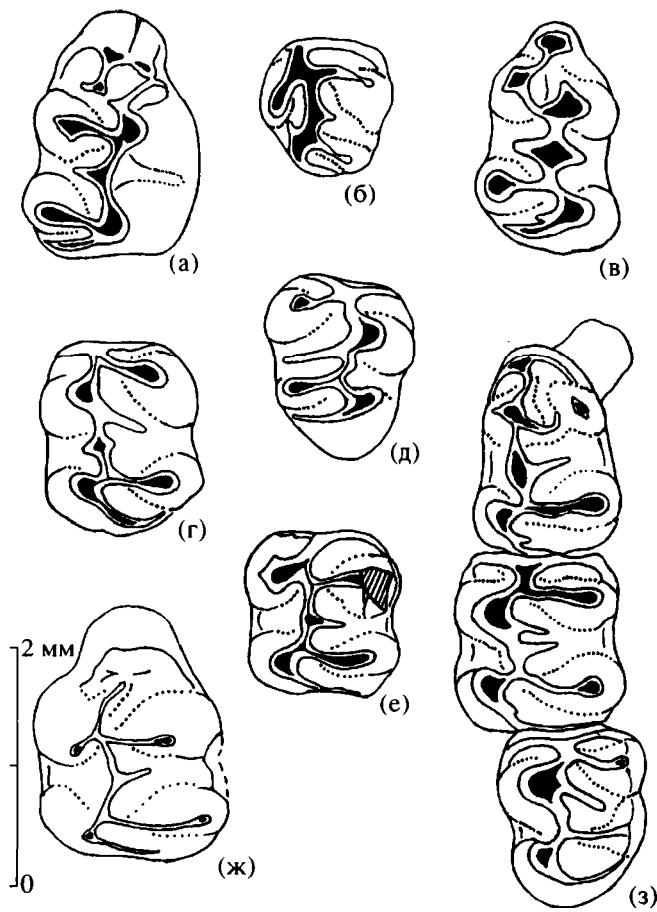
**Диагноз.** Размеры средние для рода (длина  $M_1$  – 1.5 - 1.85 мм).  $M_1$  удлиненно-треугольной формы, с обособленным антероконидом и хорошо развитыми мезолофилем и эктомезолофилем. Задняя ветвь гипоконида  $M_1$ rudиментарная, на  $M_2$  и  $M_3$  – отсутствует. Антерокон  $M^1$  слабо раздвоенный, имеются антеролофуль, передний вырост протокона, лабиальная шпора антерокона, задняя шпора паракона, короткий мезолоф.  $M^2$  со шпорой паракона и относительно длинным мезолофом. Мезолоф  $M^3$  и задний вырост протоконида  $M_3$  достигают края жевательной поверхности коронок.

**Описание.**  $M^1$  грушевидно-асимметричной формы, угловатый. Все бугры хорошо развиты. Антерокон поперечно-вытянутый, занимает центральное положение относительно продольной оси зуба или несколько смещен в сторону наружных бугров. Протосинус и антеросинус разделяются антеролофулем, который соединяется с передним выростом протокона. Снаружи от него располагается отчетливая шпора антерокона, конец которой резко изгибается в лабиальном направлении и иногда достигает наружного воротничка. Иногда шпора прямая или двуветвистая. Часто соединяется с передним выростом протокона. Паракон почти всегда имеет заднюю шпору. Металофуль сформирован выростом метакона, соединяющимся с передней ветвью гипокона. От места слияния выростов протокона и паракона отходит косой или почти прямой продольный гребень (энтолоф), который соединяется с гипоконом и несет хорошо развитый короткий мезолоф, параллельный поперечным гребням. Задний воротничок отделяется от метакона узким глубоким постесинусом.

$M^2$  округленно-квадратной формы. Наружная ветвь переднего воротничка хорошо развита, внутренняя практически полностью редуцирована. Бугры массивные, поперечные гребни почти прямые. Паракон имеет отчетливую заднюю шпору. Мезолоф узкий, заостренный, как правило, длинный, достигает шпоры паракона. Задний воротничок хорошо развит. Постесинус глубокий, длинный, довольно широкий.

$M^3$  очень маленький, округлый, с хорошо развитыми передними элементами жевательной поверхности (наружная ветвь переднего воротничка, протокон, паракон, мезолоф) и редуцированными метаконом и гипоконом. Мезолоф, как правило, достигает лабиального края жевательной поверхности.

$M_1$  удлиненно-треугольной формы, расширяющийся в задней части. Антероконид небольшой, хорошо обособленный, соединяется с метаконидом. Передний вырост протоконида доходит до



**Рис. 4.** Зубы представителей *Eucricetodontinae* из аральской свиты Алтыншокысу: а - е. *Eumyarion tremulus* sp. nov.; а - N 4516-60,  $M^1$  прав., б - N 4516-389,  $M^3$  лев., в - N 4516-70, голотип,  $M_1$  прав., г - N 4516-15,  $M_2$  лев., д - N 4516-402,  $M_3$  прав., е - N 4516-46,  $M^2$  лев.; ж - з. *Eucricetodon occasionalis* sp. nov.: ж - N 4516-198,  $M^1$  лев., з - N 4516-196, голотип,  $M_1$ - $M_3$  лев.

основания антероконида. Задний вырост протоконида и вырост метаконида образуют немного изогнутый в заднем направлении металофилид. Гиполофилид сформирован выростами гипоконида и энтоконида, направленными несколько вперед. Косой эктолофилид идет от места слияния протоконида с выростом метаконида к точке соединения ветвей гипоконида и энтоконида, имеет хорошо развитые мезолофилид и эктомезолофилид, обращенные соответственно к передне-внутренней и задне-наружной сторонам зуба. Задний воротничок длинный, дугообразно изогнутый, отделяется от энтоконида довольно обширным постесинусидом, иногда разделенным поперек рудиментарным гребешком задней ветви гипоконида.

$M_2$  прямоугольный. Имеет хорошо развитый передний воротничок с двумя ветвями. Прямой

металофилид образован передним выростом протоконида и выростом метаконида. Задний вырост протоконида длинный, перпендикулярный продольной оси зуба. Гиполофилид прямой. Короткий косой эктолофилид иногда несет слабо развитые мезолофилид и (или) эктомезолофилид. Задний воротничок длинный, прямой, отделен от энтоконида глубоким постесинусидом.

$M_3$ , удлиненно-треугольной формы, сужающийся в заднем направлении, угловатый. Передний воротничок с двумя развитыми ветвями. С ним гребешками соединяются метаконид и протоконид. Свободный задний вырост протоконида длинный, как правило, доходит до края жевательной поверхности зуба. Очень редко имеется рудиментарный мезолофилид (рис. 4).

Измерения приведены в табл. 3.

**Сравнение.** Новый вид отличается от *E. latior* (Schaub et Zapfe, 1953) наличием массивной задней шпоры паракона верхних моляров, относительно слабо раздвоенным антероконом  $M^1$ , закрытым лингвальным синусом  $M^3$ , от *E. bifidus* (Fahlbusch, 1964) – слабее развитым антероконом  $M^1$ , от *E. medius* (Lartet, 1851) и *E. leemannii* (Hartenberger, 1966) – более мелкими низкоронковыми зубами. Он значительно крупнее *E. microps* Bruijn et Sarac, 1991 и *E. intercentralis* Bruijn et Sarac, 1991 и, в отличие от этих видов, не имеет развитой задней ветви гипоконидов нижних моляров. От *E. montanus* Bruijn et Sarac, 1991 отличается массивной задней шпорой паракона верхних моляров, от *E. carbonicus* Bruijn et Sarac, 1991 – отсутствием задней ветви гипоконида  $M_2$  и  $M_3$ , ее рудиментарным характером на  $M_1$ , более длинным задним выростом протоконида  $M_3$  и слабее развитыми мезолофилидом и эктомезолофилидом  $M_2$ .

**Замечания.** *E. tremulus* sp. nov. – первая достоверная находка представителей рода *Eumyarion* в нижнем миоцене Азии (исключая Турцию). При общей примитивности строения зубов (сходного с *E. carbonicus* из местонахождения Харами I, Турция; ранний миоцен, MN 1 или 2), этот вид полностью утратил заднюю ветвь гипоконида на  $M_2$  и  $M_3$ , а на  $M_1$  лишь иногда имеет крайне редуцированный гребешок (что характерно для более поздних среднемиоценовых *Eumyarion*). Этот факт, видимо, означает самостоятельность развития данной линии *Eumyarion* и подтверждает предположение об азиатском происхождении рода (Bruijn, Sarac, 1991).

**Распространение.** Казахстан, Северное Приаралье; нижний миоцен.

**Материал.** Кроме голотипа, еще 136 зубов или их фрагментов из нижнего костеносного уровня Алтыншокысу, из них 36  $M^1$ , 14  $M^2$ , 7  $M^3$ , 31  $M_1$ , 30  $M_2$ , 18  $M_3$ , а также 1  $M^1$  из Акеспе.

Род *Eucricetodon* Thaler, 1966*Eucricetodon occasionalis* Lopatin, sp. nov.

Табл. I, фиг. 4 - 5, рис. 4ж - 4з

*Eucricetodon aff. caducus* (Shevyreva, 1967) –  
Бендукидзе, 1993.Название вида от *occasionalis*, лат. – “случайный”.Голотип – ПИН РАН, № 4516-196; фрагмент левой ветви нижней челюсти с  $M_1$ - $M_3$ ; Казахстан, Северное Приаралье, Алтыншокысу; нижний миоцен.

**Диагноз.** Мелкие представители рода (длина  $M_1$ - $M_3$  – 4.9-мм, длина  $M_1$  – 1.5 - 1.75 мм) с относительно низкими и широкими коронками коренных зубов.  $M_1$  округло-треугольной формы. Антерокониды слабо обособлены. На  $M_1$  и  $M_2$  хорошо развиты задний вырост протоконида, мезолофид и задняя ветвь гипоконида. Задний вырост протоконида  $M_3$  короткий. Антерокон  $M^1$  низкий, нераздвоенный. Мезолоф  $M^1$ - $M^3$  короткий. Все складки мелкие, но достаточно длинные.

**Описание.**  $M^1$  округло-треугольный, с центральным антероконом. Антерокон слабо обособлен от остальных бугров, мелкий, очень низкий, одновершинный. Передний вырост протокона свободный, не доходит до основания антерокона. Поперечные гребни почти прямые. Энтолоф слабо наклонный, идет от места слияния выростов протокона и паракона к гипокону. Мезолоф прямой и короткий. Задний воротничок узкий, плохо выраженный. Постеросинус узкий и длинный.

$M^2$  округленно-квадратной формы. Наружная ветвь переднего воротничка хорошо развита, внутренняя несколько редуцирована. Продольный и поперечный гребни почти прямые. Мезолоф широкий, плоский, короткий, параллелен поперечным гребням. Задний воротничок плохо развит. Постеросинус длинный и узкий.

$M^3$  мелкий, округлый, с сильно редуцированными гипоконом и метаконом. Мезолоф короткий, не достигает лабиального края жевательной поверхности.

$M_1$  округло-треугольной формы, расширяющийся сзади. Антероконид низкий, редуцированный, соединяется с передним выростом, протоконида. Металофулид изогнут U-образно, гиполофулид прямой. Энтолофид идет от протоконида к месту слияния выростом гипоконида и энтоконида, прямой. Несколько смещен к наружной стороне зуба. Несет хорошо развитый мезолофид, направленный к передне-внутренней стенке. Гипоконид и энтоконид широко расставлены. Имеется вполне развитая задняя ветвь гипоконида. Задний воротничок плохо выражен. Постеросинусид мелкий, но достаточно широкий и длинный.

$M_2$  крупный, прямоугольный. Развиты обе ветви переднего воротничка. Поперечные гребни слегка изогнуты, энтолофид немного наклонный, с явственным коротким мезолофидом. Задний вырост протоконида свободный, не длиннее мезолофида. Задний воротничок плохо развит. Иногда имеется задняя ветвь гипоконида.

$M_3$  округло-треугольной формы, короткий, слегка сужающийся сзади. Развиты обе ветви переднего воротничка. Протоконид и метаконид широко расставлены, задний вырост протоконида на четверть ширины коронки не доходит до стенки зуба. Гипоконид и задний воротничок выражены хорошо, энтоконид довольно сильно редуцирован.

Измерения приведены в табл. 4.

**Сравнение.** Мелкий одновершинный антерокон отличает новый вид от *E. gerandianus* (Gervais, 1848), *E. infralactorensis* (Viret, 1930), *E. aquitanicus* Baudelot et Bonis, 1968, *E. occitanicus* Bonis, 1970, *E. hurzeleri* Vianey-Liaud, 1972, *E. ceticensis* Daams, 1976 и *E. margaritae* Daams et al., 1989; короткие мезолофы  $M^1$ - $M^2$ , отсутствие мезолофида  $M_3$  и слабые задние воротнички – от *E. collatus* (Schaub, 1925), *E. dubius* (Schaub, 1925), *E. longidens* Hugueney, 1969. Отсутствие эктомезолофида  $M_1$  и мезолофида  $M_3$  отличают *E. occasionalis* sp. nov. от *E. atavus* (Misonne, 1957), *E. ptaeculus* (Schaub, 1925), *E. asiaticus* (Matthew et Granger, 1923) и *E. caducus* (Shevyreva, 1967); мелкие размеры и менее

Таблица 3. Размеры зубов *Eumyarion tremulus* sp. nov., в мм:

Наименование зуба	Количество измерений	Длина			Ширина		
		мин.	сред.	макс.	мин.	сред.	макс.
$M^1$	29	1.75	1.9	2.05	1.1	1.25	1.35
$M^2$	13	1.35	1.45	1.55	1.2	1.3	1.4
$M^3$	6	1.0	1.1	1.2	1.05	1.15	1.25
$M_1$	18	1.5	1.7	1.85	1.0	1.1	1.15
$M_2$	20	1.4	1.5	1.65	1.05	1.2	1.3
$M_3$	13	1.4	1.45	1.5	1.1	1.15	1.2

Таблица 4. Размеры зубов и нижней челюсти *Eucricetodon occasionalis* sp. nov., в мм:

Наименование зуба	Количество измерений	Длина			Ширина		
		мин.	сред.	макс.	мин.	сред.	макс.
M <sup>1</sup>	4	1.7	1.8	2.05	1.1	1.15	1.5
M <sup>2</sup>	2	—	1.45	—	1.25	—	1.3
M <sup>3</sup>	1	—	1.0	—	—	1.0	—
M <sub>1</sub>	3	1.5	1.65	1.75	1.0	1.15	1.2
M <sub>2</sub>	2	1.4	—	1.6	1.15	—	1.35
M <sub>3</sub>	2	1.25	—	1.4	1.0	—	1.25

Длина M<sub>1</sub> - M<sub>3</sub> - 4.9; высота зубной ветви под M<sub>1</sub> - 3.8; под M<sub>2</sub> - 3.9; под M<sub>3</sub> - 4.0.

массивные бугры – от E. robustus Agusti et Arbiol, 1989; сильнее сокращенная задняя доля M<sub>3</sub> – от E. gergovianus (Gervais, 1848) и E. huberi (Schaub, 1925); мелкий антерокон и короткие мезолофы и мезолофиды – от E. incertus (Schlosser, 1884), E. hochheimensis (Schaub, 1925), E. haslachensis (Schaub, 1925), E. leptaleos Wang et Meng, 1986 и E. sajakensis Bendukidze, 1993; относительно более крупный антероконид – от E. schaubi (Zdansky, 1930); отсутствие мезостилей – от E. meridionalis Wang et Meng, 1986; длинные постеросинусы, прямой протолофуль и более развитая лингвальная ветвь переднего воротничка M<sup>2</sup> – от E. youngi Li et Qiu, 1980. От E. turinus (Schlosser, 1884) отличается отсутствием шпоры антерокона и более крупными размерами, от E. hesperius Engesser, 1985 – мелким антероконом, более слабыми задними воротничками и наличием задней ветви гипоконида M<sub>1</sub>-M<sub>2</sub>.

**Распространение.** Казахстан, Северное Приаралье; нижний миоцен.

**Материал.** Кроме голотипа, еще один фрагмент левой ветви нижней челюсти с M<sub>1</sub> и изолированный M<sup>1</sup> из верхнего костеносного уровня Алтыншокысу, а также 12 зубов из нижнего уровня, из них 5 M<sup>1</sup>, 2 M<sup>2</sup>, 1 M<sup>3</sup>, 2 M<sub>1</sub>, 1 M<sub>2</sub> и 1 M<sub>3</sub>.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения мелких млекопитающих из местонахождения Алтыншокысу выделено два разновозрастных комплекса, характеризующихся определенными составами. Первый, собранный из нижнего костеносного уровня, Алтыншокысу (I), датируется ранним аквитаном, коррелируется с зоной MN 1 по шкале П. Мэна и сопоставляется с фауной Акеспе. Комплекс верхнего костеносного уровня, Алтыншокысу (IV), по остаткам млекопитающих можно сопоставить с фауной местонахождений северо-западного побережья Аральского моря. Его возраст может быть определен как позднеаквитанский.

Описанные из Алтыншокысу остатки мелких млекопитающих указывают на значительное разнообразие аральской фауны и на ее сходство с позднеолигоценовыми и раннемиоценовыми комплексами Китая. Выделены новые таксоны – Eumyarion tremulus sp. nov., Eucricetodon occasionalis sp. nov., и Exallerix eftaltes sp. nov. Характер остатков многих других мелких млекопитающих заставляет предположить, что в дальнейшем будут выяснены их видовые отличия от родственных олигоценовых форм. Это позволит более обоснованно судить об истории развития аральской фауны.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аргиропуло А.И. Новые Cricetidae (Glires, Mammalia) из олигоцена Средней Азии // Докл. АН СССР. Нов. сер. 1939. Т. 23. № 1. С. 111 - 114.

Аргиропуло А.И. Обзор находок третичных грызунов на территории СССР и смежных областей Азии // Природа. 1940. № 12. С. 74 - 82.

Беляева Е.И., Борисяк А.А. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР // Тр. ПИН. 1948. Т. 15. Вып. 3. 115 с.

Бендукидзе О.Г. О биостратиграфии миоценовых отложений северо-западного побережья Аральского моря // План работы и тез. докладов 21 науч. сессии Ин-та палеобиологии АН ГССР. Тбилиси: Мецниереба, 1977. С. 8 - 12.

Бендукидзе О.Г. Остатки позвоночных в озерно-лагунных толщах и биотопы неогена в Северном Приаралье и Тургайе // Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья и его палеоландшафты. Л.: Геогр. общ. СССР, 1979. С. 34 - 45.

Бендукидзе О.Г. Новые данные по фауне мелких млекопитающих из местонахождения Абысп // Опер.-информ. материалы к I Всес. совещ. по палеотериологии. Отд-ние общ. биол. М., 1989. С. 11 - 13.

Бендукидзе О.Г. Мелкие млекопитающие миоцена Юго-Западного Казахстана и Тургая. Тбилиси: Мецниереба, 1993. 144 с.

Вялов О.С. Олигоценовые и нижнемиоценовые отложения Устюрта и Северного Приаралья – аналоги майкопской серии // Материалы I коллок. по микрофауне и

- биостратиграфии майкопской толщи и ее возрастных аналогов. Киев: Наукова думка, 1964. С. 144 - 145.
- Габуния Л.К.* Наземные млекопитающие // Неогеновая система. М.: Недра, 1986. С. 310 - 327.
- Геология СССР. Т. 21. Ч. 1. Кн. 1. М.: Недра, 1970. 676 с.
- Гуреев А.А.* Насекомоядные (Mammalia, Insectivora). Fauna СССР. Млекопитающие. Т. IV. Вып. 2. Л.: Нauка, 1979. 503 с.
- Зоогеография палеогена Азии // Тр. ПИН СССР. 1974. Т. 146. 301 с.
- Кэрролл Р.* Палеонтология и эволюция позвоночных. Т. 3. М.: Мир, 1993. С. 212.
- Лавров В.В.* Континентальный палеоген и неоген Арабо-Сибирских равнин. Стратиграфия, литология и палеогеографическая обстановка. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 231 с.
- Лавров В.В.* Отложения миоценового аральского горизонта и палеогеография великого озерного этапа на равнинах и межгорных впадинах Зауралья // Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья и его палеоландшафты. Л.: Геогр. общ. СССР, 1979. С. 5 - 33.
- Лавров В.В., Бендукидзе О.Г., Чхиквадзе В.М.* Типовой разрез аральской свиты в Саякене (Северное Приаралье) и его фауна // Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 117. № 1. С. 173 - 175.
- Лычев Г.Ф.* Новые сведения о вымерших бобровых Приизысания и сопредельного Синьцзяна // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1987. Т. 9. С. 69 - 81.
- Лычев Г.Ф., Аубекерова П.А.* Ископаемые бобры Казахстана // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана, Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1971. Т. 5. С. 12 - 33.
- Овечкин Н.К.* Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1962. Т. 77. С. 3 - 269.
- Панова Л.А.* Палинологические комплексы раннемиоценового лагунно-озерного этапа в Казахстане // Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья и его палеоландшафты. Л.: Геогр. общ. СССР, 1979. С. 80 - 88.
- Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А.* Стратиграфия и двусторчатые моллюски олигоцена - нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Тр. ПИН РАН. 1993. Т. 256. С. 1 - 207.
- Флеров К.К., Яновская Н.М.* Экологические комплексы млекопитающих олигоцена Азии и их зоогеографическая характеристика // Тр. ПИН РАН. 1971. Т. 130. С. 7 - 30.
- Шевырева Н.С.* Хомяки рода *Cricetodon* из среднего олигоцена Казахстана // Палеонт. журн. 1967. № 2. С. 90 - 98.
- Яншин А.Л.* Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития // Материалы к познанию геол. строения СССР. МОИП. Нов. сер., 1953. Вып. 15 (19). 734 с.
- Agusti J., Cabrera J., Anadon P., Arbiol S.* A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype // Newslett. Stratigr. 1988. V. 18. № 2. P. 84 - 97.
- Bruijn H. de, Sarac G.* Early Miocene rodent faunas from the eastern Mediterranean area. Part I. The genus *Eumyaron* // Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. 1991. V. 91. № 1. P. 1 - 36.
- Engesser B.* Die Gattung *Eucricetodon* (Mammalia, Rodentia) im Grenzbereich Oligozan / Miozan // Eclogae geol. helv. 1985. V. 78. № 3. P. 669 - 692.
- Gabunia L.* Traits essentiels de l'évolution des faunes de Mammifères néogenes de la région mer Noir-Caspienne // Bull. Muséum nat. histoire Natur. Paris. Ser. 4. 1981. V. 3. № 2. P. 195 - 204.
- Li C.k., Qiu Z.d.* Early Miocene mammalian fossils of Xining Basin, Qinghai // Vert. PalAs. 1980. V. 18. № 3. P. 198 - 214.
- Li C., Qiu Z., Wang S.* Discussion on Miocene stratigraphy and mammals from Xining Basin, Qinghai // Vert. PalAs. 1981. V. 19. № 4. P. 313 - 320.
- Li C.k., Wu W.y., Qiu Z.d.* Chinese Neogene: Subdivision and correlation // Vert. PalAs. 1984. V. 22. № 3. P. 163 - 178.
- McKenna M.C., Holton Ch.P.* A New Insectivore from the Oligocene of Mongolia and a New Subfamily of Hedgehogs // Amer. Mus. Novitates. 1967. № 2311. P. 1 - 11.
- Mein P.* Rapport d'activité du groupe de travail vertebres mise à jour de la biostratigraphie du Neogene basée sur les mammifères // Ann. géol. pays hellén. Hors. ser. 1979. № 3. P. 1364 - 1372.
- Qiu Z.x., Qiu Z.d.* Neogene local mammalian faunas: succession and ages // J. Stratigr. 1990. V. 14. № 4. P. 241 - 260.
- Qiu Z., Sun B.* New fossil micromammals from Shanwang, Shandong // Vert. PalAs. 1988. V. 26. № 1. P. 50 - 58.
- Russel D.E., Zhai R.-J.* The Paleogene of Asia: mammals and stratigraphy // Mem. Mus. natur. Hist. nat. Paris. Sér. C. 1987. V. 52. P. 1 - 488.
- Sulimski A.* On some Oligocene insectivore remains from Mongolia // Palaeontol. polon. 1970. № 21. P. 53 - 70.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 531.781.51.782.1(479)

## К ПРОБЛЕМЕ СУЩЕСТВОВАНИЯ КАВКАЗСКОЙ СУШИ В ОЛИГОЦЕН-МИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

© 1996 г. В. Н. Холодов, Р. И. Недумов

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

Поступила в редакцию 30.09.94 г.

В статье рассматриваются литолого-фациальные обстановки олигоцена и миоцена Кавказского региона. На основе анализа размещения рифогенных образований, эвапоритов, фаций оползней и обвалов, угольных месторождений и палеофлоры, а также формирования поверхностей выравнивания доказывается, что Кавказское сооружение представляло собой остров, активно влиявший на седиментацию в смежных водоемах.

**Ключевые слова.** Литология, палеогеография, майкопская серия, средний миоцен, Кавказский остров.

Проблема существования Кавказской суши в третичное время представляет собой очень важную сторону палеогеографии, событийной геологии, стратиграфии и тектоники. В зависимости от того или иного решения этой проблемы смещаются границы стратиграфических подразделений, рисуются разные ареалы зоо- и фитогеографических провинций и предлагаются различные механизмы развития складчатости, да и всей Кавказской горной системы в целом.

В течение длительного времени считалось, что Кавказский остров наметился в качестве суши еще в раннем олигоцене. В работах Б.П. Жижченко (1940), В.Е. Хaina и Л.Н. Леонтьева (1947, 1950), Н.Б. Вассоевича (1952, 1959), Н.Б. Вассоевича, В.А. Гроссгейма (1951), А.П. Виноградова и др. (1968), Н.М. Страхова и др. (1968), В.Н. Холодова, Р.И. Недумова (1981), В.Е. Хaina (1994а, б) поднятия на месте Центрального Кавказа, выраженные в виде островной суши, четко обозначались на палеогеографических картах олигоценового времени. Вырисовывались они и позднее, в раннем, среднем и позднем миоцене, отражая весьма устойчивое поднятие этого региона.

Однако в последнее время эта, казалось бы, непреложная истина подверглась ревизии. В работе Б.А. Онищенко (1974), а позднее – И.Г. Щербы (1987) утверждается, что не существует достоверных признаков Кавказской суши в олигоцене, а на палеогеографических картах этого и более позднего времени суши вырисовывалась только в пределах краевой части Русской платформы и в Закавказье.

Нам представляется, что столь категорическое утверждение слабо обосновано литолого-фациальными и палеогеографическими наблюдениями и, несмотря на свою привлекательную новизну, должно быть отвергнуто.

Рассмотрение фактического материала, утверждающего существование Кавказского острова, удобнее всего начать со среднемиоценового времени, с эпохи формирования чокракских и караганских отложений.

Среднемиоценовые отложения были изучены нами в Восточном Предкавказье, в междуречье рек Урух–Сулак (Холодов, Недумов, 1981). Здесь по течению рек Урух, Судаг-Дон, Кодахчин, Буйволиная, Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи, Ярык-су и Сулак были детально описаны 9 полных разрезов, которые были сопоставлены между собой (рис. 1). Реперным горизонтом явился “конгломерат β”, отчетливо прослеженный на всем протяжении профиля (Вассоевич, 1952).

Наиболее полным оказался разрез среднего миоцена в районе р. Сулак; здесь чокракские отложения представлены чередованием коричневато-серых и черных морских тонкослоистых глин, содержащих большое количество карбонатных и сульфидных конкреций с фауной *Spirialis cf. subtarchanensis* Zhizh., *Cryptodon sinuosus* (Don.) Andrus., *Abra alba scythica* (Sok.), *Nassa restitutiana* Font., *Buccinum dujardini* Desh., *Leda prendeli* Andrus., прослоев мергелей и мощных песчаников (пласты  $\Sigma_1$ – $\Sigma_7$ ), содержащих остатки моллюсков *Donax tarchanensis* Andrus., *Lucina* sp., *Dosinia* sp., *Venus* sp., *Solen* sp., *Ervilia passilla praepodolica* Andrus., *Mactra bajarunasi* Koles., *Chlamys* и др. Суммарная мощность этих отложений 640 м.

Караганские отложения также представлены переслаиванием черных и коричневато-серых морских глин с многочисленными прослойями мергелей и белых олигомиктовых кварцевых песчаников ( $S_1$ – $S_{13}$ ). В них совершенно отсутствуют фораминиферы и спиралисы, а из моллюсков сохранились только представители родов *Spaniodontella*,

Sandbergeria, Mohrensternia и Barnea, причем первые преобладают. Их мощность равна 350 м.

По направлению с востока на запад в разрезах среднего миоцена наблюдаются фациальные изменения, типичные при переходе от более глубоководных отложений к более мелководным. Западнее реки Фортанга мощность отложений падает до 400 м, в разрезах начинают преобладать глины, а олигомиктовые пески и песчаники нацело исчезают из разреза.

В самом западном разрезе среднемиоценовых отложений на р. Урух суммарная мощность чокракских и караганских отложений сокращается до 120 м, в нижней части чокрака появляется пресноводная фауна *Planorbis*, *Viviparus*, *Pupa*, *Hydrobia* и др., ассоциирующаяся с зелеными хлоритовыми глинами; местами развиты грубообломочные конгломераты и пески. На границе между чокраком и караганом широко распространены строматолитовые водорослевые известняки.

Наиболее ярко строматолитовый "горизонт" представлен в овраге Кета-Чета. Здесь, в 10 - 11 м выше пласта белых кварцевых песчаников чокрака (" $\Sigma_1$ " или " $\Sigma_2$ ") на слоистых коричневато-серых чокракских глинах, содержащих редкие прослои мергелей, с размывом залегает очень не-постоянный по мощности пласт конгломерато-брекчии (рис. 2). Пласт состоит из многочисленных галек и их обломков, сложенных органогенно-водорослевым известняком; реже среди них встречаются плоские галечки мергеля. Размеры обломков достигают 10 см, обычно колеблюсь в пределах 3 - 4 см. Гальки скреплены глинистым сильно ожелезненным цементом, окрашенным в бурьи тона. Мощность пласта конгломерата колеблется от 20 до 80 - 90 см; иногда он полностью выклинивается.

В кровле пласта конгломерато-брекчии обычно залегают крупные органогенно-водорослевые желваки и биогермы, размеры которых колеблются от  $0.10 \times 0.30$  м до  $0.50 \times 0.80$  м; иногда они представляют собой изолированные тела, но чаще сгружаются в линзовидные скопления, достигающие в длину 2 - 3 м. В некоторых обнажениях хорошо видно, что отдельные биогермы в таких скоплениях находятся не в первичном залегании, а несколько повернуты, сдвинуты или смешены по отношению друг к другу.

В сечении строматолитовые тела обычно четко распадаются на ядро, состоящее из мелких водорослевых желваков, галек и обломков, и внешнюю известковую оболочку, причем последняя иногда закручивается вокруг обломочной части по схеме "рулета" или "снежного кома" (рис. 2).

Характерно, что слоистость глин, вмещающих органогенно-водорослевые тела, всегда частично облекает их, а частично оказывается ими нарушенной так, как это показано на рисунке. Внеш-

няя поверхность желваков и биогермов иногда гладкая или бугристая, иногда как бы натечная, "мозговидная"; как правило, к ней приурочено сильное ожелезнение, по-видимому, обусловленное распространением окисленного пирита.

Строматолитовый "горизонт" был также прослежен нами на правом берегу р. Урух, в районе поселка Архарисар, а затем в разрезе р. Суадаг-Дон. Не вызывает сомнения, что он представляет собой наиболее мелководную фацию среднемиоценового водоема; в Западном Предкавказье он параллелизуется с мшанково-водорослевыми известняками.

Другой отличительной особенностью разреза р. Урух является широкое развитие зеленых хлоритовых глин. Действительно, рентгенографическое исследование глинистой части разреза показывает, что 20 - 30% этих пород слагается монтмориллонитом, 40 - 70% - гидрослюдой и 10 - 20% - магнезиально-железистым хлоритом (Холодов, Недумов, 1981). Его появление в наибольее прибрежной части профиля приходится связывать с размывом коры выветривания Малкинского ультраосновного массива; именно в пределах этого района Д.П. Сердюченко (1953) описал целую гамму железисто-магнезиальных хлоритов, залегающих среди серпентинизированных ультраосновных магматических пород. Таким образом, есть все основания полагать, что юго-западнее района р. Урух располагалась суши, поставлявшая в морской чокракский водоем тонкий глинистый материал.

Итак, литолого-фациальный анализ позволяет довольно точно очертить два признака крайнего мелководья - появление в разрезах биогенно-водорослевых известняков и широкое развитие зеленых хлоритовых глин.

Если выявленные литолого-фациальные закономерности приложить к среднемиоценовым толщам Западного Кавказа, нетрудно прийти к выводу, что здесь почти повсеместно развиты именно эти мелководные и прибрежные фации, знаменующие близость береговой линии.

Действительно, на северо-западе этого региона, вблизи ст. Калужская (Северский район) и гор. Хадыженска (Апшеронский район), в чокракских отложениях широко распространены мшанковые рифогенные постройки и хамовые известняки-ракушечники (Прокопов, 1914; Жижченко, 1940). Они представляют собой фациальные аналоги биогенно-водорослевых образований Восточного Предкавказья; это подтверждается частым выклиниванием чокракских отложений на сводах конседиментационных антиклиналей, описанных И.П. Жабревым (1960) по данным разведочного бурения в Западно-Кубанском прогибе.

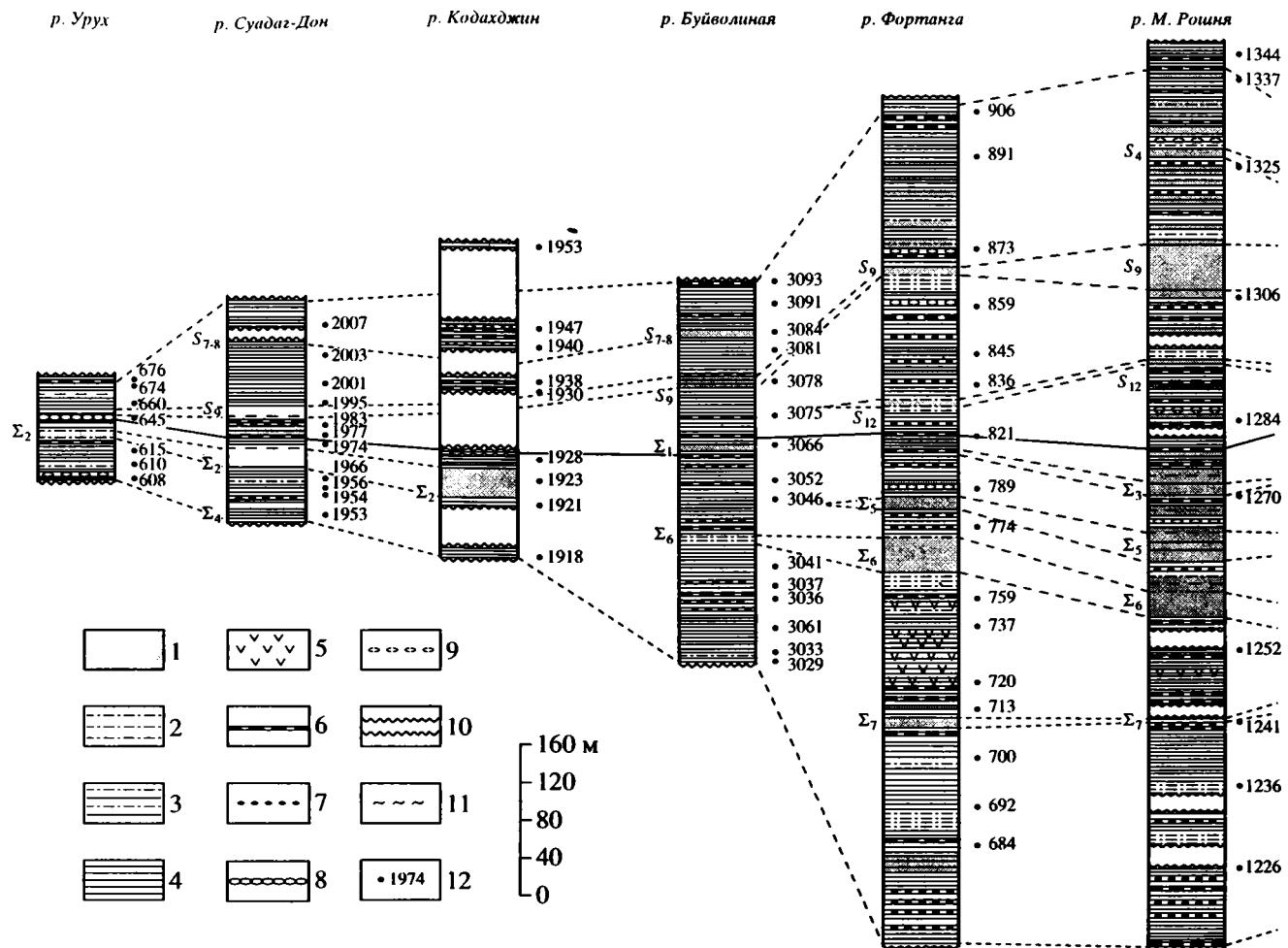


Рис. 1. Фациальные изменения и стратиграфия среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые алевролиты; 4 – глины; 5 – гипсоносные глины; 6 – мергели; 7 – карбонатные конкреции; 8 – строматолиты; 9 – ракушечники; 10 – задернованные участки разреза; 11 – пластические деформации, подводно-оползневые текстуры; 12 – места отбора проб.

Пласти песчаников обозначены индексами “ $\Sigma$ ” и “ $S$ ”.

В қараганско время область развития мелководных рифогенных карбонатных пород перемещается на северо-запад, в Анапский район. Здесь в окрестностях станицы Гостагаевской мшанковые известняки и оолитовые скопления оказываются пространственно связаны с лагунными гипсоносными отложениями (Прокопов, 1914). Любопытно также, что в ряде районов Западного Предкавказья в пластах, разделяющих чокрак и караган, была обнаружена пресноводная фауна моллюсков *Planorbis* и наземных гастропод *Helix* (Жижченко, 1940).

Имеются все основания считать, что мелководные рифогенные известняки с запада окружали Кавказский остров и в среднемиоценовое время были развиты также вдоль его южных берегов. Действительно, в пределах северного обрамления Рионской впадины, между селами

Индуши и Хончиори (Грузия), чокрак представлен рифогенными мшанковыми постройками и содержит очень богатую мелководную фауну моллюсков (Мефферт, 1930). Примерно в этих же районах Менгрелии более глубоководные глинисто-терригенные толщи караганского яруса сменяются рифами мшанковых известняков, формирование которых большинство исследователей связывало с приближением к береговой линии (Мефферт, 1931; Жижченко, 1940; Вассоевич, 1958).

Существование суши на месте Большого Кавказа в среднемиоценовое время хорошо увязывается с изолированными останцами этих отложений, встреченных в центральных частях горного сооружения. На западе такой останец известен в Джавском районе Южной Осетии на высоте 1200 - 1500 м над уровнем моря в среднем течении

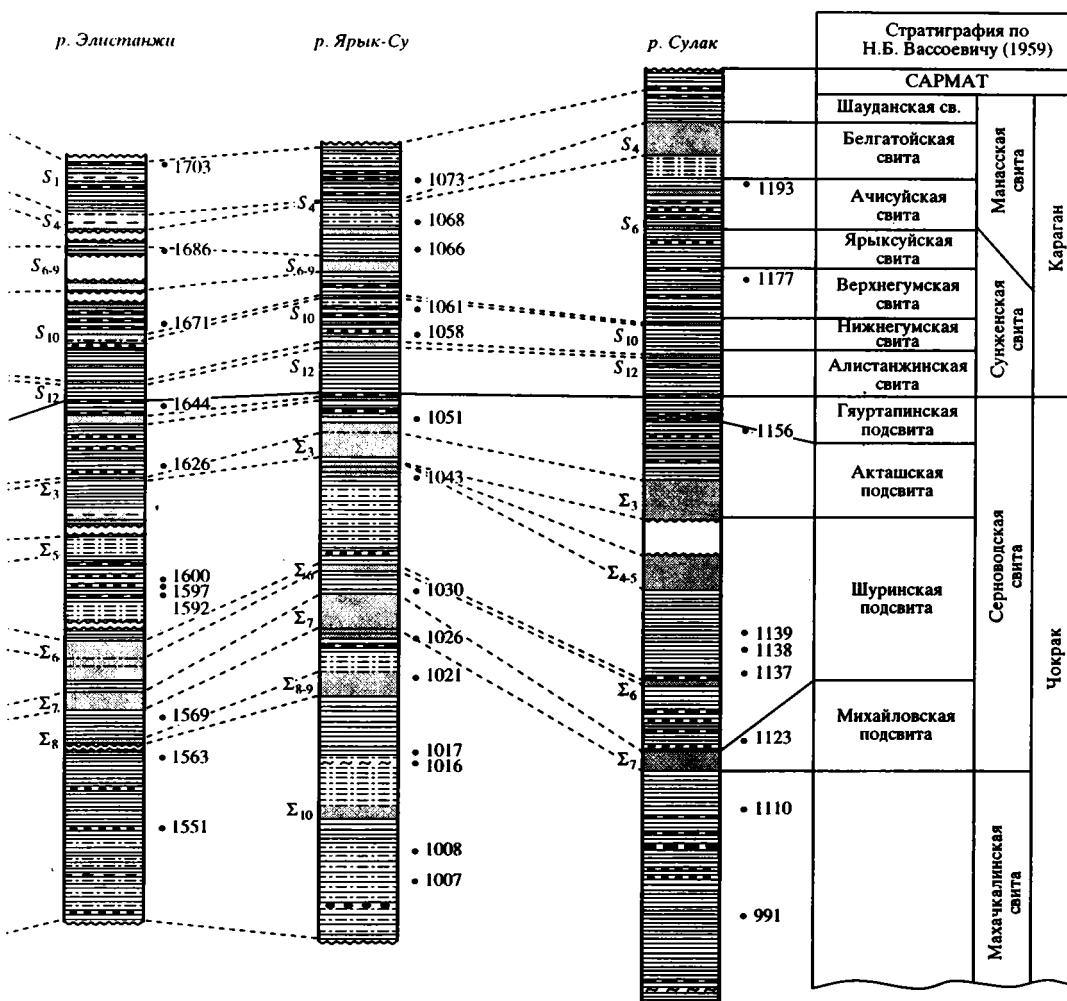


Рис. 1. Окончание.

р. Большая Лиахви. В этом районе чокрак представлен маломощной пачкой, в которой чередуются песчаники, темно-серые глины и конгломераты. Любопытно, что гальки конгломератов состоят из переотложенных мезозойских пород. Имеются основания считать, что накопление чокракских и сходных по составу караганских толщ здесь осуществлялось в местном прогибе, с севера и юга ограниченном мезозойскими массивами (Вассоевич, 1931, 1959).

На востоке останцы среднемиоценовых толщ обнаружены в пределах Дагестана, в различных частях хр. Нукатль, в междуречье рек Аварское Койсу и Каракойсу. Здесь в районе аулов Буцра и Дарада, а также еще в 2 - 3 местах, на эродированной поверхности меловых отложений залегают чокракские отложения, представленные песчаниками (10 - 15 м мощности). Иногда в этих прибрежных, крайне мелководных отложениях встречаются следы миоценовых млекопитающих – диких коз (Вассоевич, 1959; наши данные).

Среднемиоценовая суши на Северо-Западном Кавказе довольно отчетливо оконтуривается расположением солеродных и гипсоносных отложений. Общеизвестно, что эвапоритовые образования чаще всего возникают в условиях аридного климата и в полузамкнутых водоемах, непосредственно примыкающих к континенту (Страхов, 1963; Кореневский, 1973; Жарков, 1978; Яншин, Жарков, 1986).

В чокракских отложениях на Северном Кавказе, в междуречье рек Фортанга–Малая Рошня, западнее г. Владикавказа, отчетливо обозначается крупная конседиментационная впадина. В ней формировалась датыхская свита – 60-метровая толща, в которой двух-, трех- и реже пятисантиметровые пласты гипса и ангидрита переслаиваются с серой, реже коричневато-серой и даже черной глиной. Соотношение между гипсом и глиной меняется в ней от 1 : 1 к 1 : 2. Толща сильно гофрирована – смята в сложные складки нескольких порядков. Вне зоны гипергенеза датых-

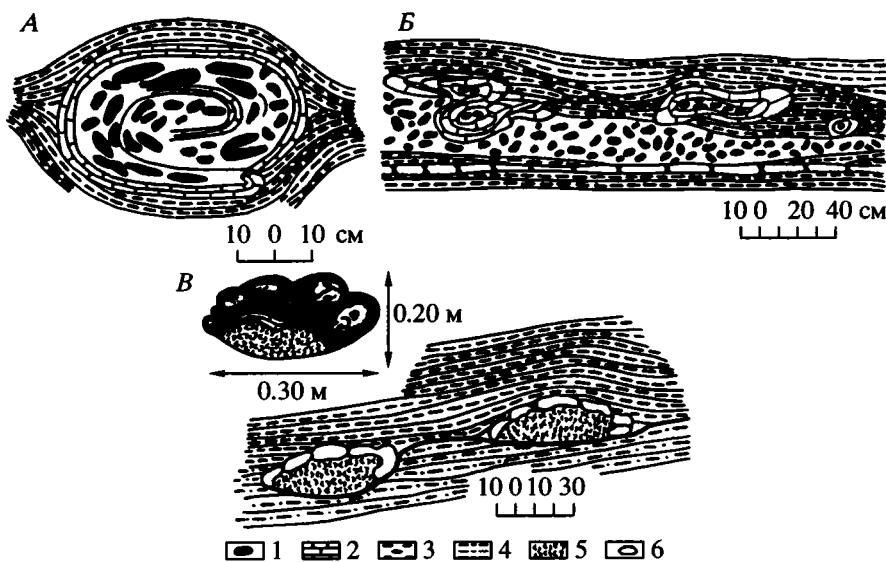


Рис. 2. Типы строматолитовых построек в среднем миоцене Восточного Предкавказья.

А – сечение биогерма; Б – плоскогалечные конгломераты и биогермы в разрезе р. Урух; В – ракушечники с биогермными оторочками в разрезе р. Хатал-Дон; 1 – гальки и обломки водорослевых известняков; 2 – водорослево-серпулловая оторочка; 3 – глины; 4 – алевролиты; 5 – ракушечник из раковин *Spaniodontella*; 6 – желваковые наросты серпул.

ская свита содержит галит; об этом свидетельствуют колодцы для добычи соли из рапы, многочисленные в районе поселка Нижний Дацых (Вассоевич, 1959). Эвапоритовая толща прослеживается более чем на 30 км в междуречье рек Фортанга–Аргун и по течению р. Сунжа. Формирование ее осуществлялось, по-видимому, в весьма мелководном конседиментационном водоеме. Об этом, кроме эвапоритов, свидетельствуют реликтовые клубненосные горизонты, представляющие остатки древних зарослей водных растений. Они были обнаружены нами в подстилающих эвапоритовые отложения алевролитах в разрезе р. Фортанга и детально описаны в предыдущих публикациях (Холодов и др., 1980; Холодов, Недумов, 1981). Клубни залегают в верхней тридцатисантиметровой части пласта алевролита, ниже неровной поверхности размыва. Они, как показано на рис. 3А - 3Г, имеют округлую, слегка продолговатую или округло-цилиндрическую форму; размеры их сильно варьируют, достигая 2 - 3 см в диаметре и 8 - 10 см в длину. Почти всегда эти образования имеют хорошо сохранившуюся "шейку", по-видимому, переходившую либо в надземный стебель растения, либо связанную с другим клубневидным телом. Подавляющее большинство "шееек" клубней ориентировано вертикально или под некоторым углом к поверхности размыва; в целом клубненосный горизонт представляет собой захороненный участок покрытого растительностью дна. Внешняя оболочка клубней сложена органическим веществом и имеет толщину 0.5 - 0.7 мм; внутренняя полость заполнена алевритовым материалом с отчетливыми следами

пластического течения; терригенный кварц, слюда и глауконит цементируются внутри отдельных клубней пиритом. Идентифицировать растения, сформировавшие описанные остатки, не представляется возможным.

У современных растений клубни имеются у представителей различных родов и семейств однодольных, особенно орхидных. Так, надземный клубень гребенчатой целогини (*Coelogene cristata* Lind.) очень напоминает наши находки. Однако это не исключает возможности их принадлежности другим семействам, например, *Zingiberaceae* или *Agaceae*.

Как установил Н.Б. Вассоевич (1959), в коричневато-серых глинах чокракского возраста, резко обедненных карбонатами и обогащенных ярозитом, в Восточном Предкавказье часто обнаруживаются остатки корней злаков (камыш *Arundo* sp., *Turpha latissima* A. Br. и др.). Их массовое захоронение происходило, по-видимому, в мелководных и прибрежных частях заливов или в заболоченных участках дельт. Аналогичные современные обстановки осадконакопления соответствуют ваттам или мангровым зарослям (Наливкин, 1956). Последующее углубление залива или лагуны, сопровождавшееся накоплением эвапоритов, пришло на смену этим полуболотным ландшафтам.

Эвапоритовые залежи встречены также в пределах караганских отложений. Выше мы уже упоминали о гипсоносной пачке, мощностью более 5 м, обнаруженной на Северо-Западном Кавказе, вблизи станций Гостагаевской, Крымской и Варе-

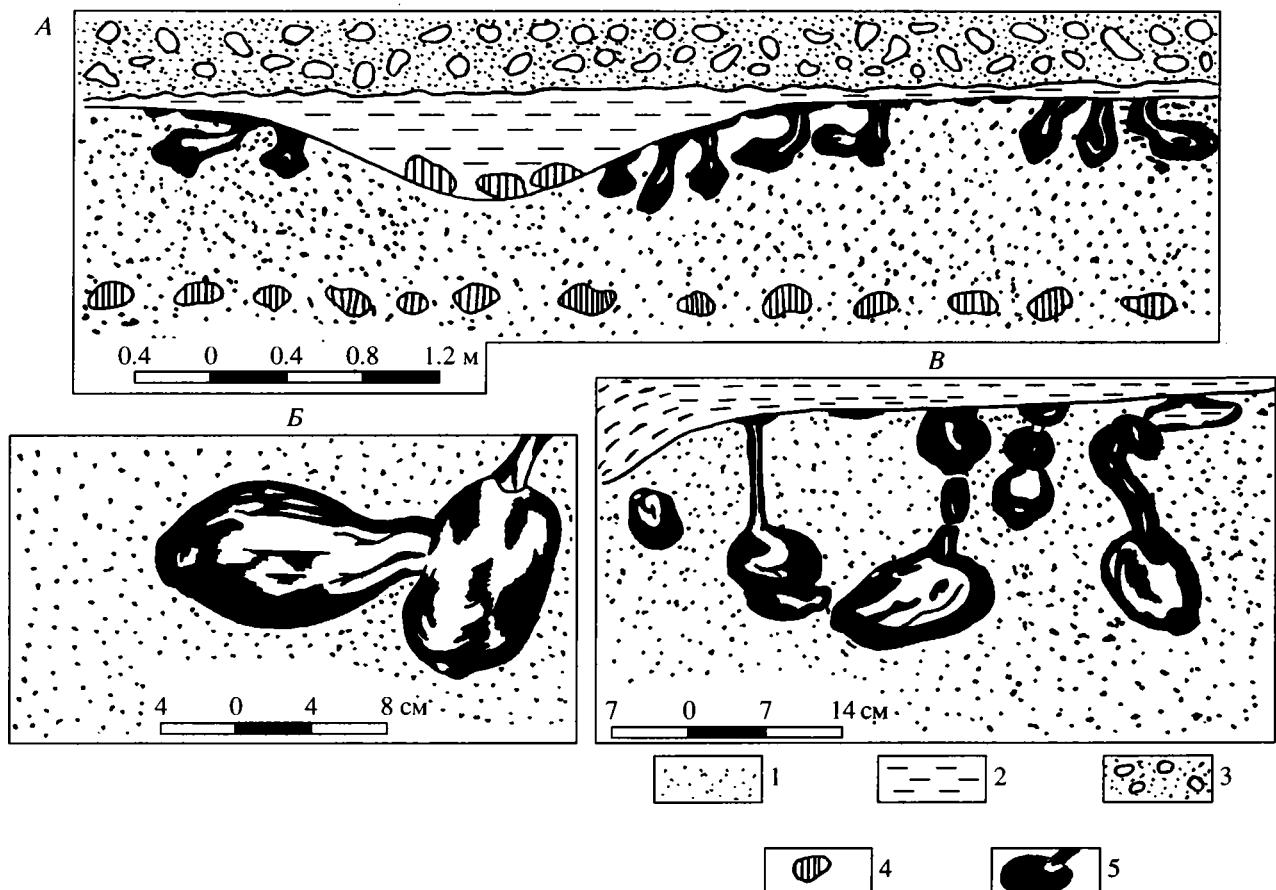


Рис. 3. Клубненосный горизонт в среднем миоцене разреза р. Фортанга.

А – зарисовка обнажения; Б, В – пиритизированные клубни растений в их естественном залегании; Г, Д, Е, Ж – фотографии растительных остатков. 1 – алевролит; 2 – глина; 3 – конгломерат четвертичной террасы; 4 – сидеритовые конкреции; 5 – клубни.

никовской; эта гипсовая залежь в караганском горизонте была прослежена более чем на 2 км (Прокопов, 1914). Очень сходные с ней линзовидные гипсовые прослои установлены в Рионской долине, к северу от гор. Кутаиси. Мощность этих линзовидных скоплений эвапоритов достигает 1 м и увеличивается к югу (Страхов, 1963).

В среднемиоценовых толщах Восточного Предкавказья очень широко распространена углефицированная древесина; обломки стволов деревьев, сучья, отпечатки коры и листьев в изобилии сконцентрированы в чокракских глинах и мергелях на реках Урух, Кодахджин, Камбилиевка, Буйволиная, Фортанга, Рошня, Сулак и др. Отпечатки наземной флоры накапливаются в наиболее мелководных фациях и образуют целый пояс, оконтуривающий Кавказский остров. Не вызывает сомнения, что все эти углефицированные обломки поступали в морской водоем не со стороны платформы, а с приподнятых участков Кавказского острова. Более того, в пределах Тар-

ской котловины, расположенной по течению р. Камбилиевка в 20 - 25 км к юго-востоку от г. Владикавказа, в среднемиоценовых отложениях расположено одноименное месторождение бурых углей. Они образовались, по-видимому, в заболоченной дельте палеореки и представляют собой результат оторфования типичных паратических залежей торфяников.

По данным Н.Б. Вассоевича (1959), среди растительных остатков чокракских отложений Предкавказья Г.Н. Байковская определила обломки покрытосемянных – *Ulmus longifolia* Ung. (дуб), *Roripus* sp. (тополь) и др. В споро-пыльцевом комплексе, исследованном В.А. Гроссгеймом и А.Н. Гладковой (1950), было обнаружено присутствие сережкоцветных – орех, бук, граб, береза и других родов, весьма обычных представителей Тургайской провинции. Особое место занимают элементы субтропической и тропической флоры, представленные магнолиями, самшитом и падубом.

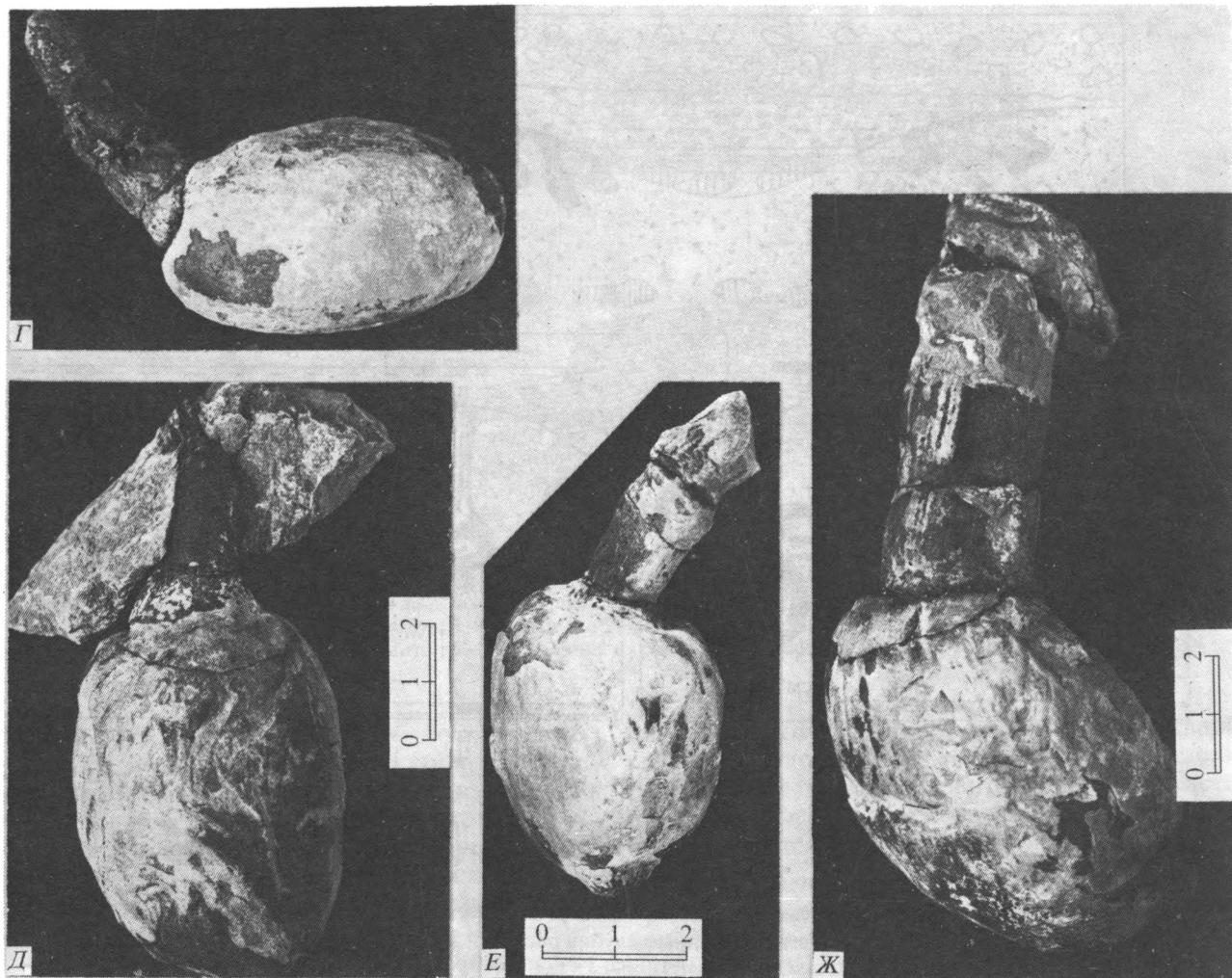


Рис. 3. Окончание.

В караганское время, по определению И.В. Палибина и Г.Н. Байковской (Вассоевич, 1959), в мергелях и глинах обнаруживаются остатки пальм (*Sabal major*), лавров, орехов, вереска и др. Споро-пыльцевой анализ указывает на обогащение наземной растительности элементами тропических и субтропических форм. Наряду с ними широко распространена светолюбивая фисташка, а флора тургайского типа усиливается за счет хвойных (сосна, ель) и листопадных пород (бук, дуб, орех, липа и др.).

Сильное влияние залесенных островов на осадконакопление в смежных водоемах в среднемиоценовое время подтверждается также исследованием остатков ископаемых насекомых. По данным Б.Ф. Каспиева (1939), В.А. Гроссгейма и А.Н. Гладковой (1950), а также Н.Б. Вассоевича (1959), подавляющее большинство находок *Agythropoda* на Северном Кавказе принадлежит мезофильным и гидрофильным насекомым – жителям лагун, заливов и болот. Особый интерес

представляют находки термитов (*Ysoptera*) – несомненных обитателей континентальных аридных обстановок. В замечательной работе Е.Э. Беккер-Мигдисовой (1964), описавшей ряд местонахождений равнокрылых насекомых в чокракско-караганских толщах Вишневой балки, ст. Темнолесской, горы Ясеневой и оз. Сангилевского (Ставрополье) выделены следующие сообщества растений и насекомых: 1) биоценозы прибрежных растительных ассоциаций морских побережий и опресненных лагун; 2) водно-прибрежные биоценозы растительных ассоциаций пресноводных водоемов; 3) биоценозы пойменных лесов и тугайных зарослей; 4) биоценозы листопадно-вечнозеленых лесов; 5) биоценозы сухих и светлых сосновых лесов; 6) биоценозы сухих листопадных лесов саванного типа и кустарниково-степных зарослей; 7) биоценозы хвойных лесов.

Все выделенные ассоциации растений и насекомых характеризуют очень сложные ландшаф-

ты Кавказского острова. Для нас наибольший интерес представляют прибрежные обстановки, в пределах которых различаются биоценозы лагун, побережий, опресненных лиманов и дельт рек, тростниковых болот и кустарниковых зарослей. Прибрежные лагуны караганского моря содержат очень редкие остатки флоры; среди них преобладают бурые и красные водоросли (*Cystoscira* sp. и *Sphaerococcites* sp.), а также травянистые растения. Присутствие личинок *Trichoptera*, некоторых клопов (*Gerridae*) и двукрылых (*Chironomidae*) свидетельствует о солености вод, не превышающей 5‰.

По берегам опресненных лиманов и дельт рек развивались водные и прибрежные растения – *Najadopsis dichotoma* Heer., *Phragmites aenigensis* A. (злаковые). Далее к ним присоединялся папоротник *Dryopteris stiriacia* Ung. и осока *Carex*, а затем их вытесняли заросли ольхи и ивы. Пресные водоемы были населены поденками (*Ephemeroptera*), личинками стрекоз (*Odonata*), клопами-водомерами (*Gerridae*), водяными жуками (*Dytiscidae* и *Hydrophilidae*), ручейниками (*Trichoptera*) и двукрылыми комарами и их личинками (*Culicidae* и *Chironomidae*). В тростниковых болотах, в которых бурно развивались злаковые (*Phragmites ceningensis*), а также осоки (*Carex*), часто встречаются разнообразные цикадовые (*Chlorionta stavropoliana* sp. и *Cicodella viridis* L.).

Кустарниковую ассоциацию, напоминавшую современные марши тропических областей, составляли ивняково-ольшаниковые заросли, в которых ведущее место занимали *Salix Lavateri* Heer. и *Alnus Kefersteinii* Goepp. Вместе с ними получает распространение огромное количество разнообразных листоблошек. Если к сказанному присовокупить удивительное разнообразие листоблошек, почвенных и грибных насекомых, скорпионовых мух, бабочек и цикадок, связанных с лесными ландшафтами, существование континентального поднятия в районе Ставрополья не вызовет сомнения.

Важным доводом в пользу существования Кавказской суши служит изучение состава акцессорных минералов, присутствующих в чокракско-караганских толщах.

Согласно данным В.А. Гроссгейма и К.Ф. Коротковой (1957), в той части морского чокракского водоема, которая заключена между Кавказом и Русской плитой, четко выделяется ряд терригенно-минералогических провинций. На севере расположена Донская провинция, в которой наибольшим распространением пользуются черные рудные акцессории, турмалин, дистен и ставролит. На юге находятся Западно-Кубанская, Восточно-Кубанская и Восточно-Предкавказская провинции, образующие узкую субширотную полосу. В ее центре ведущим минералом является

эпидот; на западе к нему присоединяются циркон, гранат, турмалин, рутил, дистен и ставролит, а на востоке – дистен, ставролит и андалузит. Разделяющая их Анастасьевская провинция по составу акцессорных минералов занимает промежуточное положение.

Не вызывает сомнения, что источником сноса для осадков Донской провинции являлась Русская плита, а для Западно-Кубанской и Восточно-Кубанской провинций – Кавказский остров. При этом различия в составе тяжелых акцессорных минералов связываются с тем, что на востоке речная сеть дренировала область развития осадочных пород мела, а на западе – сложный комплекс палеозойских пород, гранитов и метаморфических толщ. Иначе говоря, согласно В.А. Гроссгейму и К.Ф. Коротковой (1957), Кавказское горное оружие в чокракское время уже было сильно эродировано. Сходная картина наблюдается и в караганское время. Суммируя большой фактический материал, те же авторы пишут: "...осадки Донской провинции были транспортированы в караганский бассейн с севера, а в Кубанский – с юга" (Гроссгейм, Короткова, 1957, с. 78).

Обращаясь теперь к реконструкции палеогеографической обстановки олигоцена–раннего миоцена, следует заранее отметить, что и для этого времени имеются веские доказательства существования Кавказского острова.

В пределах Северо-Западного Предкавказья, в среднем течении р. Лаба, в средне- и верхнемайкопских отложениях, заключенных между батал-пашинской и ритцевской глинистыми свитами, залегает мощная толща грубых песчаников и конгломератов дельтового происхождения. С ними связано марганцевое оруденение Лабинского месторождения. Палеогеография этого района была детально исследована С.И. Куликовым (1965), В.В. Калиненко (1967, 1990), Н.М. Страховым и др. (1968); ее важнейшие особенности изображены на рис. 4. При рассмотрении схемы видно, что в районе среднего течения р. Лабы, юго-восточнее гор. Майкопа, оказываются сопряжены между собой область полного отсутствия верхнего олигоцена–раннего миоцена (южная часть схемы) и область развития грубообломочных фаций этого возраста (северная часть). Более детальный анализ позволяет выделить здесь фацию надводной части дельты (песчаники и конгломераты), фацию подводной ее части (пески, алевролиты, марганцевые руды), авандельту и все переходы к нормально-морским глубоко-водным осадкам морского бассейна. Характеризуя их более детально, Н.М. Страхов писал: "...Надводные дельтовые отложения сложены песками и песчаниками среднезернистыми и тонкозернистыми, часто с гравием, и алевролитами; встречаются гравелиты и конгломераты. В по-

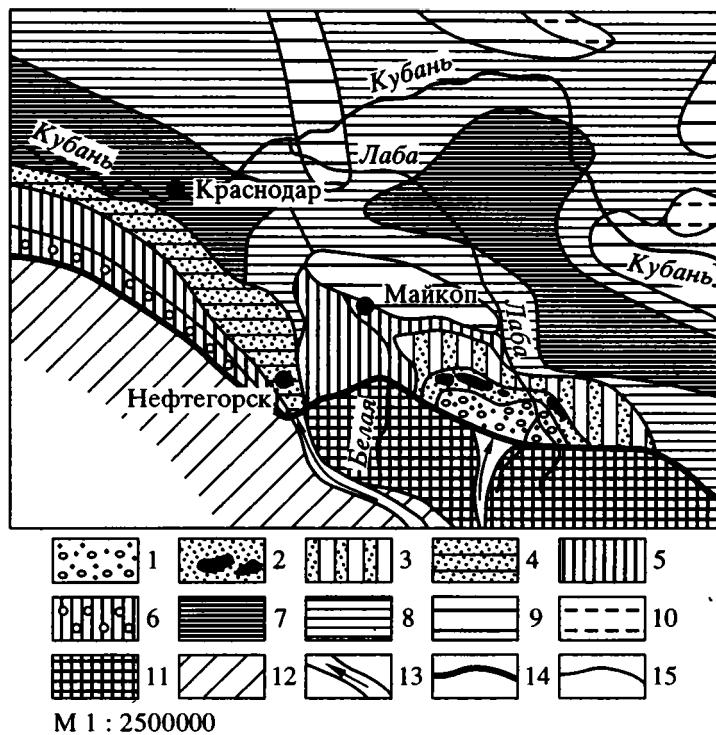


Рис. 4. Палеогеографическая схема Лабинского марганцевого месторождения (Страхов и др., 1968).

1 – надводная часть дельты; 2 – подводная часть дельты; 3 – авандельта; 4 – область разноса обломочного материала; 5 – прибрежные глины; 6 – подводные оползни; 7 – глины глубоководных впадин; 8 – глины умеренных глубин; 9 – мелководные глины; 10 – мелководные алевролиты и песчаники; 11 – низменная суши; 12 – приподнятая суши; 13 – палеорека; 14 – береговая линия; 15 – границы фациальных зон.

родах много растительных остатков. Здесь сочетаются отложения руслового типа – наиболее грубые, косослоистые – с отложениями мелководной морской и пляжной зон. Последние представлены алевролитами или тонкими песками с чрезвычайно высокой сортировкой, волнистой слоистостью. Алевриты собраны в крупные пачки, полого срезающие друг друга. Характерна интенсивная цементация песков диагенетическим доломитом.

Подводные дельтовые отложения представлены осадками склона дельты, т.е. ее наиболее выдвинутого в море края и верхней подводной площадки дельты, сформировавшейся на отложениях склона.

Отложения склона – это однообразные неслоистые или неясно-слоистые глинисто-алевритовые пески. Они плохо сортированы; во многих случаях название “пески” применено к породам условно, так как алевритовых и пелитовых фракций, взятых порознь, столько же, сколько песчаных. Много растительного дегрита. Встречались остатки морских рыб (акул), кости млекопитающих (Гроссгейм, 1960), спикулы губок, фораминиферы. Этими породами образована подрудная часть марганцевосной толщи, мощностью до 11 м” (Страхов и др., 1968, с. 232).

Разведочное бурение позволило более точно оконтурить дельту палеореки; она оказалась заключенной в междуречье Белая–Лаба (рис. 4). Не вызывает сомнения, что первопричиной образования всех этих грубообломочных комплексов явилась олигоцен–миоценовая река, дренирующая Кавказский остров в его западной части.

Выше мы уже упоминали о тех районах Горного Дагестана, где чокракские слои непосредственно налегают на верхнемеловые известняки. Такие останцы отложений среднего миоцена, обычно поднятые на большую высоту и лишь случайно сохранившиеся на водоразделах, были описаны в работах Д.В. Дробышева (1925) и Н.Б. Вассоевича (1959) в окрестностях аулов Дарада, Бузра, Акуши и в пределах Хаджал-Маханская антиклинали. Они представляют особый интерес, поскольку здесь полностью отсутствуют отложения палеоцена, эоцена, отчасти майкопа и тархана; вряд ли такой значительный перерыв в осадконакоплении можно объяснить подводными размывами. Логичнее связывать его с разрастанием Кавказской суши, которая в олигоцен–раннемиоценовое время уже возвышалась над уровнем смежных морских водоемов и интенсивно денудировалась (Милановский, 1968).

В концепцию, утверждающую существование Кавказской суши в олигоцен-раннемиоценовое время, хорошо укладывается общий фациальный план отложений этого возраста и пространственное положение терригенно-минералогических провинций.

Примерно на средний олигоцен в районах Западного и Восточного Предкавказья падает формирование грубообломочных песчаных осадков и конгломератов; последние несут в себе признаки подводно-оползневых явлений, а местами сменяются обвально-глыбовыми фациями. Как показал Н.С. Шатский (1929), а также Н.Б. Вассоевич и С.Т. Коротков (1935), такие древние оползни и береговые обвалы зафиксированы в Северном Дагестане, в Черных горах, а также на Северо-Западном Кавказе. Очень часто смещение оползневого материала оказывается направленным с юга на север; в эту же сторону прибрежные грубообломочные фации сменяются тонкозернистыми глинистыми осадками. По мнению многих исследователей, такой переход является свидетельством быстрых воздыманий берегов молодой Кавказской суши, береговых обвалов, подводных оползней и землетрясений. В позднеолигоценовую и раннемиоценовую эпохи тектонические движения, по-видимому, замирают и постепенно устанавливается такое расположение литофаций, при котором полоса песчано-алевритовых отложений, прилегающая к Кавказской суше, и полоса песчаников у платформенной суши разделяются широкой зоной глинистых образований.

Детально изучивший терригенную минералогию и морские течения Майкопского водоема В.А. Гроссгейм писал: "...северные пески и алевролиты имеют явно платформенное происхождение (кварц, дистен, ставролит, силлиманит, цоизит, ильменит), причем материал поступал в бассейн с внутренних частей платформы. Южный материал несомненно имеет кавказское происхождение. Питающая провинция за счет глубокого эрозионного вреза обогатилась в изобилии юрскими песчано-глинистыми толщами. Следует подчеркнуть удивительное сходство минералогического состава юры и майкопа (обилие хлорито-ида, апатита и т.д.). Нужно обратить внимание на одно важное обстоятельство. Как алевролиты, так и глины майкопа прикаспийской полосы алевро-глинистых литофаций практически имеют однобразный минеральный состав (естественно, с поправкой на гранулометрический тип осадка). Что касается полосы глин, то очень бедный минеральный состав их алевритовых фракций не дает возможности уточнить их происхождение. Надо думать, что материал в эту часть бассейна заносился как с севера, так и с юга" (Гроссгейм, 1959, с. 68).

Полностью разделяя изложенные выше представления, хотелось бы подчеркнуть, что дли-

тельное влияние Русской платформы как источника питания мезозойских и кайнозойских морей, обрамлявших ее с юга, а также ярко выраженная унаследованность состава акцессорных минералов, многократно переотлагавшихся в пределах Кавказского орогена, делают не всегда четкими ассоциации тяжелых минералов. Так, например, присутствие ставролита, андалузита и дистена в Предкавказском прогибе в майкопское время на первый взгляд находится в противоречии со слабой отсортированностью содержащих их аллювиальных песчаников (Недумов, 1993, 1994). Тем не менее ситуация легко объяснима, если представить себе первичное формирование юрских и меловых отложений на базе зрелого платформенного материала, а затем поднятие Кавказского острова и вторичное переотложение этого же материала реками, ручьями, береговыми размывами и обвалами.

Завершая на этом анализ фактического материала, хотелось бы отметить, что проблема существования Кавказского острова в олигоцен-миоценовое время, как и многие другие проблемы палеогеографии и событийной геологии, требуют комплексного, системного подхода. Только сочетание фактов, лежащих в разных областях геологии, может пролить свет на решение этих палеогеографических проблем. Тем не менее, на уровне наших современных знаний можно, как нам кажется, утверждать, что суши на месте Кавказа возникла еще в предолигоценовое время. Ее конфигурация, рельеф и ландшафты неоднократно менялись во времени, но общая тенденция развития сводилась к усилинию поднятий и постепенному превращению низменной суши в мощное горное сооружение.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Проект 95-05-15052а.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер-Мигдисова Е.Э.* Третичные равнокрылые Ставрополья. М.: Наука, 1964. 109 с.
- Белоусов В.В.* Большой Кавказ (опыт геотектонического исследования). Ч. II. Верхний мел и третичные. М.: Госгеолтехиздат, 1940. 175 с.
- Вассоевич Н.Б.* Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии // Тр. СОПС АН СССР. Сер. Закавказье. 1931. Вып. 4. С. 45 - 68.
- Вассоевич Н.Б.* К стратиграфии чокракских отложений Терского предгорного прогиба (Северо-Восточный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 3. С. 136 - 138.
- Вассоевич Н.Б.* Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба) // Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та. 1958. Вып. 128. С. 9 - 220.
- Вассоевич Н.Б.* Чокракско-караганская нефтеносная толща восточной части северного склона Кавказа //

- Геология и нефтегазоносность юга СССР. Л.: ГОНТИ, 1959. С. 402 - 546.
- Вассоевич Н.Б., Гроссгейм В.А.* К палеогеографии Северо-Восточного Кавказа в предмioценовую эпоху // Геол. сборник. 1951. № 1 (IV). С. 15 - 27.
- Вассоевич Н.Б., Коротков С.Т.* К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе (в Майкопском округе) // Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та. 1935. Сер. А. Вып. 52. С. 1 - 48.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б., Хайн В.Е. и др.* Атлас палеогеографических карт СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1968. Т. IV. С. 74 - 78.
- Гроссгейм В.А.* Некоторые черты петрографии и палеогеографии осадков геосинклинальных формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 7. С. 60 - 73.
- Гроссгейм В.А.* Палеоген Северо-Западного Кавказа // Тр. Краснодарского фил. ВНИГРИ. 1960. Вып. 4. С. 28 - 39.
- Гроссгейм В.А., Гладкова А.Н.* Новые данные о строении суши караганского времени восточной части Кавказа // Докл. АН СССР. 1950. Т. 73. № 1. С. 24 - 27.
- Гроссгейм В.А., Короткова К.Ф.* Терригенно-минералогические провинции чокракского и караганского бассейна на территории Северо-Западного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 5. С. 69 - 80.
- Дробышев Д.В.* Северо-восточный склон хребта Салатай и Черкейская котловина // Изв. Геолкома. 1925. Т. 44. № 4. С. 3 - 78.
- Жабрев И.П.* Некоторые вопросы образования нефтяных и газовых залежей Северо-Западного Предкавказья // Тр. ВНИГНИ. 1960. Вып. 6. С. 34 - 79.
- Жарков М.А.* История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
- Жижченко Б.П.* Средний миоцен // Стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. XII. С. 51 - 223.
- Калиненко В.В.* Геохимия Лабинского марганцевого месторождения (Северный Кавказ). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1967. 33 с.
- Калиненко В.В.* Геохимия и рудоносность морских отложений раннего миоцена Северного Кавказа. М.: Наука, 1990. 236 с.
- Каспиев Б.Ф.* Флора третичного времени Предкавказья // Тр. Ворошиловград. гос. пед. ин-та. 1939. В. 1. С. 120 - 160.
- Кореневский С.М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 296 с.
- Куликов С.И.* Осадочные марганцевые руды среднего майкопа на Северном Кавказе // Вопросы минералогии осад. образований. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1965. Вып. 3 - 4. С. 227 - 235.
- Мефферт Б.Ф.* Геологический очерк Лечхума и Рачи // Материалы по общ. и прикл. геол. М.: Изд-во Геолкома, 1930. Вып. 140. 72 с.
- Мефферт Б.Ф.* Геологические исследования в Мингрелии // Тр. Гл. геол.-разв. упр. 1931. Вып. 64. С. 1 - 58.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Наливкин Д.В.* Учение о фациях. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 534 с.
- Недумов Р.И.* Проблемы литологии, геохимии и палеогеографии кайнозойских отложений Предкавказья. Сообщение 1. О связи условий формирования с литологией и геохимией майкопских отложений // Литология и полезн. ископаемые. 1993. № 6. С. 36 - 55.
- Недумов Р.И.* Проблемы литологии, геохимии и палеогеографии кайнозойских отложений Предкавказья. Сообщение 2. Влияние палеорек на особенности седиментации в бассейнах Предкавказья // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 1. С. 69 - 79.
- Онищенко Б.А.* К палеогеографии Кавказа в позднем эоцене - раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49. Вып. 3. С. 82 - 90.
- Прокопов К.А.* Геологические исследования Кубанского нефтяного района // Тр. Геолкома. Нов. серия. 1914. Вып. 92. С. 1 - 201.
- Сердюченко Д.П.* Хлориты, их химическая конституция и классификация. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 340 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. III. 550 с.
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С.* Геохимия осадочного марганцевого процесса. М.: Наука, 1968. 432 с.
- Хайн В.Е.* Краткий комментарий к статье Ф.Д. Майдадзе // Стратиграфия, геол. корреляция. 1994а. Т. 2. № 1. С. 101 - 102.
- Хайн В.Е.* Тектоника Кавказа: текущие проблемы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994б. Т. 69. Вып. 5. С. 3 - 9.
- Хайн В.Е., Леонтьев Л.Н.* К палеогеологии Кавказа в нижнем палеогене // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 4. С. 37 - 55.
- Хайн В.Е., Леонтьев Л.Н.* Основные этапы геотектонического развития Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. XXV. Вып. 4. С. 43 - 65.
- Холодов В.Н., Ахметьев М.А., Гаврилов Ю.О., Недумов Р.И.* Нахodka клубневого горизонта в чокракских отложениях Чечено-Грозненской впадины и их палеогеографическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 138 - 142.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 205 с.
- Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым // Тр. Гос. научно-исслед. нефт. ин-та. 1929. Вып. 4. 282 с.
- Щерба И.Г.* Олистостромы и проблемы тектоники Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 191 - 201.
- Яншин А.Л., Жарков М.А.* Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1986. 189 с.

Рецензент В.Е. Хайн

УДК 551.352.051+551.243.4(571.63)

## ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЯ МЕЖДУРЕЧЬЯ ПЕРЕКАТНАЯ-ЧЕРНАЯ (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

© 1996 г. И. В. Кемкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,  
690022 Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159, Россия

Поступила в редакцию 17.06.93 г., получена после доработки 22.03.94 г.

Геологическое строение междуречья Перекатная (Имбиша) и Черная (Таухэ) представляется как сложное сочетание турбидито-олистостромовых отложений, образующих матрикс, и конседиментационных тектонических включений, представленных аллохтонами разновозрастных и генетически разнородных образований. Выделяются три тектоно-стратиграфические единицы, совмещенные в единый разрез в результате аккреции. Возраст матрикса и тектонических включений обосновывается на основании данных по радиоляриям.

**Ключевые слова.** Геологическое строение, трансгрессии, регрессии, олистостромы, ранний мел, радиолярии, Сихотэ-Алинь.

### ВВЕДЕНИЕ

Территория междуречья рек Перекатная (Имбиша) и Черная (Таухэ) расположена на юге Приморья (рис. 1). Последние геологические работы, в том числе и пятидесятитысячная съемка, проводились здесь в 60-е годы. По результатам работ тех лет в пределах описываемой площади были выделены терригенные и кремнисто-терригенные толщи широкого возрастного диапазона. В основание разреза осадочных отложений помещалась толща позднекаменноугольно-раннепермского возраста, представленная алевролитами, переслаивающимися с песчаниками и аргиллитами, линзами известняков и прослоями спилитов (Геология ..., 1969). Возраст толщи основывался по фауне фораминифер, выделенных, как тогда считалось, из линз известняков. Разрез надстраивался толщей монотонных аркозовых песчаников с маломощными прослоями алевролитов позднепермского возраста. В алевролитах отмечались "линзы" кремней и известняков. В последних были собраны позднепермские фораминиферы. Выше толщи песчаников располагалась толща кремней и кремнисто-глинистых пород также позднепермского возраста. На палеозойские отложения с несогласием помещалась мезозойская часть разреза, представленная существенно терригенными породами. Здесь выделялось две толщи: верхнетриасовая, сложенная песчаниками и алевролитами с фауной монотисов и галобий, и нижнемеловая (таухинская свита), представленная флишоидным переслаиванием песчаников и алевролитов. Толща была охарактеризована многочисленными остатками фауны и флоры берриас-валанжинского возраста. Таким образом, строение описываемой территории

рассматривалось как нормальная (трансгрессивно-регрессивная) последовательность стратифицированных отложений, что вполне соответствовало сложившимся в то время представлениям о геологическом строении Сихотэ-Алиня в целом.

Между тем, в течение последнего десятилетия были получены совершенно новые для Сихотэ-Алиня данные, которые существенным образом изменили традиционные представления о его геологическом строении. Во-первых, было установлено широкое развитие олистостром — индикаторов специфических геодинамических условий процесса осадконакопления (Мельников, Голозубов, 1980; Кемкин, 1985; Голозубов, Мельников, 1986; Микстты ..., 1988; Кемкин, 1989<sub>1</sub> и др.). Во-вторых, были выявлены многочисленные факты залегания более древних пород на (и внутри) относительно молодых (Мазарович, 1985; Голозубов, Мельников, 1986; Юшманов, 1986; Михайлов и др., 1987; Кемкин, 1989<sub>2</sub> и др.). И, наконец, как результат всех предшествующих работ, была обоснована аккреционная природа Сихотэ-Алиня (Ханчук и др., 1989; Khanchuk et al., 1991; Натальин, 1991; Кемкин, Ханчук, 1992; Натальин, Борукаев, 1992; Кемкин, Ханчук, 1993 и др.). В свете новых данных геологическое строение Сихотэ-Алиня представляется уже не как нормальная последовательность стратифицированных отложений, а как сложное сочетание турбидитовых и олистостромовых отложений, образующих матрикс аккреционных призм, и заключенных в них генетически разнородных и разновозрастных аллохтонных образований (преимущественно палеоокеанического происхождения), представляющих тектонические включения в матриксе.

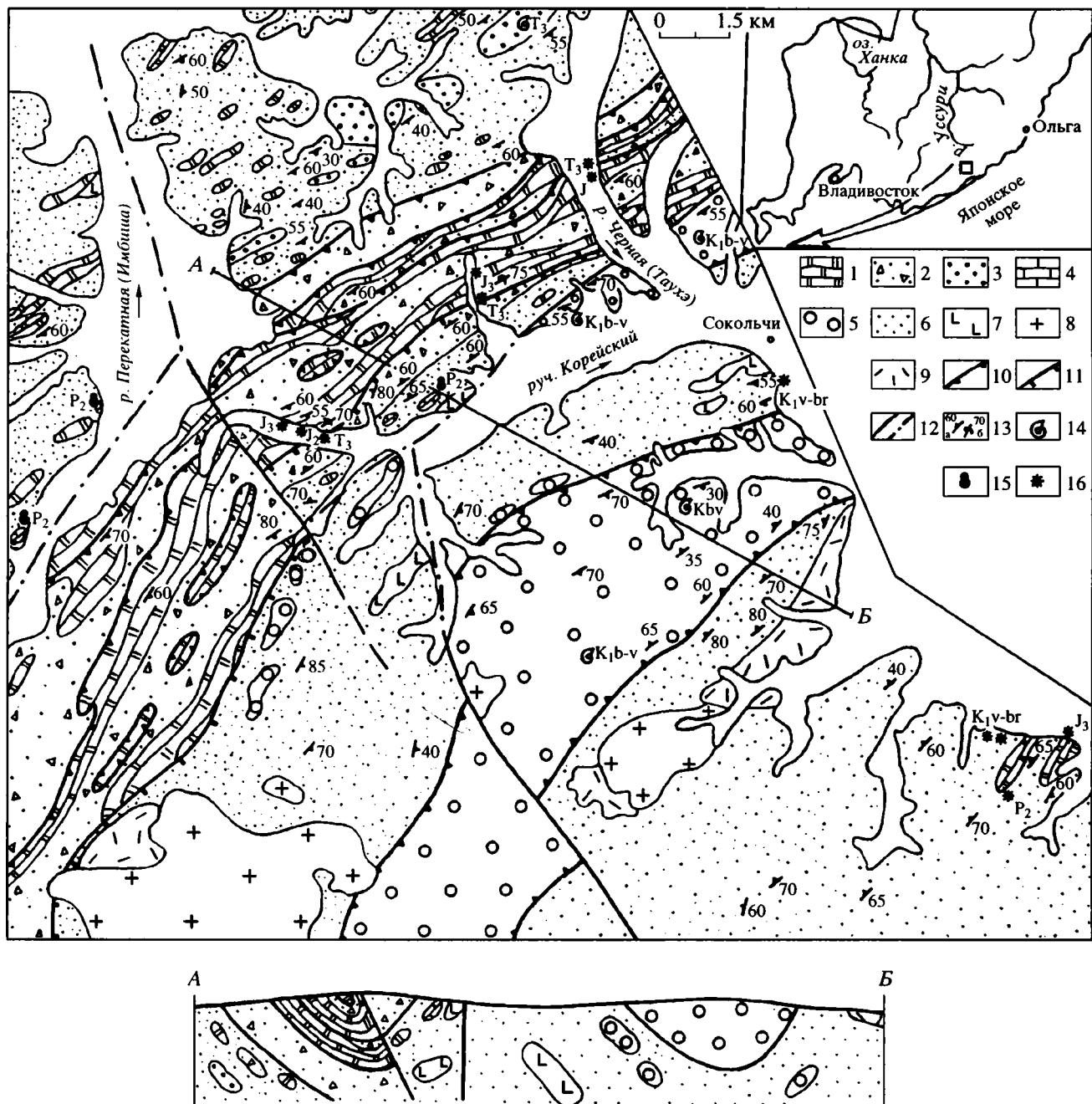


Рис. 1. Геологическая схема междуречья Перекатная–Черная.

1 – триасово-юрские кремни и кремнисто-глинистые породы; 2 – нижнемеловые песчаники; 3 – триасовые песчаники и алевролиты; 4 – каменноугольно-пермские и пермские известняки; 5 – нижнемеловые песчаники и алевролиты; 6 – нижнемеловые турбидито-олистостромовые образования; 7 – базальты; 8 – позднемеловые граниты; 9 – позднемеловые вулканиты; 10 – конседиментационные надвиги; 11 – синкладчательные надвиги; 12 – разрывные нарушения (достоверные и предполагаемые); 13 – элементы залегания: нормальное (а) и опрокинутое (б); 14 – радиолярий; 15 – фораминиферы; 16 – точки находок органических остатков: 14 – макрофауны, 15 – фораминифер, 16 – радиолярий.

Вполне очевидно, что имеющиеся данные по геологии междуречья Перекатная (Имбуша) и Черная (Таухэ) не укладываются в современную схему строения Сихотэ-Алиня. В этой связи представляется интересным уточнить геологиче-

ское строение описываемой площади и выяснить, как слагающий ее комплекс отложений относится с аккреционными формированиями. Данная работа является первой попыткой такого рода исследований.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате проведенных исследований в пределах описываемой площади по совокупности литологических, структурных и палеонтологических данных выделяются три группы осадочных образований: турбидито-олистостромовые, терригенно-кремнистые и существенно терригенные.

**Турбидито-олистостромовые** отложения представляют собой толщу многократного чередования олистостромовых и турбидитовых горизонтов, связанных постепенными переходами друг с другом. По объему она соответствует ранее выделявшейся здесь верхнекаменноугольно-нижне-пермской толще алевролитов и песчаников.

Олистостромы – это хаотические образования, характеризующиеся наличием глыбового (обломочного) несортированного материала, заключенного в алевро-псаммито-аргиллитовой массе. Размер обломков (олистолитов) варьирует в широких пределах: от нескольких миллиметров – нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров, реже первых сотен метров. Отдельные глыбы достигают 700 - 800 м в попечнике. Форма олистолитов разнообразная: от изометричной и удлиненной до линзовидной и неправильной. Количество обломков достигает 35 - 40% от объема породы. Состав олистолитов и их возраст также разнообразны. Среди них отмечаются карбон-пермские и пермские известняки, триасовые песчаники и алевролиты, триасовые и юрские кремни и кремнисто-глинистые породы, а также алевролиты, песчаники, гравелиты раннемелового (?) возраста и базальты. Возраст карбонатных олистолитов охарактеризован фауной фораминифер, а триасовых терригенных пород – остатками монотисов и галобий (Геология ..., 1969). Возраст кремневых и кремнисто-глинистых олистолитов уточнен на основании находок автором остатков радиолярий (фототабл. I, 6). Олистолиты алевролитов, песчаников и гравелитов, по литологическим особенностям сопоставляются с соответствующими породами существенно терригенных образований, содержащими остатки флоры и фауны берриас-валанжина, и терригенной части терригенно-кремнистых образований. Вмещающая олистолиты масса представлена плохоотсортированными алевролитами. Слагающий их материал взмучен, замусорен песчаными частицами, часто со следами течения и оплавления слаболитифицированного осадка, выражющимися в дисгармоничной микроскладчатости. Мощность олистостромовых горизонтов изменяется от 10 - 40 до 100 - 200 м.

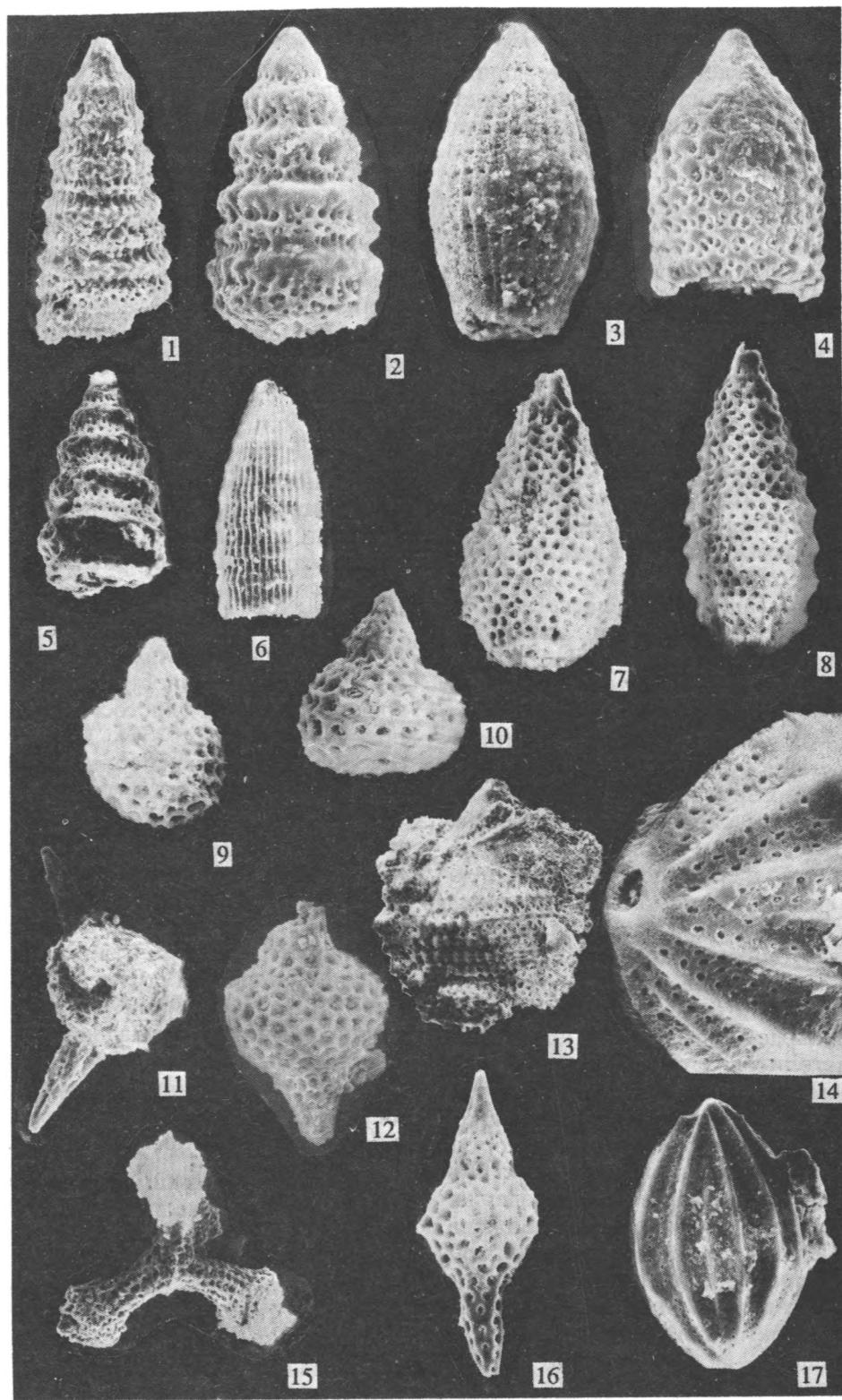
Турбидитовые отложения слагают горизонты мощностью от нескольких метров до нескольких десятков, реже сотен метров. Переход от олистострома к турбидитам осуществляется постепенно

за счет уменьшения в первых количества и размера обломков пород вплоть до их исчезновения. Они представлены преимущественно полевошпат-кварцевыми песчаниками (в основном среднег- и мелкозернистыми) и алевролитами, которые характеризуются плохой сортировкой структуры, а также характерной для такого типа отложений градационной слоистостью. Последняя проявляется в последовательной смене в пределах одного ритма среднезернистых песчаников мелкозернистыми, затем алевропесчаниками и песчанистыми алевролитами и далее собственно алевролитами и алевроаргиллитами. Мощность отдельных элементов циклов изменяется от нескольких сантиметров (5 - 7) до первых десятков сантиметров (25 - 40).

Валанжин-барремский возраст турбидито-олистостромовых отложений установлен на основании радиолярий, выделенных автором из алевро-аргиллитовых разностей турбидитовых горизонтов (определения автора совместно с В.С. Руденко, см. Kemkin et al., 1992).

**Терригенно-кремнистые** образования слагают различной мощности аллохтонные пластины среди турбидито-олистостромовых отложений, поскольку возраст этих пород более древний (см. ниже), чем вмещающих отложений. Наличие же глыб и обломков пород этих пластин в подстилающей олистостроме указывает на их конседиментационную природу, т.е. совмещение их в единый разрез с турбидито-олистостромовыми отложениями осуществлялось синхронно накоплению последних. Залегают они конформно с турбидито-олистостромовыми отложениями, будучи смяты с ними в едином структурном плане. В верховье руч. Корейский (рис. 1) они образуют пакет, состоящий из четырех надвинутых одна на другую таких пластин. По объему терригенно-кремнистые образования соответствуют ранее выделявшимся здесь толщам верхнепермских песчаников и верхнепермских кремней.

По литологическим особенностям описываемые образования делятся на две части, связанные постепенным переходом друг с другом: кремневую и терригенную. Кремневая часть сложена слоистыми кремнями и глинистыми кремнями. Слоистость обусловлена маломощными прослоями (1 - 3 мм) кремнистых аргиллитов. Мощность прослоев кремней варьирует от 1.5 - 3 до 7 - 15 см. Породы сильно катаклизированы, смяты в дисгармоничные малоамплитудные складки и разбиты многочисленными трещинами типа микросбросов. Максимальная видимая мощность кремневого разреза не превышает 100 - 150 м. Из кремней автором выделены и идентифицированы многочисленные радиолярии (см. табл. 1, 2, фототабл. II, III) позднего триаса, ранней-сред-



**Таблица I.** Позднеюрские радиолярии из глыбы кремней в раннемеловой олистострому.

1, 2, 5 – *Cinguloturris carpatica* Dumitrica [11]\*; 1 – ×165, 2 – ×250, 3 – ×165; 3 – *Thanarla aff. conica* (Aliev) [11], ×250; 4 – *Ristola altissima* (Rust) [11], ×165; 6 – *Archaeodictyomitra cf. rigida* (Pessagno) [11], ×165; 7 – *Amphipyndax aff. stoki* (Campbell et Clark) [11], ×250; 8 – *Parvingula cf. dhimenaensis* Baumgartner [11], ×250; 9, 10 – *Sethocapsa cf. uterculus* (Parona) [11]; 9 – ×165, 10 – ×250; 11 – *Triactoma cf. hybum* Foreman [11], ×110; 12, 16 – *Podobursa friacanta* (Fischli) [11], ×165; 13 – *Mirifusus cf. mediodialatus* (Rust) [11], ×90; 14, 17 – *Protunuma ochiensis* Matsuoka [11]; 14 – ×500, 17 – ×250; 15 – *Paronaella mulleri* Pessagno [11], ×90.

\* В квадратных скобках здесь и далее указан номер образца в таблицах.

**Таблица 1.** Позднеюрские радиолярии из кремней и аргиллитов терригенно-кремнистых аллохтонов и олистолитов в олистостротме

Виды	Образцы										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Thanarla conica</i> (Aliev)	*	*	*	*		*	*	*			*
<i>T. pulchra</i> (Squinabol)					*	*	*	*	*	*	*
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> Pessagno			*	*							*
<i>A. apiara</i> (Rust)			*	*					*	*	
<i>A. ex gr. apiara</i> Pessagno	*			*					*	*	
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.									*	*	
<i>Tritrabs cf. ewingi</i> Pessagno	*							*		*	
<i>Paronaella mulleri</i> Pessagno									*	*	*
<i>Paronaella</i> sp.									*	*	
<i>Tricolocapsa rusti</i> Tan Sin Hok	*			*	*	*		*			
<i>Podobursa triacantha</i> (Fishli)									*	*	*
<i>P. polylophia</i> Foreman										*	
<i>Podobursa</i> sp.				*							
<i>Sethocapsa uterculus</i> (Parona)					*			*	*	*	*
<i>S. cetia</i> Foreman								*			
<i>Sethocapsa</i> sp.			*	*				*			
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica	*		*								
<i>Xitus cf. plenus</i> Pessagno	*		*		*			*	*		
<i>X. spicularis</i> (Aliev)	*		*	*				*		*	
<i>Pseudodictyomitra minoensis</i> Mizutani	*		*	*							
<i>P. leptoconica</i> (Foreman)	*	*						*			
<i>P. carpatica</i> (Lozynyak)	*	*	*	*	*	*			*	*	
<i>Mita</i> sp.			*								
<i>Ristola altissima</i> (Rust)	*		*	*					*	*	*
<i>Amphipindax plousies</i> Foreman									*		
<i>Amhpypindax</i> sp.											
<i>Protununa fusiformis</i> Ishikawa & Yao			*	*							
<i>P. ochiensis</i> Matsuoka											
<i>Crucella theoktaensis</i> Baumgartner									*		
<i>Triactoma cornuta</i> Baumgartner									*		
<i>T. aff. hybum</i> Foreman									*		
<i>Mirifusus mediodilatatus</i> (Rust)									*		
<i>Holocryptocanium geysersense</i> Pessagni			*					*			
<i>H. barbi</i> Dumitrica					*				*		
<i>Cinguloturris carpatica</i> Dumitrica						*			*		
<i>C. cylindra</i> Kemkin et Rudenko	*								*		
<i>Eucyrtidium cf. unumaensis</i> Yao						*			*		
<i>Parvingula mashitaensis</i> Mizutani	*									*	
<i>P. cf. dhimenaensis</i> Baumgartner											
<i>P. boesi</i> (Parona)	*			*	*						
<i>Archaeospongoprunum imlayi</i> Pessagno	*								*		
<i>Stichocapsa altiforamina</i> Tumanda								*			
<i>Stichocapsa</i> sp.									*		
<i>Pseudoaulophacus</i> sp.										*	

Примечание. Кремни: 1\* – Т-22\*\*, 2 – Т-23, 3 – Т-28, 4 – Т-33, 5 – Т-34, 6 – Т-35, 7 – Т-36, 8 – Т-38; аргиллиты: 9 – Т-45, 10 – Т-46; олистолит: 11 – Т-47. (\* – номер в таблице, \*\* – номер образца).

**Таблица 2.** Позднетриасовые и ранне-среднеюрские радиолярии из кремней терригенно-кремнистых аллохтонов и олистолитов в олистостроме

Виды	Образцы									
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>Triassocampe</i> sp.	*	*	*	*	*	*	*			
<i>Canoptum</i> sp.	*	*	*				*			
<i>Capnodoce anapetes</i> Dewever	*									
<i>Capnodoce</i> sp.	*	*		*						
<i>Tripocyclia</i> sp.				*	*	*				
<i>T. japonica</i> Nakaseko et Nishimura					*					
<i>Archaeodictyomitria rigida</i> Pessagno								*		*
<i>Archaeodictyomitria</i> sp.								*	*	
<i>Hsuum maxwelli</i> Pessagno								*		
<i>Hsuum</i> sp.							*			*
<i>Parvingula</i> sp.								*	*	*
<i>P. elegans</i> Pessagno et Whalen										*
<i>Archaeospongoprunum</i> sp.							*			*
<i>A. tehamaensis</i> Pessagno										*
<i>Noritus lillihornensis</i> Pessagno et Whalen										*
<i>Eucyrtidium</i> sp.								*		
<i>Paronaella</i> sp.							*		*	
<i>Tricolocapsa rusti</i> Tan Sin Hok							*			

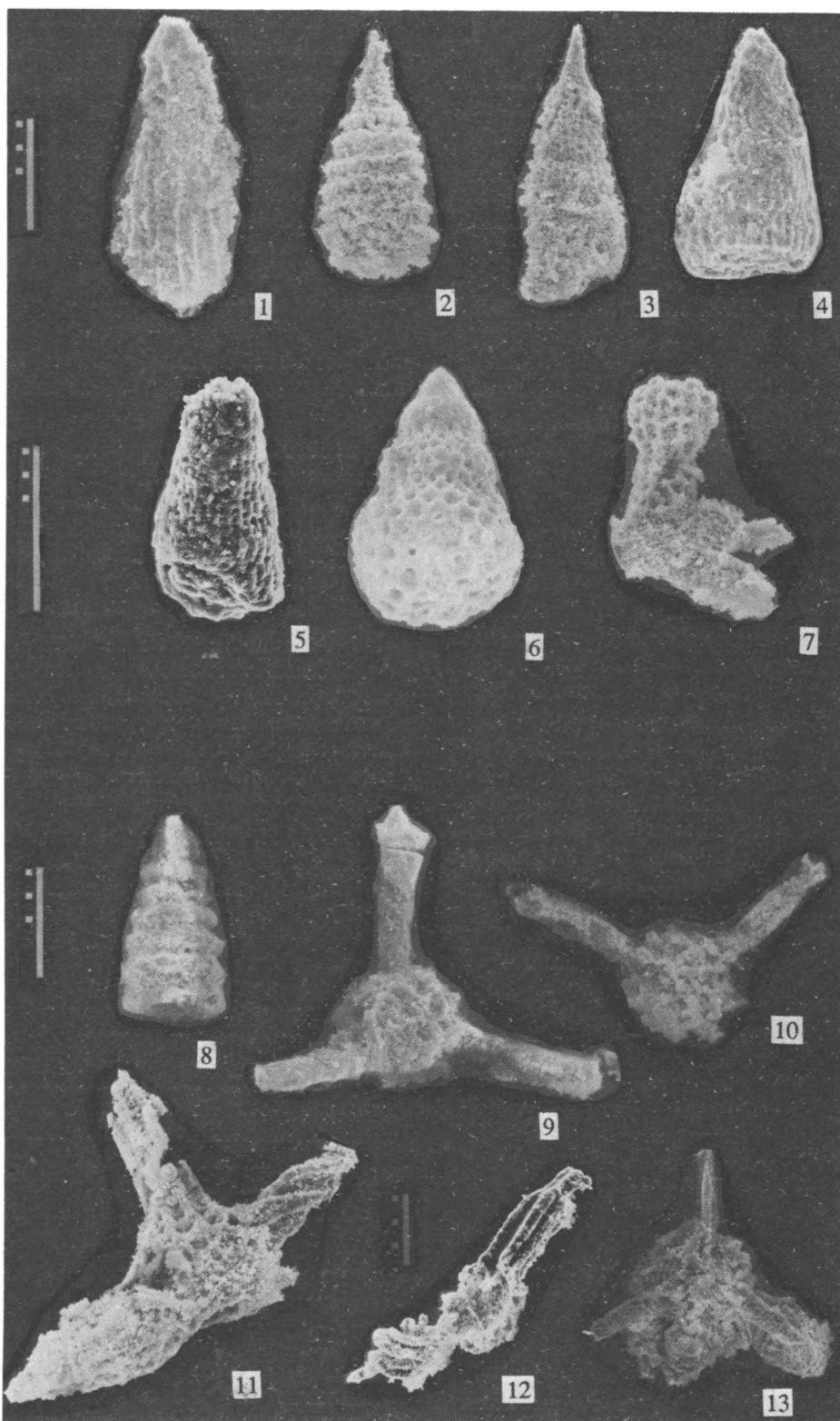
Примечание. Кремни: 12 – Т-29, 13 – Т-31, 14 – Т-32, 15 – Т-40, 16 – Т-42, 17 – Т-3, 19 – Т-10, 20 – Т-17, 21 – Т-26; олистолит: 18 – Т-48.

ней и поздней юры. Таким образом, возраст кремней в пределах пластин охватывает диапазон времени от позднего триаса до поздней юры включительно. Кремнистые породы согласно и постепенно сменяются терригенными породами. Непосредственно на кремнях залегают кремнистые аргиллиты, переходящие в тонкогоризонтальнослоистые алевролиты. Выше они сменяются пачкой переслаивания алевролитов и песчаников и далее массивными средне-крупнозернистыми песчаниками, характеризующимися наличием остроугольных обломков алевролитов, кремнистых аргиллитов и кремней размером от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Видимая мощность терригенной части 300 - 350 м. Из кремнистых аргиллитов, залегающих непосредственно на кремнях, выделен комплекс радиолярий, аналогичный таковому из позднеюрских кремней (табл. 1, фототабл. IV). В алевролитах и песчаниках органических остатков не было найдено, но учитывая, что подстилающие кремни

и кремнистые аргиллиты содержат позднеюрские (вплоть до титона) радиолярии, возраст их раннемеловой (вероятнее всего берриас).

*Существенно терригенные* образования также образуют конседиментационные аллохтонные пластины среди турбидито-olistostромовых отложений. Они представлены средне-мелкогалечными конгломератами с прослойями гравелитов в нижней части пластин и частым переслаиванием различнозернистых песчаников и алевролитов, слагающих до 90% видимой мощности этих пластин. Данные отложения охарактеризованы многочисленными остатками флоры и фауны берриас-валанжинского возраста (Геология ..., 1969). Максимальная видимая мощность отложений составляет 1500 м.

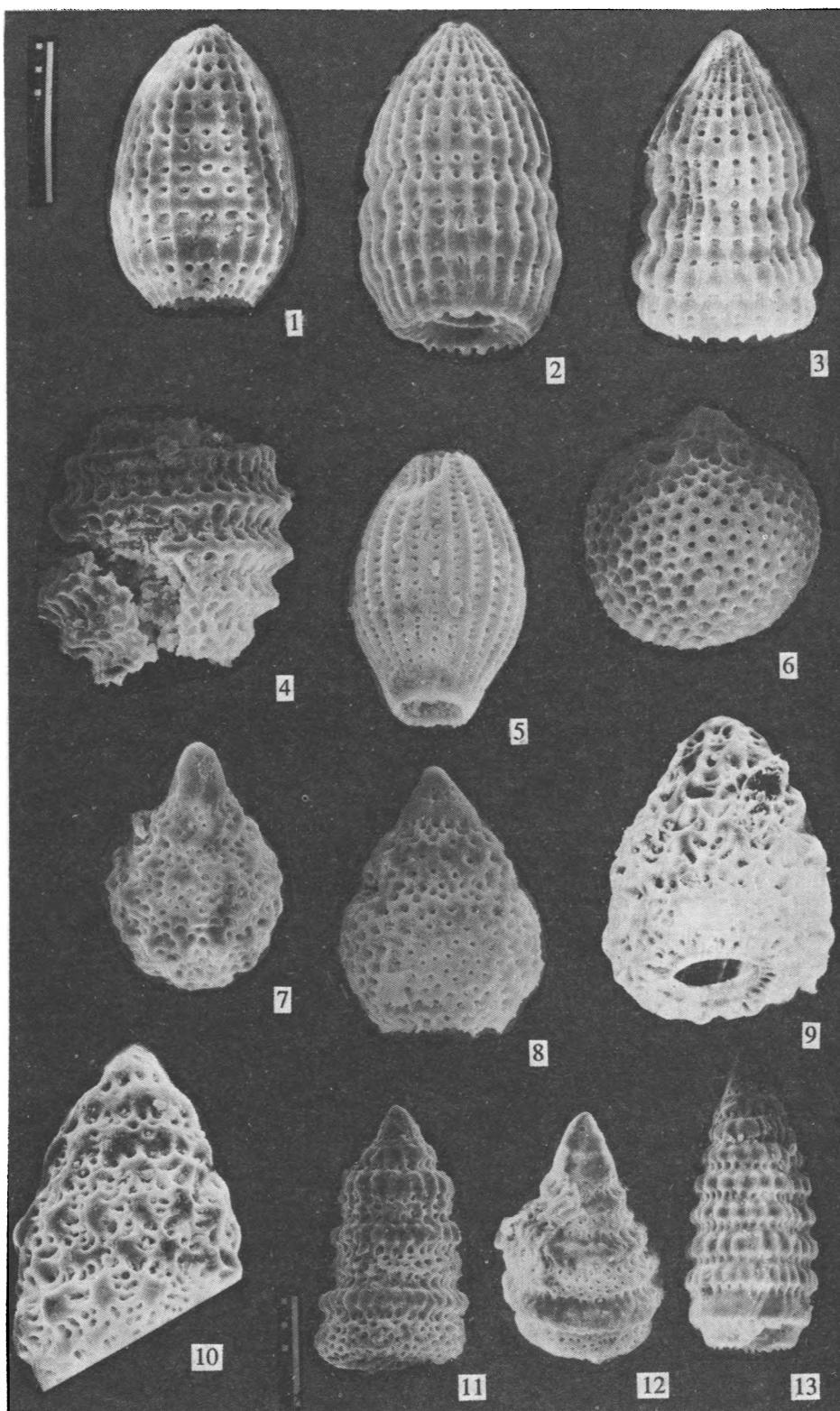
К сказанному следует добавить, что среди турбидито-olistostромовых отложений отмечены единичные непротяженные пластины кремней



**Таблица II.** Позднетриасовые и ранне-среднеюрские радиолярии из кремнистых альлохтонов.

1 – *Archaeodictyomitra* cf. *rigida* (Pessagno) [21]; 2 – *Parvingula* aff. *elegans* Pessagno et Whalen [21]; 3 – *Noritus lillihornensis* Pessagno et Whalen [21]; 4 – *Hsuum maxwelli* Pessagno [19]; 5 – *Hsuum* sp. [19]; 6 – *Eucyrtidium* sp. [20]; 7 – *Paronaella* sp. [20]; 8 – *Triassocampe* sp. [13]; 9, 10 – *Capnodoce anapetes* Dewever [13]; 11 – *Tripocyclia* cf. *japonica* Nakaseko et Nishimura [17]; 12 – *Tripocyclia* sp. [17]; 13 – *Capnodoce* sp. [12].

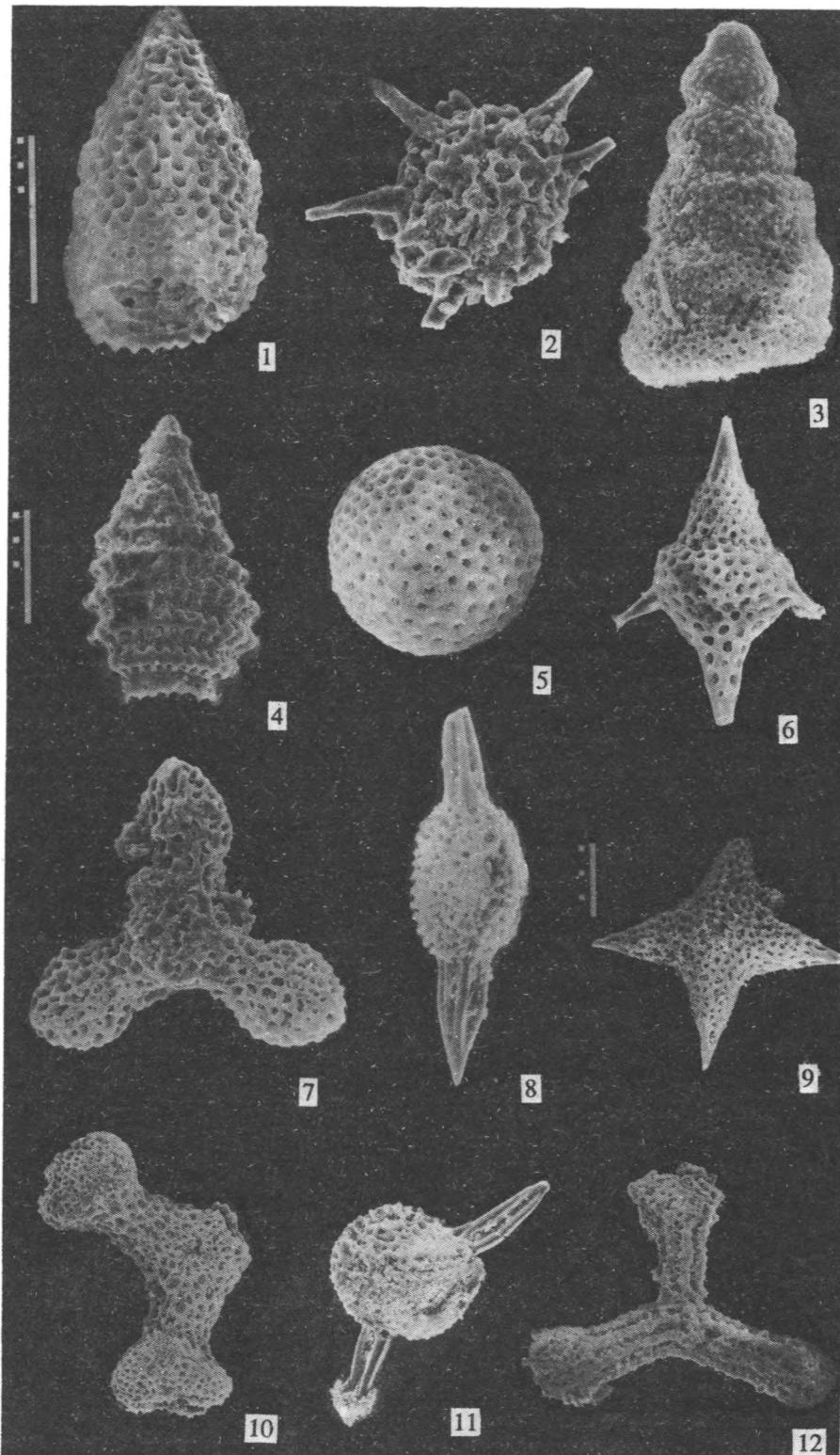
Маркер – 100 мкм.



**Таблица III.** Позднеюрские радиолярии из кремнистых альхтонов.

1 – *Archaeodictyomitra apiara* (Rust) [4]; 2, 3 – *Archaeodictyomitra ex gr. apiara* (Rust) [1, 4]; 4 – *Parvingula cf. mashitaensis* Mizutani [1]; 5 – *Thanarla cf. conica* (Aliev) [4]; 6 – *Zhamoidellum ovum* Dumitrica [1]; 7 – *Sethocapsa cetia* Foreman [8]; 8 – *Stichocapsa cf. altiforamina* Tumanda [8]; 9, 10 – *Xitus plenus* Pessagno [7, 5]; 11 – *Cinguloturris cylindra* Kemkin et Rudenko [1]; 12 – *Cinguloturris* sp. [4]; 13 – *Pseudodictyomitra leptocoonica* (Foreman) [1].

Маркер – 100 мкм.



**Таблица IV.** Позднеюрские радиолярии из аргиллитов терригенно-кремнистых аллохтонов. 1 – *Stichocapsa* sp. [9]; 2 – *Pseudoaulophacus* sp. [10]; 3 – *Amphipyndax plousies* Foreman [9]; 4 – *Parvingula machitaensis* Mizutani [10]; 5 – *Holocryptocanum barby* Dumitrica [9]; 6 – *Podobursa triacanta* (Fischli) [10]; 7 – *Paronaella mulleri* Pessagno [9]; 8 – *Archaeospongoprunum imlayi* Pessagno [10]; 9 – *Crucella theoktafensis* Baumgartner [10]; 10 – *Paronaella* sp. [9]; 11 – *Triactoma cornuta* Baumgartner [9]; 12 – *Tritrabs* cf. *ewingi* (Pessagno) [10].

Маркер – 100 мкм.

(мощностью 50 - 70 м), содержащие остатки позднепермских радиолярий: *Follicucullus porectus* Rudenko, *Follicucullus* sp.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Как видно из приведенных данных, в геологическом строении территории междуречья Перекатная (Имбиша) и Черная (Таухэ) принимают участие три группы образований, отличающихся по литологии и возрасту и, к тому же, характеризующих разнофациальные обстановки осадконакопления. Так, существенно терригенные образования, представленные грубозернистыми разностями, содержащими остатки флоры и макрофауны, указывают, по всей видимости, на

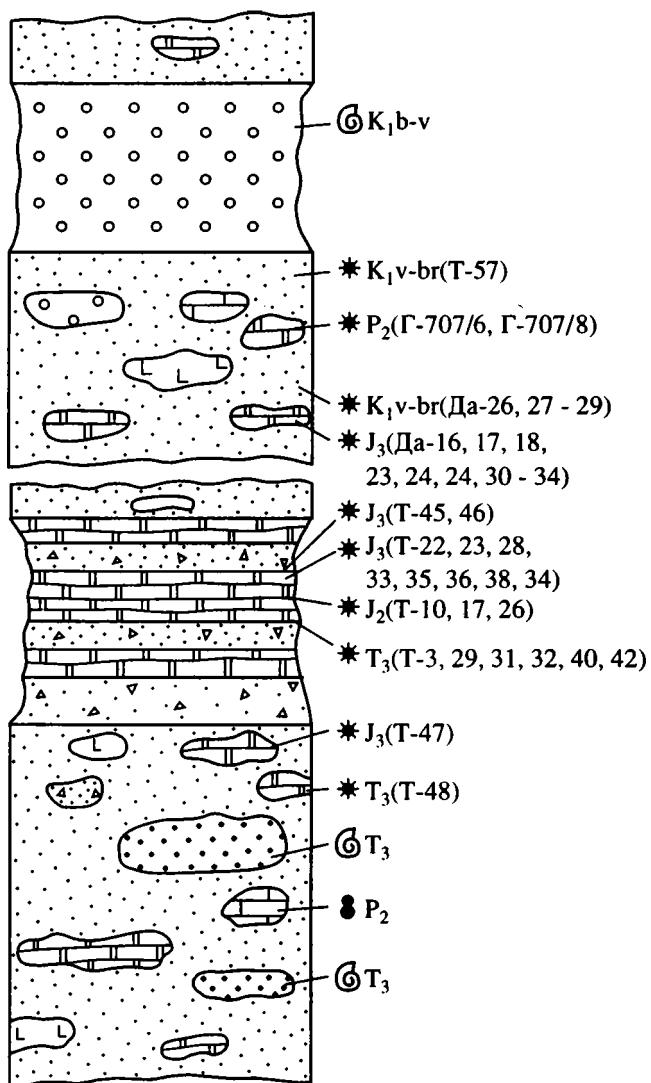


Рис. 2. Тектоно-стратиграфическая колонка отложений междуречья Перекатная (Имбиша) – Черная (Таухэ). Усл. обозначения см. на рис. 1.

мелководные условия их формирования, в то время как кремневые породы терригенно-кремнистой группы, наоборот, накапливались на значительном удалении от источников терригенного материала и характеризуют, таким образом, пелагические обстановки. Что касается олистостромовых образований, то они являются специфическими подводносклоновыми фациями конвергентных окраин, трассирующими зоны субдукции (Ueda, 1983; Hilde, 1983; A moins ..., 1988 и др.). Вполне очевидно, что присутствие среди турбидито-олистостромовых отложений конседиментационных аллохтонных пластин разнофациальных и разновозрастных образований может быть объяснено лишь значительными горизонтальными перемещениями этих пород от мест их первоначального формирования и последующей аккрецией. Не вдаваясь в детали механизма и масштабов этих перемещений, отметим лишь то, что движения эти фиксируются, во-первых, по постепенной смене кремненакопления сначала тонкой, а по мере приближения к зоне акреции более грубой терригенной кластикой и, во-вторых, по наличию хаотических горизонтов (олистостром), формировавшихся в момент аккреции этих пластин.

Таким образом, мы имеем дело со сложнопостроенным комплексом отложений, в котором четко выделяются две категории образований: матрикс, сложенный турбидитами и олистостромой, и заключенные в нем конседиментационные аллохтоны. Другими словами, в пределах рассматриваемой площади обнажается фрагмент раннемеловой аккреционной призмы, состоящей из трех тектоно-стратиграфических единиц, совмещенных и единый разрез в ходе аккреционных процессов (рис. 2).

Особенности состава, строения и возраста как матрикса, так и аллохтонных пластин выявленного аккреционного комплекса позволяют коррелировать его с раннемеловым аккреционным комплексом, развитым в более северных (Дальнегорском и Кавалеровском) районах Сихотэ-Алиня (Ханчук и др., 1989; Khanchuk et al., 1991 и др.), где также среди нижнемеловых турбидито-олистостромовых отложений залегают пластины, состоящие из триас-юрских кремней и перекрывающих их раннемеловых (берриасовых) терригенных пород, каменноугольных, пермских и триасовых известняков, нередко ассоциирующих с щелочными базальтами (фрагменты палеогайотов), грубообломочных пород раннемелового возраста, а также относительно крупные глыбы и обломки триасовых терригенных пород, содержащих фауну монотисов и галобий (Микститы ..., 1988) и пермских кремней. В отличие от указанных районов, в пределах описываемых

мой площиади отсутствуют крупные пластины известняков, что может быть объяснено особенностями строения раннемелового аккреционного комплекса в различных районах его развития (хотя обломки их присутствуют в олистостроме), а также не найдены глыбы и обломки триасовых известняков, что можно отнести на счет недостаточной изученности карбонатных пород рассматриваемого района.

## ВЫВОДЫ

1. В пределах междуречья Перекатная (Имбуша) и Черная (Таухэ) обнажается фрагмент раннемеловой аккреционной призмы, состоящий из трех тектоно-стратиграфических единиц, совмещенные в единый разрез в результате аккреции.

2. Приведенные данные по составу, строению и возрасту как матрикса аккреционного комплекса, так и заключенных в нем аллохтонных пластин согласуются с данными по другим районам и подтверждают правомерность выделения во всей Прибрежной зоне Сихотэ-Алиня раннемелового аккреционного комплекса.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология СССР. Т. 32. Приморский край // М.: Недра, 1969. 690 с.

Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 126 с.

Кемкин И.В. Олистостромы и их роль в седиментационных процессах прошлого // Древние климаты и осадконакопление в Юго-Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 127 - 132.

Кемкин И.В. Мезозойские олистостромовые комплексы Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989<sub>1</sub>. С. 133 - 139.

Кемкин И.В. Олистостромы в аккреционных комплексах Южного Сихотэ-Алиня. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ, 1989<sub>2</sub>. 23 с.

Кемкин И.В., Ханчук А.И. Новые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционного комплекса Южного Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 4. С. 847 - 851.

Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о раннемеловом аккреционном комплексе в бассейне р. Черная

(Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1993. № 1. С. 140 - 143.

Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103 с.

Мельников Н.Г., Голозубов В.В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. 1980. № 4. С. 95 - 106.

Миксты Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 111 с.

Михайлов В.А., Брублевский А.А., Юшманов Ю.П. Строение и условия становления покровные структур Прибрежной зоны (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 83 - 92.

Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3 - 23.

Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские структурные стили юга Дальнего Востока СССР как результат аккреции, коллизии сдвиговых движений // Геонауки в СССР. М.: М-во геол. СССР, 1992. С. 193 - 223.

Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое - раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218 - 255.

Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 99 - 107.

A moins 6000 m: L'exploration des fosses japonaises // Equipe sci., KAIKO; Red. Fujioka K. Brest-Paris-Tokyo: IFREMER; ONRS; Univ. Press, 1988. 103 p.

Hilde T.W.C. Sediment subduction versus accretion around the Pacific // Tectonophysics. 1983. № 99. P. 381 - 397.

Kemkin I.V., Rudenko V.S., Kojima S. Early Cretaceous radiolarians from the Chernaya River area, Southern Sikhote-Alin // Bull. Nagoya Univer. Furukawa Museum. 1992. № 8. P. 27 - 35.

Khanchuk A.I., Ognyanov N.V., Golozubov V.V., Kemkin I.V., Panchenko I.V. Accretion of Asia in the north-eastern China and USSR Far East // Geol. Evolution of Eastern Tethys. Proc. of First Intern. Sympos. on Gondwana Dispersion and Asian Accretion. Kunming (China). IGCP Project. 1991. P. 154 - 161.

Ueda S. Comparative subductology // Episodes. 1983. № 2. P. 19 - 24.

Рецензент В.Е. Хайн

УДК 551.182/21.791(591.1)

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИРИИ

© 1996 г. Л. А. Головина\*, С. С. Габлина\*\*, А. Н. Симакова\*

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

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

Поступила в редакцию 10.03.94 г.

Для опорного разреза Мардида (побережье Северо-Западной Сирии) был проведен комплексный палеофлористический анализ. Установлено, что данный разрез формировался в прибрежной, подчас эстуарной обстановке. По данным палинологии выделено четыре чередующихся гумидных и аридных климатических периода и шесть интервалов колебаний солености водного режима бассейна на основании анализа диатомовых водорослей и наннофлоры. На фоне общей тенденции опреснения и обмеления бассейна отмечаются кратковременные морские инвазии. В целом, тенденции изменений состава водных и наземных флор совпадают, давая возможность коррелировать геологические события.

**Ключевые слова.** Палеогеография, плиоцен, плейстоцен, комплексный анализ, нанопланктон, диатомовые водоросли, палинология.

Морские плиоцен-плейстоценовые отложения побережья западной Сирии впервые детально изучались коллективом исследователей в составе Е.В. Девяткина, А.Е. Додонова, К. Кхатиб и Х. Нсейр в рамках совместной советско-сирийской экспедиции в 1990 - 1992 гг. Результаты палеомагнитных и биостратиграфических работ и геологическое строение разрезов Мардида, Мшерфи, Аль-Катрия и Джиндирие подробно рассматривается в отчете экспедиции и в статье Е.В. Девяткина и др. (Девяткин, Додонов и др., 1996). Цель настоящей работы – изучение влияния климатических флюктуаций в плиоцен-четвертичное время на ассоциации наземной и морской флоры и реконструкция палеогеографической обстановки Латакийского прогиба и на примере разреза Мардида. Для решения общих палеогеографических вопросов актуально выяснение относительных скоростей реакции различных флористических групп, как наземных, так и водных на глобальные климатические изменения. Знание соотношения событий, происходящих в воде и на суше, позволяет выбрать правильный подход для решения проблемы стратиграфии и корреляции геологических событий.

Прибрежно-мелководные отложения разреза Мардида содержат обедненные комплексы морских планктонных организмов, вследствие весьма своеобразных условий существования флоры. Периодические колебания солености, вызванные усилием (или ослаблением) притока речных пресных вод, прогрессирующее обмеление бассейна обусловили дискретное распределение нан-

офлоры и диатомовых водорослей. Причем, от основания к кровле разреза сообщество нанопланктона резко обедняется; вверху продолжают существовать лишь наиболее экологически пластичные виды.

В разрезе выделяется пять интервалов, соответствующих определенным палеогеографическим условиям (рис. 1).

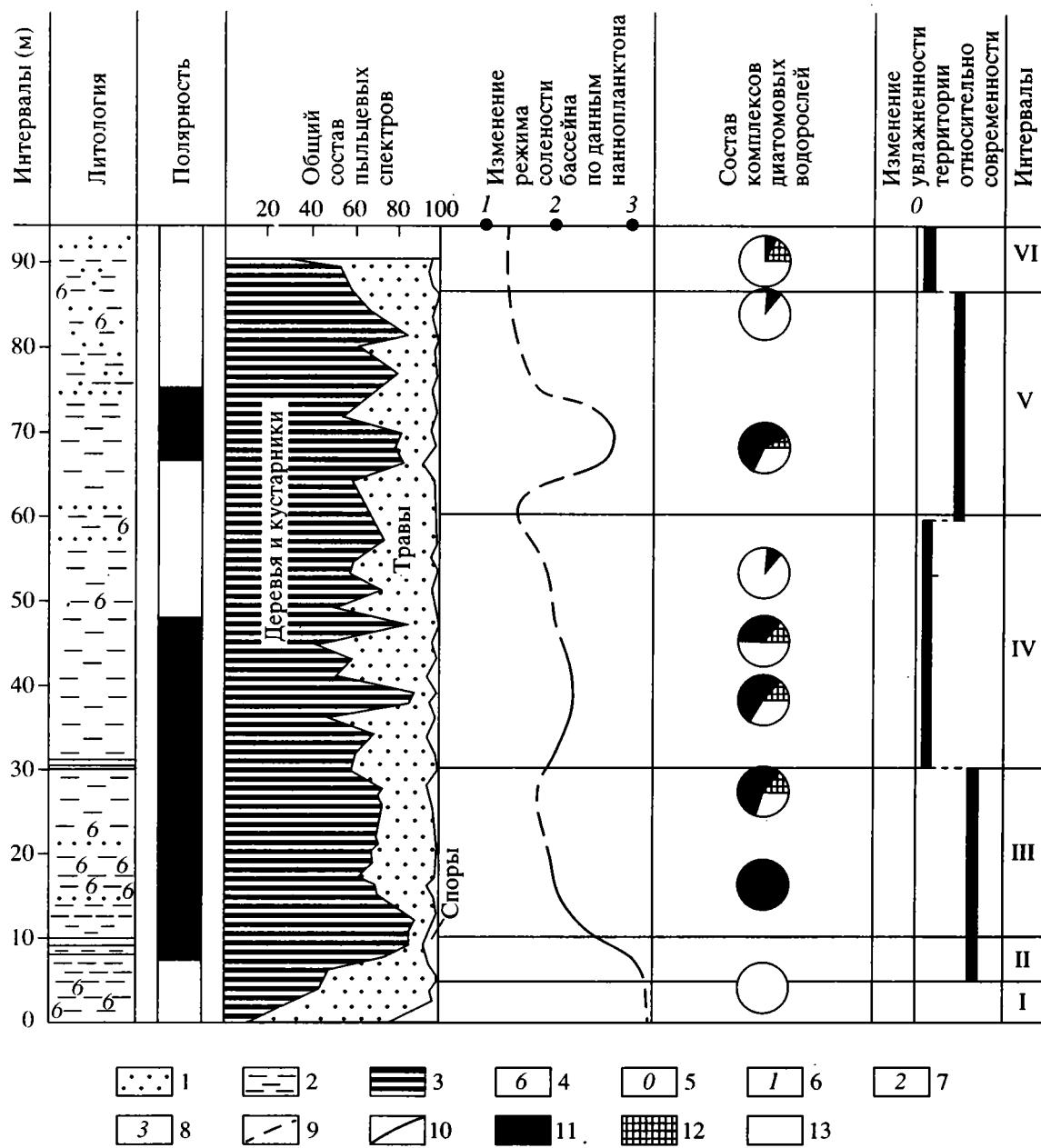
I. 0 - 5 м.

В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца трав, в основном сложноцветных. Вероятен занос пыльцы современных растений, что в значительной степени могло исказить автохтонные спектры.

Нанопланктон в этом интервале не обнаружен. На уровне 4 м был встречен довольно бедный комплекс исключительно пресноводных диатомей, среди которых заметную роль играют почвенные элементы *Pinnularia borealis* et var. *brevicostata* и *Hantzschia amphioxys*. Наряду с присутствием болотного вида *Pinnularia viridis*, все это может свидетельствовать о существовании в то время сильно опресненного мелководного водоема.

II. 6 - 10 м.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из этого интервала, характеризуются преобладанием пыльцы древесной растительности. Доминирует пыльца хвойных. Палеоландшафты напоминают современные лесистые саванны. Горы были покрыты сосновыми лесами с участием ели и пихты (Симакова, 1994). Климатические условия



Комплексный палеофлористический анализ разреза Мариддо (западная Сирия).

1 – песок; 2 – суглинок; 3 – глина; 4 – раковины моллюсков; 5 – современное состояние климата. Данные по нанопланктону: 6 – опресненные условия; 7 – морские солоноватоводные условия; 8 – нормальноморские условия; 9 – отсутствие нанопланктона; 10 – присутствие нанопланктона. Соотношение диатомовых водорослей в комплексах: 11 – морские; 12 – солоноватоводные; 13 – пресноводные.

отличались теплым климатом и значительным количеством выпадающих осадков, носящих сезонный характер.

В этом интервале присутствует обильный и разнообразный комплекс нанофлоры, характерный для относительно глубоководного бассейна нормальной солености. Присутствие дискоастеров и сцифосфер, как типичных представите-

лей тропической и субтропической нанофлоры, указывает на высокие водные температуры, а наличие в комплексе таких стратиграфически важных видов как *Discoaster peutaratalus*, *D. brouweri*, *D. surculus* позволило скоррелировать возраст отложений и проинтерпретировать палеомагнитные данные. Согласно палеомагнитному анализу, на уровне 8 м фиксируется граница палеомагнитных эпох Гаусс/Матуяма.

## III. 10 - 30 м.

В рассматриваемый период на суше преобладала растительность хвойно-широколиственных лесов, свидетельствующая о влажном и относительно прохладном климате.

Сообщество наннофлоры в нижней части интервала (10 - 18 м) характерно для прибрежно-мелководного шельфа. Полностью исчезли дискоастеры и сцифосферы (возможно, это связано не только с обмелением бассейна, но и с более прохладными температурами), продолжают существовать лишь наиболее "выносливые" виды, такие как *Pseudoemiliania lacunosa*, *Helicosphaera cortegeri*, *Syracosphaera* sp.

Вероятно, большое количество атмосферных осадков увеличивало речной сток, что постепенно влияло на режим солености прибрежного мелководья. В условиях прогрессирующего обмеления и опреснения бассейна в верхней части интервала (20 - 30 м) наннофлора практически исчезает, в то время как диатомовые водоросли в нижней части этого интервала (16 м) представлены единичными прибрежно-морскими и солоноватоводноморскими формами, встречены солоноватоводные и пресноводные элементы.

## IV. 30 - 60 м.

Интервал 30 - 60 м характеризуется частыми и ярко выраженным колебаниями общего состава спектров на фоне сокращения участия пыльцы древесных растений. Существовали ландшафты, сходные с типичными саваннами. В горах произрастали сосново-дубовые леса с участием ели. Низкогорья были заняты жестколистными вечнозелеными лесами. Отмечается значительная аридизация климата, что, возможно, привело к сокращению речного стока и кратковременному усилию влияния моря на фоне общей тенденции к опреснению бассейна, хотя нельзя полностью исключить в тектонический фактор.

Начиная с уровня 30 м и до 45 м наннофлора вновь появляется в отложениях разреза Мардио. Обедненный комплекс угнетенного облика характеризует прибрежно-мелководные условия осадконакопления со значительным количеством терригенного материала. Наибольшую долю в комплексе составляют *P. lacunosa*, *C. macinturei* и *H. carteri*.

В верхней части интервала наннопланктон отсутствует.

В развитии комплексов диатомовой флоры в данном интервале наблюдается тенденция к дальнейшему опреснению бассейна, характерная и для предыдущего этапа. Комплекс отличается большим разнообразием таксонов. В нижней части интервала (30 м) доминируют неритические и океанические виды *Thalassiosira angustelineata*, *T. oestrupii* и др. Выше (45 м) возрастает доля солоноватоводных элементов, таких как *Thalassiosira decipiens*, *Cyclotella caspia*, обычных видов в современных Черном и Каспийском морях (Про-

шкина-Лавренко, 1955). В целом, в интервале преобладают планктонные виды, как морские, так и пресноводные. Среди последних выделяются *Stephanodiscus rotula*, *S. minutulus* – почти убiquисты, также часто встречающиеся ныне в Черном и Средиземном морях. В верхней части описываемого интервала (53 м) дальнейшее обмеление в опреснение палеобассейна приводит к увеличению в комплексе пресноводных бентосных, преимущественно обрастателей и озерно-болотных видов.

## V. 60 - 86 м.

В интервале 60 - 86 м отмечается возрастание количества пыльцы деревьев. Встречаются единичные зерна липы, магнолии, бук, на фоне преобладания пыльцы хвойных. Вероятно, это был период господства жестколистных лесов и кустарников на равнинах. Горная растительность представляла собой сосновые леса с примесью ели и пихты. Существовал горный пояс с участием листопадных пород – липы, ольхи, березы, бука. Климат меняется на более влажный и относительно прохладный. Начиная с уровня 66 м, вновь усиливается влияние морских вод. Здесь присутствует достаточно обильный и разнообразный комплекс наннофлоры, причем именно на этом уровне обнаружены трехлучевая форма *D. brouweri* (*D. triradiatus*) и единичные экземпляры *Gephyrocapsa* s.l., что позволило, наряду с палеомагнитными данными, фиксировать плиоцен-плейстоценовую границу (Rio, 1991).

Краткий период усиления морских условий на рубеже плиоцена/плейстоцена установлен в очень небольшом по мощности интервале (66 - 72 м). Выше залегает песчаный прослой (возможно это скрытый размык) и пачка сильно опесчененных алевритистых глин, практически полностью лишенных наннопланктона.

Диатомеи, также как и наннопланктон, свидетельствуют о смене условий в это время. Вновь встречен комплекс водорослей, во многом схожий с обнаруженным в интервале III. В нем преобладают морские неритические и литоральные виды, среди которых по численности выделяется полубентосный *Paralia sulcata*. Среди пресноводных в основном встречены галофильные формы, такие как *Nitzschia capitellata*, *N. frustulum* и др.

## VI. 86 - 89 м.

Интервал 86 - 89 м характеризуется увеличением пыльцы трав *Compositae*, *Cruciferae*, исчезает пыльца пихты, кедра. Присутствует пыльца *Juglans*, *Erica*, *Ostrya*, *Ilex*. Существовала типично средиземноморская ксерофитная растительность. Равнины были заняты маквисами, а горы покрыты сосново-дубовыми лесами. Климат становится аридным, близким к современному.

Наннопланктон в этом интервале не обнаружен, а для диатомовых водорослей характерна новая смена комплекса. Количество морских видов резко сокращается. Они преимущественно

представлены бентосом. Несколько увеличивается доля солоноватоводных, тоже бентосных видов (*Nitzschia sigma*, *N. spectabilis*). Основную роль в комплексе играет пресноводный бентос. В его числе присутствуют элементы различных экологических групп: болотной и озерно-болотной (*Eunotia linearis*, *Pinnularia subcapitata*, *P. viridis et var. leptogongyla*), почвенной (*Navicula mutica var. cohni*), *Pinnularia borealis et var. brevicostata*, *Hantzschia amphioxys*), речной (*Navicula cryptocephala*, *N. minima*). Такой состав комплекса свидетельствует о не глубоком, сильно опресненном, но не утратившим связь с морем водоеме, возможно, эстуарии, местами заболоченном, периодически осушаемом.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для опорного разреза Мардио, расположенного на побережье Северо-Западной Сирии (Латакийский прогиб) были получены и охарактеризованы комплексы наннопланктона, диатомовых водорослей, пыльцы и спор. Комплексный палеофлористический анализ позволил сделать следующие палеогеографические выводы.

Спецификой данного разреза является его формирование в прибрежных, подчас эстuarных условиях, когда большее влияние на изменение уровня бассейна и его солености приобретают местные факторы например, усиление и ослабление речного стока, наряду с глобальными изменениями климата и неотектоническими движениями.

По данным палинологии выделено четыре чередующихся гумидных и аридных климатических периода и шесть интервалов колебаний солености водного режима бассейна на основании анализа диатомовых и нанnofлоры.

Периоды максимального развития нанnofлоры (как типично морской флоры) соответствуют трансгрессивным циклам, в то время как диатомовые водоросли дают возможность охарактеризовать как морские, так и солоноватоводные и почти пресноводные условия, соответствующие регressiveным циклам.

Два крупных трансгрессивных пика (этап II и V) в разрезе Мардио хорошо коррелируется с данными исследований колебаний уровня Мирового океана и Средиземного моря (Fairbridge, 1972; Stanlere, 1971; Vail et al. 1977; Poag, 1984; Шохуд, 1991), соответственно – конец раннего плиоцена и конец позднего плиоцена - начало плейстоцена.

Позднеплиоценовый регressiveный этап нашел свое отражение в интервалах III - IV. На фоне общего регressiveного развития выделяется (в начале IV интервала) период с морскими солоноватоводными условиями, при тенденции общей аридизации климата, что объясняется местными причинами, такими, возможно, как сокращение объема речного стока с континента, а не глобальными изменениями климата.

Интервал V, отличающийся некоторым усилением влияния моря на границе плиоцена и плейстоцена, отвечает калабрийской трансгрессивной фазе (эмилий) Средиземноморья или гурийской в Черноморско-Каспийском регионе (Шохуд, 1993). На границе плиоцен-плейстоцена фиксируется также повышение уровня моря в Атлантике (Rog, 1994; Vail, и др., 1977).

Таким образом, на фоне общей тенденции опреснения и обмеления бассейна отмечаются кратковременные морские инвазии, которые четко фиксируются комплексами нанnofлоры и диатомовых водорослей.

В целом, тенденции изменения состава водных и наземных флор совпадают, давая возможность коррелировать геологические события. Так, для побережья Западной Сирии морские трансгресии, в общем, совпадают с расширением лесов и распространением более влаголюбивой растительности на суше, что свидетельствует о гумидизации климата. Общая регрессия соответствует максимальному распространению степной растительности на суше, отражающей периоды аридизации климата.

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Габлина С.С. и др. Морской поздний плиоцен - ранний плейстоцен Западной Сирии: стратиграфия и палеогеография // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1.
- Симакова А.Н. Палинология морского верхнего плиоцена Сирии и анализ палеогеографических обстановок // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 2. С. 96 - 102.
- Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли планктона Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 222 с.
- Шохуд А. Позднекайнозойские морские террасы Крымско-Кавказского побережья Черного и Сирийского побережья Средиземного морей и их корреляция. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. С.-Пб.: Гос. горный ин-т, 1993. 173 с.
- Fairbridge R.W. Quaternary sedimentation in the Mediterranean region controlled by tectonic, paleoclimates and sea level // The Mediterranean Sea: A natural Sedimentation Laboratory. Strassburg, 1972. P. 99 - 114.
- Poag C.W. Neogene stratigraphy of the Submerged U.S. Atlantic margin // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984. V. 47. № 1/2. P. 103 - 127.
- Rio D., Sprovieri R., Thunell R. Pliocene-lower Pleistocene chronostratigraphy: A re-evaluation of Mediterranean type sections // Bull. Geol. Soc. 1991. V. 103. P. 1049 - 1058.
- Stanley D. The Mediterranean Sea: A natural Sedimentation Laboratory. Strassburg, 1971. P. 765.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. Globaé cycled of relative // Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon Exploration. 1977. № III. P. 83 - 97.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 551.78/8:569(477+478.9)

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ В РАННЕМ ПЛИОЦЕНЕ

© 1996 г. Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер, А. С. Тесаков

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

Поступила в редакцию 26.01.94 г.

**Ключевые слова.** Молдова, Украина, ранний плиоцен, млекопитающие, рептилии, палеогеография.

На всей территории Молдовы и юго-западе Украины после регрессии раннепонтического моря установился режим континентального осадконакопления. Здесь на междуречье Прut – Южный Буг выделяют три поля развития отложений плиоценовых аллювиальных равнин (Билинкис, 1987) – кучурганское, стольниченское и карболовское. До последнего времени о возрастных соотношениях этих отложений и положении их в стратиграфической шкале Восточного Паратетиса у исследователей не было единого мнения. Нами был изучен ряд разрезов и местонахождений фауны млекопитающих в долине р. Кучурган, на Днестровско-Прutском междуречье, в долине р. Б. Салчи, в окрестностях г. Одессы, а также частично ревизован ранее собранный в этих районах материал по фауне млекопитающих, хранящийся в коллекциях ГИН РАН, кроме того, использованы и литературные данные. Проведенные исследования позволили установить разновозрастность этих отложений: стольниченский аллювий формировался в первой половине раннего киммерия, кучурганский – в самом конце раннего и среднем киммерии, карболовский – в позднем киммерии.

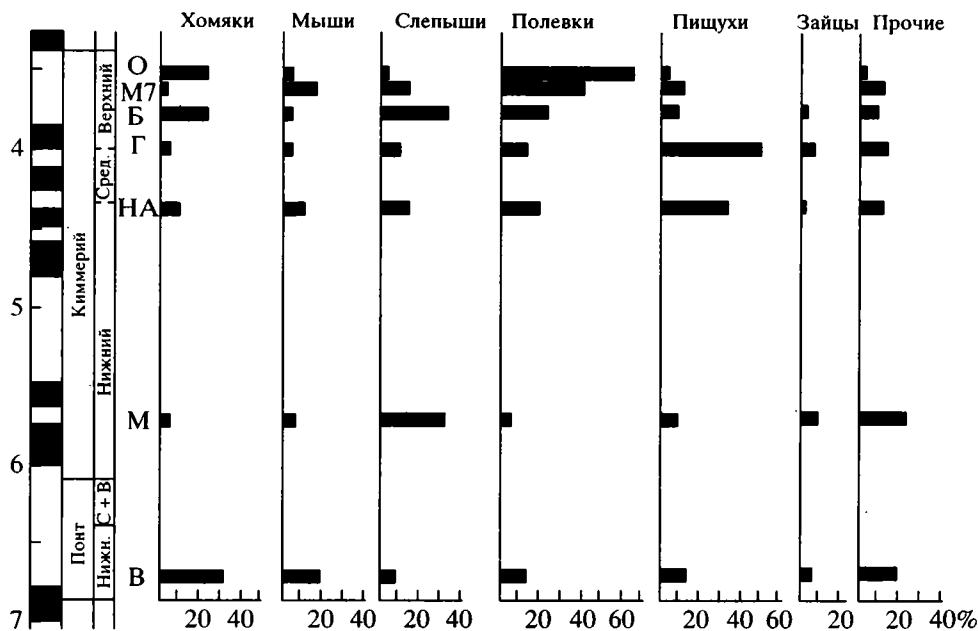
Анализ геологических данных и фауны позвоночных из отложений нижнего понта и перечисленных аллювиальных толщ позволяет сделать некоторые выводы о развитии континентальной экосистемы, существовавшей на территории северо-западного Причерноморья в интервале времени 7 - 3.5 млн. лет назад.

В раннем понте, судя по составу фауны мелких млекопитающих, на рассматриваемой территории были развиты мозаичные ландшафты, с различными экологическими группировками фауны. В составе фауны (местонахождения Одесса, 16 станция Большого Фонтана – Топачевский и др., 1988; Виноградовка, Болградского района Одесской области Украины – сборы авторов) доминирующую роль играли хомяки (рисунок) – обитатели лугово-степных стаций. Наличие сонь, летяг и разнообразие мышей (3 вида) свидетельствует о существенной роли древесной раститель-

ности, по крайней мере на приречных участках. Околоводные стации были заняты пресноводными черепахами родов *Chelydopsis* и *Sakya* (Чхиквадзе, 1988), бобрами и выхухолями. В фауне крупных млекопитающих, о которой можно судить по единичным находкам из низнепонтических известняков (Дуброво, Капелист, 1979; Короткевич, 1988), присутствовали жирафы и верблюды – обитатели саванн и сухих открытых пространств. Мастодонты, дейнотерии, носороги, микростоники населяли приречные заросли. Появление верблюдов и полное отсутствие трагоцерин, характерных для мэотических фаун, может служить свидетельством большей аридности климата в раннепонтическое время по сравнению с мэотисом. Присутствие во флоре субтропических растений (Щекина, 1966) говорит об относительно высоких среднегодовых температурах.

Палеонтологические данные по второй половине понта и началу киммерия практически отсутствуют. Об обстановках раннекиммерийского времени позволяют судить немногочисленные находки из стольниченского аллювия (местонахождения Мугурены, Сагайдак, Троицкое). Для фауны мелких млекопитающих (Мугурены) характерно разнообразие систематического состава. Причем, разные экологические группировки представлены более или менее равномерно, за исключением некоторого преобладания слепышей. В фауне крупных млекопитающих известны мелкий гиппарион, газель, косуля, мастодонты – формы, характерные как для открытых, так и залесенных участков.

Судя по фауне солоноватоводных моллюсков, в раннем киммерии климат был более теплым, чем pontический и значительно влажнее. Это обусловило образование железных руд и латеритных кор выветривания (Эберзин, 1940). В частности, в районе Одессы и Припрутья можно наблюдать остатки такой коры, развитой на отложениях нижнего понта. Время начала ее образования в настоящее время не установлено, но весьма вероятно, что оно относится именно к началу киммерия.



Процентное соотношение количества остатков мелких млекопитающих в изученных местонахождениях  
В – Виноградовка; М – Мугурены; НА – Новая Андриашевка; Г – Гребеники 2; Б – Будей; М7 – Мусайт 7; О – Одесские  
катаkomбы.

Максимум потепления и, вероятно, влажности климата относится к среднему киммерию – времени формирования кучурганского аллювия. По-видимому, в связи с активизацией тектонических движений в Карпатах усилились эрозионные процессы, и в кучурганских отложениях появилось значительно больше крупнообломочного материала карпатского происхождения, чем наблюдалось в стольниченском аллювии. Сток с кучурганской аллювиальной равнины осуществлялся в Киммерийский бассейн.

Судя по фауне позвоночных (млекопитающих и рептилий), продолжали существовать мозаичные ландшафты. В фауне грызунов и зайцеобразных при сохранении экологических группировок предшествующих стадий произошла их количественная перестройка – доминирующими стали пищухи (местонахождения Новая Андриашевка, Гребеники 2). На это также указывали В.А. Топачевский и В.А. Несин (1989). Среди крупных млекопитающих наиболее характерными стали мунтжаки родов *Muntiacus*, *Eostyloceros*, *Paracervulus*, мелкие олени *Croizetoceros* и *Pliocervus*, приуроченные к приречным биотопам с кустарниковой и древесной растительностью. С этими же стациями были связаны тапиры, не известные в более древних фаунах, свиньи *Propotamochoerus*, мастодонт *Zygolophodon borsoni*. Известны также приматы – *Macaca* и *Dolichopithecus* (Дуброво, Капелист, 1979). Обращает на себя внимание

чрезвычайная редкость находок остатков гиппарионов и полное отсутствие жираф и верблюдов.

В позднем киммерии в Припутье формировался карболовийский аллювий. Он залегает на размытой поверхности красноцветной коры выветривания, развитой на отложениях нижнего понта. Следовательно, к концу среднего киммерия в этом регионе процесс корообразования закончился. Сток с аллювиальной равнины сместился к западу и карболовийский аллювий стал разгружаться в Дакийский бассейн. Отмечается увеличение размерности обломочного материала вверх по разрезу (Хубка, 1982), свидетельствующее об интенсификации эрозионных процессов (а соответственно и тектонических движений в Карпатах) к концу рассматриваемого интервала времени.

Основное отличие фауны мелких млекопитающих от предшествующих стадий – резкое сокращение численности пищух, стации которых, по-видимому, занимают полевки (местонахождения Будей, Мусайт 7). К концу позднего киммерия полевки достигают абсолютного доминирования и происходит адаптивная радиация семейства *Arvicolidae*: к роду *Promimomys*, существовавшему с начала понта, добавляются роды *Pliomys* и *Dolomys* (местонахождения Одесские катакомбы, нижний горизонт Котловины).

В фауне крупных млекопитающих несколько сокращается роль мунтжаков – остается лишь один род *Paracervulus*, увеличивается численность косуль (два вида *Procapreolus*). В приреч-

ных зарослях продолжали обитать *Propotamochœus* и мастиодонты, но *Zygodophodon borsoni* становится крайне редким, а увеличивается численность *Anapsus argemensis*. Присутствовал гиппопотам (Година, Давид, 1973; Короткевич, 1988). Наряду с животными, связанными с влажными залесенными биотопами, очевидно, на плакорах, обитали газели, очень редкие гиппарионы, вновь появляются верблюды, достигшие большой численности к самому концу киммерии. Эти изменения в ассоциациях млекопитающих свидетельствуют о некоторой аридизации климата к концу киммерии.

Во время формирования кучурганских и карболийских отложений (средний – поздний киммерий) на рассматриваемой территории существовала чрезвычайно богатая фауна пресмыкающихся. Фауна черепах из кучурганского и карболийского аллювия сходна. В ее составе присутствуют представители каймановых черепах *Chelydopsis nopscaei*, пресноводные черепахи *Melanochelis pidoplichkoi*, *Sakia riabinini*, болотные *Emydoidea antiqua*, сухопутные *Testudo segnovi* и ряд других. В карболийских слоях обнаружены остатки многочисленных змей (из кучурганских отложений они не изучены), относящиеся к более, чем десяти видам шести родов (Егух, *Natrix*, *Coluber*, *Elaphe*, *Coronella*, *Vipera*), ящериц (*Pseudopus*) (Хозацкий, 1982; Чхиквадзе, 1988; Редкозубов, 1991). Весь комплекс рептилий свидетельствует о большой мозаичности ландшафта. Присутствуют как формы, связанные с сухими, в большинстве случаев каменистыми степными и даже полупустынными биотопами (*Coluber*, Егух), так и приуроченные к влажным лесистым местообитаниям (*Vipera*, *Elaphe*), а также околоводным стациям (*Chelydopsis*, *Sakia*, *Melanochelis*, *Emydoidea*). Как считает О.И. Редкозубов (1991), обилие водных черепах и присутствие таких форм, как *Testudo segnovi* с высоким карапаксом, неспособных зарываться, а также удавчиков рода Егух и ящериц *Pseudopus* свидетельствует о круглогодичной положительной температуре (с. 15). Показательно, что в более поздних фаунах количество и разнообразие черепах резко сокращается (остаются лишь болотные черепахи), из змей исчезает удавчик Егух, что, очевидно, связано с похолоданием климата около 3.5 млн. лет назад.

Сравнивая наши данные с материалами по более западным районам, можно отметить, что в Дакийском бассейне на протяжении всей второй половины киммерии (вторая половина дакия и начало румыния по схеме румынских геологов) происходило углеобразование (Andreeescu *et al.*, 1986), что свидетельствует о теплом и влажном климате этого времени и о значительном участии в растительном покрове лесов и болотных ассоциаций. Очевидно, аридизация климата в конце киммерии сказалась сильнее в восточных районах.

Суммируя изложенное, следует подчеркнуть, что территория северо-западного Причерноморья в интервале времени 7 - 3.5 млн. лет (понт-киммерий) представляла собой аллювиальную слабо расчлененную равнину с мозаичным расположением открытых и залесенных сильно обводненных биотопов. Климат был теплым и влажным с положительными зимними температурами. Относительная аридизация климата отмечается в раннем понте и конце киммерии.

Систематический состав фауны мелких млекопитающих с раннего понта до конца среднего киммерия на родовом уровне оставался в общих чертах постоянным. Эволюционные изменения в отдельных линиях проходили преимущественно на видовом и подвидовом уровнях. На границе среднего и позднего киммерия из состава фауны выпадает ряд родов, а во второй половине позднего киммерия появляется ряд новых. Существенные изменения наблюдались в количественных соотношениях доминантных групп.

В фауне крупных млекопитающих, по-видимому, где-то в начале киммерия вымерли многие типично миоценовые формы. В середине киммерия знаменательно появление обитателей чрезвычайно влажных лесных биотопов, не известных в более ранних и более поздних ассоциациях.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Билинкис Г.М.** Стратиграфия древнеаллювиальных толщ среднего плиоцена междууречья Прут – Южный Буг // Стратиграфия верхнего фанерозоя Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1987. С. 64 - 81.
- Година А.Я., Давид А.И.** Неогеновые местонахождения позвоночных на территории Молдавской ССР. Кишинев: Штиинца, 1973. 106 с.
- Дуброво И.А., Капеллист К.В.** Каталог местонахождений третичных позвоночных УССР. М.: Наука, 1979. 158 с.
- Короткевич Е.Л.** История формирования гиппарионовой фауны Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1988. 160 с.
- Редкозубов О.И.** Неогеновые рептилии Молдовы. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: Палеонтологический ин-т АН СССР, 1991. 20 с.
- Топачевский В.А., Несин В.А.** Грызуны молдавского и харковского фаунистических комплексов котловинского разреза. Киев: Наукова думка, 1989. 134 с.
- Топачевский В.А., Чепалыга А.Л., Несин В.А., Рековец Л.И., Топачевский И.В.** Микротериофауна (Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) лектостратотипа понта // Докл. АН УССР, сер. Б. Геол.-хим. и биол. науки. 1988. № 4. С. 90 - 95.
- Хозацкий Л.И.** Пресмыкающиеся // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. С. 252 - 262.

*Хубка А.Н.* Характеристика карболовских слоев и их стратотипического района // Проблемы антропогена Молдавии. Кишинев: Штиинца. 1982. С. 36 - 75.

*Чхиквадзе В.М.* Ископаемые черепахи Кавказа и Северного Причерноморья. Тбилиси: Мецниереба, 1988. 149 с.

*Шевченко А.И.* Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7 - 59.

*Щекина Н.А.* История флоры и растительности юга Украины в плиоцене // Значение палинологического

анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966. С. 184 - 188.

*Эберзин А.Г.* Средний и верхний плиоцен Черноморской области // Стратиграфия СССР. Том XII. Неоген СССР. Ред. Архангельский А.Д. 1940. С. 477 - 566.

*Andreeescu I., Radan S., Radan M.* Magnetostratigraphy of the Dacian-Romanian deposits of the Lupoia quarry // D. S. Inst. geol. geofiz. 1986. V. 70 - 71/4 (1983, 1984). Bucuresti. P. 219 - 226.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК 552.14:551.763.333/77(571.5)

## О ВОЗРАСТЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ФЛИШЕВО-ОЛИСТОСТРОМОВЫХ ТОЛЩ ОЛЮТОРСКОГО ХРЕБТА (ЮГ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ)

© 1996 г. Е. А. Щербинина\*, Д. В. Коваленко\*\*

\* Геологический институт РАН, 109117 Москва, Пыжевский пер. 7, Россия

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

Поступила в редакцию 24.12.94 г., получена после доработки 12.04.95 г.

**Ключевые слова.** Флишево-олистостромовая толща, наннопланктон, возраст, пачка.

На многих участках побережья Берингова моря вдоль простирания Олюторского хребта обнажаются флишево-олистостромовые толщи. В структуре Олюторского хребта они занимают нижнее положение и по системе надвигов юго-восточной вергентности перекрыты островодужными и океаническими комплексами пород позднемелового и, вероятно, палеогенового возраста. На севере толщи граничат с позднемеловыми и палеоценовыми флишевыми отложениями Укэлятского прогиба. На юге их простирание "срезается" структурами Олюторского полуострова.

В настоящее время большинство возрастных определений для этих толщ имеется только для заключенных в них олистолитов. Их возраст варьирует от сантон до дания (Богданов и др., 1987). Из матрицы же получена только одна датировка, для района лагуны Таман, которая показывает ее эоценовый возраст (Богданов и др., 1987).

Целью исследований, результаты которых приводятся в данной работе, являлось более детальное выяснение возрастного интервала накопления флишево-олистостромовых толщ. Изучение флишево-олистостромовых обнажений проводилось в районе мыса Витгенштейна – лагуны Аят западного побережья Берингова моря. Структурная схема этого района, составленная В.Д. Чеховичем (Чехович, 1989), представлена на рис. 1. Во флишево-олистостромовых толщах данного района выделяются два типа "разреза". Отличительной характеристикой "разреза" первого типа является присутствие во флишевых пачках многочисленных олистолитов кремней, океанических и островодужных базальтов, а также первично залегающих потоков океанических базальтов с горячими контактами с флишевыми пачками. Второй тип "разреза" представлен флишевыми толщами без каких-либо олистолитов. Толщи обоих типов интенсивно дислоцированы, смяты в изоклинальные складки и кливажирова-

ны. Падения кливажа и осевых плоскостей складок устойчиво северо-западные и север-северо-западные. Толщи по пологим покровам юго-восточной вергентности перекрыты кремнистыми породами и вулканогенными толщами островодужной природы. Взаимоотношения флишевых "разрезов" первого и второго типов неясны. Из олистолитов кремней, заключенных во флише первого типа, имеются многочисленные определения возраста по радиоляриям, сделанные В.С. Вишневской (Богданов и др., 1987), которые дают датировки от сантон до маастрихта. Из кремнистых пород, перекрывающих по надвигу флишевые толщи, также получены многочисленные датировки возраста по радиоляриям – от сантон до дания (Богданов и др., 1987).

Новые определения возраста флишевой матрицы по наннопланктону получены для четырех тектонических блоков флишево-олистостромового комплекса (рис. 1, 2).

Разрез блока I относится к первому типу и представлен ритмично переслаивающимися черными и темносерыми алевролитами, аргиллитами и серыми мелко- и среднезернистыми вулканогенными песчаниками. В верхней части разреза присутствуют два тела олистолитов до 7 м в попечнике с отчетливыми осадочными kontaktами с вмещающими породами, один из которых представлен слоистыми черными и темно-зелеными кремнями, другой – серыми вулканомиктовыми песчаниками. Мощность разреза 60 - 70 м. Наннопланктонная ассоциация включает виды:

*Micula staurophora*, *Watznaueria barnesae*, *Ceratolithus cf. camptneri*, *Glaucolithus compactus*, *Cribrophaera ehrenbergi*, указывающими на маастрихтский возраст.

Разрезы блоков II, III и IV представляют второй тип "разреза".

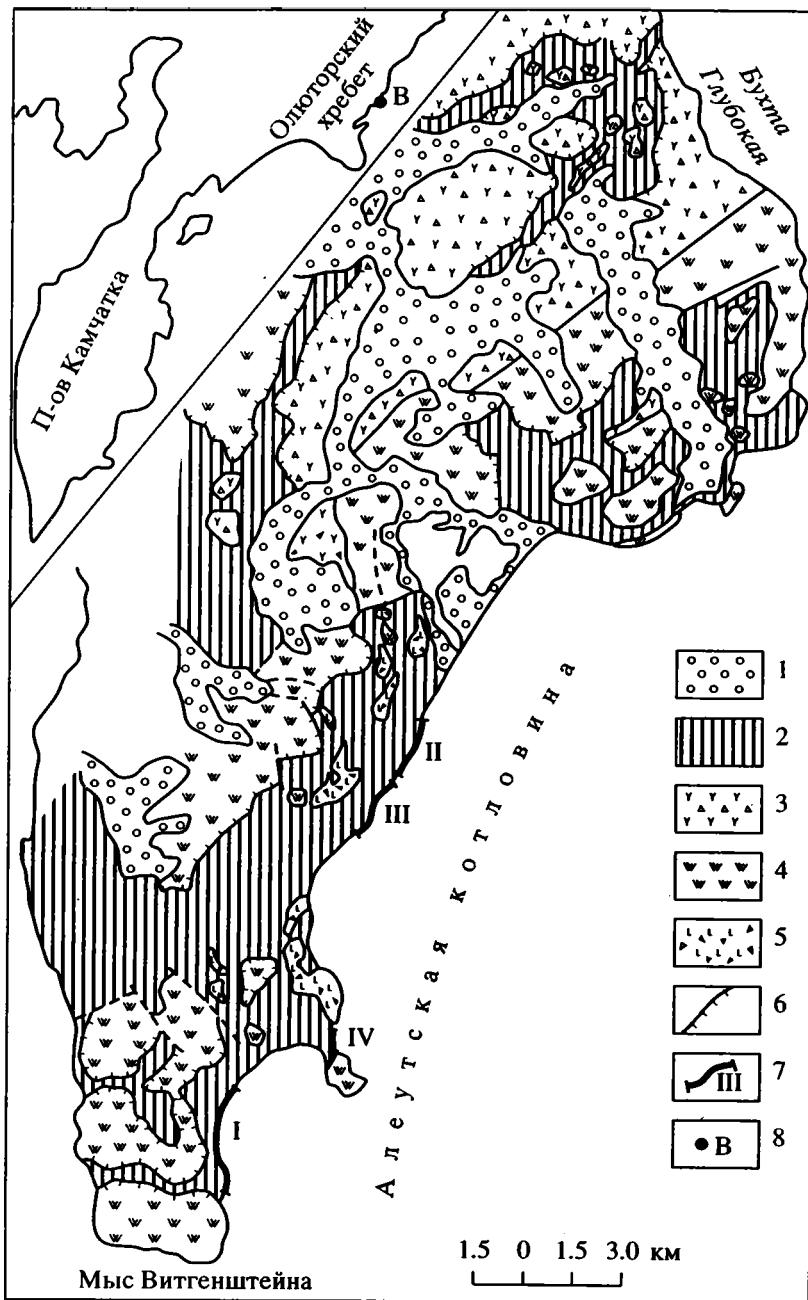
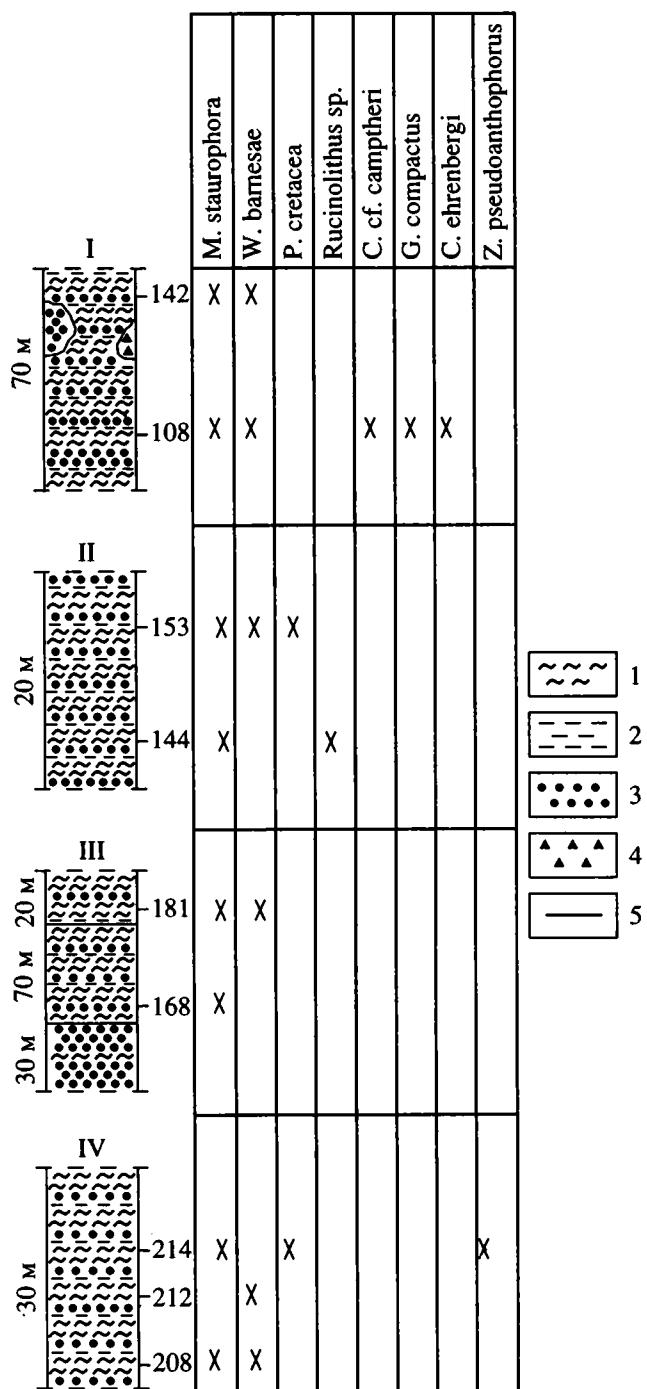


Рис. 1. Положение опробованных участков в структуре мыса Витгенштейна.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – флишево-олистостромовая толща; 3, 4 – сенонские известково-щелочные вулканиты (3) и кремнистые породы (4); 5 – олистолиты и олистоплаки базальтов и гиалокластитов океанического типа; 6 – надвиги; 7 – опробованные блоки флишево-олистостромового комплекса и их номера; 8 – географическое положение исследуемого района на врезке.

Блок II сложен пачкой ритмичного переслаивания черных и серых алевролитов и аргиллитов и серых средне-, мелкозернистых вулканомиктовых песчаников. Из пород блока выделены *Watznaueria barnesae*, *Micula staurophora*, *Prediscosphaera cretacea*, *Rucinolithus* sp. – комплекс кампан-маастрихтского интервала. Мощность пачки около 20 м.

В основании разреза блока III находится пачка переслаивающихся серых средне- и мелкозернистых вулканомиктовых песчаников в ряде мест с достаточно четкой градационной слоистостью и черных алевролитов. Мощность пластов песчаников достигает 2-х метров, мощность слоев алевролитов не превышает 0.3 м. Суммарная мощность пачки около 30 м. Выше согласно зале-



**Рис. 2.** Строение разрезов исследованных тектонических блоков флишево-олистостромового комплекса и распределение в них форм наннoplanktona.  
1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – кремни; 5 – границы между пачками. Цифры около колонок – номера образцов, где обнаружен наннoplankton.

гают пачка ритмично переслаивающихся серых песчаников, черных алевролитов и аргиллитов (мощность слоев до 0.2 м). Мощность пачки 70 - 80 м. Выше в разрезе преобладают черные алевролиты и аргиллиты. Суммарная мощность разреза 120 - 140 м. В отложениях этого блока обнаружены только *Micula staurophora* и *Watznaueria barnesae*, определяющие возраст вмещающих толщ в интервале сантон - маастрихт.

Разрез блока IV аналогичен разрезу блока II и представлен пачкой переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, мощность которой около 30 м. Комплекс наннoplanktona также очень беден: *Micula staurophora*, *Watznaueria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Zeughabdotus pseudoanthophorus* того же возрастного интервала – сантон - маастрихт.

Таким образом, полученные новые возрастные датировки для матрицы флишево-олистостромовых толщ позволили сделать следующие выводы:

накопление флишево-олистостромовых толщ Олюторского хребта происходило, как минимум, с позднего мела одновременно с флишевыми толщами Укелаятского прогиба;

флишевые толщи первого (с олистолитами) и второго (без олистолитов) типов формировались в одно и то же время в разных фациальных или геодинамических обстановках и были тектонически совмещены в кайнозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке РFFI, проект № 94-05-17300.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. С. 45 - 54.

Чехович В.Д. Геология и геодинамические обстановки формирования складчатого обрамления малых океанических бассейнов. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1989. С. 7.

Рецензент И.А. Басов

## **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 биосфера, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геоисторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

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

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

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

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

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

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

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

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (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) предпочтаемую 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. Тerek).

**"НАУКА" ◆◆◆ МАИК "НАУКА" ◆◆◆ "ИНТЕРПЕРИОДИКА"**

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет одновременно на русском и английском языках**

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

Генетика  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника  
Геохимия  
Доклады РАН

Журнал аналитической химии  
Журнал неорганической химии  
Журнал общей химии  
Журнал органической химии  
Журнал прикладной химии  
Журнал физической химии  
Журнал эволюционной биохимии и физиологии

Защита металлов  
Известия АН. Серия биологическая  
Известия АН. Теория и системы управления  
Известия АН. Физика атмосферы и океана  
Кинетика и катализ  
Коллоидный журнал  
Координационная химия  
Космические исследования  
Кристаллография  
Литология и полезные ископаемые  
Микробиология  
Микроэлектроника  
Неорганические материалы  
Океанология  
Онтогенез  
Оптика и спектроскопия  
Палеонтологический журнал  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Почвоведение  
Приборы и техника эксперимента  
Прикладная биохимия и микробиология  
Проблемы прогнозирования  
Программирование  
Радиохимия  
Радиотехника и электроника  
Стратиграфия. Геологическая корреляция

Теоретические основы химической технологии  
Теплофизика высоких температур  
Теплоэнергетика  
Труды Математического института имени В.А. Стеклова  
Физика Земли  
Физика и химия стекла  
Физика металлов и металловедение  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Физиология человека  
Химия высоких энергий  
Экология  
Электрохимия  
Энтомологическое обозрение  
Ядерная физика

*Acoustical Physics*  
*Solar System Research*  
*Astronomy Reports*  
*Russian Journal of Marine Biology*  
*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*  
*Journal of Ichthyology*  
*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geology of Ore Deposits*  
*Geotectonics*  
*Geochemistry International*  
*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics- Doklady*  
*Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of General Chemistry*  
*Russian Journal of Organic Chemistry*  
*Russian Journal of Applied Biochemistry*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*

*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*  
*Protection of Metals*  
*Biology Bulletin*  
*Journal of Computer and Systems Sciences International*  
*Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*  
*Kinetics and Catalysis*  
*Colloid Journal*  
*Russian Journal of Coordination Chemistry*  
*Cosmic Research*  
*Crystallography Reports*  
*Lithology and Mineral Resources*  
*Microbiology*  
*Russian Microelectronics*  
*Inorganic Materials*  
*Oceanology*  
*Russian Journal of Developmental Biology*  
*Optics and Spectroscopy*  
*Paleontological Journal*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*  
*Eurasian Soil Science*  
*Instruments and Experimental Techniques*  
*Applied Biochemistry and Microbiology*  
*Studies on Russian Economic Development*  
*Programming and Computer Software*  
*Radiochemistry*  
*Journal of Communications Technology & Electronics*

*Stratigraphy and Geological Correlation*  
*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*  
*High Temperature*  
*Thermal Engineering*  
*Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics*  
*Izvestiya, Physics of the Solid Earth*  
*Glass Physics and Chemistry*  
*The Physics of Metals and Metallography*  
*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*Human Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Ecology*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Entomological Review*  
*Physics of Atomic Nuclei*

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет только на английском языке**

*Laser Physics*  
*Pattern Recognition and Image Analysis*