

Том 5, Номер 6

ISSN 0869-592X

Ноябрь - Декабрь 1997

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 5 № 6 1997 Ноябрь–Декабрь

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 5, номер 6, 1997

Некоторые закономерности эволюции рода <i>Ното</i> по степени сферичности черепной коробки <i>Э. А. Вангенгейм, М. А. Певзнер, А. П. Пестряков</i>	3
Местные, региональные и корреляционные стратиграфические схемы докембрия Карелии и Кольского полуострова (историко-методологический анализ) <i>В. З. Негруца</i>	14
Комплексы брахиопод палеозоя Западно-Сибирской плиты <i>Н. П. Кульков, Л. Г. Перегоедов</i>	27
Планктонные фораминиферы и стратиграфия палеогена поднятия Обручева (Северная Пацифика) <i>И. А. Басов</i>	40
Палинстратиграфия и корреляция палеогеновых и миоценовых отложений Амгунь-Горинского района (Среднее Приамурье) <i>Л. А. Баскакова</i>	51
О взаимоотношении среднемиоценовых бассейнов Западного и Восточного Паратетиса <i>И. А. Гончарова, Л. Б. Ильина</i>	64
Ордовикские отложения Ганычаланского террейна (Пенжинский кряж, Корякское нагорье) <i>С. Д. Соколов, В. Н. Григорьев, В. А. Аристов, Н. Л. Евглевский, А. А. Пейве, Л. Е. Штеренберг</i>	73
Результаты палеомагнитных исследований плейстоценовых морен европейской части России <i>В. А. Большаков</i>	85

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Динамика видового разнообразия силурийских гастропод в связи с абиогическими событиями <i>А. П. Губанов</i>	96
--	----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Геологическое значение Rb-Sr и K-Ar изотопных датировок синих глин Прибалтики <i>В. И. Виноградов</i>	101
Два различных подхода к использованию изохронного метода при датировании осадочных пород <i>И. М. Горохов, Н. Н. Мельников</i>	107

Contents

Vol. 5, No. 6, 1997

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

Some Regularities of the Genus <i>Homo</i> Evolution Inferred from a Cranium Sphericity Degree <i>E. A. Vangengeim, M. A. Pevzner, and A. P. Pestryakov</i>	3
Local, Regional, and Correlation Schemes for the Precambrian of Karelia and the Kola Peninsula: the Historical-Methodological Analysis <i>V. Z. Negrutsa</i>	14
Paleozoic Brachiopod Assemblages of the West Siberian Lowland <i>N. P. Kul'kov and L. G. Peregoedov</i>	27
Paleogene Planktonic Foraminifers and Stratigraphy of the Obruchev Rise (Northern Pacific) <i>I. A. Basov</i>	40
Palynostratigraphic Subdivision and Correlation of Paleogene–Miocene Deposits in the Amgun–Gorin Region (Middle Courses of the Amur River) <i>L. A. Baskakova</i>	51
Relationship among Middle Miocene Basins in the Western and Eastern Paratethys <i>I. A. Goncharova and L. B. Il'ina</i>	64
Ordovician Deposits of the Ganychalan Terrane (Penzhina Range, Koryak Highland) <i>S. D. Sokolov, V. N. Grigoriev, V. A. Aristov, N. L. Evglevskii, A. A. Peive, and L. E. Shterenberg</i>	73
Results of Paleomagnetic Studies of Pleistocene Moraines in the European Part of Russia <i>V. A. Bol'shakov</i>	85

BRIEF COMMUNICATIONS

Diversity Dynamics of Silurian Gastropods in Connection with Abiotic Events <i>A. P. Gubanov</i>	96
---	----

CRITICAL REVIEWS AND DISCUSSIONS

Rb–Sr And K–Ar Isotope Datings of Blue Clays in the Baltic Region and their Geological Implications <i>V. I. Vinogradov</i>	101
Two Different Approaches to the Use of the Isochron Method for Dating Sedimentary Rocks <i>I. M. Gorokhov and N. N. Mel'nikov</i>	107

УДК 569.9:551.793

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ РОДА *Homo* ПО СТЕПЕНИ СФЕРИЧНОСТИ ЧЕРЕПНОЙ КОРОБКИ

© 1997 г. Э. А. Вангенгейм*, М. А. Певзнер*, А. П. Пестряков**

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

** Институт этнологии и антропологии РАН
117334 Москва, Ленинский проспект, 32а, Россия

Поступила в редакцию 30.05.95 г.

Изучалась зависимость от времени степени сферичности черепной коробки ископаемых людей из 48 местонахождений Европы, Азии, Африки и Австралии. Установлено, что этот параметр изменялся в течение плейстоцена по закону ареакотангенса. Биометрическим методом определены хронологические интервалы для всех рассмотренных местонахождений. Эти интервалы полностью или частично перекрываются с датировками, приводимыми в литературе.

Ключевые слова. *Homo*, плейстоцен, эволюция, степень сферичности черепа, биометрическое датирование.

ВВЕДЕНИЕ

На примере ряда филетических линий млекопитающих плиоцена и квартера было показано, что некоторые морфологические признаки, отражающие направленность эволюции, развиваются во времени по единому закону. Этот закон описывается формулой ареакотангенса (обратной гиперболической функции при $X > 1$) (Певзнер, Вангенгейм, 1994).

В настоящей работе ставилась задача выяснить, применим ли этот закон для морфологической эволюции человека на протяжении квартера.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

В качестве исследуемого эволюционирующего морфологического параметра человека был выбран индекс степени сферичности черепа (СС) (Пестряков, 1991). Его величина вычисляется по формуле: $СС = (200 - УД + УБ + УГ) : 3$, где УД

(указатель долихоидности) = $\frac{l}{b} \times 100\%$, УБ (ука-

затель брахиоидности) = $\frac{bb}{lh} \times 100\%$, УГ (указа-

тель гипсиоидности) = $\frac{hh}{ib} \times 100\%$; l – наибольший

продольный, b – наибольший поперечный, h – наибольший высотный диаметры черепной коробки, т.е. признаки №№ 1, 8, 17, соответственно, по стандартному краниологическому бланку Р. Мартина.

Для анализа были использованы данные по 66 черепам ископаемых людей палеолитического времени из 48 местонахождений (1 – в Австралии, 12 – в Азии, 5 – в Африке, 30 – в Европе). Ве-

личины взаимоперпендикулярных диаметров этих черепов, необходимые для вычисления величины параметра СС, взяты из известной монографии В.П. Алексеева (1978); соответствующие величины черепа 3733 из Кооби-Фора были измерены А.П. Пестряковым по муляжу. Пол исследованных черепов в работе не учитывался, так как предварительное изучение этого признака в данном краниологическом массиве не показало существенного различия между мужскими и женскими черепами.

Для оценки возраста местонахождений использовались стратиграфические и полученные различными физическими методами датировки (таблица).

Величины параметра СС палеолитических черепов сравнивались со значением этого признака в современном человечестве, вычисленным по 80 современным краниологическим сериям (невзвешенно) суммарной численностью свыше 5 тысяч черепов. К сожалению, эти краниологические серии, использованные в вышеназванной работе А.П. Пестрякова, характеризуют население лишь территории северной половины Старого Света (40 серий взято из Европы, другие 40 – из Восточной Азии). Следует однако заметить, что полученная величина параметра СС близка к таковой у большинства других современных краниосерий; лишь основной массив населения тропиков Старого Света и относительно немногочисленные популяции американских индейцев и эскимосов характеризуются несколько меньшей его величиной.

Следует отметить, что материал по ископаемому палеолитическому человеку при использовании его для поставленной цели обладает рядом существенных недостатков.

Величины степени сферичности черепов (СС) и их датировки

№	Местонахождение	№ чере- па, пол	Достоверность величин Ibh	СС	Датировки по разным авторам		Вероятный вре- менной интервал по биометрическим данным (тыс. лет)
					Стратиграфическая	Тысячи лет	
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Ле Плакар (Франция). Навес	♀	+++	81.3	Вюрм3/4 – неолит (2)		0–14
2	Кап Блан (Франция). Навес	♀	+??	80.2	Ранний вюрм 4 (2) Поздний вюрм (22)	A ₃ : 12000–17000 (22)	0–19.1
3	Солютре (Франция). Открытая стоянка	I ♀	???	79.8	Современный доисторический (2)		0–20.6
		II ♀	+++	79.9			
4	Дебритц (Германия). Пещера	♂	+++	79.4	Поздний вюрм (2) Начало вюрма 4 (4)	? 21 (4)	0–22.8
5	Чжоукоудянь. Верхняя пещера (Китай)	101 ♀	+++	73.1	Поздний плейстоцен (3)	C ¹⁴ : > 10.5 < 18.3 (5)	1.2–27.2 (по 102, 103)
		102 ♀	+?+	78.0			
		103 ♀	+++	79.5			
6	Шанселад (Франция). Пещера	♂	+??	78.7	Вюрм 4 (2) Поздний вюрм (22)	≈15 (4) A ₃ : 12000–17000 (22)	1.4–27.2
7	Рок-де-Сер (Франция). Навес	♂	+++	78.5	Вюрм 3/4 (2)		1.9–30
8	Дундянянь (Лючжоу) (Китай). Пещера	♂	+++	78.3	Поздний плейстоцен (3) Конец плейстоцена – голоцен (6) ? ранний верхний плейстоцен (22)		2.6–30
9	Гримальди, Барма Гранде (Италия). Грот	♂	+??	78.2	Поздний плейстоцен (2) Поздний вюрм (22)	12 (4)	2.9–31
10	Брно (ул. Сушинова) (Чехия). Открытая стоянка	III ♀	+??	77.9	Вюрм 2 или 3 (2) Вюрм (22)	≈26 (4) ≈26, 32 Брно 2 (4) ≈14 (ул. Конева) (8)	3.9–31
11	Сан-Теодоре (Италия). Пещера	I ♂	+++	77.0	Поздний плейстоцен Поздний палеолит, фацция Романелли (2)		3.8–33.7 13.5 ± 3.0 2.5
		II ♂	+++	79.4			
		III ♂	+++	77.6			
		V ♂	???	77.7			
12	Кейлор (Австралия). Аллювий террасы	♂	+++	77.5		A ₁ : ¹⁴ C: 12.9 ± 0.12 (3) ¹⁴ C: 13.0 ± 0.1 (5) A ₂ : ≈15 (22)	5.4–36.8
13	Сунгирь (Россия). Открытая стоянка	♂	+++	77.5	Средний вюрм (22) Начало вюрма 3 (9)	A ₂ ¹⁴ C: 24.4 ± 0.4 (9) 25.0 ± 0.2 (11)	5.4–36.8
14	Сен-Жермен-ля-Ривьер (Франция). Навес	♀	+++	77.3	Вюрм 4 (2)		6.1–39.4
15	Оберкассель (Германия). Карьер	♂	+?+	77.3	Вюрм 4 (2) Поздний вюрм (22)	A ₃ : 12–17 (22) ≈15 (7)	6.1–39.4
16	Энгис I (Бельгия). Пещера	♂	+++	76.8	Вюрм (2, 22) Вюрм 3 (4)	? 25 (4) ≈21 (Э. 2) (7) A ₃ : 35–70	8.6–43.7

Таблица. (Продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	
17	Костенки XIV (Россия) Открытая стоянка		♂	+++	76.7	Поздний вюрм (2)	¹⁴ C: > 26.3 ± 0.7 28.1 ± 0.7 (10) 28–30 устное сообщ. Н.Д. Праслова)	9–45
18	Пшедмости (Чехия). Открытая стоянка	III IX IV	♂	+??	73.3	Вюрм 2 или 2/3 (2)	A ₃ : 26 (2, 4)	7.5–42.1
			♂	+++	76.1	Вюрм (22)	≈ 27 (8)	
			♀	+++	77.9		≈ 26.5 (22)	
19	Вадьяк (Индонезия). Травертины		♂	+++	76.2	Поздний плейстоцен или ранний голоцен (3)		11.7–51.9
20	Ле-Мустье (Франция). Навес (сл. J, H)		♂	++?	76.0	Вюрм 2 (2) Вюрм (22)	A ₃ : 35–70 (22) 40–56 (4) 40 (6) A ₂ Тл (15): сл. К 42.6 ± 3.2 сл. J 40.3 ± 2.6 сл. I 40.9 ± 0.5 сл. H 42.5 ± 2; 46.3 ± 2 сл. G: 55.8; 50.3 ± 5.5	13.2–53.9
21	Джебел Кафзех (Израиль). Грот (сл. L)	VI	♂	++?	75.9	Интерстадиал раннего вюрма (22) Конец последнего интерпльовиала (3) Вюрм 1 + 1/2; первая половина вюрма (15)	Тл: ≈ 92 (6) A ₁ A _к : 40/46 (15); сл. XXII (ниже черепа) A _к : 68/78; Тл: 92 ± 5 (15); A ₄ : ≈ 60 (22); ЭПР: 98 (15) 100 ± 0.1 (Eu) (16) 120 ± 0.08 (Lu)	13.7–55.6
22	Ля Ферраси (Франция). Навес	I	♂	+++	75.5	Вюрм 2? (2) Вюрм 1 или вюрм 2 (15) Вюрм (22)	¹⁴ C: > 35 (15) A ₃ : 68–75 (3 и ббльшая часть 4 стадии по δ ¹⁸ O) (15) 47.5 (7) 72 (6)	16.5–62.1
23	Костенки II (Россия). Открытая стоянка		♂	???	75.4	Поздний вюрм (2)	16.1 (11) A ₂ ¹⁴ C: 11 ± 0.2 (2) 18 (устн. сообщ. Н.Д. Праслова)	17.8–62.1
24	Схул В (Израиль). Пещера	V IX IV	?♂	++?	75.3	Рисс-вюрм; ин- терстадиал вюрма (3)	≈ 40 (4, 17) ЭПР и Тл: ≈ 100 (7)	18.5–64.3 (по V)
			♂	???	68.7		ЭПР: 81 ± 15 (Eu) 101 ± 12 (Lu) (16)	
			♂	???	71.6	Начало вюрма (6) Средний вюрм (22)	A ₁ A _к : 39/40 (15) A ₃ : ≈ 40 (по технол. хронол.) (15)	
25	Гримальди. Грот Детей. (Италия)	(кроманьонец)	♂	???	76.6	Поздний плейстоцен (2) Вюрм 3 (4)	≈ 30 (4) 20–21 (12)	17.9–63.9
		(негроид)	♀	++?	74.1	Поздний вюрм (22)		
26	Младеч (Чехия). Пещера	I	♂	+++	75.2	Вюрм 1/2 (2) Вюрм 2/3 (4) Вюрм (22)	≈ 35 (4, 7)	19.1–66.6

Таблица. (Продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	
27	Дольни Вестонице (Чехия). Открытая стоянка	III	♀	+++	75.2	Паудорф (вюрм 2/3) (2) Вюрм (22)	A_3 ^{14}C : 29 ± 0.2 (2) 25.82 (7) ≈ 26 (4) ^{14}C : 31.7 ± 1 28.229 \pm 0.37 26.430 \pm 0.19 27.660 \pm 0.8 } (13)	19.1–66.6
28	Табун (Израиль). Пещера	I	♀	++?	75.0	Конец ресс-вюрма (3) Рисс-вюрм; начало вюрма 1; конец вюрма 1; вюрм 1–2 (15) Слой В – средний вюрм (22)	A_2 ^{14}C : сл. С 40.9 ± 1 сл. В 39.7 ± 0.9 вышележ. сл. 29.45–36 A_x : сл. С 51/53 (3) A_x : сл. С 63/65 64–32 (3 ст. ^{18}O) (15) ЭПР: сл. В 100 (Lu) сл. С 120 (Lu) (16)	21.2–69.1
29	Шанидар (Ирак). Пещера	I	♂	+++	74.8	Поздний плейстоцен (3) Вюрм 1/2 (15) Ранний вюрм (22)	A_2 ^{14}C : 46.9 ± 1.5 (3) 50.6 \pm 3 (9) >45 (4) A_4 : >60 (22)	22.8–74.5
30	Кооби Фора (Кения). Эрозионный склон	3733	♀	+++	74.8	Верх формации Кооби Фора (19)	1.6–1.8 млн. лет (6)	22.8–74.5
31	Уртъяга В (Испания). Пещера		♂	+++	74.6	Вюрм 3 (2)	^{14}C : сл. F 17.05 ± 0.14 (14)	25.3–77.5
32	Кроманьон (Франция). Навес		♂	++?	74.6	Вюрм 3 (2) Вюрм (22)	≈ 32 (6) ≈ 30 (7) A_4 : 20–30 (22)	25.3–77.5
33	Фиш-Хук (Южная Африка). Навес		♂	+++	74.5	Плейстоцен (1) Ранний голоцен (22)	A_2 : >35.6 36 \pm 2.4 (1)	26.2–80.8
34	Гибралтар. Карьер Форбес	I	♀	++?	74.2	Рисс-вюрм или вюрм 1 (6) Вюрм (2)	A_3 : 45–70 (7) ≈ 75 (7)	30–87.3
35	Ля-Шапель-о-Сен (Франция). Пещера		♂	+++	73.6	Вюрм 2 (2) Вюрм (22)	A_3A_x : 60/64 (15) ≈ 60 (6); 47.5 (7); 40 (4) 35–45 (22)	38.1–106.9
36	Саккопасторе (Италия). Аллювий		♀	+++	73.6	Рисс-вюрм (2) Рисс 3 (на границе с рисс-вюрмом (4) Поздний эем (22)	A_3 : ≈ 60 (2) 90–130 (6) 60 или 120 (4) >60 (22)	38.1–106.9
37	Фонтешевад (Франция). Пещера		♂	???	73.4	Рисс-вюрм (2) Эем (22)	130–190 (6) 100 (4) A_4 : 70 – ? 150 (22)	42.1–111.6
38	Сангиран (Индонезия). Подъемный	P II	♀	++?	73.2	Формация Кабу фауна	500–800 (6)	46.8–116.6
		P VIII	♂	++?	77.3	Триниль (3, 6, 22)	≈ 500 (22)	6.1–39.4
39	Монте Чирчео (Италия). Пещера	I	♂	++?	73.1	Конец вюрма 1; ранний вюрм 2 (2) Вюрм (4, 22)	A_3 ^{14}C : 58.5 ± 0.8 (9) ≈ 65 (4) A_3 : 35–70 (22)	48.5–120.7
40	Амуд (Израиль). Пещера	I	♂	++?	72.8	Вюрм 1 (4) Вюрм (22)	A_2 Тр.: $28 \pm 35\%$ Иониевый 27 ± 5 (3) ?75 (4); 75–80 (17)	55.6–133.1

Таблица. (Окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
41	Джебель Ирхунд (Марокко). Пещера	II ♂ I ♂	+++ +++	72.4 73.0	Ранний поздний плейстоцен (6) Солтаний (=вюрм) (22)	A ₂ ¹⁴ C: >30 (1) 130 (6); ≈100 (18) ЭПР: 130–190 (21) ЭПР: 105–190 (16)	57.7–138.3
42	Нгандонг (Индонезия). Аллювий 20-метровой террасы	VI ♀ I ♀ IX ♀ X ♀ XI ♂ V ♂	++? ++? ++? ++? +++ ++?	74.1 72.8 72.7 72.1 71.6 66.9	Поздний плейстоцен (3) Вюрм (9) Поздний средний плейстоцен (6) Поздний плейстоцен (22)	200–500 (6) Th/U: ≤75–100 (20)	58.5–142.1 (без V) 16.6 88 ± 13.0
43	Чжоукоудянь 1 (Китай). Пещера	XI ♂	++?	71.0	Миндель 2; миндель-рисс (3) Миндель 2 (22)	A _{2/3} : 210→500 (3) 240–500 (6) 370 (9) Тр.: сл. 10 462 ± 0.45 Тл.: верхн. культурный сл. 290 нижн. культурный сл. 610 Th/U: сл. 8, 9 420 ± >180 100 сл. 1–3: 230 ± 0.3 0.2 256 ± 0.62 0.4 >200 < 600 (23)	133–289.2
44	Петралона (Греция). Пещера	♂	+++	70.8	Поздний плейстоцен (3) Вюрм (22)	300–500 (6) >200 < 730 (6)	152.3–315.2
45	Эяси (Танзания). Озерные отложения	♂	???	70.4	Поздний плейстоцен (1) Конец среднего плейстоцена (6) Гемблей–плювиал (=вюрм) (22)	>130 (6); ≈200 (18) A ₁ A _K : 34 (1) <60 (22)	200.3–403.7
46	Брокен Хилл (Замбия). Пещера	♂	???	70.4	Поздний плейстоцен (1) Конец среднего плейстоцена (6) Поздний плейстоцен (22)	A ₁ A _K : 110 (1) A ₃ ¹⁴ C: 35–45 (по культуре) (1) >130 (6) 220–230 (18) A ₃ : ≈40 (22)	200.3–403.7
47	Штайнхайм (Германия). Аллювий	♀	++?	70.1	Рисс 1/2 или миндель-рисс (2) Поздний хоксний (=миндель-рисс) (22)	250–400 (6) A ₄ : ≈200 (22)	256.1–488
48	Триниль (Индонезия). Аллювий	P I ♀	???	69.8	Формация Кабу фауна Триниль (3, 22)	500–800 (6) ≈500 (22)	335–619

Примечание. Методы датирования: Тл – термолюминесцентный; Тр – трековый; A_K – аминокислотный; ЭПР – электронно-парарезонансный.

Возраст объекта в годах определен на основании: A₁ – датирования непосредственно объекта; A₂ – датирования вмещающих отложений или остатков органики в этих отложениях (кости животных, уголь, древесина); A₃ – корреляции вмещающих отложений с отложениями, возраст которых определен; A₄ – теоретических построений.

Датировки приведены по данным (1) – Oakley et al., 1977; (2) – Oakley et al., 1971; (3) – Oakley et al., 1975; (4) – Clark, Lindly, 1989; (5) – Brown, 1993; (6) – Klein, 1989; (7) – Smith et al., 1989; (8) – Svoboda, 1990; (9) – Иванова, 1965; (10) – Лазуков и др., 1981; (11) – Velichko, Kurenkova, 1990; (12) – Mussi, 1990; (13) – Otte, 1990; (14) – Straus, 1990; (15) – Смирнов, 1991; (16) – Schwarcz, Grün, 1993; (17) – Rightmire, 1989; (18) – Clark, 1989; (19) – Leakey, Walker, 1976; (20) – Jones, 1993; (21) – Smith, 1993; (22) – Oakley, 1966; (23) – Watanabe and Kadar, 1985.

Костенки II, Сан-Теодоре (4 черепа), Вадьяк, Кейлор, Оберкассель, Сан-Жермен ля Ривьер, Шанселад, Дебриц, Кап Блан, Рок де Сер, Барма Гранде, Уртыяга В, Дундьянянь. Средний возраст – 15 тыс. лет, среднее значение $SS = 77.71 \pm 0.36$; $\sigma = \pm 1.45$; $n = 16$.

III. Черепа людей раннего верхнего палеолита (25–35 тыс. лет назад) из местонахождений Энгис, Дольни Вестонице, Гримальди (2 черепа), Костенки IV, Кроманьон, Младеч, Фиш Хук, Сунгирь. Средний возраст – 30 тыс. лет, $SS = 75.63 \pm 0.41$; $\sigma = \pm 1.22$; $n = 9$.

Для того, чтобы оценить, насколько эмпирические данные согласуются с теоретическим представлением, необходимо знать среднее квадратичное отклонение от среднего значения признака (σ). Для ископаемого материала по человеку мы не имеем статистических характеристик объектов. Величина σ современного человека составляет 13.6% расстояния от оси X до среднего значения SS на кривой ареакотангенса. Предполагается, что такое соотношение остается постоянным во времени и справедливо для всех ископаемых находок. Исходя из этого предположения, рассчитана величина среднего квадратичного отклонения (σ) для всего рассматриваемого интервала времени.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 2 показано положение черепов из рассмотренных местонахождений по отношению к кривой ареакотангенса.

Как видно из рисунка, подавляющее большинство точек ложатся вблизи кривой ареакотангенса в интервале, ограниченном 1σ или 2σ . Таким образом, мы вправе сделать вывод, что изменение величины степени сферичности черепа от времени у представителей рода Homo происходит по закону ареакотангенса. За пределы интервала, ограниченного 2σ , попадают значения SS нескольких черепов. К таким черепам относится череп 101 из Верхней пещеры Чжоукоудянь (5)¹, причем, два других черепа располагаются в пределах 2σ ; череп III из Пшедмости (18), два других – в пределах 2σ ; череп V из Нгандонга (42) имеет величину SS 66.9, которая меньше теоретически рассчитанной минимальной для рода Homo – 68.61; остальные пять черепов – в пределах 2σ . Не показаны на рисунке черепа яванских питекантропов из Сангирана (P II и P VIII), Тринила (P I) и череп 3733 из Кооби Форы, поскольку их предполагаемый возраст за пределами рисунка. Черепа P II, P VIII и 3733 располагаются значительно выше кривой ареакотангенса (за пределами, ограниченными 2σ). Причины такого разброса могут

быть связаны или с неверной реконструкцией черепов или с ошибочным определением возраста местонахождений.

БИОМЕТРИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Как было показано ранее (Певзнер, Вангенгейм, 1994), изменение морфологического параметра во времени у различных групп млекопитающих, протекающее по закону ареакотангенса, может быть использовано для датировки местонахождений биометрическим методом. Для определения возраста местонахождений используется среднее значение морфологического эволюционного параметра (МЭП). И если имеется большое число измерений МЭП для одного местонахождения, то возраст его может быть определен с большей степенью точности.

Для местонахождений с остатками человека в подавляющем большинстве случаев отсутствуют статистические данные, по которым можно было бы определить среднее значение SS и вариабельность этого параметра, позволяющие установить ошибку рассчитанного возраста местонахождения. Датировать местонахождение по величине SS одного черепа нельзя, поскольку эта величина не является однозначно средней и может находиться в любом месте в ряду изменчивости. Тем не менее, мы попытались оценить наиболее вероятные хронологические интервалы рассмотренных местонахождений биометрическим методом. С этой целью для величины SS каждого конкретного черепа рассчитана теоретически возможная величина σ (см. выше). Хронологические пределы местонахождения определялись по значению $SS \pm 2\sigma$ по формуле $T = 59.62 \frac{e^{0.198SS} : 795000 + 1}{e^{0.198SS} : 795000 - 1} - 68.492$ тыс. лет. При

этом еще раз подчеркнем, что хотя конкретная величина SS и выглядит как среднее значение параметра, по ней не определяется средний возраст большинства местонахождений. Исключение составляют два местонахождения, в которых имеется по несколько черепов – Нгандонг (5 черепов) и Сан-Теодоре (4 черепа). Средний возраст первого – $88.1^{+16.6}_{-13.0}$ тыс. лет, второго – $13.5^{+3.0}_{-2.5}$ тыс. лет. Полученная биометрическая датировка местонахождения Нгандонг хорошо согласуется с торий-урановой датировкой $\leq 75-100$ тыс. лет (Jones, 1989). Она совпадает и с геологическими данными. Это местонахождение приурочено к отложениям 20-метровой террасы р. Соло, относимой к позднему плейстоцену (von Koenigswald, 1939; Watanabe, Kadar, 1985). В противоречие с таким определением возраста Нгандонга вступает датировка 0.2–0.5 млн. лет (Klein, 1989).

¹ В скобках указаны номера местонахождений в таблице и на рис. 2 и 3.

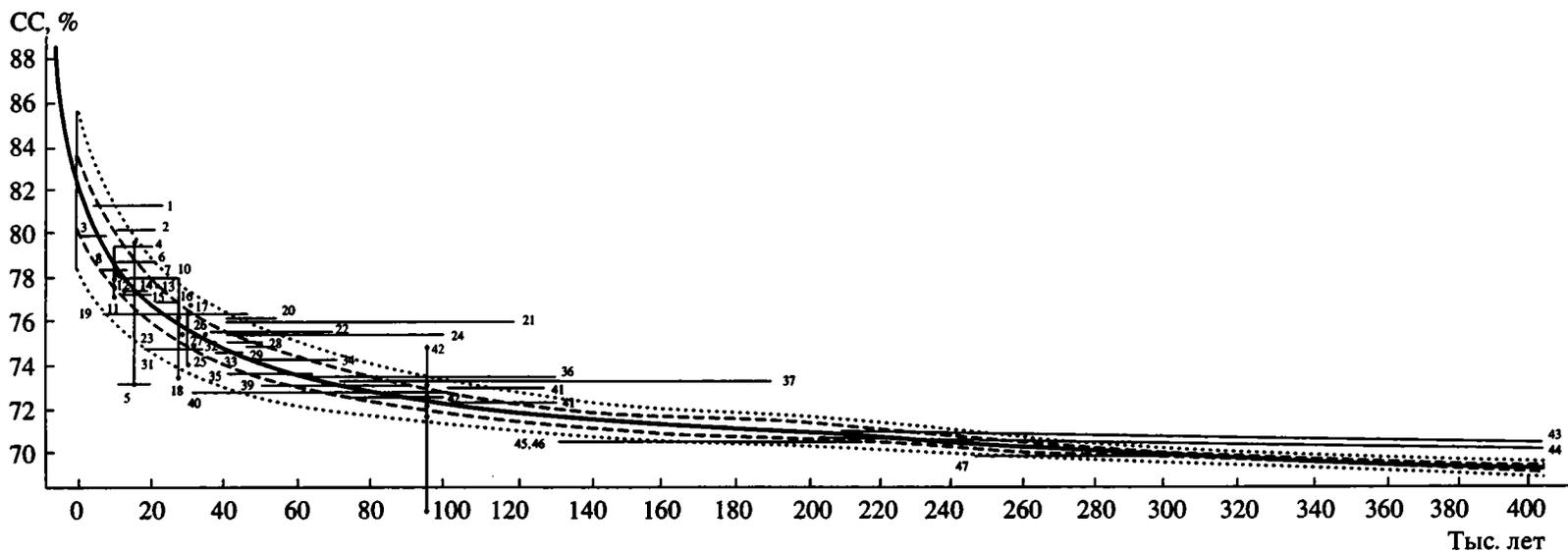


Рис. 2. Зависимость от времени изменения степени сферичности (СС) черепов ископаемых людей и их положение по отношению к кривой ареакотангенса. Сплошная линия — кривая ареакотангенса; пунктирная линия ограничивает значение среднего квадратичного отклонения — 1σ ; точечная линия — 2σ ; горизонтальные линии — интервалы времени, в пределах которых оцениваются возраста местонахождений по разным авторам и различным методам; вертикальными линиями соединены значения СС черепов из одного местонахождения; крайняя левая вертикальная линия — размах изменчивости СС современных людей (толстая часть — 1σ , тонкая — 2σ); 1–47 — номера местонахождений (см. таблицу).

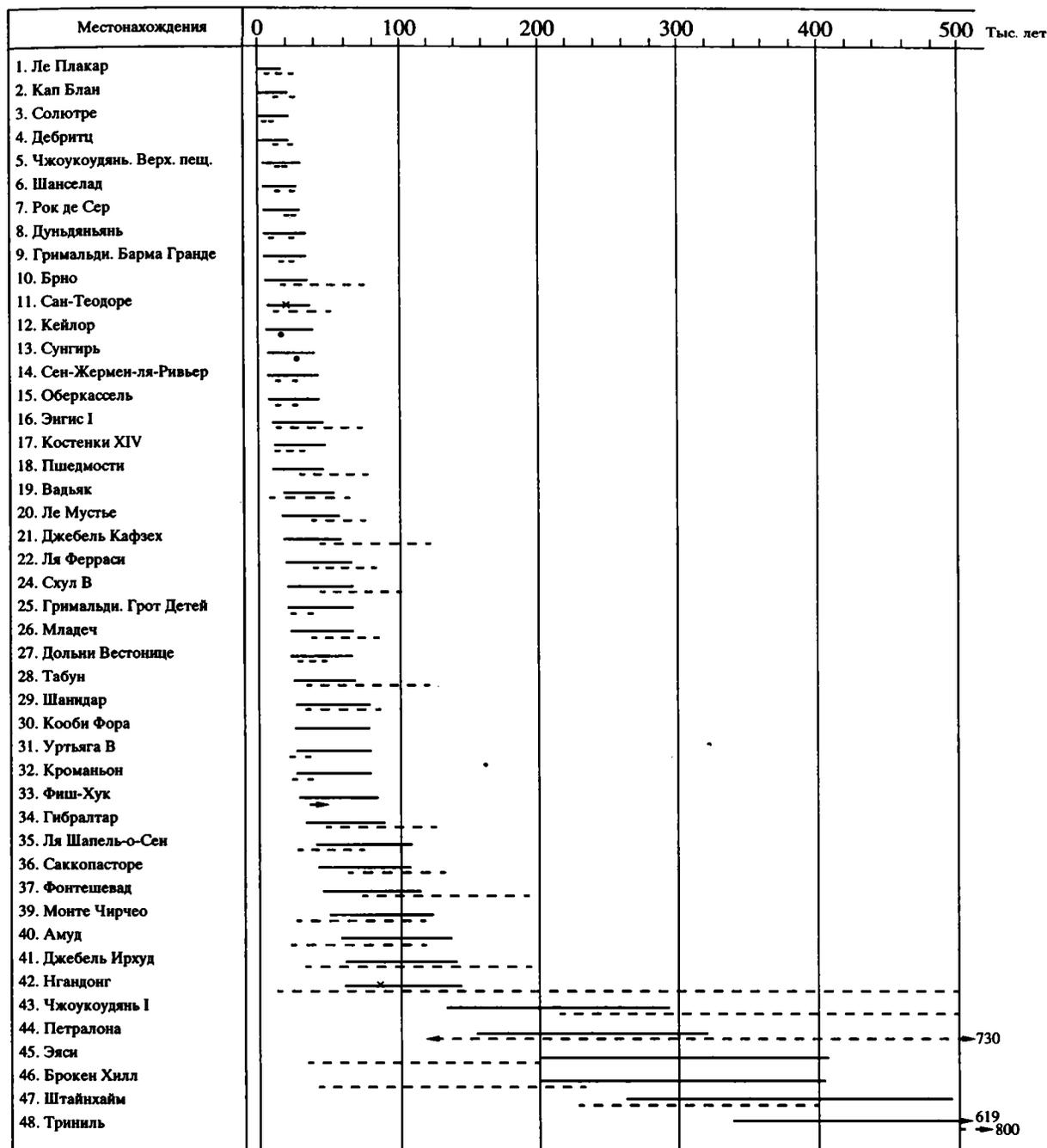


Рис. 3. Временные интервалы местонахождений с остатками ископаемого человека.

Сплошная линия – временной интервал по биометрическим данным; пунктирная линия – по радиометрическим, стратиграфическим и другим методам; точки – единичные ¹⁴C датировки; x – средний возраст по биометрическому методу.

В местонахождении Сан-Теодоре присутствуют орудия, относимые к фации романелли позднего палеолита. Для грота Романелли с такой же культурой получены ¹⁴C даты от 9790 ± 80 до 11930 ± 520 лет (Oakley et al., 1971). Таким образом, наша датировка (13.5 ^{+3.0}/_{-2.5} тыс. лет) вполне согласуется с этими данными.

Все временные интервалы, определенные биометрическим методом, для рассмотренных местонахождений, в большей или меньшей степени перекрываются с данными об их возрасте, полученными другими методами (рис. 3), за исключением черепов P II, P VIII и 3733.

Остановимся на анализе данных по этим исключениям.

Возрастные интервалы, рассчитанные биометрическим методом для черепов P II (46.8–116.6 тыс. лет) и P VIII (6.1–30.4 тыс. лет), значительно отличаются от предполагаемой оценки их возраста другими авторами (500–800 тыс. лет). Следует отметить, что все черепа из района Сангирана подъемные. Известны более или менее точные места находок, но совершенно не известно их положение в разрезе (Watanabe, Kadar, 1985), а соответственно отсутствуют данные, позволяющие судить об их возрасте. С другой стороны, достоверность возраста для черепов P II и P VIII, полученного биометрическим методом, зависит от того, насколько достоверно они реконструированы. Поскольку у обоих черепов не все черепные диаметры замерены уверенно, то и полученный нами возрастной интервал нельзя считать достоверным.

Несмотря на то, что наша датировка черепа P I из Триниля в какой-то степени перекрывается с предполагаемыми другими авторами датами, к ней следует относиться осторожно, так как достоверность реконструкции этого черепа также вызывает сомнения (все три диаметра черепа приводятся со знаком?).

В литературе для черепа 3733, относимого к Homo erectus, принята дата 1.6–1.8 млн. лет. Возраст, полученный биометрическим методом, находится в пределах 22.8–74.5 тыс. лет.

По данным Р. Лики (Leakey, Walker, 1976), череп был найден на эрозионном склоне in situ в отложениях верхней пачки формации Кооби Фора, стратиграфически между туфом KBS и туфовым комплексом Кооби Фора-BBS. Разрез в месте находки не описан. В других районах по K-Ar туф KBS датирован в 2.61 (Fitch, Miller, 1976) или 1.89 млн. лет (Klein, 1989), туфы Кооби Фора и BBS имеют даты 1.56–1.57 млн. лет (Brook, Isaac, 1976). Н. Финдлейтер (Findlater, 1976) отмечает, что в районе Кооби Фора корреляция туфов с другими районами оз. Рудольфа надежна только для нижней части формации Кооби Фора, включая туф KBS. Что же касается более молодых туфов, то они не имеют сплошного распространения, и не несут каких-либо специфических визуальных или петрографических особенностей, по которым их можно было бы различить. Отложения сильно нарушены тектоникой, многочисленны эрозионные перерывы. Все это сильно затрудняет корреляцию как самих туфов, так и осадочных отложений между ними.

Подобная геологическая ситуация позволяет высказать сомнения в достоверности отнесения черепа 3733 к верхней пачке формации Кооби Фора.

В пользу относительной молодости черепа могут свидетельствовать некоторые его морфологические особенности. Помимо большой величины индекса СС (74.8) от классических восточноазиат-

ских H. erectus его отличает меньшая толщина костей черепа, надбровные дуги, хотя и сильно выступающие, но менее толстые; африканский череп более “сапientный”, чем классические H. erectus (Klein, 1989).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

1. Степень сферичности черепа является одним из наиболее четких морфологических параметров рода Homo, отражающих направленность эволюции.

2. Изменение величины степени сферичности черепа (СС) во времени описывается формулой ареакотангенса.

3. Поскольку увеличение СС вверх по временной шкале происходит постепенно, без видимых скачков, то по этому признаку нельзя провести четкие морфологические границы между отдельными видами рода Homo.

4. Биометрическим методом определены хронологические интервалы для всех рассмотренных местонахождений, которые полностью или частично перекрываются с приводимыми датировками в литературе.

Для местонахождений Сан-Теодоре и Нгандонг определен средний вероятный возраст.

5. Анализ геологических данных и морфологическая характеристика черепа 3733 из Кооби Фора позволяют высказать сомнения относительно принадлежности его к верхней пачке формации Кооби Фора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.П. Палеоантропология Земного шара и формирование человеческих рас. Палеолит. М.: Наука, 1978. 282 с.
- Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. Л.: Недра, 1991. 179 с.
- Иванова И.К. Геологический возраст ископаемого человека. М.: Наука, 1965. 190 с.
- Лазуков Г.И., Гвоздовер М.Д., Рогинский Я.Я. и др. Природа и древний человек. М.: Мысль, 1981. 223 с.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Некоторые общие закономерности эволюции млекопитающих // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 3–9.
- Пестряков А.П. Хронологическая изменчивость тотальных размеров и формы мозгового черепа как показатель единства морфологической эволюции человечества // Расы и расизм. История и современность / Ред. Натобург Э.Л., Золотарева И.М. М.: Наука, 1991. С.29–59.
- Смирнов Ю.А. Мустьерские погребения Евразии. М.: Наука, 1991. 338 с.

- Clark G.A., Lindly M.* The case for continuity: observations on the biocultural transition in Europe and Western Asia // Mellars P., Stringer Ch. (eds). The human revolution. Behavioural and biological perspectives on the origins of modern humans. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, 1989. P. 626–676.
- Clark J.D.* The origins and spread of modern humans: a broad perspective on the african evidence // Mellars P., Stringer Ch. (eds). The human revolution. Behavioural and biological perspectives on the origins of modern humans. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, 1989. P. 565–588.
- Brock A., Isaac G.L.I.* Reversal stratigraphy and its application at East Rudolf // Coppens Y. et al. (eds). Earliest man and environments in the lake Rudolf basin. University of Chicago Press. Chicago, London, 1976. P. 148–162.
- Brown P.* Recent human evolution in East Asia and Australasia // Aitken M.J., Stringer C.B., Mellars P.A. (eds). The origin of modern humans and the impact of chronometric dating. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, 1993. P. 217–233.
- Findlater I.C.* Tuffs and the recognition of isochronous mapping units in the Rudolf succession // Coppens Y., Howell F.C. et al. (eds). Earliest man and environments in the lake Rudolf basin. University of Chicago Press. Chicago, London, 1976. P. 94–104.
- Fitch F.J., Miller J.A.* Conventional Potassium-Argon and Argon-40/Argon-39 dating of volcanic rocks from East Rudolf // Coppens Y. et al. (eds). Earliest man and environments in the lake Rudolf basin. University of Chicago Press. Chicago, London, 1976. P. 123–147.
- Jones R.* East of Wallace's line: issues and problems in the colonisation of the Australian continent // Mellars P., Stringer Ch. (eds). The human revolution. Behavioural and biological perspectives on the origins of modern humans. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, 1989. P. 743–782.
- Klein R.G.* The human career. Human biological and cultural origins. The University of Chicago Press. Chicago, London, 1989. 524 p.
- Koenigswald G.H.R. von.* Das Pleistocän Yavas // Quartär., 1939. № 2. P. 28–53.
- Leakey R.E.F., Walker A.C.* Australopithecus, *Homo erectus* and the single species hypothesis // Nature. 1976. V. 261. № 5561. P. 572–574.
- Mussi M.* Continuity and change in Italy at the last glacial maximum // Soffer O., Gamble C. (eds). The World at 18000 BP. V. 1. High latitudes. London, UNWIN HYMAN, 1990. P. 126–147.
- Oakley K.P.* Frameworks for dating fossil Man. London. Weidenfeld and Nicolson. 1966. 355 p.
- Oakley K.P., Campbell B.G., Molleson T.J.* (eds). Catalogue of fossil hominids. Part II. Europe. Trustes of the British Museum (Natural history). London, 1971. 379 p.
- Oakley K.P., Campbell B.G., Molleson T.T.* (eds). Catalogue of fossil hominids. Part III. America, Asia, Australia. Trustes of the British Museum (Natural history). London, 1975. 217 p.
- Oakley K.P., Campbell B.G., Molleson T.T.* (eds). Catalogue of fossil hominids. Part I. Africa. Trustes of the British Museum (Natural history). London. 1977. 223 p.
- Otte M.* The northwestern European Plain around 18 000 BP // Soffer O., Gamble C. (eds). The World at 18000 BP. V. 1. High latitudes. London. UNWIN HYMAN, 1990. P. 54–68.
- Rightmire G.Ph.* Middle Stone Age humans from Eastern and Southern Africa // Mellars P., Stringer Ch. (eds). The human revolution. Behavioural and biological perspectives on the origins of modern humans. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, 1989. P. 109–122.
- Schwarz H.P., Grün R.* Electron spin resonance (ESR) dating of the origin of modern man // Aitken M.J., Stringer C.B., Mellars P.G. (eds). The origin of modern humans and the impact of chronometric dating. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, 1993. P. 40–48.
- Smith F.H.* Models and realities in modern human origins: the African fossil evidence // Aitken M.J., Stringer C.B., Mellars P.G. (eds). The origin of Modern humans and the impact of chronometric dating. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, 1993. P. 234–248.
- Smith F.H., Simek J.F., Harrill M.S.* Geographic variation in supraorbital torus reduction during the Later Pleistocene (c. 80000–15000 BP) // Mellars P., Stringer Ch. (eds). The Human revolution. Behavioural and biological perspectives on the origins of modern humans. Princeton University Press. Princeton. New Jersey, 1989. P. 172–193.
- Straus L.G.* The last glacial maximum in Cantabrian Spain: the solutrean // Soffer O., Gamble C. (eds). The World at 18000 BP. V. 1 High latitudes. London, UNWIN HYMAN, 1990. P. 89–108.
- Svoboda J.* Moravia during the Upper Pleniglacial // Soffer O., Gamble C. (eds). The World at 18000 BP. V. 1 High latitudes. London, UNWIN HYMAN, 1990. P. 193–200.
- Velichko A.A., Kurenkova E.I.* Environmental conditions and human occupation of northern Eurasia during the Late Valdai // Soffer O., Gamble C. (eds). The World at 18000 BP. V. 1. High latitudes. London, UNWIN HYMAN, 1990. P. 255–265.
- Watanabe N., Kadar D.* (eds). Quaternary geology of the hominid fossil bearing formation in Java. Report of Indonesia–Japan joint Research Project CTA-41, 1976–1979. Geol. Research. Dev. Centre. Special publication № 4. Bandung. 1985. 378 p.

Рецензенты Т.А. Алексеева, М.А. Шишкин

УДК 551.7(470.21/22)

МЕСТНЫЕ, РЕГИОНАЛЬНЫЕ И КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (ИСТОРИКО-МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)

© 1997 г. В. З. Негруца

*Геологический институт Кольского научного центра РАН
184200 Апатиты, ул. Ферсмана 14, Россия*

Поступила в редакцию 09.12.94 г., получена после доработки 21.08.95 г.

Анализ истории изучения стратиграфии докембрия Карелии и Кольского полуострова – стратотипической местности дорифейской части протерозоя Северной Евразии – показывает приоритет местных стратиграфических шкал по отношению к региональным и межрегиональным и принципиальное значение стратотипов подразделений и их границ в обосновании шкал любого ранга. Суммированы данные о строении и расчленении трех дорифейских комплексов восточной части Балтийского щита (саамия, лопия и карелия), рассмотрена система подчиненных региональных подразделений, выделенных в двух верхних комплексах, относящихся к верхнему архею и нижнему протерозою. Освещены подходы к изотопно-геохронологическому обоснованию границ этих подразделений, носящих событийный характер. Показано, что на современной стадии изученности региональная хронометрическая шкала создана только для карелия, составляющего среднюю часть общей докембрийской последовательности региона, и что совершенствование этой шкалы должно идти в тесной увязке с развитием хроностратиграфической региональной шкалы.

Ключевые слова. Докембрий, архей, протерозой, рифей, стратиграфия, границы, расчленение, корреляция, местные и региональные шкалы.

Одну из актуальных проблем стратиграфии составляют принципы и методы расчленения и корреляции докембрия, особенно дорифейской его части (Общие вопросы..., 1979, 1990; Стратиграфическое расчленение..., 1971; Салоп, 1973; В.З. Негруца, 1971а, б, 1988, 1994; Семихатов, 1979, 1991, 1993; Rankama, 1970; Harland et al., 1990; Plumb, 1991, 1992; Hofmann, 1992). Несомненный интерес в этом плане представляет почти полуторавековой опыт изучения стратиграфии докембрийских отложений Карелии и Кольского полуострова. Анализ методических подходов к расчленению и корреляции этих отложений и критическое обобщение полученных результатов – насущная задача, важная не только для стратиграфии докембрия, но и для восстановления ранней эволюции литосферы Земли. Предлагаемый анализ основан на обобщении как литературных данных, так и собственных многолетних исследований автора, в процессе которых были изучены типовые разрезы и границы практически всех основных местных и региональных стратиграфических подразделений докембрия восточной части Балтийского щита (В.З. Негруца, 1963, 1967, 1971а, б, 1979, 1984; В.З. Негруца и др., 1968; Богданов, Негруца, 1968).

В пределах эпиархейского кратона Карелии (ятулийского материка Х. Вяюрюнена; Докемб-

рий Скандинавии, 1967) докембрийские образования сохраняют достаточно первичных признаков, а их последовательность в конкретных разрезах и условия их формирования устанавливаются с высокой степенью уверенности и существенных разногласий не вызывают. Стратиграфические неопределенности здесь связаны с образованиями древнейшего фундамента стратифицированных толщ (саамидами) и, в меньшей мере, с границами стратотипов и корреляцией частных разрезов. Менее определенно решаются вопросы докембрийской стратиграфии на Кольском полуострове, в особенности относительно архея и региональных стратиграфических корреляций. Основными причинами этого являются более напряженная тектоника и повышенный метаморфизм развитых здесь архейских образований, а также существенно вулканогенный состав нижнепротерозойских последовательностей. В то же время Кольский полуостров отличается меньшей гетерогенностью архейских и раннепротерозойских тектонических структур и соответственно меньшим количеством подлежащих корреляции типов разрезов одновозрастных отложений. Так, в Карелии насчитывается более 30 подобных структур, обладающих специфическим составом отложений, отраженным в специфике местных стратиграфических схем, тогда как на Кольском полуострове

таких структур всего четыре (Печенгская, Кейвская, Усть-Панойская и Имандра-Варзугская), но каждая из них характеризуется своими корреляционными неопределенностями, что уменьшает убедительность местных и составленных на их основе региональных стратиграфических схем. Поэтому со стратиграфических позиций Карелию и Кольский полуостров правомерно рассматривать как два самостоятельных региона. Естественной границей между нами может выступать южная граница Колвицко-Лапландского гранулитового пояса или северо-восточный борт зоны сочленения Карельского и Беломорского мегаблоков. Единая стратиграфическая схема для обоих регионов является межрегиональной корреляционной схемой.

МЕСТНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

Современное понимание стратиграфии докембрия Карелии закладывалось, главным образом, под влиянием тематических исследований, направленных не только на решение сугубо местных стратиграфических вопросов, но и на построение общей для всего региона схемы. Так, П.А. Пузыревский в 1866 г. на основании наблюдений в Приладожье и районе Онежского озера обосновал двучленное деление докембрия Карелии и предложил его корреляцию с лаврентьевской и гуронской формациями Канадского щита – прототипами архея и нижнего протерозоя, а А.А. Иностранцев в 1877 г. выделил еще одно региональное подразделение, располагавшееся между двумя стратонами П.А. Пузыревского. Много позже Л.Я. Харитонов (1941) описал это подразделение в качестве бергаульской свиты, а К.О. Кратц (1963) выделил его как лопий, относимый в современных схемах к верхнему архею. Верхнее же из обособленных А.А. Иностранцевым трех подразделений П. Эскола описал по названию “карелий” (Докембрий Скандинавии, 1967), и именно оно позднее было признано эталоном нижнего протерозоя Северной Евразии (Шуркин и др., 1979; Кратц и др., 1984; Семихатов и др., 1991). За нижним стратоном карельского докембрия укрепилось название “саамский комплекс” или “саамий”, предложенное А.А. Полкановым (Полканов, Герлинг, 1961). Так определилось деление нижнего докембрия Карелии на три последовательных комплекса: саамский, лопийский и карельский.

При детализации региональной стратиграфической схемы докембрия было проведено деление карельского комплекса на три, а лопийского комплекса, с меньшей обоснованностью, на два подкомплекса последние были расчленены на стратоны местного значения – серии и свиты. Некоторые из этих стратонов позднее стали типами

региональных подразделений: серии – разделов или надгоризонтов, свиты – подразделов или горизонтов (Стратиграфия и изотопная..., 1971; Кратц и др., 1984). Таким образом, стратиграфия докембрия Карелии развивалась от общего к частному и затем через частное к общему и всегда опиралась на реально наблюдаемые разрезы и геологические контакты, независимые от изменявшихся представлений исследователей о их возрасте, ранге, региональной значимости и т.п. Таким путем утвердилась определяющая роль для стратиграфии докембрия Карелии стратотипических разрезов подразделений различного ранга и их границ, а в конечном счете – принципиальное значение для региональной стратиграфии местных стратиграфических схем, опирающихся на результаты геологического картирования. Именно эти результаты привели к обоснованному трассированию стратонов на площади и к созданию современной схемы расчленения карельского докембрия – табл. 1 (Кратц и др., 1984; Стратиграфия нижнего..., 1985; Постановления МСК..., 1992). Границы наиболее важных региональных подразделений в этой схеме определяются главными структурными несогласиями и связанными с ними стратиграфическими перерывами. Таких границ в сводном разрезе докембрия Карелии не менее четырех.

Наиболее четкой, установленной еще П.А. Пузыревским, является нижняя граница карельского комплекса, которая в современных схемах совмещается с границей архея и протерозоя. А.А. Иностранцев описал конкретные места ее проявления в виде Паданского несогласия и конгломератов горы Гелингиваара (Энингиваара). Как сейчас хорошо известно (В.З. Негруца и др., 19716; Т.Ф. Негруца и др., 1985; Хейсканен и др., 1977; Хейсканен, 1980), именно здесь соотношения карельского комплекса с подстилающими образованиями наиболее показательны. В первом из этих пунктов наблюдается несогласное залегание пологолежащих слабо метаморфизованных ятулийских отложений на сложно дислоцированных, прорванных гранитами и метаморфизованных паданских (бергаульских, по Л.Я. Харитонову, 1941) сланцах, а во втором появляются предъятулийские карельские образования – сариолийские (в понимании П. Эскола; Докембрий Скандинавии, 1967) конгломераты и одновременные с ними вулканиты, которые по времени отложения отвечают перерыву, выраженному Паданским несогласием. Строгая фиксация и хронологическая увязка реально наблюдаемых объектов позволили А.А. Иностранцеву не только найти точное место в сводном разрезе Карелии самой яркой стратиграфической границы, но и впервые зафиксировать латеральную изменчивость состава базальных слоев карельского (в современной терминологии) комплекса. Как выяснилось много позже, эта изменчивость

Таблица 1. Стратиграфическая схема довендских отложений Карелии

		Стратиграфические подразделения						Стратотипическая местность			
Общие		Региональные			Местные						
		Комплекс	Подкомплекс	Надгоризонт		Горизонт	Серия	Свита			
Протерозой	Верхний (рифей) 1650 ± 50 Нижний (карелий)	Рифейский	Верхний						Салми		
			Средний					Салминская			
			Нижний								
		Карельский	Верхний	Вепсийский					Шокшинская	Шокша	
				Калевийский	Ладожский			Ладожская	Бесовецкая	Каменноборская	Петрозаводск
			Средний	Людиковийский	Онежский	Суйсарский		Онежская		Суйсарская	Северо-западное Заонежье
						Заонежский				Заонежская	Пажи-Качкомка
				Ятулийский	Сегозерский	Тулумозерский				Тулумозерская	Пяозеро
						Медвежьегорский		Сегозерская		Медвежьегорская	Сегозеро
						Янгозерский				Янгозерская	Янгозеро
			Маймярвинский							Маймярвинская	Маймярви, Энинги-ваара
				Нижний	Сариолийский		Селецкий		Нижняя	Тунгудско-надвоицкая	Селецкая
							Вермасская				
			Сумийский				Верхняя	Ожиярвинская	Вермас, Окунево, Маслозеро, Пайозеро, Нижнее, Летнее		
Архей	2500 ± 50	Лопийский	Верхний				Гимольская		Сурилампинская	Костомукша, Гимолы, Ньюозеро	
			Нижний				Контоккская		Костомукшская		
								Рувинваарская			
								Шурлаваарская			
								Ниemiaрвинская			
							Толща метатерригенных отложений				
	Саамский	Древнейшее кристаллическое основание (Ассоциация амфиболитов и плагиогранитоидов из галек и валунов древнейших конгломератов лопия)						Северо-восточное крыло Лехтинского синклинория оз. Гангас-Лампи			

отражает анизохронность (разновозрастность) и латеральные вариации морфологии нижней границы карелия (Т.Ф. Негруца, 1988, 1990, 1991). И хотя сам А.А. Иностранцев ошибочно определял возраст отложений, относимых сейчас к карельскому комплексу, как палеозойский, выявленные им соотношения и последовательность пород остались неизменными.

Вторым по яркости проявления и, соответственно, по достоверности определения является также впервые отмеченное А.А. Иностранцевым несогласие между докарельскими стратифицированными метаморфитами по осадочно-вулканогенным отложениям и их ультраметаморфогенным фундаментом. Первые А.А. Иностранцевым сравнивались с Гуроном, а вторые – с лаврентьевской формацией Канады. В современном понимании они, соответственно, относятся к лопийскому комплексу верхнего архея и к саамию нижнего архея. М.А. Гилярова (1974, 1988), как и многие геологи до и после нее, оба эти комплекса рассматривала в составе докарелия (архея), тогда как К.О. Кратц (1963), обосновавший выделение лопия, долгое время считал его принадлежавшим нижнему карелию и, в соответствии с известными тогда данными изотопной геохронологии, рассматривал в качестве начального подразделения трехчленного протерозоя. Отправным моментом такой стратиграфической интерпретации лопия для К.О. Кратца явилось выявленное картированием структурное несогласие и конгломераты в его основании. Более детальное изучение нижней границы лопия показало, что предлопийское несогласие часто затушено ультраметаморфизмом и тектоническими деформациями. Потому нередко наблюдается кажущийся постепенный переход вниз по разрезу метаосадочно-вулканогенных пород лопия в палингено-анатектические породы. Тем не менее, имеющиеся данные безусловно свидетельствуют о глубокой предлопийской денудации и о наличии предлопийского амфиболит-гнейсо-гранитоидного основания. Однако структурные несогласия между лопием и более древними образованиями проявляются только в различии выявляемого геологическим картированием общего узора региональной тектонической структуры.

Плохая обнаженность затрудняет наблюдение двух самых поздних несогласий, отделяющих карельские (нижнепротерозойские) отложения от рифейских (позднепротерозойских) и рифей от вендско-палеозойского осадочного чехла. Эти несогласия также устанавливаются только по результатам геологических съемок и со строго стратиграфических позиций не вполне определены.

Таким образом, в сводном стратиграфическом разрезе докембрия Карелии выделяется пять разделенных несогласиями структурно-вещественных комплексов: 1 – саамский – амфиболито-

во-гнейсово-гранитовая ассоциация древнейшего метаморфогенного фундамента; 2 – лопийский – гнейсово-амфиболитово-сланцевая ассоциация, возникшая в ходе метаморфизма осадочно-вулканогенных образований; 3 – карельский – метатерригенно-карбонатно-базальтоидная ассоциация, завершающая последовательность метаморфических образований в регионе; 4 – рифейский – терригенно-базальтоидная ассоциация чехла древней платформы; 5 – вендско-палеозойский – плитный осадочный покров платформы.

Не трудно убедиться, что расчленение докембрия Карелии является, по существу, тектоническим. Вероятно, поэтому правильнее было бы говорить не столько о стратиграфических единицах крупного ранга, сколько о тектонических подразделениях ранга структурных этажей. Такое понимание сути расчленения докембрийского разреза Карелии подчеркивает, во-первых, диахронность границ выделяемых подразделений на площади, а во-вторых, зависимость характера проявления этих границ от типа палеотектонических структур, в которых они фиксируются. В тектонически активных структурах геологические процессы, определявшие эти границы (структурные перестройки, изменения условий седиментации, перерывы в осадконакоплении и вулканизме и т.д.) были выражены значительно более ярко, чем в тектонически менее активных впадинах, в которых смена этапов осадконакопления проходила без очевидных тектонических перестроек, а нередко, видимо, и постепенно. Поэтому границы стратонов в первом случае выражены более ярко и четко, чем во втором. Ясно, что для стратиграфии, призванной восстанавливать непрерывное время, разрезы бассейнов устойчивой седиментации более информативны, чем разрезы прогибов с неустойчивым и прерывистым режимом осадконакопления. Поэтому современную стратиграфическую схему карельского докембрия следует рассматривать лишь как канву для дальнейших построений.

Вместе с тем, нужно иметь в виду, что общая низкая разрешающая способность биостратиграфического метода в докембрии и недостаток палеонтологических данных по протерозою Карелии делают такой подход к созданию стратиграфической шкалы не только неизбежным, но и необходимым. Поэтому сугубо тектонические реперы геологической истории – несогласия – применительно к докембрию Карелии приобрели первостепенное стратиграфическое значение. Учет этого положения стимулировал целенаправленное сравнительное историко-геологическое (событийное) изучение несогласий и других типов границ стратонов с прослеживанием их поведения на фациально-палеогеографическом профиле континент-бассейн (В.З. Негруца, 1967, 1971а, 1988; Негруца, Негруца, 1988). Результаты

такого изучения показали, что продолжительность стратиграфических перерывов, соответствующих несогласиям, направленно убывает к центрам палеобассейнов, и что требованиям к изохронным корреляционным реперам в наибольшей степени отвечают те стратиграфические уровни, которые соответствуют времени максимальной трансгрессии или наиболее мощного вулканического импульса. Иначе говоря, наиболее полными и стратиграфически информативными являются не те разрезы, в которых максимально наглядно проявлены несогласия и перерывы, а те, в которых перерывы несущественны или вообще отсутствуют.

В сущности, на примере Карелии устанавливается принципиальная возможность анализа стратиграфических последовательностей докембрия на основании опыта и методологии стратиграфии фанерозоя (В.З. Негруца, 1967, 1971а, 1979, 1984, 1988). За основу при таком анализе было принято фундаментальное положение о соответствии стратонам естественным неповторимым этапам геологического развития и об отражении таких этапов в цикличности и ритмичности трансгрессий и регрессий, с одной стороны, и вулкано-плутонических и структурно-метаморфических процессов, с другой. Исходя из этого, стратиграфическая процедура предусматривает выделение и установление соподчиненности ритмов и циклов седиментации и вулканизма, выявление взаимозаменяемых корреляционных признаков и восстановление хронологии и происхождения наблюдаемых ныне характеристик слоистых пород. Процедура таких исследований многоаспектна и сложна, так как должна охватывать весь спектр явлений образования и преобразования супраконтальных последовательностей (Негруца, Негруца, 1988). Однако подобный подход безусловно оправдан, поскольку он обеспечивает событийно-метрический, то есть принципиально новый, уровень местной и региональной стратиграфии докембрия (В.З. Негруца, 1984, 1994). Самое существенное здесь то, что вводится историко-геологическая мера стратиграфических единиц, и с ее помощью удается подойти к оценке относительной стратиграфической, а при определенной мере изотопно-геохронологической изученности и "абсолютной" продолжительности стратиграфических перерывов, разделяющих смежные стратоны (Т.Ф. Негруца, 1988, 1991).

МЕСТНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ДОКЕМБРИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Стратиграфические исследования докембрия на Кольском полуострове отличаются от аналогичных исследований в Карелии тем, что они направлены не только на создание местных страти-

графических схем в результате геологического картирования, но и на сравнение этих схем со стратиграфическими разработками по Карелии, которые принимаются как эталонные. В результате каждая изолированная область распространения стратифицированного докембрия Кольского полуострова характеризуется своей стратиграфической схемой (Загородный и др., 1964; Белолипецкий и др., 1980; Предовский, 1980; Мележик, Предовский, 1982; Кольская сверхглубокая, 1984; Предовский и др., 1987; Вревский, 1989), а общая для всего полуострова шкала является калькой региональной шкалы Карелии, которая по существу выступает как общая шкала карельского комплекса обоих регионов (табл. 2). Основой для переноса карельской шкалы на кольские последовательности служат литолого-геохимические особенности отдельных корреляционных уровней, сходство последовательности геологических событий и изотопно-геохронологические данные. При этом строение и границы саамия также не определены, а в расчленении лопия нет необходимой определенности. В наиболее полных и хорошо изученных разрезах аналогов лопия в Колмозерско-Вороньинском прогибе и в Кейвской структурной зоне намечается дву- или трехчленное его деление. Однако выделенные здесь местные стратоны не имеют не только типовых разрезов, но и строго определенных границ, а трассирование их на площади вызывает определенные трудности. Иначе говоря, все они являются в целом сборными структурно-вещественными подразделениями.

Существенно иной является стратиграфическая изученность кольского карелия. Представляющие его стратиграфические последовательности дискретных тектонических структур хорошо изучены и расчленены на самостоятельные системы местных подразделений. Взаимная корреляция этих систем и их привязка к межрегиональным корреляционным уровням (к стратиграфическим единицам карельского комплекса Карелии) неоднозначны и иногда вызывают значительные разногласия (Стратиграфия и изотопная..., 1971; Гилярова, 1972; Земная кора..., 1978; Кратц и др., 1984; В.З. Негруца, 1984; Докембрийская геология..., 1988; Стратиграфия СССР, 1989). Однако эти разногласия существенно уменьшаются, а по отдельным позициям вообще отпадают, когда межрегиональные корреляции опираются на сравнение конкретных типовых разрезов – стратиграфически определенных и достаточно полно изученных объектов – и зиждятся на сумме хронологически взаимозаменяемых геостратиграфических событийных признаков и изотопно-геохронологических данных (Пушкарев, 1990).

Таблица 2. Стратиграфическая схема довендских отложений Кольского полуострова

Региональные стратиграфические подразделения			Корреляция местных стратиграфических схем				
			Структурно-фациальные зоны				
Комплекс	Подкомплекс	Надгоризонт	Печенгская		Имандра-Варзугская	Кейвская	
			Серия	Свита	Серия, свита	Серия, свита	
Рифейский	Верхний		Кильдинская	Каруярвинская Землепахтинская Поропелонская Палвинская Пяряярвинская	Чапомская Терская Турьинская		
	Средний						
	Нижний						
Карельский	Верхний	Людиковский Ятулийский	Порьяташская Брагинская		Ильмозерская Умбинская Полисарская Сейдореченская Кукшинская Пурначская	Верхний Нижний Верхний Нижний Верхний Нижний Верхний Нижний	Умбинская Кейвская Песцово-тундровская Выхчуртская Червуртская Лебяжинская
			Пильгуярвинская	Матертская Ламасская Ждановская			
	Средний		Колосйокская	Салмиярвинская Лучломпольская			
			Куэтсъярвинская	Пирттиярвинская Кувернерийокская			
	Нижний			Сариолийский			
Лопийский	Полициклический комплекс чередующихся метавулканических и метаосадочных пород		Стратиграфическое расчленение, временная последовательность отложений, названия выделяемых подразделений многовариантны				
Саамский		Древнейшее кристаллическое основание (амфиболитово-плагиигранитоидная ассоциация пород, составляющая валунно-галечный материал древнейших конгломератов)					

КОРРЕЛЯЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ КАРЕЛИИ И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Все исследователи докембрия Карелии и Кольского полуострова, вне зависимости от принятых концептуальных предпосылок и использованных методов корреляции, согласованно соблюдают в докембрии обеих территорий пять следующих друг за другом комплексов пород – саамский, лопийский, карельский, рифейский, а также вендский, который здесь не рассматривается. Строение первых четырех из них показано в табл. 3.

Саамский комплекс – древнейшее региональное структурно-вещественное подразделение, породы которого служили источником обломочно-го материала при образовании осадков следующего комплекса. Судя по составу галек древнейших конгломератов последнего, в сложении саамия господствовала ассоциация плагио-гранитоидов (частью гнейсовидных) и амфиболитов, в том числе метагабброидного облика. Это позволяет говорить о саамском комплексе как об ассоциации ультраметагенных пород древнейшего фундамента, свидетельствующей об образовании к тому времени примитивной континентальной коры мафит-сиалитового состава. Образования этого типа слагают ядерные части рьяда

Таблица 3. Стратиграфическая схема довендских отложений восточной части Балтийского щита

Кратц и др., 1984				РМСК; 1987; Постановления МСК, 1992; Семихатов, 1993 и др.			
Комплексы	Надгоризонты	Горизонты	Серии, свиты (стратотипы)	Комплексы	Подком- лексы	Надгори- зонты	
			Волоковая	Рифейский	650 ± 20		
			Кильдинская				
			Терская				
			Турьинская				
Карельский	Вепсийский	1650 ± 50	Шокшинская	Карельский	Верхний	Вепсий	
		1850 ± 50	Петрозаводская				
		1950 ± 50	Ладожская				Средний
	Ливвийский	2100 ± 50	Онежская				
		Людиковский	Суйсарский		Сегозерская		
			Заонежский				
			Ятулийский			Тулумозерский	
		Медвежьегорский					
		Янгозерский					
		Маймъярвский					
Сариолийский		Селецкая	Нижний	Сариолий			
Сумийский	2450 ± 50	Вермасская			Сумий		
		Пайозерская					
		Ожиярвинская					
		Тунгудская	2500 ± 50				
		Окуневская					
Лопийский	Кейвский	Выхчуртский	Кейвская	Лопийский	Верхний		
		Червуртский					
	Тундровский	Лебяжинский	Гимольская				Нижний
		Патчервтундровский	Контоккская				
		Понойский					
Саамский		3500 ± 100 (?)		Саамский			

ультраметагенных антиформ и наблюдаются в виде рестигов среди более молодых гранитоидов и их мигматитов.

Лопийский комплекс объединяет различно метаморфизованные осадочные, вулканогенные и прорывающие их интрузивные породы, сформированные на амфиболитово-плаггиогранитоидном саамском фундаменте и сверху ограниченные предкарельским (предсумийским) несогласием. Нижняя граница комплекса намечается по появлению прослоев конгломератов и других древнейших достоверных парапород. Ее проведение вызывает трудности, связанные с неопределенностью состава саамского комплекса и наличием или отсутствием в его последовательности первично-осадочных пород (их отсутствие в принципе принимается при названном понимании нижней границы лопия). Неопределенности в проведении верхней границы лопия связаны с двумя причинами. Во-первых, с попытками ее обоснования не стратиграфическими, а тектоническими признаками – завершением пост-лопийского диастрофизма, хронологическое соотношение которого с начальными этапами карелия (сумием-сариолием) не всеми трактуется однозначно. Во-вторых, с разногласиями относительно объема сумия и его положения в региональной стратиграфической шкале (Стратиграфия и изотопная..., 1971; Хейсканен, 1980; Геология Карелии, 1987). Попытка разрешить эти разногласия радиометрическими методами приводила к противоречивым выводам (Лазарев, 1987; Изотопная геохронология, 1989; Левченко и др., 1994).

Решение проблемы должно быть связано с выбором стратотипических разрезов лопия и сумия и стратотипа их границы. Типом для выделения лопия, как известно, в свое время послужила гимольская серия (Кратц, 1963), а современное состояние знаний позволяет в качестве его стратотипа рассматривать разрез Костомукшского железорудного месторождения, в котором наблюдается последовательность двух серий – корпангской и гимольской. Стратиграфия этого района изучена достаточно хорошо (Горьковец, Раевская, 1991) и являлась предметом многократных обсуждений (в том числе во время полевых экскурсий), но в отношении границ подразделений и здесь остаются неясности.

Во-первых, неоднозначно понимается соотношение лопия, начинающегося здесь гнейсами с гранитоидами основания – это соотношение “затушевано” более молодыми гранитами (Горьковец, Раевская, 1991). Во-вторых, лопийские отложения отделены от вышележащих метаосадков и метавулканитов большеозерской свиты структурным несогласием и стратиграфическим перерывом неопределенной длительности. Отложения большеозерской свиты, в свое время послу-

жившие одним из прототипов сумия (Кратц, 1963), в свете новых данных коррелируются с постсумийскими отложениями, составляющими сариолий – второй снизу надгоризонт карелия (Т.Ф. Негруца и др., 1985). Если это так, то в районе Костомукши перерыв между лопием и наиболее древними отложениями карелия отвечает сумийскому надгоризонту и предшествующему ему времени эпилопийского диастрофизма и эпохе эпилопийской пенепленизации. Очевидно, что речь идет о весьма внушительном отрезке времени. Заведомо менее продолжительным является перерыв, разделяющий лопийские и карельские образования в районе северо-восточного крыла Лехтинского синклиория, на оз. Окуневом (Т.Ф. Негруца, 1971, 1979). Здесь же переставлен и один из наиболее полных разрезов лопия (побозерский), в котором наблюдается вся последовательность его отложений и его границы (Богданов и др., 1968). Поэтому очевидно первостепенное значение этого разреза, в том числе и как кандидата в стратотип верхней границы лопия (Богданов, Негруца, 1968; В.З. Негруца, 1967, 1979; Кратц и др., 1984). В качестве второго такого кандидата, как показала Т.Ф. Негруца, а за нею и другие исследователи (Предовский, 1980; В.З. Негруца, 1984), может рассматриваться граница между червуртской свитой кейвской серии Кольского полуострова и подстилающей лебяжинской серией. Особый интерес этому разрезу придает то обстоятельство, что отложения, относимые к архею и протерозою, разделены в нем очень небольшим перерывом или даже залегают согласно (Т.Ф. Негруца, 1991).

В Костомукшском стратотипе лопий подразделяется на две серии – корпангскую и гимольскую (Горьковец, Раевская, 1991). Двучленное строение лопий имеет и в Побозерском парастратотипе, где он расчленяется на тикшозерскую и побозерскую серии (Богданов и др., 1968; Богданов, Негруца, 1968), которые, подобно корпангской и гимольской сериям, разделяются конгломератами с галькой пород нижнего лопия, в том числе железистых кварцитов и метавулканитов. Двучленное строение лопия намечается и в ряде других районов его развития, в том числе в районе Колмозеро-Воронье на Кольском полуострове (Белолипецкий и др., 1980; Рыбаков и др., 1981; Вревский, 1989). Поэтому ряд исследователей склонны выделять два межрегиональных стратона лопийского возраста. Оба они в обобщенном виде имеют сходное строение: начинаются горизонтом метаосадочных пород (с конгломератами), выше следует коматит-базальтоидная ассоциация вулканитов с прослоями метаосадочных пород, сменяемая вверх по разрезу дацит-андезит-липаритовой ассоциацией, иногда с конгломератами и (или) сланцами и турбидитами (паданские сланцы и др.). Однако возрастная выдержан-

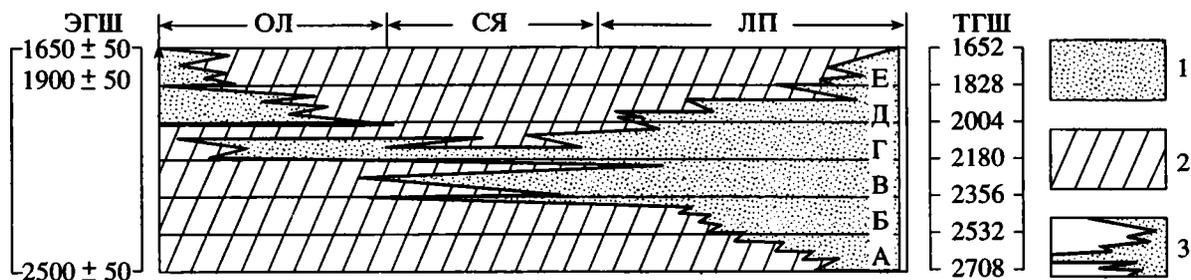


Рис. 1. Схема строения карельского комплекса (нижнего протерозоя) Балтийского щита.

1, 2 – карельский комплекс: 1 – ошестественная (осадочные и вулканогенные отложения); 2 – неовещественная (перерывы и несогласия) его части; 3 – геосторические (событийные) границы отложений.

А–Е – основные региональные подразделения (надгоризонты) карельского комплекса: А, Б – нижний карелий, В, Г – средний карелий, Д, Е – верхний карелий; ЭГШ – эмпирическая, ТГШ – теоретическая геохронометрические шкалы, млн. лет. Типы разрезов: ОЛ – Онега-Ладожский, СЯ – Сегозерско-Янгозерский, ЛП – Лехтинско-Печенгский.

ность этих двух стратонгов строго не доказана и поэтому межрегиональное двучленное деление лопия можно признать пока лишь как один из возможных вариантов.

Карельский комплекс в масштабе всего Кольско-Карельского региона подразделяется на три подкомплекса, каждый из которых включает по два надгоризонта, объединяющих подразделения подчиненных рангов, – горизонты, а в ряде случаев и подгоризонты (рис. 1, табл. 1). Горизонты и подгоризонты среднего карелия, объединяющие латеральные ряды разновозрастных свит и подсвит, достаточно уверенно трассируются на всей или на значительной части территории Карелии и Кольского полуострова (Кратц и др., 1984; Макарихин, Кононова, 1983; Сацук и др., 1988; В.З. Негруца, 1984; Стратиграфия архея..., 1979; Геология Карелии, 1987; Стратиграфия нижнего..., 1985; Стратиграфия СССР, 1989; Докембрийская геология, 1988; и др.). Для всех этих подразделений предложены стратотипические разрезы и стратотипы границ, которые пока остаются официально не принятыми.

Все региональные подразделения карелия обособлены на событийной основе и соответствуют полным трансгрессивно-регрессивным циклам осадконакопления и магматизма (надгоризонты), этапам региональных трансгрессий и регрессий и вулканизма (горизонты) и их фазам (подгоризонты). Каждое подразделение, являющееся итогом фацеального (литогенетического) анализа, имеет наиболее полное вещественное выражение в непрерывных или относительно непрерывных разрезах, но именно в таких разрезах положение границ и, следовательно, объем стратонгов всех рангов нередко вызывает дискуссию не только в рассматриваемом регионе, но и в других областях развития докембрия. Более яркими и обычно однозначно понимаемыми являются те границы, которые устанавливаются по несогласиям (то есть в заведомо неполных разрезах) и те

подразделения, которые фацеально достаточно выдержаны и литогенетически однородны. Ясно, что в таких разрезах вещественное выражение получают только какие-то части стратонгов, разделенные перерывами различной продолжительности (рис. 2). Опыт фанерозойской стратиграфии подсказывает, что выход из создающегося таким путем положения может быть связан с признанием примата нижней (начальной) границы хроностратиграфического подразделения, которая одновременно определяет и верхнее (терминальное) ограничение предшествующего подразделения. Признание такого примата явилось бы еще одним важным признаком единства принципов построения хроностратиграфического каркаса докембрия и фанерозоя (В.З. Негруца, 1984; Семихатов и др., 1991; Беккер, 1992; Семихатов, 1993).

Выбор того или иного подхода к определению стратиграфических границ является методической предпосылкой главных разногласий как в определении объемов карельского комплекса в целом и подчиненных ему стратонгов всех рангов, так и в установлении хронологических рубежей естественной периодизации докембрийской истории региона.

Рифейский комплекс на территории Карелии и Кольского полуострова развит фрагментарно и представлен различными литолого-фацеальными типами отложений, которые лишены яркой палеобиологической специфики и очень слабо изучены изотопно-геохронологически. Поэтому достаточно обоснованных региональных и межрегиональных корреляционных схем для него еще не создано. Выделяющиеся в составе комплекса литостратиграфические подразделения понимаются всеми исследователями по существу однозначно и, на основании очень скудных изотопно-геохронологических и палеонтологических данных и/или историко-геологических построений относятся к тому или иному подкомплексу – к нижнему, среднему или верхнему рифею

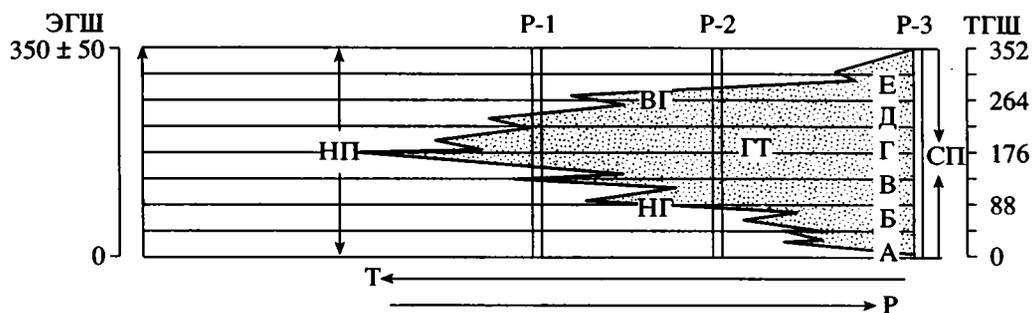


Рис. 2. Схема строения регионального стратиграфического подразделения (подкомплекса) карельского комплекса восточной части Балтийского щита.

СП – стратиграфическое подразделение в объеме подкомплекса; А–Е – подразделения соподчиненных ему рангов; ГТ (крап) – стратифицированное геологическое тело (овеществленная часть стратиграфического подразделения); НГ и ВГ – его нижняя и верхняя границы; НП – несогласие и (или) стратиграфический перерыв (неовеществленная часть подразделения); ЭГШ – эмпирическая геохронологическая шкала: 350 ± 50 – длительность формирования стратона; Р – геологические разрезы (местные стратиграфические схемы): Р-1, Р-2 – неполные, Р-3 – полный; ТГШ – теоретическая геохронологическая шкала, млн. лет; Т, Р – направление трансгрессии (Т) и регрессии (Р).

(табл. 1, 2). Не касаясь возникающих при таком отнесении трудностей, отметим, что граница карелия и рифея в рассматриваемом регионе остается стратиграфически не вполне определенной. Обычно ее проводят по несогласию, отделяющему метаморфизованные и дислоцированные карельские образования и прорывающие их граниты рапакиви от неметаморфизованных горизонтально залегающих рифейских отложений чехла Восточно-Европейской платформы. Но при такой интерпретации упомянутой границы возникает две трудности. Во-первых, граниты рапакиви являются анорогенными, сформированными после завершения складчатости и регионального метаморфизма карельского комплекса. Во-вторых, последние изотопно-геохронологические данные показывают, что формирование этих гранитов завершилось в начале раннего рифея, а древнейшие налегающие на него отложения (салминская свита) имеют не вполне точно определенный возраст и относятся к нерасчлененному нижнему–среднему рифею. В этой связи особый интерес представляет определение геологического значения и стратиграфической принадлежности ассоциации терригенных пород и кислых вулканитов, которые залегают на карелидах резко несогласно, неметаморфизованы и составляют самостоятельный стратон (горизонт), обособленный А.А. Полкановым (1956) под названием “хогландий” и явно предшествующий салминской свите.

К ОЦЕНКЕ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА ГРАНИЦ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Главная масса имеющихся изотопных датировок докембрийских объектов Карелии и Кольского полуострова получена по интрузивным и

глубоко метаморфизованным породам, и лишь в последнее время в литературе стали появляться методически надежные определения радиометрического возраста развитых здесь слабо измененных вулканитов. При стратиграфической интерпретации этих датировок возникают две естественные проблемы. Первая связана с выяснением того, какой реальный геологический процесс они отражают и каково относительное место и геосторическое значение датированного процесса в общей последовательности событий в истории региона. Вторая проблема сводится к установлению хронологических соотношений датированных объектов с главными стратиграфическими границами региональной шкалы. Эти границы в Карелии и на Кольском полуострове, как уже говорилось, привязываются к несогласиям, которые сопровождаются стратиграфическими перерывами неясной продолжительности. Трудности здесь заключаются в том, что проявления вулканизма и интрузивного магматизма в условиях Карелии и Кольского полуострова приурочены главным образом к этапам либо максимального растяжения, либо тектонического сжатия, которым отвечают периоды максимальных трансгрессий и сменяющих их регрессий (В.З. Негруца, 1984, 1988). Следовательно, датированные объекты тяготеют к середине и к концу региональных трансгрессивно-регрессивных циклов, которым соответствуют стратиграфические единицы ранга надгоризонтов и крупнее. Магматизм и сопутствующие ему процессы фиксируют, таким образом, в основном время завершения, а не начала (как иногда принимается) становления естественно-исторических стратиграфических единиц. Поэтому возрастные рамки начальных этапов образования крупных стратиграфических единиц (и тем более их границ) может быть определено лишь в довольно широких пределах.

Обычно оно устанавливается по времени проявления этапов формирования предшествующего и данного стратиграфического подразделения.

Следует отметить, что статистические пики изотопных датировок, иногда прямо отождествляемые с пиками эндогенной активности (Пушкарев, 1990), далеко не обязательно соответствуют времени смены одного стратона другим. Поэтому при стратиграфическом использовании изотопных данных следует опираться на возраст реальных геологических событий, а не на статистические максимумы, как это зачастую принималось. При таком подходе на современном уровне знаний трудно добиться точного датирования геостратиграфических границ. Поэтому на практике изотопный возраст границ региональной стратиграфической шкалы докембрия восточной части Балтийского щита принимается с точностью ± 50 млн. лет. Но реальная точность датирования границ в архейской части данной шкалы в целом много ниже. В особенности это касается отложений древнее 3.0–3.1 млн. лет. Во всяком случае, изотопный возраст границы саамия и лопия и, соответственно, продолжительность последнего нельзя признать строго установленными. Ощущается недостаток изотопно-геохронологических данных и для надежной оценки возраста границ ряда внутрикарельских подразделений, хотя интерпретационного материала достаточно для построения корректных поисковых моделей, в том числе и циклохронометрических (Пушкарев, 1990; В.З. Негруца, 1994). Что же касается рифея Карелии и Кольского полуострова, то отвечающие современным требованиям его изотопные датировки единичны. Этим, в частности, и объясняются существующие трудности в привязке местных стратиграфических последовательностей названного региона к общей шкале.

Из сказанного следует, что на современном уровне знаний можно говорить о хронометрической (изотопно-геохронологической) шкале только Карелия, составляющего среднюю часть докембрия Карелии и Кольского полуострова. Эта шкала отражает современные данные об изотопном возрасте границ соответствующей части хроностратиграфической шкалы. Обе эти шкалы следует рассматривать как самостоятельные шкалы, дальнейшее развитие которых может и должно идти только сообща, путем взаимного дополнения и контроля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, в сводном разрезе довендской части докембрия Карелии и Кольского полуострова выделяются четыре структурно-вещественных комплекса, отражающих смену мегациклов седиментогенеза и магматизма и разделенных проявлениями диастрофизма и эпохами денудации. Два

комплекса – саамский и лопийский – относятся к архею, а два – карельский и рифейский – к протерозою. Три верхних комплекса в региональном масштабе разделяются на подкомплексы, а карельский и рифейский комплексы, кроме того, на систему более мелких подразделений.

Анализ истории изучения стратиграфии докембрия региона показывает приоритет местных шкал по отношению к региональным и межрегиональным и принципиальное значение стратотипов хроностратиграфических подразделений и их границ при обосновании шкал любого ранга. В качестве эталонных следует выбирать по возможности наиболее полные разрезы, в которых стратиграфические границы фиксируются сменой этапов развития бассейнов седиментации и вулканизма. Наблюдаемые в разрезах несогласия и перерывы имеют важное значение при обособлении подразделений и на начальных этапах латерального прослеживания реальных геологических тел и их фашиально-палеогеографического изучения. Однако границы таких тел обычно являются трансгрессивными во времени и изменчивыми на площади. Дальнейшее развитие знаний в области стратиграфии докембрия Кольского полуострова и Карелии, как и любого другого региона, должно идти по пути совершенствования и детализации хроностратиграфической и изотопно-геохронологической шкал, которые взаимно дополняют одна другую и поэтому могут и должны развиваться только совместно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер Ю.Р.* Особенности стратиграфии докембрия – реальные и мнимые // Сов. геология. 1992. № 2. С. 106–113.
- Белолитецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др.* Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.
- Богданов Ю.Б., Негруца В.З.* Архей. Восточная часть Балтийского щита (Карелия) // Региональное строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М.: Недра, 1968. С. 78–80.
- Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Казак А.П., Негруца В.З.* Глубокометаморфизованные конгломераты Восточной Карелии // Литология и полезн. ископаемые. 1968. № 2. С. 99–110.
- Вревский А.Б.* Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 143 с.
- Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Гилярова М.А.* Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1972. 218 с.
- Гилярова М.А.* Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 223 с.

- Гилярова М.А.* К стратиграфии докембрия восточной части Балтийского щита // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1988. Вып. 2 (№ 14). С. 21–32.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 173 с.
- Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. 269 с.
- Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н.* Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л.: Наука, 1964. 208 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. 158 с.
- Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР. Вып. 16. М.-Л.: Наука, 1963. 209 с.
- Кратц К.О., Негруца В.З., Соколов В.А. и др.* Новое в изучении стратиграфии докембрия советской части Балтийского щита // Сов. геология. 1984. № 7. С. 105–118.
- Лазарев Ю.И.* Минеральные уран-свинцовые возрасты докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 200 с.
- Левченко О.А., Николаев А.А., Богомолов Е.С., Яковлева С.З.* Уран-свинцовый возраст магматитов сумия северной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 3–9.
- Макарихин В.В., Кононова Г.М.* Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 176 с.
- Мележик В.А., Предовский А.А.* Геохимия раннепротерозойского литогенеза. Л.: Наука, 1982. 208 с.
- Негруца В.З.* Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии // Сов. геология. 1963. № 7. С. 52–76.
- Негруца В.З.* Стратиграфия и литогенез среднепротерозойских отложений Карелии в связи с проблемой металлоносных кварцевых конгломератов. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1967. 28 с.
- Негруца В.З.* Значение комплексного фациально-палеогеографического метода для расчленения и корреляции разрезов различно метаморфизованных толщ докембрия // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия вост. части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971а. С. 108–113.
- Негруца В.З.* Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. № 68. 1971б. С. 133–152.
- Негруца В.З.* Основные подразделения региональной стратиграфической шкалы докембрия восточной части Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 1. С. 165–169.
- Негруца В.З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
- Негруца В.З.* Принципы стратификации докембрия // Геол. и геофизика. 1988. № 9. С. 3–11.
- Негруца В.З.* От структурно-вещественной периодизации к циклохронометрической стратиграфии докембрия // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб.: Наука, 1994. С. 27–43.
- Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Историко-геологический метод изучения докембрия. Л.: Недра, 1988. 195 с.
- Негруца В.З., Богданов Ю.Б., Сулова С.Н.* Протерозой. Восточная часть Балтийского щита // Региональное строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М.: Недра, 1968. С. 115–130.
- Негруца Т.Ф.* Типы разрезов и стратиграфия карелид северо-восточного склона Карельского массива // Стратиграфия и изотопная геохронология восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 57–65.
- Негруца Т.Ф.* Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: ЛГУ, 1979. 254 с.
- Негруца Т.Ф.* Опорные разрезы, корреляция, объем и стратиграфическое расчленение предьятулийских отложений нижнего протерозоя Карелии // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1985. Т. 339. С. 56–66.
- Негруца Т.Ф.* Граница архея и протерозоя на Балтийском щите. Апатиты: Кольск. ФАН СССР, 1988. 80 с.
- Негруца Т.Ф.* Доятулийский карелий Балтийского щита и проблема стратитопа границы архея и протерозоя // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Тез. докл. II Всесоюз. совещания "Общие вопросы расчленения докембрия СССР". Уфа, ГИ Баш. НЦ АН СССР. 1990. С. 66–68.
- Негруца Т.Ф.* Историко-геологическое обоснование границы архея и протерозоя. Дис. на соиск. учен. степени. докт. геол.-мин. наук. СПб. ун-в., 1991. 48 с.
- Негруца Т.Ф., Корсакова М.А., Иванов Н.М.* Опорные разрезы сариолия восточной части Балтийского щита // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Тр.: ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1985. Т. 339. С. 66–78.
- Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. 164 с.
- Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Тез. докл. II Всесоюз. совещания "Общие вопросы расчленения докембрия СССР". Уфа: Баш. НЦ АН СССР, 1990. 49 с.
- Полканов А.А.* Геология хогландия-иотния Балтийского щита (стратиграфия, кинематика и магматизм). Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1956. Вып. 16. 123 с.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К.* Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления // Вопросы геохронологии и геологии. Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1961. Вып. 12. С. 7–102.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 26. СПб., 1992. 69 с.
- Предовский А.А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

- Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.В. и др.* Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 185 с.
- Пушкарев Ю.Д.* Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
- Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С. и др.* Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
- Салон Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.
- Сауцк Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В.* Геология ятулия онегосегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988. 96 с.
- Семихатов М.А.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 5–22.
- Семихатов М.А.* Современные концепции общего расчленения докембрия: анализ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3–13.
- Семихатов М.А.* Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. I. № 1. С. 6–20.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР // Труды V сессии научного совета по геологии докембрия. Л.: Наука, 1979. 230 с.
- Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. 179 с.
- Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Сб. науч. статей. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 126 с.
- Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. 155 с.
- Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Европейская часть СССР. Книга 1. М.: Недра, 1989. 262 с. Книга 2. М.: Недра, 1989. 299 с.
- Харитонов Л.Я.* К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Тр. Лен. геол. упр. 1941. Вып. 23. 48 с.
- Хейсканен К.И.* Карельская геосинклиналь (литологический анализ). Л.: Наука, 1980. 166 с.
- Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф.* Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.
- Шуркин К.А., Доброхотов М.Н., Загородный В.Д. и др.* Ранний докембрий Восточно-Европейской платформы (стратиграфия, корреляция) // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 5–23.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al.* A geologic time scale. 1989. Cambridge Univ. Press. 1990. 263 p.
- Hofmann H.I.* New Precambrian time scale: Comments // Episodes. 1992. V. 15. № 2. P. 122–123.
- Plumb K.A.* New Precambrian time scale // Episodes. 1991. V. 14. № 2. P. 139–140.
- Plumb K.A.* New Precambrian time scale. Reply // Episodes. 1992. V. 15. № 2. P. 124–125.
- Rankama K.* Global Precambrian stratigraphy: background and principles // Scientific. 1970. V. 105. № 8. P. 382–391.

Рецензенты Ю.Р. Беккер, А.И. Жамойда

УДК 564.8:551.7(571.1)

КОМПЛЕКСЫ БРАХИОПОД ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

© 1997 г. Н. П. Кульков*, Л. Г. Перегоедов**

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

**Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья
630104 Новосибирск, Красный просп. 67, Россия

Поступила в редакцию 28.03.95 г.

Характеризуются стратиграфические комплексы брахиопод от верхнего ордовика до нижнего карбона, по которым предлагается основа схемы ярусного расчленения палеозоя Западно-Сибирской плиты. Выявлены продолжительные биогеографические связи Западно-Сибирского бассейна с южными акваториями Салаира, Горного Алтая и северными – Вайгача, Таймыра, Сибирской платформы. В зависимости от усиления или ослабления этих связей показана возможность выделения по брахиоподам в разрезах палеозоя Западно-Сибирской плиты аналогов биостратиграфических горизонтов, установленных в указанных регионах горного обрамления.

Ключевые слова. Брахиоподы, палеозой, стратиграфия, ярусы, геологический разрез, горизонты, биогеография.

При разработке схем стратиграфии ордовикских, силурийских и девонских отложений Салаира и Горного Алтая ведущая роль среди прочих фаунистических групп принадлежала брахиоподам. Построенные, главным образом, по их данным стратиграфические схемы прошли испытание временем, не меняясь с 50–60-е гг. в своей основе. Они лишь уточнялись и детализировались.

На Западно-Сибирской плите создание схемы стратиграфии палеозоя вначале опиралось, в основном, на данные по фораминиферам – традиционной для закрытых территорий микропалеонтологической группе фауны (Богуш и др., 1975). Позднее, наряду с микрофауной, стали использоваться различные группы макрофауны, в том числе брахиоподы. Первые остатки брахиопод были обнаружены в 1976 г. в скв. Малоичская-4 (интервал гл. 4009–3901 м). Вскрытые здесь буровато-, темно-серые известняки датировались поздним лудловом – пржидолом, хотя брахиоподы определялись как более древние силурийские (Богуш и др., 1980). К сожалению, вернуться к изучению малоичских брахиопод не представилось возможным, так как изначально коллекция их была разрозненна сотрудниками ПГО “Новосибирскгеология”. Ее части передавались разным специалистам с непременным возвратом и в итоге вся коллекция оказалась утерянной.

Образцы с брахиоподами особенно интенсивно пополнялись после введения в буровую практику керноотборника “Недра”, значительно увеличивающего объем керна, поднимаемого с больших глубин. Это повысило эффективность

поиска и вероятностность находок брахиопод. Сборы их осуществлялись, в основном, Л.Г. Перегоедовым и Г.Д. Исаевым (СНИИГГиМС).

Сохранность западно-сибирских брахиопод в целом удовлетворительная, часто превышающая ту, которую мы наблюдаем в регионах горного обрамления. Это позволило во многих случаях изучить внутреннее строение раковин и тем самым повысить надежность диагностики таксонов, а, следовательно, и обоснованность возрастных датировок.

К настоящему времени на Западно-Сибирской плите (особенно в юго-восточной ее части) накопился большой материал по брахиоподам; 55 их видов монографически описано. Описания опубликованы авторами в разных изданиях. Многие из них являются руководящими видами планетарного или межрегионального значения.

Авторы поставили перед собой задачу обобщить имеющиеся данные, дать каркас ярусной стратиграфической схемы среднего палеозоя Западно-Сибирской плиты, оценить корреляционные возможности брахиопод для сопоставления по ним западно-сибирских подразделений с известными биостратиграфическими горизонтами регионов горного обрамления: Салаира и Горного Алтая – на юге, Вайгача, Таймыра, Сибирской платформы – на севере.

Постановка этой задачи обусловлена тем, что в последней опубликованной схеме стратиграфии (Стратиграфия палеозойских отложений..., 1990), опирающейся на комплексное использование данных по макро- и микрофауне, порой дающих

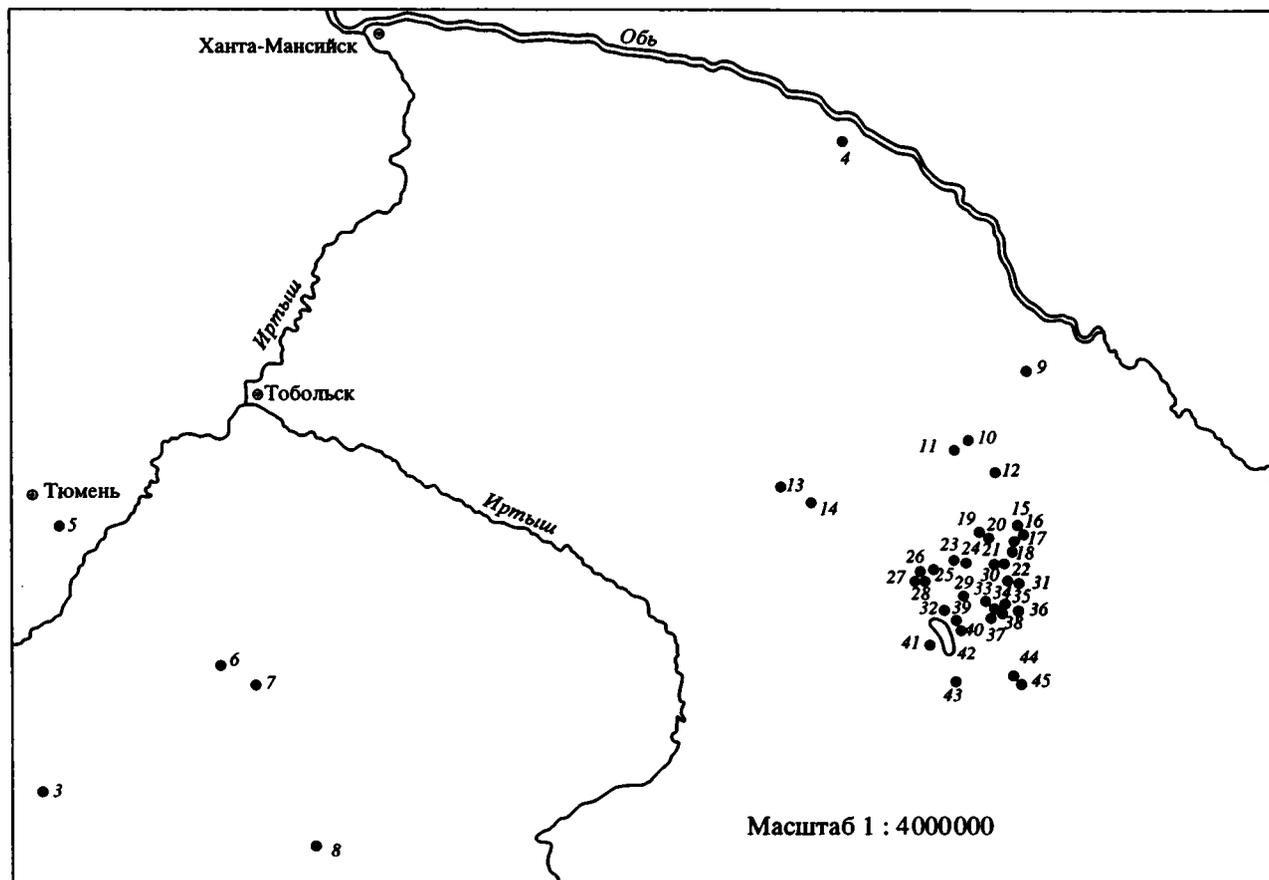


Рис. 1. Местонахождение скважин, материалы которых используются в данной статье.

1, 2 – Ютырмальская-15, Западно-Новогодняя-210 – скважины располагаются севернее в бассейне р. Таз; 3 – Лебяжьевская-2; 4 – Медведевская-110; 5 – Боровская-4П; 6 – Ишимская-4П; 7 – Западно-Ишимская-2П; 8 – Рязкинская-5; 9 – Сельская-1; 10 – Мыльджинская-56; 11 – Пологая-1; 12 – Лугинецкая-170; 13 – Еллей-Кагальская-1; 14 – Речная-282; 15 – Северо-Останинская-10; 16 – Северо-Останинская-17; 17 – Западно-Останинская-443; 18 – Западно-Останинская-445; 19 – Пельгинская-1; 20 – Пельгинская-2; 21 – Герасимовская-9; 22 – Герасимовская-16; 23 – Арчинская-49; 24 – Арчинская-58; 25 – Водораздельная-2; 26 – Еллей-Игайская-2; 27 – Еллей-Игайская-3; 28 – Еллей-Игайская-4; 29 – Кулгинская-140; 30 – Северо-Калиновая-25; 31 – Северо-Калиновая-27; 32 – Заречная-1; 33 – Южно-Табаганская-134; 34 – Южно-Табаганская-134; 35 – Южно-Табаганская-136; 36 – Казанская-8; 37 – Солоновская-41; 38 – Солоновская-43; 39 – Надеждинская-2; 40 – Малоичская-17; 41 – Майзасская-1; 42 – Малоичская-4, 7, 22, 27; 43 – Южно-Тарская-2; 44 – Касманская-2; 45 – Касманская-10.

разноречивое толкование возраста, фигурируют нерасчлененными следующие интервалы: венлокский и лудловский ярус, пржидольский ярус – нижняя часть лохковского яруса, лохковский – пражский ярусы, эмсский – франский ярусы, франский (?) – фаменский ярусы. Такая степень подробности явно недостаточна. Остается сожалеть, что в стратиграфической части цитируемой выше работы не были учтены новые данные по монографически описанным в этой же книге брахиоподам, дающим возможность расчленить нижний девон на ярусы.

Настоящая статья восполняет этот пробел для верхнего силура, нижнего и среднего девона. Расчленение основано, главным образом, на опорных параметрических скважинах (Майзасская-1, Западно-Останинская-443, Малоичская-22), вскры-

вающих значительные по мощности толщи пород, в которых брахиоподы встречаются на сближенных уровнях. Изучались брахиоподы и в 33 других, менее глубоких скважинах (рис. 1). Во фрагментах некоторых разрезов удалось наметить надежные возрастные уровни ярусного ранга. Эти уровни не образуют полную возрастную последовательность отложений, так как существуют пробелы, значительные по своему стратиграфическому объему. Пока не обнаружены брахиоподы в венлоке и лудлове. Почти нет данных о брахиоподах верхнего девона. Таким образом, предлагаемая схема стратиграфии (рис. 2) неравноценна по степени детальности и обоснованности. Авторы надеются, что с поступлением новых материалов она будет дополняться и совершенствоваться.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Верхний ордовик

Ашгилльский ярус. На юго-востоке Западно-Сибирской плиты отложения ордовикского возраста впервые были установлены Г.Д. Исаевым и др. (1990) в скв. Мыльджинская-56 в интервале глубин 2508–2759 м. Они представлены пестроцветными песчаниками, аргиллитами, зеленоцветными линзовиднослоистыми известняками, зелеными рассланцованными калькаренитами и кальцисилитами, зеленоватыми доломитами, доломитизированными и кремовыми глобулярными известняками, доломитовыми песчаниками и алевролитами. Не полная мощность толщи, названной авторами павловской (по с. Павловка, Томской области) составляет 176 м. По кораллам, строматопороедам, мшанкам, конодонтам возраст павловской толщи определяется в пределах среднего – позднего ордовика. Подстилающие и перекрывающие отложения неизвестны.

В интервале 2524–2578 м скв. Мыльджинская-56 Г.Д. Исаевым были обнаружены остатки брахиопод плохой сохранности, которые Н.П. Кульковым определены как *Doleroides cf. sibiricus* (Andr.), *Hesperorthis sp. № 1*, *Rostricellula aff. subrostrata* Nikif., *Rostricellula sp.* Первая форма близка виду, распространенному в долборском горизонте Сибирской платформы. Вторая – обнаруживает отдаленное сходство с *Hesperorthis evenkensis* Nikif., из того же горизонта. Третья форма близка виду, встречающемуся в верхней части мангазейского горизонта и долборском горизонте Сибирской платформы. Для четвертой формы трудно указать близкие виды из-за ее плохой сохранности. Изученные брахиоподы указывают на позднеордовикский (раннеашгилльский) возраст вмещающих отложений и дают возможность коррелировать последние с долборским горизонтом Сибирской платформы. Такое сопоставление подтверждают некоторые виды мшанок, определенные А.М. Ярошинской.

Комплекс брахиопод, очень близкий рассмотренному выше, обнаружен на севере Западно-Сибирской плиты в скважине Западно-Новогодняя-210. Здесь в интервале глубин 4100–4085 м в черных глинистых, иногда пиритизированных, известняках встречены: *Doleroides cf. sibiricus* (Andr.), *Hesperorthis sp. № 2*, *Rostricellula sp.* Первая и третья формы идентичны найденным в скв. Мыльджинская-56, а *Hesperorthis* отличается. Тем не менее можно предполагать приблизительную одновозрастность западно-новогоднего и мыльджинского комплексов брахиопод в пределах верхнего ордовика. Таким образом, намечается корреляционный уровень, связывающий верхнеордовикские отложения, формировавшиеся в разных частях Западно-Сибирской плиты.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний силур¹

Лландоверийский ярус. Отложения лландоверийского возраста на юго-востоке Западно-Сибирской плиты стали известны после обнаружения брахиоподы *Virgianella sp.* в темно-серых глинистых известняках, вскрытых скважиной Северо-Останинская-10 в интервале глубин 2856–2862 м (Кульков, 1991). Ранее эти отложения, по данным однокамерных фораминифер, относились к верхнему девону (Саев и др., 1987).

Virgianella sp. принадлежит роду, распространенному в верхнем лландовери Вайгача, Приполярного Урала, Тянь-Шаня, Южного Китая. Слои с *Virgianella sp.* на Западно-Сибирской плите вероятнее всего сопоставляются с филиппельским горизонтом Приполярного Урала и Вайгача, который характеризуется близким видом *V. vaigatschensis* Nikif. et Sap. (Безносова, 1991). Встреченные в интервале 2783–2910 м скв. Северо-Останинской-10 табулаты скорее свидетельствуют о венлокском возрасте пород (Дубатов и др., 1990). Более древние в пределах лландоверийского яруса отложения на Западно-Сибирской плите пока неизвестны.

Верхний силур

Венлокский и лудловский яруса. Аналоги этих ярусов по брахиоподам пока не выявлены. Они установлены по кораллам с объединенным венлокско-лудловским комплексом табулят в скв. Водораздельная-2 (Дубатов и др., 1990). В других скважинах обособляется венлокский комплекс табулят (скв. Медведевская-110, гл. 3885–3448 м, скв. Пологая-1, гл. 2700–2608 м) и лудловский комплекс (скв. Малоичская-4, гл. 4600–4104 м).

К лудловскому ярусу относят большеичскую толщу, выделенную в основании разреза скв. Майзасская-1 (гл. 3892–3650 м) и представленную покровами основных эффузивов и горизонтами туфов (Степанов и др., 1985). Возраст толщи определяется ее залеганием под несомненно позднесилурийскими (пржидольскими) отложениями, хорошо охарактеризованными различной фауной (Силур и девон..., 1990). В самой большеичской толще обнаружены лишь фрагменты лучеперых рыб, не дающие указания на точный возраст.

Пржидольский ярус. Наиболее полно фаунистически охарактеризованные пржидольские отложения вскрыты скв. Майзасская-1. Их мощность составляет 358 м и охватывает интервал 3650–3237 м. Это майзасская свита, сложенная серыми пелитоморфными и детритовыми известня-

¹ Нижний силур понимается в объеме лландоверийского яруса, а верхний – охватывает остальные силурийские ярусы (Кульков, Ивановский, 1978).

ками, мергелями и черными известковыми аргиллитами (Степанов и др., 1985). Имеются прослои туфов, покровы базальтовых и андезитовых порфиритов. Фауна разнообразная: ругозы, тентакулиты, мшанки, брахиоподы, остракоды, позвоночные (телодонты), конодонты.

Впервые брахиоподы из скв. Майзасская-1 изучались Р.Т. Грациановой (1985), которая определила лудловский возраст пород в интервале 3542–3257 м, а в интервале 3609–3571 м “по-видимому древний, возможно лландовери – венлокский”. Несколько позднее группой исследователей (Степанов и др., 1985) был опубликован геологический разрез данной скважины, проведено расчленение отложений на три свиты: большеичскую – лудлова (3892–3650 м), майзасскую – пржидола (3650–3237 м), лесную – лохкова (3237–2810 м), а также изучены представители разных групп фауны, собранных по всему разрезу скважины. Предположение о присутствии здесь отложений лландовери-венлокского возраста не подтвердилось. Все породы, считавшиеся лудловскими и более древними, оказались пржидольскими.

Более углубленное изучение шести групп фауны, их монографическое описание укрепило мнение о только пржидольском возрасте майзасской свиты (Силур и девон..., 1990). Некоторый диссонанс внесли конодонты. Встреченные в нижней части свиты они, по заключению В.Ф. Асташкиной (1990), свидетельствуют о позднепржидольско-лохковском возрасте этой части свиты. В последнем варианте схемы стратиграфии (Стратиграфия палеозойских..., 1990) предпочтение было отдано этому заключению и вся майзасская свита относилась к пржидольскому ярусу и нижней части лохковского яруса. Некоторые палеонтологи помещают майзасскую свиту в основание девонского разреза и придают ей раннедохковский возраст (Саев и др., 1990).

Майзасский комплекс брахиопод представлен следующими видами: *Aegeria mariaformis* Lenz, *Hemiteochia* (?) sp., *Atrypoidea phoca* (Salter), *Gracianella plicumbra* Johnson et Boucot, *Howellella mercuriformis* Kulk., *Spirinella majzassica* Kulk., *Greenwieldia* (?) *nucleolata* (Hall). В пржидольских отложениях выделяются две зоны: *Atrypoidea phoca* (внизу) и *Gracianella plicumbra* (вверху), отражающие последовательное углубление майзасского моря.

Возрастные аналоги майзасской свиты прослеживаются в ряде скважин: Малоичская-4 (4104–3901 м) – по кораллам и строматопоройдеям, Заречная-1 (3962–3090 м) – по конодонтам, Каманская-10 (2965–2845 м) – по брахиоподам *Aegeria mariaformis* Lenz, *Atrypoidea* sp., *Greenwieldia* (?) *nucleolata* (Hall), Малоичская-22 (3870–3200) – по лудловско-пржидольскому виду *Pseudocamaratoechia nuculaeformis* Kulk., Сельская-1 (2709–2704 м)

по присутствию представителя рода *Pseudohomoeospira*, характерного для пржидола – гребенского горизонта Вайгача и кальвицкой свиты Новой Земли (Никифорова, 1970; Модзалевская, 1989).

Пржидольские отложения широко развиты на юго-востоке Западно-Сибирской плиты от скв. Майзасская-1 на юге до скв. Сельская-1 на севере. При этом в южных районах они представлены, в основном, черными известковистыми аргиллитами, тогда в северных районах в их составе преобладают разнообразные известняки.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Нижний девон

Опорным разрезом для нижнего девона является разрез параметрической скважины Западно-Останинская-443 (3545–2855 м). Брахиоподы из данной скважины впервые изучались Р.Т. Грациановой (1985), определившей среднедевонский (главным образом, живетский) возраст пород в интервале 3454–2873 м. Специальному исследованию этой скважины посвящена работа В.И. Саева и др. (1988), в которой также обосновывается эйфельско-живетский возраст вскрытых пород.

Иную трактовку разреза скважины дали авторы (Кульков, Перегоедов, 1989). Они доказали раннедевонский возраст пород в интервале 3545–2855 м, произвели ярусное расчленение и отметили согласное залегание нижнего девона на условно датированном верхнем силуре (3988–3545 м). Аналоги лохковского, пражского и злиховского ярусов были прослежены и в других скважинах и, таким образом, наметилась последовательность ярусов нижнего девона на юго-востоке Западно-Сибирской плиты. Эти новые данные стимулировали палеонтологов для пересмотра своих прежних представлений о возрастных датировках. Так, В.Н. Дубатов и др. (1990) условно отнесли большую часть разреза скв. Западно-Останинская-443 к эмсскому ярусу. В.И. Саев и др. (1990) приняли нашу интерпретацию данного разреза. Однако они, выявив в его основании майзасскую свиту (по сходству вещественного состава), отнесли ее к лохковскому ярусу нижнего девона.

В последние годы многие исследователи стали выделять в девоне Западно-Сибирской плиты региональные подразделения корреляционного значения – горизонты, соответствующие девонским ярусам. Горизонты иногда основываются на ранее выделенных литостратиграфических подразделениях (свитах, толщах), иногда на литостратиграфически необособленных частях разрезов. В нижнем девоне устанавливается четыре горизонта, часто без соблюдения правил, принятых в Стратиграфическом кодексе. Критические замечания по этому поводу будут приведены ниже,

по мере освещения стратиграфических комплексов брахиопод.

Лохковский ярус. Прежде чем приступить к характеристике аналогов этого яруса – несколько слов о силурийско–девонской границе на юго-востоке Западно-Сибирской плиты. В настоящее время непосредственно проследить по брахиоподам переход от силура к девону не представляется возможным, так как нет скважины, в которой бы контактировали или были сближенными интервалы пород, охарактеризованные соответствующими комплексами брахиопод. В скв. Майзасская-1 брахиоподы довольно обильны в майзасской свите верхнего силура (см. выше), тогда как в вышележащей лесной свите нижнего девона они не встречены. В скв. Западно-Останинская-443 наоборот: аналоги майзасской свиты очень плохо охарактеризованы брахиоподами, тогда как в нижнедевонской части разреза они достаточно часты. Несмотря на то, что комплексы брахиопод пржидола и лохкова встречены в разных скважинах, можно утверждать, что переход от силура к девону на юго-востоке Западно-Сибирской плиты был постепенным, без перерыва, особенно если привлечь данные по скв. Малоичская-22 (см. ниже). О согласном переходе свидетельствует отсутствие биостратиграфического пробела между названными комплексами, а также сходство глинисто-карбонатных пород, формировавшихся в конце силура и начале девона. Косвенным аргументом наличия согласия может служить биостратиграфическая корреляция пржидола и лохкова Западно-Сибирской плиты с пограничными подразделениями Салаира и Горного Алтая, соответственно сухой и черноануйской свитами силура, томь-чумышской и ремневской свитами девона. Общими корреляционными таксонами являются: для пржидола – *Pseudocamarotoechia nucleaeformis* Kulk., *Gracianella* sp., *Spirinella majzassica* Kulk., для лохкова – *Iridistrophia johnsoni* Smith, *Lanceomyonia* sp., *Protathyris sibirica* Zintch.

Итак, к лохковскому ярусу принадлежат темно-серые известковистые аргиллиты, известняки и мергеля, вскрытые скв. Западно-Останинская-443 в интервале 3545–3110 м. По особенностям литологического состава здесь установлены пачки пород, пять из которых (II–VI) отвечают рассматриваемому стратиграфическому интервалу (Савев и др., 1988). Брахиоподы формируют следующий комплекс: *Taimyrhynch paricostatus* (Tcherk.), *Lanceomyonia confinis* (Barr.), *Delthyris gibbosus* (Barr.), *Mesodouvillina ivaensis* (Barr.), *Spinatrypina margaritoides* Rzon., *Isorthis inostranzewi* (Peetz).

Комплексы, аналогичные по возрасту, но несколько иного состава, выявлены в скважинах Солоновская-41 (3023–2956 м) – *Gypidula* cf. *subgaleata* Kulk., *Taimyrhynch paricostatus* (Tcherk.), *Ancillotoechia ancillans* (Barr.), *Spinatrypina margari-*

toides Rzon., *Navispira virginia* (Amsd.), *Cyrtina kazi* Havl., *C. praecedens* Kozl., *Protathyris* sp. и Малоичская-22 (3194–2796 м) – *Iridistrophia johnsoni* Smith, *Aesopomum* cf. *sibiricus* (Aleks.), *Protathyris sibirica* Zintch.

Часть отложений, вскрытых скв. Малоичской-22 (3194–2870 м), Г.Д. Исаев и др. (1992а) относят к новому кыштовскому горизонту лохковского яруса, не связывая его обособление с каким-либо литостратиграфическим подразделением. Название горизонт получил от пос. Кыштовка, рядом с которым пробурена данная скважина. Состав фауны в стратотипе не несет региональной специфики: таксоны или являются характерными для томьчумышского горизонта Салаира, или представлены космополитными видами, позволяющими осуществить прямую корреляцию с лохковским ярусом МСШ. Поэтому выделение кыштовского горизонта нецелесообразно. Кроме того, остаются неясными геологические и фаунистические взаимоотношения с верхним силуром и перекрывающим армичевским горизонтом, предложенным этими же авторами, и относимым уже к пражскому ярусу.

В скв. Малоичская-22 армичевский горизонт отмечен в интервале 2870–2796 м, однако его присутствие не доказано. Брахиоподы и остракоды из пород этого интервала и более глубоких (3194–2870 м) представлены видами, в сумме формирующими единые комплексы лохковского яруса (Кульков, Перегоедов, 1989; Савина, 1993).

В скв. Западно-Останинская-443 отложения в интервале 3496–3010 м, которые мы считаем принадлежащими лохковскому ярусу, Г.Д. Исаев и др. (1992а), Н.И. Савина (1993) относят к армичевскому горизонту (пражскому ярусу), не приводя аргументов в пользу такого изменения возраста.

Пражский ярус. Эквиваленты этого яруса в скв. Западно-Останинская-443 условно выделяются в интервале 3132–2925 м по наличию *Isorthis inostranzewi* (Peetz), *Mesodouvillina* sp., *Taimyrhynch pasicostatus* (Tcherk.), *T. taimyricus* (Nikif.), *Spinatrypina margaritoides* Rzon., *Cyrtina praecedens* Kozl. Для возрастного анализа важны: первый вид, завершающий свое существование в пражском веке, так же как на Салаире и в Горном Алтае; третий вид, на Таймыре переходящий из лохкова (толбатские слои) в прагиен (даксанские слои); четвертый вид, характеризующий пражские отложения Таймыра (злобинский горизонт) и Верхоянья (верхнесеттедабанская подсвита). На Таймыре *T. taimyricus* встречается и выше, в отложениях лоны *Favosites regularissimus*, в настоящее время именуемых долганскими слоями. *Spinatrypina margaritoides* Rzon. отмечается по всему разрезу нижнего девона рассматриваемого нами региона, хотя на Салаире ее распространение ограничено

малобачатским горизонтом. *Cyrtina praecedens* Kozl., встречается, в основном, в лохкове.

Породы, вскрытые скважиной Южно-Табанганской-136 всего на 46 м (3104–3043 м) и содержащие *Taimyrrhynch taimyricus* (Nikif.), и *Caplinoplia embryo* (Barr.), отнесены к пражскому ярусу очень условно. Предпочтение отдано *C. embryo*, который в своем распространении пока не выходит за пределы пражского яруса.

Комплексы брахиопод, интерпретируемые нами как пражские, выявлены в породах скв. Казанская-8 (2897–2842 м) – *Isorthis inostranzewi* (Peetz), *Aesopomum regularis* Lenz, *Taimyrrhynch glomerosus* (Amsd.), *Desquamatia* sp., *Cyrtina praecedens* Kozl., *Nucleospira* sp., скв. Касманская-2 (2904–2800 м) – *Anoplia elongata* Johnson, *Taimyrrhynch paricostatus* (Tchek.), *Cyrtina kazi* Havlicek, *Spinatrypa lazutkini* (Aleks.), скв. Южно-Тарская-2 (2961–2958 м) – *Ambocoelia* sp., скв. Западно-Останинская-445 (2956–2951 м) – *Taimyrrhynch globosus* (Amsd.), *T. aff. paricostatus* (Tchern.), *Delthyris* sp., скв. Надеждинская-2 (2936–2780 м) *Cepidula ex gr. optata* (Barr.), *G. cf. rara* (Nikif.), *Glossinotoechia gracianovae* Kulk., *Uncinulus gurjevskensis* Kulk., *Desquamatia* sp., *Janius* sp., скв. Северо-Останинская-17 (3077–3077 м) – *Uncinulus gurjevskensis* Kulk., *Ambocoelia* sp.

Г.Д. Исаев и др. (1992а) отнесли отложения, соответствующие пражскому ярусу, к армичевскому горизонту. Первоначально армичевская свита и ее стратотип (темно-серые биокластические известняки) были определены в скважине Южно-Табанганской-134 (Краснов и др., 1988), вскрывшей всего лишь 47 м (гл. 3100–3053 м) палеозойских отложений и не охватывающей всего объема пражского яруса. Позднее стратотип армичевской свиты был перенесен на другой разрез по скв. Западно-Останинской-443 (3496–2920 м), в которой мощность свиты составила до 576 м. Разрез скв. Южно-Табанганской-134 рекомендовался как парастратотипический (Саев и др., 1990).

Армичевский горизонт был определен в скв. Западно-Останинская-443 не на всю одноименную свиту, а только в объеме средней (!) подсвиты (Исаев и др., 1992а). Однако такой подсвиты не существует. Известны установленные В.И. Саевым и др. (1990) только нижняя (3495–3018 м) и верхняя (3018–2920 м) подсвиты. Имеется также мнение о том, что армичевский горизонт отвечает нижнеармичевской подсвите (Савина, 1993). После этих противоречивых представлений пользоваться названием “армичевский горизонт” невозможно.

Эмский ярус. Нижнеэмский подъярус. Верхнюю часть разреза скв. Западно-Останинская-443 (2920–2855 м) завершают отложения эмского яруса, вернее его нижней части, сопоставляемой в настоящее время со злиховским ярусом Чехии. По вещественному составу (органо-

генно-обломочные известняки) эти отложения близки подстилающим породам пражского и лоховского ярусов до глубины 3496 м и не случайно поэтому они объединялись, в одно литостратиграфическое подразделение – глинисто-карбонатную “армичевскую” свиту. Уловить нюансы в составе отложений и однозначно выделить подсвиты, по-видимому, невозможно (см. выше).

Комплекс брахиопод нижнего эмса в данной скважине представлен: *Xistostrophia* sp., *Gypidula kayseri* (Peetz), *Trigonirhynchia ventricosa* (Aleks.), *Taimyrrhynch taimyricus* (Nikif.), *Howittia* sp. Его сопровождает довольно разнообразный комплекс табулят (Исаев и др., 1992б), среди них *Tiverina subcrassa* Dubat. et Isaev. Из конодонтов отмечает-ся *Pandorinellina exigua* (Philip).

Нижнеэмский комплекс брахиопод существенно иного состава обнаружен в скв. Южно-Табанганская-133 (3084–3071 м): *Aegostrophia* (?) sp., *Gypidula kayseri* (Peetz), *Taimyrrhynch taimyricus* (Nikif.), *Uncinulus gurjevskensis* Kulk., *Spinatrypa margaritoides* Rzon., *Carinata symatica* I. Breivel, *Navispira virginia* (Amsden), *Xenospirifer gurjevskensis* (Rzon), *Delthyris subgibbosa* (Barr.), *Nucleospira* sp., *Schizophoria* sp., *Ambocoelia* sp. Вместе с ним, также как в скв. Западно-Останинская-443, встречен коралл *Tiverina subcrassa* Dubat., et Isaev (Исаев и др., 1992б).

Отложения рассматриваемого возрастного уровня обнаружены в скв. Пельгинская-1 (3146–3134 м) с *Cymostrophia* sp., *Xistostrophia* sp., *Nurochonetes grandis* (Bubl.), *Trigonirhynchia ventricosa* (Aleks.), *Taimyrrhynch taimyricus* (Nikif.), *Uncinulus gurjevskensis* Kulk., *Spinatrypa margaritoides* Rzon., *Navispira* sp., *Cyrtina* sp., *Xenospirifer gurjevskensis* (Rzon.), *Howellia* sp., *Nucleospira* sp., в скв. Пельгинская-2 (3140–3130 м) с *Xenospirifer gurjevskensis* (Rzon.), в скв. Арчинская-49 (3204–3104 м) с *Cymostrophia* sp., *Nurochonetes* sp., *Xenospirifer cf. gurjevskensis* (Rzon.), в скв. Арчинская-58 с *Cymostrophia* sp., *A. Spinatrypa margaritoides* Rzon., *Desquamatia* sp., *Xenospirifer gurjevskensis* (Rzon.), в скв. Солонвская-43 (3064–2973 м) с *Nurochonetes grandis* (Bubl.).

В нижнеэмских отложениях перечисленных скважин часто встречается *Xenospirifer gurjevskensis*. По этому характернейшему салаирскому виду можно определить принадлежность пород к известному салаиркинскому горизонту. Г.Д. Исаев и др. (1992б) установили местный солоновский горизонт, названный не по литостратиграфическому подразделению (свите), а по разведочной площади. Стратотип горизонта указан в скв. Солонвская-43 (3150–2960 м), где нижняя его граница совпадает с подошвой устанавливаемой здесь армичевской свиты, а верхняя – с палеозойско-мезозойским эрозионным контактом. Таким образом, получается, что в данной скважине

Таблица 1. Развитие представлений на расчленение отложений, вскрытых скв. Малоичская-4

Глубина, м	О.И. Богуш и др. (1980)	В.Н. Дубатов и др. (1984)	В.Н. Дубатов и др. (1990)	Г.Д. Исаев и др. (1992б)
2600		Живетский ярус (низы)	?	
2800	Средний девон	“Эйфельский ярус”	Живетский ярус (нижняя часть)	
3000	-----	-----	-----	-----
3200				Биазинский горизонт, верхний эмс
3400	Нижний девон	Нижний девон		Солоновский горизонт, нижний эмс
3600			Лохковский пражский ярусы	Пражский ярус
3800	-----	-----	-----	-----
4000	Пржидольский ярус		Пржидольский и частично лохковский ярусы	
4200	-----	-----	-----	-----
4400	Лудловский ярус	Лудловский (верхняя часть) и пржидольский ярус	Лудловский ярус (верхняя часть)	
4600				

неполный (сверху) объем армичевской свиты полностью отвечает солоновскому горизонту нижнего эмса, что понять очень трудно.

Из брахиопод в скв. Солоновская-43 определен лишь *Nurochonetes grandis* (Bubl.), распространенный в сарджальском горизонте эмса Казахстана. Родовой и видовой состав присутствующих здесь остракод (Исаев и др., 1992б) отличается от тех, которые считаются характерными для солоновского горизонта (Савина, 1993). Из конодонтов отмечены: появляющийся вблизи забоя скважины *Polygnathus dehiscens* (пражский ярус) и сменяющий его *P. gronbergi*, а также появляющийся в основании солоновского горизонта *Pandorinellina exiqua*. Аналогичное распространение *P. dehiscens* и *P. exiqua* зафиксировано в скв. Малоичская-4.

Верхнеэмский подъярус. Отложения данного подъяруса на юго-востоке Западно-Сибирской плиты по брахиоподам пока не устанавливаются. Очень условно они намечены в скв. Малоичская-27 (П-2990) по присутствию *Gyrtdula* sp., *Vagrana* (*Mimatrypa*) cf. *flabellata* (Roem.), *Ambocoelia* sp. Форма, сходная с *V. (M.) flabellata*, распространена в верхнем эмсе и эйфеле, так что однозначно определить возраст не представляется возможным.

По другим группам фауны – фораминиферам, остракодам, строматопоридеям, табулятам, тентакулитам, конодонтам, отложения данного возрастного уровня выделяются в надеждинский горизонт, переименованный впоследствии на “биа-

зинский” (Исаев и др., 1992б). Расчленение на горизонты верхнеэмских, средне- и верхнедевонских пород основывается на материале одних из впервые пробуренных глубоких скважин – Малоичский-4 и Лугинецкой-170, расположенных соответственно в Новосибирской и Томской областях на расстоянии 170 км друг от друга. Развитие представлений на расчленение отложений в данных скважинах отражено в табл. 1 и 2.

Стратотип биазинской (надеждинской) свиты был указан в скв. Малоичская-4, а стратотип одноименного горизонта – в скв. Лугинецкой-170. Приводимые списки различных групп фауны в стратотипах свиты и горизонта различны (Дубатов и др., 1990; Исаев и др., 1992б). Оказалось, что в объем стратотипа биазинской свиты укладываются солоновский и биазинский горизонты (табл. 1), причем последний отвечает лишь меньшей части биазинской свиты. Здесь опять несоответствие объемов одноименных свиты и горизонта. В скв. Лугинецкой-170 стратотип биазинского горизонта показан как сменяющий через перерыв (гл. 3862 м) стратотип герасимовского горизонта живетского яруса. Этому перерыву, приходящемуся на эйфельский век, придается региональный характер; он отмечается, кроме Лугинецкой-170, в скважинах Малоичской-4 и Герасимовской-9 (Исаев и др., 1992б).

Однако имеются данные, противоречащие мнению о существовании перерыва. Прежде всего, это недавно установленные авторами доста-

Таблица 2. Развитие представлений на расчленение отложений, вскрытых скв. Лугинецкая-170

Глубина, м	О.И. Богущ и др. (1981)	В.Н. Дубатов и др. (1984)	В.И. Краснов и др. (1988)	В.Н. Дубатов и др. (1990)	В.И. Саев и др. (1992)	Г.Д. Исаев и др. (1992б)	Н.И. Савина (1993)	
2400	Фаменский ярус	Фаменский ярус	---	---	---	---	---	
2600								
2800								
3000	Франский ярус	Франский ярус (верхняя часть)	Лугинецкая свита (стратотип), верхний франнизы турне	Лугинецкая свита фран(?) - фамен	---	---	Лугинецкий горизонт (стратотип), верхний девон	
3200								
3400	Живетский ярус	Живетский ярус	---	Средний девон	Герасимовский горизонт (стратотип), живетский ярус	---	---	Герасимовский горизонт (стратотип), живетский ярус
3600								
3800								
	Эйфельский ярус	---	---	Нижнеэмский подъярус	---	Биазинский горизонт (стратотип), верхний эмс	---	Биазинский горизонт, верхний эмс
	Пражский (?) ярус	Пражский (?) ярус	---	Пражский (?) ярус	---	Солоновский горизонт, нижний эмс	---	---

точно широко распространенные эйфельские отложения с *Lazutkinia mamontovensis* (см. ниже). Необходимо также иметь в виду, что в скв. Лугинецкая-170 в отложениях выше отмечаемого перерыва были установлены верхнеэмский комплекс табулят и представители *Tivegina* – рода, пока неизвестного за пределами нижнего девона (Дубатов и др., 1990). В скв. Малоичская-4 выше уровня предполагаемого перерыва в свое время был установлен “эйфельский” ярус, включающий эмс и собственно эйфель. В скв. Герасимовская-9 Г.Д. Исаев и др. (1992б) нижнюю часть разреза (3042–2982 м) отнесли к биазинскому горизонту верхнего эмса, а более высокие части разреза (2982–2910 м, стратотип герасимовской свиты) – к живетскому ярусу. В.И. Саев (1992) по фораминиферам не видит возрастных различий между этими частями разреза и отложения всего пробуренного интервала 3100–2946 м считает принадлежащими верхней части живетского яруса. Таким образом, пока нет устоявшейся точки зрения на возрастную индексацию разрезов, в которых отмечается биостратиграфический перерыв. По-видимому, необходимо дополнительное изучение различных групп фауны.

Средний девон

Эйфельский ярус. Отложения эйфельского яруса представлены в основном разнообразными известняками. Обычно известняки темно-се-

рые, черные, темно-коричневые, глинистые, реже – светлые, массивные, рифогенные. Встречаются прослой аргиллитов и алевролитов. Впервые комплекс брахиопод эйфельского возраста был установлен Л.Г. Перегедовым (1986) в светлых, массивных известняках, вскрытых в скв. Малоичская-7 в интервале 3005–2806 м и отнесенных им к фации рифогенно-аккумуляционной зарифовой лагуны. Эти известняки известны как “Малоичский известняк”. Позднее его возрастные рамки сильно расширились и этому термину стал придаваться лишь генетический смысл (Дубатов и др., 1990). Нижняя часть разреза скважины (3126–3005 м), сложенная темно-серыми, слоистыми, глинистыми известняками с остатками неопределимых брахиопод, формировалась, по мнению Л.Г. Перегедова, в условиях открытого шельфа.

После монографического описания видов Л.Г. Перегедовым (1990) малоичский комплекс брахиопод оказался состоящим из: *Chonetes* sp., *Gypidula* sp., *Ivdelinia* cf. *acutolobata* (Sandb.), *I. mesoplicata* Rzon., *Desquamatia* (*Variatrypa*) *pester-evskiensis* Rzon., *Carinata* *symmatica* I. Breivel, *Vargania* sp., *Branikia* (?) *snegrensis* Pereg. Он очень близок таковому из пестеревского известняка, входящего, как рифогенная фация, в состав мамонтовского горизонта эйфельского яруса Салаира. Это заключение об эйфельском возрасте Малоичского известняка (*sensu stricto*) вступает в резкое противоречие с данными по микрофауне о франском возрасте отложений, вскрываемых

скв. Малоичской-7 (Дубатов и др., 1984; Задорожный, 1987).

Позднее на юго-востоке Западно-Сибирской плиты были обнаружены брахиоподы, характерные для собственно мамонтовских слоев Салаира (Кульков, Перегоедов, 1993). Это *Lazutkinia mamontovensis* (Laz.) в скв. Еллей-Игайская-3 (3022–2992 м) и в скв. Кулгинская-140 (3166–3162 м), приуроченные к темно-серым, глинистым известнякам. Форма, условно определенная как *Lazutkinia* (?) sp., отмечена в скв. Речная-282 (2915–2910 м) и Герасимовская-16 (2939–2899 м). Эйфельские виды *Desquamatia* (*Variatrupa*) *pester-evskiensis* Rzon., и *Leptathyris gryphis* Siehl найдены в скв. Еллей-Кагальской-1 (3310–3230 м), где они сопровождаются мамонтовским комплексом строматопороидей, выявленным С.Н. Макаренко (Саев, 1990).

Н.И. Савина (1993) обособила эйфельские отложения в еллей-игаийский горизонт, названный по Еллей-Игайской разведочной площади со стратотипом в скв. Еллей-Игайская-2 (3750–3525 м). Это серые глобидные, илестые известняки с линзами кальцирудитов и био-, литокластовых известняков. Принадлежность этих пород к какому-либо литостратиграфическому подразделению (свите) неизвестна. Для горизонта приведены виды остракод, фораминифер, строматопороидей, тентакулитов. Отложения в интервале 4166–3530 м первоначально были отнесены к “эйфельскому” ярусу в широком смысле, включающему аналоги верхнего эмса и собственно эйфеля (Дубатов и др., 1984). Позднее, верхний эмс (бизинский горизонт) был обособлен в интервале 4170–3750 м (Исаев и др., 1992б). Постэйфельские отложения в интервалах 3525–3116 и 3116–3048 м датированы по фораминиферам соответственно как живетские и франские (Задорожный, 1987). Таким образом, если приведенные датировки корректны, то места для перерыва, приходящегося на эйфель, в скв. Еллей-Игайская-2 не находится.

Живетский ярус. Аналоги живетского яруса по брахиоподом выделяются очень условно. Р.Т. Грацианова (1985) в основном определила живетский вид *Emanuella subumbona* (Hall) в серых массивных известняках, вскрытых скв. Малоичская-17 в интервале 2774–2768 м. Нами данный вид обнаружен в разрезе скв. Северо-Калиновая-25 (3152–3032 м), где его раковины образуют массивные скопления.

В скв. Еллей-Игайская-4 остатки макрофауны крайне редки. Однако в буровато-кремовых массивных известняках (3134–3127 м) обнаружены раковины брахиопод плохой сохранности, позволяющие, тем не менее, определить представителей семейства *Stringocerphalidae* – группы живетских брахиопод.

В.И. Саев и др. (1992) объединяют живетские отложения в герасимовский горизонт, названный по одноименной свите, стратотип которой указан в разрезе скв. Герасимовская-9 (2982–2910 м). Мощность составляет около 70 м (Краснов и др., 1988). Однако стратотип герасимовского горизонта определен в скв. Лугинецкая-170 (3862–3134 м) с условной мощностью отложений, превышающей 700 м, причем неизвестно, имеется ли здесь герасимовская свита и совпадают ли кровли свиты и горизонта. Скорее всего не совпадают, так как не совмещаются подошвы вышележащих лугинецкой свиты и горизонта, относимых уже к верхнему девону (табл. 2). В таких условиях пользоваться “герасимовским” горизонтом затруднительно, а “лугинецким” – невозможно.

Верхний девон

Франский и фаменский ярусы. В отложениях, относимых к этим ярусам, остатки брахиопод на большей части территории Западно-Сибирской плиты не обнаружены. Только вблизи г. Тюмени в основании разреза скв. Борковская-4П (3041–2981 м) Р.Т. Грацианова (1985) привела определенные А.И. Ляшенко раннефаменские брахиоподы: *Camarotoechia* ex gr. *zadonica* Nal., *Syrtospirifer* cf. *zadonicus* Ljasch., *S.* ex gr. *archiaci* (Verp.). Более высокие интервалы разреза в этой же скважине содержат брахиоподы турнейского яруса.

На юго-востоке Западно-Сибирской плиты Н.И. Савина (1993) объединила верхнедевонские отложения в так называемый лугинецкий горизонт. Стратотип лугинецкой свиты установлен в скв. Лугинецкая-170 в интервале 2978–2487 м, с датировкой отложений поздний фран–ранний турне (Краснов и др., 1988), а стратотип одноименного горизонта, соответствующего позднему девону, – в интервале 3134–2484 м той же скважины (табл. 2). Несоответствие объемов свиты и горизонтов, находки нижнедевонского рода *Tivegina* на уровне верхов живетского яруса (Дубатов и др., 1990), неясные взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями делают невозможным использовать “лугинецкий горизонт” как биостратиграфическое подразделение. Верхний девон, выделенный в скв. Лугинецкая-170, в основном по однокамерным фораминиферам, нуждается в дополнительном обосновании.

Более определенно верхнедевонские отложения установлены в скважинах Нижне-Табаганской-17, 18 и др., в основном по конодонтам (Аксенова, Асташкина, 1990).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Турнейский ярус. Отложения, содержащие раннекаменноугольные брахиоподы, широко распространены в пределах Западно-Сибирской плиты. Они известны в юго-западной, юго-восточной и северной ее частях. Р.Т. Грацианова (1985) приводит, в основном, турнейские комплексы брахиопод в ряде скважин юго-запада Западно-Сибирской плиты. В скв. Борковская-4П на отложениях с фаменским комплексом (3041–2981 м) залегают породы (2981–2940) с раннетурнейскими брахиоподами: *Aulacella cf. interlineata* (Sow.), *Schuchertella valentinae* Sok., *Plicochonetes cf. poljenowi* (Tolm.), *Avonia cf. inflata* (Sok.), *Semiproductus irregularicostatus* (Krest. et Kapr.), *Tylothyris* sp., *Hunanospirifer* sp., *Unispirifer* sp., *U. cf. praeulbanensis* (Bubl.), *Syringothyris* (?) sp., *Brachythyris* sp., *Torynifer* (?) sp., *Retzia tykhtaensis* Besn., *Girtyella cf. injensis* Besn.

Турнейские брахиоподы несколько иного состава отмечаются в серых и темно-серых известняках скв. Рывкинская-5 (1627–1625 м) – *Plicochonetes elegans* (Kon.), *Productus* sp., *Cyrtospirifer jeffersonensis* Well., *Spirifer sibiricus* Leb., *Sp. ex gr. tomacensis* Kon., (определения Р.Н. Бенедиктовой), в темно-серых известняках скв. Ишимская-4П (3034–3030 м) – *Schuchertella* sp., *Camarotoechia* sp., *Unispirifer* sp., *Syringothyris* sp., *Athyrididae*, в серых и темно-серых известняках скв. Западно-Ишимская-2П (2181–2051 м) – *Rugosochonetes cf. hardrensis* (Phill.), *Unispirifer cf. osipovensis* (Besn.), *Spirifer cf. taigensis* Besn., *Mesoplica cf. abyschevensis* Sar., в темно-серых и черных известняках скв. Лебяжьевская-2 (1438–690 м) – *Marginatia* sp., *Plicochonetes* sp., *Megachonetes* sp., *Tylothyris* sp., *Spirifer cf. acceptus* Besn., *Unispirifer osipovensis* (Besn.), *Torynifer* sp. (Грацианова, 1984).

На юго-востоке Западно-Сибирской плиты отложения с раннекаменноугольными брахиоподами *Productidae*, *Torynifer* sp. (определения Р.Т. Грациановой) установлены лишь в одной скважине – Северо-Калиновой-27 (3148–3140 м). В интервале 3510–3135 м вскрыты серые и темно-серые глинистые, известковистые алевролиты, тонкозернистые песчаники с прослоями глинистых известняков. Эти породы слагают стратотип кехорегской толщи (Краснов и др., 1986).

Турнейский комплекс брахиопод обнаружен Н.П. Кульковым и др. (1991) на севере Западно-Сибирской плиты в скв. Ютермальская-15 (3875–3864 м): *Schuchertella* sp., *Rugosochonetes hardrensis* (Phillips), *Pustula aff. dengisi* (Nal.), *Eumetria* sp., *Torynifer pseudolineatus* (Hall), *Brachythyris cf. suborbicularis* (Hall), *Athyrididae*, *Girtyella* (?) sp.

Наиболее характерными таксонами, позволяющими провести внутрорегиональную и более широкую корреляцию турнейских отложений, являются *Rugosochonetes hardrensis* (Phill.), *Un-*

ispirifer osipovensis (Besn.), *Torynifer pseudolineatus* (Hall), *Brachythyris cf. suborbicularis* (Hall) и др. Стратиграфически более высокие комплексы брахиопод в пределах камменноугольной системы на Западно-Сибирской плите пока неизвестны. Образования верхней части нижнего, среднего и верхнего карбона датированы, в основном, по фораминиферам.

ВЫВОДЫ

Анализ систематического состава изученных ассоциаций брахиопод показывает, что Западно-Сибирский бассейн имел биогеографические связи как с северными акваториями Вайгача, Таймыра, Сибирской платформы, так и с южными – Салаира, Горного Алтая. Причем вначале (от позднего ордовика до раннего девона) связи были более тесными с северными акваториями (рис. 2). Позднее, начиная с эмского века, усилилось влияние фауны южных акваторий, по-видимому, устойчиво сохранявшееся до раннего карбона включительно. В Западно-Сибирский бассейн стали свободно проникать многие салаирские и алтайские виды брахиопод, и среди них виды – зонального значения.

Учитывая особенности биогеографических связей, авторы считают целесообразным на Западно-Сибирской плите, особенно в юго-восточной ее части, применить аналоги горизонтов, уже установленных в регионах горного обрамления. Такое заключение основывается по крайней мере на двух обстоятельствах. Во-первых, в выявленных брахиоподовых ассоциациях отсутствуют специфические (эндемичные) таксоны, которые бы формировали своеобразную, изолированно развивающуюся только в пределах Западно-Сибирской плиты фауну. В основном это виды уже известные в соседних регионах или космополитные руководящие таксоны, позволяющие осуществлять корреляцию с ярусами планетарной шкалы. Во-вторых, большинство предлагаемых корреляционных стратиграфических подразделений, как отмечалось выше, установлены с нарушением правил стратиграфической номенклатуры.

В относительно литологически монотонном глинисто-карбонатном разрезе палеозоя Западно-Сибирской плиты в настоящее время снизу вверх могут быть обозначены аналоги следующих горизонтов (рис. 2): 1) долборского горизонта низов ашгилльского яруса Сибирской платформы; 2) филиппгёльского горизонта верхнего лландовери Приполярного Урала и Вайгача; 3) гребенского горизонта пржидола Вайгача, 4) томьчумышского горизонта лохкова Салаира; 5) злобинского горизонта пражского яруса Таймыра; 6) салаиркинского горизонта нижнего эмса Салаира; 7) мамонтовского горизонта с пестеревским известняком эйфеля Салаира; 8) возможно, сафоновского го-

Система	Отдел	Ярус	Разрезы опорных скважин, глубина в м	Ключевые виды при определении горизонтов	Горизонты регионов горного обрамления	Биогеографические связи Западно-Сибирского бассейна									
						Северные акватории	Южные акватории								
Каменно-угольная	Нижний	Турнейский		<i>Torynifer pseudolineatus</i> (Hall)	Тайдонский горизонт Кузбасса	—	—								
								Верхний	Фраменский	?	?	—	—		
														Средний	Живетский
								Нижний	Эффельский		<i>Lazutkinia mamontovensis</i> (Laz.)	Мамонтовский горизонт Салаира с пестеревским известняком	—		
														Верхний	Эмский
								Средний	Пражский		<i>Taimyrhynch taimyricus</i> (Nikif.)	Злобинский горизонт п-ва Таймыра	—		
														Нижний	Лоховский
								Верхний	Прждольский	?		<i>Atrypoida phoca</i> (Salter)	Гребенский горизонт о-ва Вайгача		
														Средний	Венлокский
								Нижний	Лландоверский	?		?	—		
Верхний	Ашгиллский	?		<i>Doleroides</i> cf. <i>sibiricus</i> (Andr.) <i>Rostricellula</i> aff. <i>subrostrata</i> Nikif.	Долборский горизонт Сибирской платформы	—	—								

Рис. 2. Схема ярусного расчленения палеозойских отложений Западно-Сибирской плиты по брахиоподам и биостратиграфические аналоги горизонтов регионов горного обрамления. Н – нижний, С – средний, В – верхний.

ризонта живета Салаира; 9) тайдонского горизонта турнейского яруса Кузбасса. Региональная специфика комплексов брахиопод этих горизонтов оказалась отраженной в названиях большинства ключевых видов: *waigatschensis*, *taimyricus*,

gurjevskensis (рис. 2). Каждый из выделяемых аналогов горизонтов на Западно-Сибирской равнине, как правило, не охватывает объема всего горизонта вследствие фрагментарности скважинного материала и ограниченности палеонтологических

данных. Тем не менее, эти части горизонтов помогают ориентироваться при возрастной разбивке конкретных разрезов скважин и корреляции однообразных стратиграфических уровней по разведочным площадям, что в первую очередь необходимо для геологической практики.

По выявленным характерным видам брахиопод можно осуществлять и более широкую, межрегиональную корреляцию однообразных отложений. Биостратиграфическое сопоставление нижнедевонских пород Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы уже проведено (Кульков, Матухин, 1990).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенова Л.М., Асташкина В.Ф.* Группа конодонтофориды // Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 131–146.
- Асташкина В.Ф.* Конодонты // Силур и девон юго-востока Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1990. С. 63–69.
- Безносова Т.М.* Биостратиграфия и брахиоподы силурийских отложений северо-востока Европейской части СССР. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УО РАН, 1991. 21 с.
- Богуш О.И., Бочкарев В.С., Юферев О.В.* Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 44 с.
- Богуш О.И., Биджаков В.И., Дубатов В.Н. и др.* О составе и возрасте отложений палеозоя скважины Лугинецкая-170 (Томская область) // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 3–36.
- Богуш О.И., Дубатов В.Н., Дубатолова Ю.А. и др.* Стратиграфия и литология среднепалеозойских отложений по материалам бурения Малоичской скважины-4 (Новосибирская область) // Девон и карбон Азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1980. С. 4–37.
- Грацианова Р.Т.* Брахиоподы // Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1984. С. 136–140.
- Грацианова Р.Т.* К палеогеографии юга Западно-Сибирской плиты в среднем палеозое (по данным изучения брахиопод) // Геология нефти- и угленосных областей Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 73–95.
- Дубатов В.Н., Юферев О.В., Заборожный В.М. и др.* Биостратиграфия // Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1984. С. 7–35.
- Дубатов В.Н., Краснов В.И., Ратанов Л.С. и др.* Литостратиграфическое расчленение и корреляция разрезов параметрических и разведочных скважин // Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 7–36.
- Задорожный В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Наука, 1987. 117 с.
- Исаев Г.Д., Краснов В.И., Аксенова Л.М. и др.* Открытие ордовикской системы в Нюрольском структурно-фациальном районе (среднее Приобье) // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1990. С. 1–17.
- Исаев Г.Д., Саев В.И., Перегоедов Л.Г. и др.* Кыштовский и армичевский горизонты нижнего девона юго-востока Западно-Сибирской плиты // Актуальные проблемы региональной геологии Сибири (стратиграфия, тектоника, палеогеография, минералогия). Новосибирск: Наука, 1992а. С. 48–49.
- Исаев Г.Д., Саев В.И., Краснов В.И. и др.* Биостратиграфия эмских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1992б. С. 15–35.
- Краснов В.И., Степанов С.А., Ратанов Л.С. и др.* Местные стратиграфические подразделения в среднем палеозое Западной Сибири для целей геолого-разведочных работ // Региональные и местные стратиграфические и подразделения для крупномасштабного геологического картирования Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 58–65.
- Краснов В.И., Степанов С.А., Исаев Г.Д. и др.* Местные стратиграфические подразделения среднего палеозоя юго-востока Западно-Сибирской плиты // Актуальные вопросы геологии Сибири. Т. 1. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1988. С. 81–84.
- Кульков Н.П.* Лландоверийская брахиопода *Virgianella Nikiforova et Sapelnikov*, 1971 на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 107–110.
- Кульков Н.П., Ивановский А.Б.* Стратиграфические подразделения силура // Геология и геофизика. 1978. № 9. С. 23–30.
- Кульков Н.П., Матухин Р.Г.* Корреляция нижнедевонских отложений Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 115–117.
- Кульков Н.П., Перегоедов Л.Г.* Стратиграфия нижнедевонских отложений Западно-Сибирской плиты (по данным изучения брахиопод) // Геология и геофизика. 1989. № 1. С. 3–13.
- Кульков Н.П., Перегоедов Л.Г.* Обоснование эйфельского яруса на юго-востоке Западно-Сибирской плиты по брахиоподам // Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 3–9.
- Кульков Н.П., Краснов В.И., Перегоедов Л.Г. и др.* Нижний карбон севера Западно-Сибирской равнины (по материалам глубокого бурения) // Геология и геофизика. 1991. № 10. С. 49–54.
- Модзалевская Т.Л.* Силурийские брахиоподы Новой Земли и их корреляционное значение // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Советской Арктики. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 58–76.
- Никифорова О.И.* Брахиоподы гребенского горизонта Вайгача (поздний силур) // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. Л.: Наука, 1970. С. 97–149.
- Перегоедов Л.Г.* Результаты эколого-тафономического анализа брахиопод из разреза Малоичской скв. 7 // Палеоэкологический и литолого-фациальный анализы для обоснования детальности региональных стра-

- тиграфических схем. Новосибирск: Наука, 1986. С. 100–105.
- Перегудов Л.Г.* Некоторые эйфельские брахиоподы из скважины Малоичская-7 // Силур и девон юго-востока Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1990. С. 78–90.
- Савина Н.И.* Девонские остракоды юго-востока Западно-Сибирской плиты и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993. 23 с.
- Саев В.И.* Биостратиграфия отложений нижнего–среднего девона Западно-Сибирской плиты по данным фораминифер. Тез. докл. конф. “Геология позднего докембрия и палеозоя Сибири”. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 102–103.
- Саев В.И.* Биостратиграфия нижнего – среднего отдела девона по фораминиферам (юго-восток Западно-Сибирской плиты) // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1992. С. 36–42.
- Саев В.И., Савина Н.И., Татьяна Г.М.* Некоторые особенности геологического развития Северо-Останинской площади в палеозое (юго-восток Западно-Сибирской плиты) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1987. С. 3–10.
- Саев В.И., Савина Н.И., Татьяна Г.М. и др.* Стратиграфия девонских отложений Западно-Останинской площади (юго-восток Западно-Сибирской плиты) // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1988. С. 10–19.
- Саев В.И., Савина Н.И., Мирецкая Н.М. и др.* Новые данные по стратиграфии нижнего девона юго-востока Западно-Сибирской равнины по фораминиферам, остракодам, конодонтам, тентакулитам. Тез. докл. конф. “Геология позднего докембрия и палеозоя Сибири”. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1990. С. 97–99.
- Саев В.И., Макаренко С.Н., Исаев Г.Д. и др.* Герасимовский горизонт среднего девона юго-востока Западно-Сибирской плиты. // Актуальные проблемы региональной геологии Сибири (стратиграфия, тектоника, палеогеография, минералогия). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. С. 50.
- Степанов С.А., Краснов В.И., Кульков Н.П. и др.* Геологический разрез Майзасской-1 параметрической скважины (лудлов–ранний девон, Западная Сибирь) // Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 64–76.
- Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1990. 168 с.
- Силур и девон юго-востока Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1990. 91 с.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 563.12:551.781(265)

ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ И СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА ПОДНЯТИЯ ОБРУЧЕВА (СЕВЕРНАЯ ПАЦИФИКА)

© 1997 г. И. А. Басов

Институт литосферы РАН
109180 Москва, Старомонетный пер. 22, Россия
Поступила в редакцию 04.03.96 г.

Анализ таксономического состава планктонных фораминифер и его изменений в относительно полных палеогеновых разрезах, впервые вскрытых глубоководным бурением в высокоширотной области Северной Пацифики, позволил провести датировку и стратиграфическое расчленение этих отложений. По составу и морфологическим особенностям палеогеновая ассоциация планктонных фораминифер поднятия Обручева близка таковой, обнаруженной в одновозрастных отложениях высокоширотных районов северного и южного полушарий: Крымско-Кавказская и Корякско-Камчатская области, Новая Зеландия, плато Кэмпбелл, Кергелен и Фолклендское. По планктонным фораминиферам в палеогеновом разрезе на поднятии Обручева выделяются только крупные стратиграфические подразделения в ранге подотдела и лишь в нижнеэоценовом интервале возможно выделение зональных единиц Крымско-Кавказской биостратиграфической шкалы. Изменения таксономического состава фораминифер по разрезу в изученном районе в целом отражают глобальные климатически колебания, установленные во многих районах Земли палеонтологическими и изотопными исследованиями.

Ключевые слова. Палеоген, планктонные фораминиферы, видовое разнообразие, биостратиграфия, климат, поднятие Обручева, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение палеогеновых отложений высокоширотной области Северной Пацифики исключительно важно, так как их разрезы содержат запись многих геологических событий, во многом определявших палеоокеанологическую и палеоклиматическую эволюцию и историю развития биоты не только этой области, но и всего Тихоокеанского региона в целом.

До последнего времени палеогеновые осадки в этой части Тихого океана были практически неизвестны, хотя осадочный чехол океана вскрыт глубоководным бурением уже в почти тысяче точек. В пределах этой обширной акватории палеогеновые отложения были вскрыты бурением более 20 лет назад лишь в пределах гайота Мейджи. Здесь в 19 рейсе "Гломар Челленджера" Проекта глубоководного бурения скважина 192 прошла эоценовые-олигоценые карбонатно-глинистые осадки мощностью около 90 м, несогласно залегающие на верхнемаастрихтских осадках зоны *Abatomphalus mayagoensis* и содержащие обедненную и плохой сохранности ассоциацию планктонных фораминифер (Creager et al., 1973). Бурение проводилось с точечным отбором керна, что сказало на детальности исследований и значительно уменьшило шансы обнаружения карбонатных микрофоссилий.

В рейсе 145 "ДЖОИДЕС Резольюшн" Программы океанского бурения в северной высокоширотной области Тихого океана впервые были

пробурены относительно полные разрезы палеогеновых осадков, содержащих довольно разнообразную и в целом удовлетворительной сохранности ассоциацию планктонных фораминифер (Rea et al., 1993). Они были вскрыты в двух точках (скв. 883 и 884) в районе подводного поднятия Обручева, которое служит северным окончанием

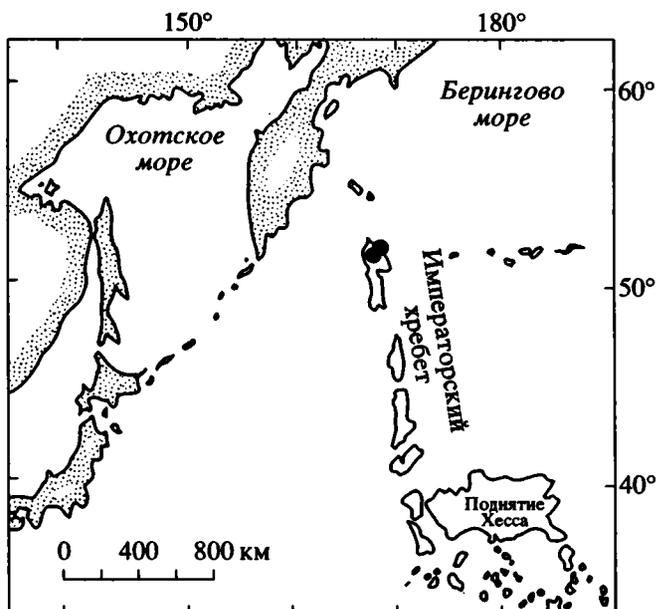


Рис. 1. Положение изученных разрезов.

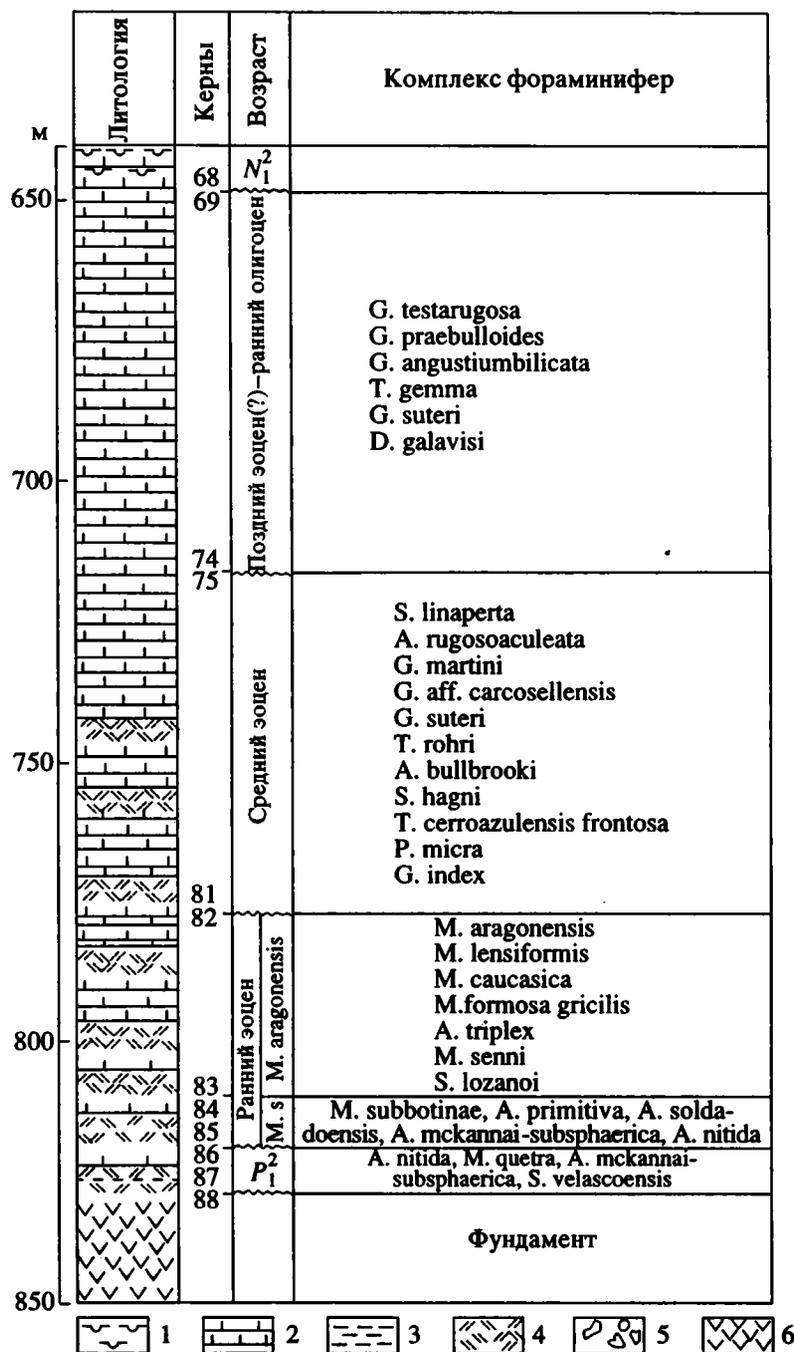


Рис. 2. Литология и стратиграфия палеогеновых отложений в скв. 883. 1 – диатомовый ил; 2 – писчий мел; 3 – глина; 4 – вулканический пепел; 5 – сингенетическая брекчия; 6 – базальт.

Императорского хребта, протягивающегося в субмеридиональном направлении от приблизительно 30° с.ш. на юге, где он сочленяется с Гавайским хребтом, до 52° с.ш. на севере. Скважины были заложены соответственно на вершине поднятия Обручева и у подножья его восточного склона (рис. 1).

Разное батиметрическое положение этих скважин обусловило неодинаковый характер вскрытых ими палеогеновых разрезов и содержащихся в осадках ассоциаций планктонных фора-

минифер. В скважине 883 (51°11.908' с.ш.; 167°46.128' в.д.; глубина 2385 м) палеогеновая часть разреза мощностью 177.8 м (интервал 652.2–830 м) сложена преимущественно наннопланктонным писчим мелом с подчиненными прослоями вулканического пепла (рис. 2). Количество и мощность последних увеличиваются вниз по разрезу. В базальных слоях палеогена измененный вулканический пепел является доминирующим компонентом осадков. Содержание кар-

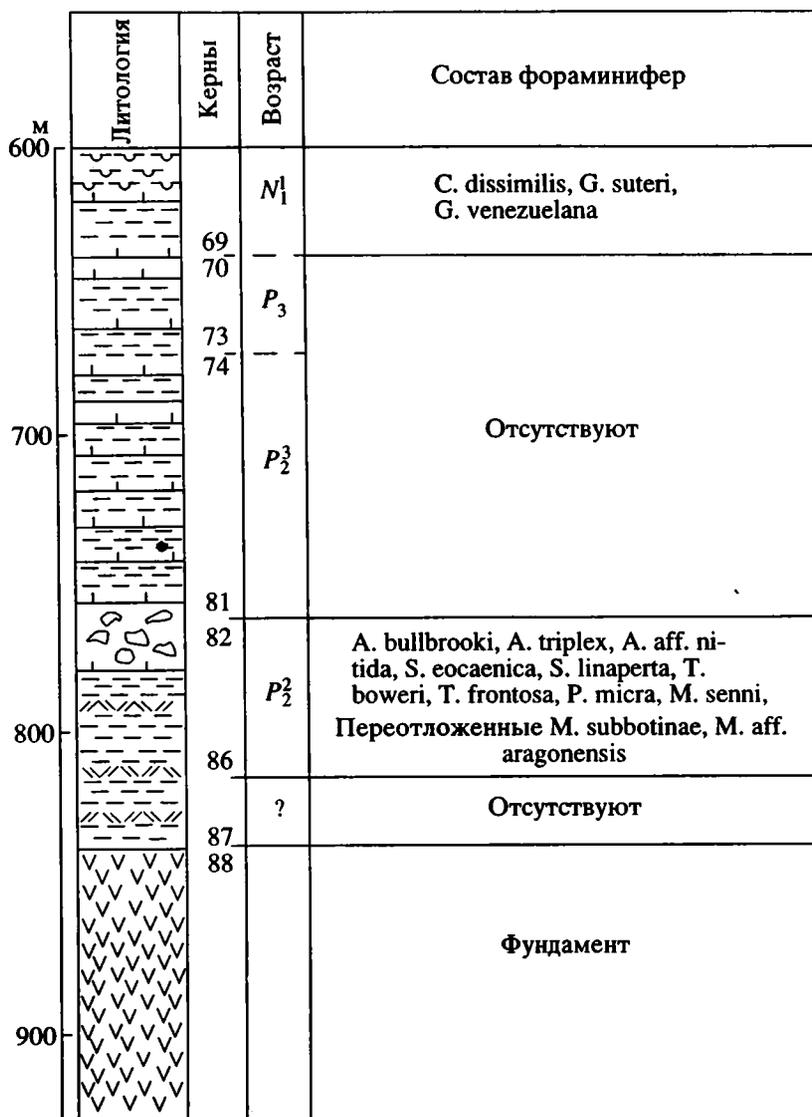


Рис. 3. Литология и стратиграфия палеогеновых отложений в скв. 884. Условные обозначения см. на рис. 2.

боната кальция в верхней половине разреза колеблется в пределах 38,8–96%. В нижней части разреза за счет увеличения количества пеплового материала, часто превращенного в глины, содержание $CaCO_3$ варьирует от 2,8% до 86,9%. Здесь же отмечаются текстуры подводного оползания и гравитационной переработки осадочного материала. На это указывают также прослои диамиктитов и турбидитов. Осадконакопление в этом районе происходило в пределах нижней баттали на глубинах 1800–2000 м (Rea et al., 1993, 1995a).

В более глубоководной скважине 884 ($51^{\circ}27.026'$ с.ш.; $168^{\circ}20.228'$ в.д.; глубина 3826 м) палеогеновый разрез общей мощностью 190 м (интервал 664–854 м) в верхней и нижней частях сложен преимущественно алевролитами с редкими прослоями наннопланктонного писчего мела (рис. 3). Средняя часть разреза представлена не-

равномерным переслаиванием аналогичного писчего мела, алевролитов (вероятно, измененного вулканического пепла) и относительно свежего вулканического пепла. Верхние две трети разреза демонстрируют многочисленные признаки переработки осадочного материала склоновыми процессами: сингенетические деформации, включая опрокинутые складки и микросмещения, и переотложение. Широкое развитие этих процессов подтверждается также наличием горизонтов (мощностью до одного метра) диамиктитовых конгломератов, которые состоят из сингенетично деформированных угловатых обломков алевролитов, измененного вулканического пепла и писчего мела, заключенных в матрицу аналогичного состава. Данный разрез, по заключению участников рейса (Rea et al., 1993, 1995a), формировался на глубинах около 3000–3500 м.

В обеих скважинах палеогеновые отложения перекрывают базальтовый фундамент позднемиоценового возраста и, в свою очередь, несогласно перекрываются нижнемиоценовыми осадками.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Обе скважины были пробурены с применением новейших технологий отбора керн. Это позволило провести практически непрерывное опробование осадочного разреза.

Образцы для фораминиферового анализа в обеих скважинах отбирались из каждой 1.5-метровой секции полученного керна, а также каждого керноотборника. Общее количество образцов, отобранных из палеогеновых осадков в скважинах 883 и 884, составило, соответственно, 69 и 110. Отбор образцов производился, главным образом, из карбонатных прослоев, лишенных внешних признаков переотложений и переработки осадочного материала склоновыми процессами или же из литифицированных обломков внутри брекчии бурения. Объем образцов составлял 10 см³ и 20 см³ (скважины 883 и 884, соответственно).

Все отобранные образцы были обработаны в соответствии с традиционной методикой и отмыты с использованием сита с размером ячеек 62 мкм. Полученные отмытки высушивали и после этого просматривались под бинокулярным микроскопом с целью определения таксономического состава фораминифер, их обилия и степени сохранности.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Планктонные фораминиферы обнаружены в палеогеновых осадках, вскрытых обеими скважинами (Basov, 1995). Однако они более разнообразны, чаще встречаются и имеют лучшую сохранность в осадках, вскрытых бурением на вершине поднятия Обручева. Из пробуренных здесь в одной точке пяти скважин наиболее полный и хорошо опробованный разрез палеогена был получен в скважине 883В. Поэтому основное внимание далее будет уделено анализу состава и стратиграфического распространения планктонных фораминифер в осадках, вскрытых именно этой скважиной.

Планктонные фораминиферы в скважине 883 встречаются по всему разрезу палеогеновых осадков, хотя их обилие и сохранность значительно колеблется (рис. 4). При этом, как правило, относительно обильные и разнообразные комплексы фораминифер характеризуются лучшей сохранностью и, наоборот, их обедненные ассоциации имеют плохую сохранность.

В целом, ассоциация фораминифер палеогена в скважине 883 характеризуется обедненным составом по сравнению с таковой в одновозрастных отложениях более южных районов Северной Пацифики (например, поднятий Хесса и Шатского). Обедненность таксономического состава фораминифер, их обилия и степени сохранности

и, в целом, плохая сохранность и отсутствие многих зональных видов затрудняют точную датировку и надежное расчленение осадков в отдельных интервалах. Особенно это касается базальных и верхних слоев палеогенового разреза, где ассоциация фораминифер характеризуется минимальным разнообразием и плохой сохранностью. В связи с этим, в разрезе обычно возможно выделение только крупных стратиграфических подразделений в ранге отделов или подотделов и лишь в нижнеэоценовом интервале устанавливаются зональные единицы.

Верхний палеоцен. К верхнему палеоцену условно отнесены базальные слои осадочного разреза (керны 86–87; интервал 818–837 м), залегающие на базальтах фундамента. Доступными для изучения фораминифер были только образцы из керна 86. Здесь встречены единичные раковины видов *Acarinina mckannai*, *A. nitida*, *Subbotina velascoensis*, *S. sp.*, *Morozovella quetra*, которые позволяют датировать вмещающие слои поздним палеоценем (интервал зон *Morozovella pusilla* – *Morozovella velascoensis* карибской фораминиферовой шкалы). Данные по распределению наннопланктона находятся в противоречии с этим заключением. В препаратах из этого керна, а также из осадков, выполняющих трещины в базальтах фундамента, была определена обедненная ассоциация наннопланктона позднемиоценового (позднемаастрихтского?) возраста (Beaufort, Olafsson, 1995).

В одном из изученных мною образцов из керна 86 также обнаружены две раковины, принадлежащие позднемаастрихтскому виду планктонных фораминифер *Abathomphalus mayagoensis*. Однако присутствие в этом же образце и в двух других образцах ниже по разрезу редких раковин позднепалеоценовых акаринин и морозовелл указывает, скорее всего, на переотложение, если исключить занесение последних в более низкие слои буровым снаряжением в процессе бурения.

По наннопланктону к верхнему палеоцену отнесены лишь осадки в интервале 814–818 м (кern 85). Здесь встречена ассоциация кокколитов, которая коррелирует слои с наннопланктонной зоной NP 9 (Beaufort, Olafsson, 1995). Образцы из этого керна для фораминиферового анализа также не отбирались, так как внутри него проходит граница палеоцена и эоцена. Как выяснилось в последние годы, с этой границей связаны крупные абиотические и биотические события, которые привлекают внимание многих исследователей, поэтому, учитывая ограниченное количество материала, на опробование пограничных слоев требуется специальное разрешение Программы океанского бурения.

Нижний эоцен. Отложения нижнего эоцена установлены в интервале 779.2–814 м (керны 82–85). По наннопланктону здесь установлено наличие всех нижнеэоценовых наннопланктонных зон, за исключением базальной зоны NP10 (Beaufort, Olafsson, 1995). Зона NP11, коррелируемая в кариб-

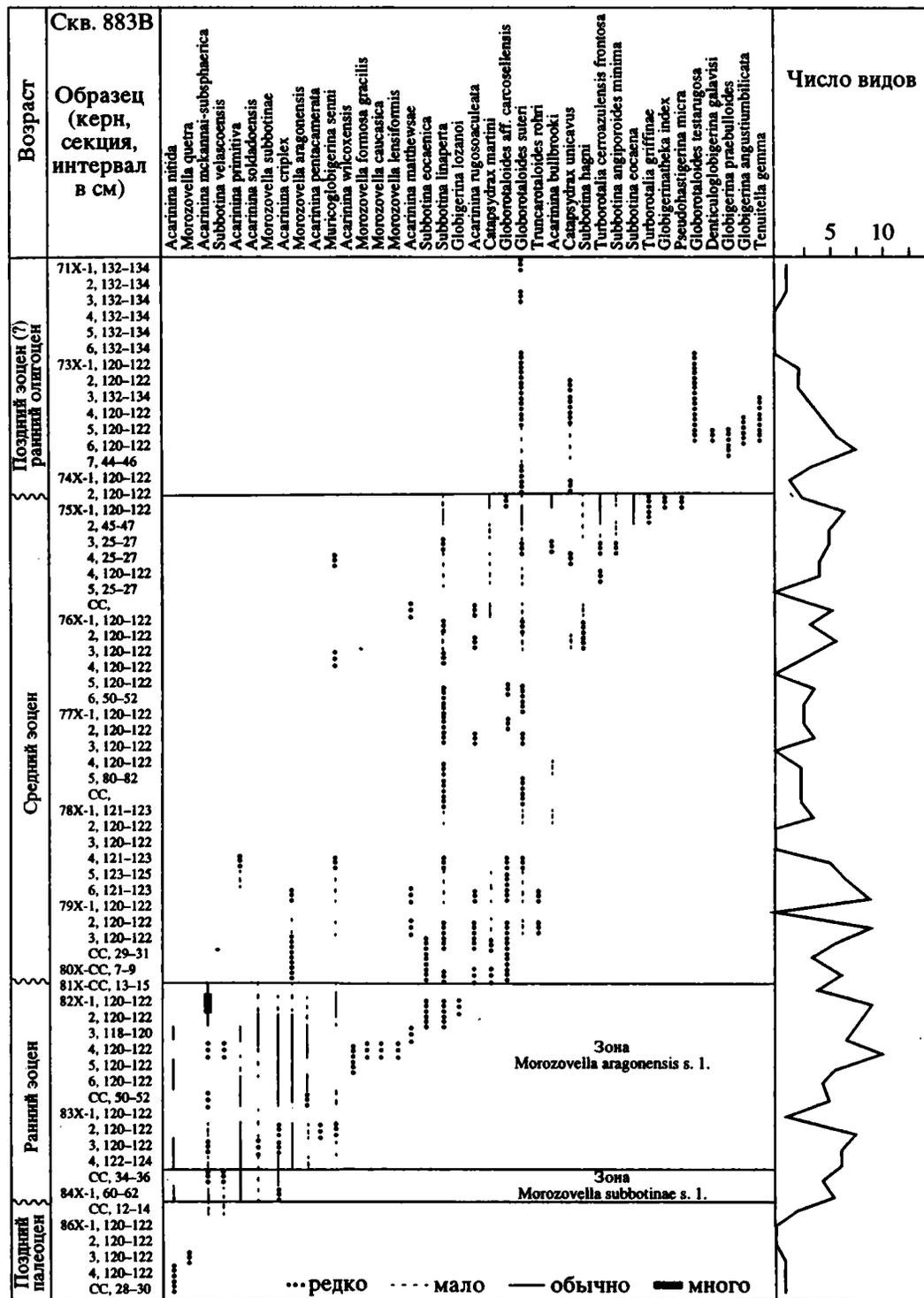


Рис. 4. Стратиграфическое распространение и видовое разнообразие планктонных фораминифер в палеогеновых осадках скв. 883.

ской шкале с интервалом фораминиферных зон *Morozovella subbotinae* и *Morozovella formosa formosa* (Berggren et al., 1985), выделена в базальных слоях нижнего эоцена мощностью 1.0 м (средняя часть керна 85), в которых фораминиферы не ана-

лизировались. Основная часть нижнеэоценового разреза отнесена к зоне NP12, которая сопоставляется с самой верхней частью зоны *Morozovella formosa formosa* и большей частью зоны *Morozovella aragonensis* тропической-субтропической форами-

ниферовой шкалы (Berggren et al., 1985). В самой кровле нижнего эоцена (верхние 1.5 м) в двух образцах определена ассоциация наннопланктона, которая коррелирует осадки с зоной NP13 (Beaufort, Olafsson, 1995), соответствующей верхней части зона *Morozovella aragonensis* и терминальной нижнеэоценовой зоне *Acarinina pentacamerata*.

Таким образом, согласно данным по наннопланктону, практически вся нижнеэоценовая часть разреза, за исключением базального слоя и кровли, в карибской фораминиферовой шкале принадлежит зоне *Morozovella aragonensis*. Отсутствие осадков, соответствующих зоне NP10 и, возможно, большей части зоны NP11, указывает на наличие стратиграфического перерыва между палеоценом и эоценом.

Вместе с тем, тщательное рассмотрение фактических данных по распространению наннопланктона в базальных слоях нижнего эоцена в скважинах 883В и 883Е (соответственно, керны 85 и 19), приведенных в статье этих авторов, обнаруживает их некоторое несоответствие материалам бурения. По данным опробования, интервал керна 19 (807.5–817.4 м), в верхней части которого обнаружен наннопланктон зон NP7 и NP8, соответствует интервалу керна 85 (808.9–818.5 м), осадки которого отнесены по наннопланктону к зоне NP12. Это может свидетельствовать о том, что наннопланктонная ассоциация последней зоны может быть переотложенной в более молодые осадки, что вполне вероятно, учитывая наличие несогласия на рубеже палеоцена и эоцена. Планктонные фораминиферы в нижнеэоценовых осадках (керны 82–84) характеризуются относительно высоким видовым разнообразием и, в целом, хорошей сохранностью. Их ассоциация насчитывает здесь около 20 видов. Из них наиболее часто встречаются *Acarinina nitida*, группа *A. mckannai-subsphearica*, *A. primitiva*, *A. soldadoensis*, *A. triplex*, *Morozovella subbotinae*, *M. aragonensis*, *Muricoglobigerina senni*. Значительно реже присутствуют *Subbotina velascoensis*, *S. eocaenica*, *S. linaperta*, *S. lozanoi*, *Acarinina pentacamerata*, *A. wilcoxensis*, *A. matthewsae*, *Morozovella caucasica*, *M. formosa gracilis*, *M. lensiformis*.

Эта ассоциация позволяет уверенно датировать отложения ранним эоценом и наметить их зональное расчленение. Вместе с тем, как показывает анализ таксономического состава фораминифер и их распространения в разрезе, стандартная тропическая–субтропическая зональная шкала (Bolli, 1957a, 1957b, 1957c, 1966; Blow, 1969) и ее более поздние модификации (Bolli, Premoli Silva, 1973; Premoli Silva, Bolli, 1973; Berggren et al., 1985; Toumarkine, Luterbacher, 1985; и др.) оказываются неприменимыми для этой цели. Наиболее приемлемой здесь является Крымско-Кавказская зональная шкала (Крашенинников, 1980), которая ранее нами была применена для расчленения палеогеновых разрезов высокоши-

ротных областей Тихого океана (Крашенинников и др., 1988; Krasheninnikov et al., 1992).

В соответствии с этой биостратиграфической шкалой, осадки низов нижнеэоценового разреза (кern 84), содержащие *Morozovella subbotinae*, *Subbotina velascoensis*, *Acarinina mckannai-subsphearica*, *A. primitiva*, *A. soldadoensis* и *A. nitida*, могут быть сопоставлены с зоной *Globorotalia* (= *Morozovella*) *subbotinae* s.l., которая была установлена в палеогеновых отложениях высоких широт Тихого океана (Крашенинников и др. 1988). В тропической–субтропической (карибской) зональной фораминиферовой шкале И. Премоли-Силвы и Х. Болли (Premoli Silva, Bolli, 1973) эта зона соответствует интервалу зон *Morozovella edgari*, *Morozovella subbotinae* s.str. и *Morozovella formosa formosa*, а в Крымско-Кавказской шкале – интервалу зон *Morozovella subbotinae* s.str. – *Morozovella marginodentata*. Осадки верхней, большей части нижнеэоценового разреза по планктонным фораминиферам коррелируются с зоной *Morozovella aragonensis* s.l., которая соответствует интервалу зон *Morozovella aragonensis* (s.str.) и *Morozovella palmerae* карибской зональной шкалы (Premoli Silva, Bolli, 1973). Граница между зонами *Morozovella subbotinae* s.l. и *Morozovella aragonensis* s.l. проведена в основании керна 83 (глубина 799.2 м) непосредственно ниже первой находки вида-индекса последней зоны. В Тихом океане появление этого вида маркирует основание зоны *Morozovella aragonensis* (Крашенинников, 1982; Крашенинников и др., 1988), хотя некоторые авторы (Toumarkine, Luterbacher, 1985) указывают на его несколько более раннее появление (зона *Morozovella formosa formosa*). Судя по присутствию в кровле нижнеэоценового интервала довольно многочисленных экземпляров *Morozovella subbotinae*, осадки терминальной зоны нижнего эоцена *Morozovella palmerae* (= *Acarinina pentacamerata* в шкале М. Тумаркин и Х.-П. Лутербакера (Toumarkine, Luterbacher, 1985) в данном разрезе, скорее всего, отсутствуют. Возможно, она представлена лишь своими базальными слоями. По различным данным (Крашенинников, 1982; Крашенинников и др., 1988; Toumarkine, Luterbacher, 1985), вид *Morozovella subbotinae* исчезает в кровле зоны *Morozovella aragonensis* s. str.

Таким образом, согласно распространению планктонных фораминифер, нижнеэоценовые отложения в районе поднятия Обручева отделены от подстилающих и перекрывающих отложений стратиграфическими перерывами, что, в целом, согласуется с данными по наннопланктону.

Средний эоцен. Среднеэоценовые осадки выделены в интервале 712.6–779.2 м (керны 75–81). По наннопланктону здесь установлены вся последовательность зон среднего эоцена: от зоны NP14 (вероятно, без нижней части) до зоны NP16 (скорее всего без верхней части) (Beaufort, Olafsson, 1995).

Планктонные фораминиферы в среднеэоценовых осадках характеризуются низкой числен-

ностью, неравномерным распространением по разрезу и, в целом, плохой сохранностью, хотя их ассоциация по общему видовому разнообразию сопоставима с таковой в нижнем эоцене (рис. 3). В нижней части разреза среднего эоцена она включает впервые появляющиеся *Acarinina rugosoaculeata*, *Subbotina linaperta*, *Catapsydrax martini*, *Globorotaloides suteri*, *G. carcosellensis*, а также переходящие из нижнего эоцена *Acarinina triplex*, *A. primitiva* и *Muricoglobigerina senni*. Средняя часть разреза содержит лишь редкие *Subbotina linaperta*, *Acarinina rugosoaculeata*, *A. bullbrooki*, *Globorotaloides suteri* и *G. carcosellensis*. Относительно разнообразная ассоциация фораминифер (14 видов) присутствует в верхней части разреза: *Subbotina eocaena*, *S. linaperta*, *S. hagni*, *S. angiporoides minima*, *Turborotalia cerroazulensis frontosa*, *T. griffinae*, *Globigerinatheca index*, *Catapsydrax martini*, *Globorotaloides suteri*, *Pseudohastigerina micra* и другие.

Приведенный комплекс фораминифер однозначно датирует вмещающие отложения средним эоценом. Вместе с тем, остается неясным, какая именно его часть присутствует в данном разрезе. Находки в нижних слоях таких видов как *Acarinina rugosoaculeata*, *Subbotina linaperta*, *Globorotaloides suteri* и *Catapsydrax martini* могут свидетельствовать, что здесь присутствует только верхняя часть среднего эоцена. Однако плохая сохранность раковин фораминифер и их специфический "высокоширотный" облик (небольшие размеры, компактное расположение камер, меньшая открытость устьев и др.), что затрудняет их идентификацию, не позволяют исключить наличие и более нижних слоев среднего эоцена. Данные по распределению наннопланктона (Beaufort, Olafsson, 1995) свидетельствуют, что в разрезе отсутствуют, скорее всего, осадки нижней части базальной зоны среднего эоцена NP14 (подзона NP14a), что, в сочетании с небольшой мощностью осадков, содержащих ассоциацию терминальной зоны нижнего эоцена NP13, подтверждает наличие перерыва на границе нижнего и среднего эоцена, фиксируемого по фораминиферам, о чем говорилось выше.

Верхний эоцен (?)—олигоцен. Осадки этого возраста вскрыты в интервале 664.4–712.6 м (керны 69–74). По наннопланктону они коррелируются с зоной NP 22 нижнего олигоцена (Beaufort, Olafsson, 1995), т.е. со стратиграфическим несогласием перекрывают среднеэоценовые отложения.

Планктонные фораминиферы в осадках олигоцена были изучены в образцах из кренов 71–74. Они содержали обедненную ассоциацию планктонных фораминифер плохой сохранности, насчитывающую всего шесть видов. Наиболее часто встречаются *Globorotaloides suteri*, *G. testarugosa* и *Catapsydrax unicavus*. В некоторых образцах отмечены *Globigerina praebulloides*, *G. angustumbilicata* и *Tenuitella gemma*. Находки последнего вида в керне 73 указывают на раннеолигоценовый воз-

раст осадков, хотя присутствие верхнеэоценовых осадков здесь полностью исключить нельзя.

Осадки, непосредственно перекрывающие нижнеолигоценовые отложения (керны 69–70), условно отнесены к верхнему олигоцену на основании находки вида диатомей *Cavitatus miocenica* (Barton, Gladenkov, 1995), первое появление которого датируется в соответствии с палеомагнитной шкалой (Cande, Kent, 1992) 30.6 млн. лет. Косвенным свидетельством в пользу присутствия верхнеолигоценовых осадков на поднятии Обручева в данном разрезе или в непосредственной близости от него могут служить единичные находки переотложенных раковин олигоценовых видов планктонных фораминифер *Globigerina tripartita* и *G. ciperoensis* в базальных слоях нижнего миоцена (керн 68). Последний является зональным видом верхнеолигоценовой фораминиферовой зоны *Globigerina ciperoensis*. Вместе с тем, наличие в данном разрезе верхнеолигоценовых осадков не подтверждается никакими другими данными, поэтому не исключено, что рассматриваемый интервал разреза относится к нижнему миоцену. В этом случае, перерыв в осадконакоплении на границе олигоцена и миоцена, который устанавливается в разрезе по всем группам микроорганизмов, в том числе и по диатомеям, охватывает поздний олигоцен (возможно, его вторую половину) и начало миоцена.

Базальные слои нижнего миоцена в скв. 883, коррелируемые по диатомеям с зоной *Thalassiosira spinosa* (Barton et al., 1995), содержат обедненную ассоциацию планктонных фораминифер, состоящую из доминирующих *Catapsydrax dissimilis*, *C. martini*, *Globigerina venezuelana* и сопутствующим им редких *Globorotaloides suteri*, *G. testarugosa*, *Globigerina euapertura*, *G. praebulloides*.

В скважине 884 палеогеновые осадки вскрыты в интервале 642–815 м (керны 70–87). По наннопланктону нижняя часть палеогенового разреза коррелируется с зонами NP14–NP16 среднего эоцена (Olafsson, Beaufort, 1995). Осадки верхней части разреза содержат обедненную ассоциацию наннопланктона плохой сохранности, которая позволяет отнести их к нижнему олигоцену (зона NP22). Здесь же часто встречаются наннофоссилии раннее- и среднеэоценового возраста, что свидетельствует об интенсивных процессах переотложения.

Планктонные фораминиферы в палеогеновых осадках, вскрытых этой скважиной, характеризуются низким видовым разнообразием и численностью, плохой сохранностью и крайним неравномерным распределением по разрезу. Из 145 образцов, отобранных для фораминифероанализа из палеогенового интервала, они обнаружены лишь в 23 образцах, приуроченных, главным образом, к нижней части разреза (керны 82–84). Их ассоциация здесь представлена в основном видами *Acarinina primitiva*, *A. bullbrooki*, *Subbotina linaperta*, *S. eocaena*, *Muricoglobigerina senni* и *Turborotalia cerroazulensis frontosa*. Реже встречаются *Acarinina pen-*

tacamerala, *A. triplex*, *Subbotina eocaenica*, *Turborotalia boweri* и *Pseudohastigerina micra*. Эта ассоциация позволяет датировать вмещающие осадки средним эоценом, скорее всего его второй половиной.

Осадки нижней части разреза содержат также переотложенные, плохой сохранности раковины раннеэоценовых фораминифер *Mogozovella aff. subbotinae* и *Acarinina aff. nitida*. Обнаруженные здесь редкие, плохой сохранности раковины ранне-среднеэоценового вида *Mogozovella aff. aragonensis* также являются, скорее всего, переотложенными.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В 145 рейсе Программы глубоководного бурения впервые в пределах высокоширотной области Северной Пацифики (поднятие Обручева) были пробурены разрезы палеогеновых осадков, которые содержат относительно разнообразную ассоциацию карбонатных планктонных микроорганизмов, позволившую датировать вмещающие отложения и провести их расчленение (Вагтон et al., 1995). Наиболее полный разрез палеогена вскрыт на вершине поднятия (скв. 883), где он со стратиграфическим несогласием подстилается и перекрывается, соответственно, верхнемеловыми (верхний маастрихт) и неогеновыми (нижний миоцен) осадками.

Палеогеновая ассоциация планктонных фораминифер в данном разрезе характеризуются более высоким разнообразием (около 40 видов) и в целом лучшей сохранностью по сравнению с таковыми в более глубоководной скважине 884. На основании изменений видового состава фораминифер здесь выделены верхнепалеоэоценовый, нижнеэоценовый, среднеэоценовый и олигоценовый интервалы. В скважине 884 обедненная (около 10 видов) и плохой сохранности ассоциация фораминифер, обнаруженная в осадках средней части палеогенового разреза, позволяет датировать их средним эоценом.

Раковины планктонных фораминифер, встречаемых в этих двух разрезах, как правило, характеризуются небольшими размерами, компактным расположением камер, слабо выраженной поверхностной скульптурой и менее открытым устьем часто с плохо выраженной губой. Эти морфологические особенности, обычно свойственные высокоширотным видам планктонных фораминифер (Крашенинников и др., 1988; Basov, 1995) и отличающие их от видов более низких широт, нередко затрудняют их идентификацию. Таксономический состав палеогеновых фораминифер поднятия Обручева также обнаруживает признаки, сближающие их с ассоциациями высокоширотных областей. Наибольшее распространение здесь имеют представители родов *Subbotina* и *Acarinina* и лишь в нижнеэоценовом интервале в заметном количестве встречаются килеватые морозовеллиды. Обращает на себя внимание отсут-

ствие видов таких родов как *Hantkenina*, *Globigerinatheca*, *Truncatulinoidea*, *Orbulinoidea*, а также многих видов килеватых и конических морозовелл, которые обычны в палеогеновых осадках более низких широт, например на поднятиях Шатского и Хесса, Центральнo-Тихоокеанских горах и в других районах (Крашенинников, 1982; Krasheninnikov, Hoskins, 1973).

Аналогичные ассоциации планктонных фораминифер, в которых преобладают виды родов *Acarinina* и *Subbotina*, были встречены в разновозрастных осадках в различных высокоширотных районах Южного полушария: в Новой Зеландии (Jenkins, 1971), на плато Кэмпбелл (Jenkins, 1975; Jenkins, Srinivasan, 1985; Крашенинников и др., 1988), плато Кергелен (Huber, 1991; Berggren, 1992), Фолклендском плато (Tjalsma, 1997; Krasheninnikov, Basov, 1986), поднятия Королевы Мод (Stott, Kennett, 1990). Близкая по составу ассоциация фораминифер присутствует также в палеогеновых отложениях юга бывшего СССР (Субботина, 1953; Шуцкая, 1970) и Корьякско-Камчатского региона (Крашенинников и др., 1988).

Согласно плейт-тектоническим моделям, все перечисленные районы в палеогеновое время располагались в более высоких широтах, чем поднятие Обручева. По оценкам, полученным в 145 рейсе Программы глубоководного бурения, последнее в начале олигоцена (35 млн. лет назад) находилось на широте около 40° с.ш. (Rea et al., 1995), т.е. на протяжении большей части палеогена оно располагалось в пределах субтропической области. В свете этого можно предположить, что таксономическая обедненность палеогеновых фораминифер в пределах поднятия Обручева обусловлена, возможно, не столько их первично низким видовым разнообразием, но, главным образом, влиянием процессов избирательного расстворения, что подтверждается общей плохой сохранностью фораминифер и коррелирующей с ней с их видовым разнообразием и численностью. Как правило, более разнообразные комплексы фораминифер характеризуются большей численностью и лучшей сохранностью, и наоборот.

Материалы 145 рейса показывают, что глубина карбонатной компенсации в районе поднятия Обручева в палеогене испытывала значительные колебания (Rea et al., 1995b). В начале палеогена уровень карбонатной компенсации находился, вероятно, на глубине около 2000 м. В течение эоцена он располагался на глубинах 2500–3000 м, понизившись к началу олигоцена до 3700–3800 м и оставаясь на этой глубине до начала неогена. С раннего миоцена начался его постепенный подъем до современных глубин с резким ускорением в четвертичное время (рис. 5). Таким образом, осадконакопление на вершине поднятия в районе скв. 883 на протяжении большей части эоцена и в олигоцене происходило выше глубины карбонатной компенсации, в результате чего был сформиро-

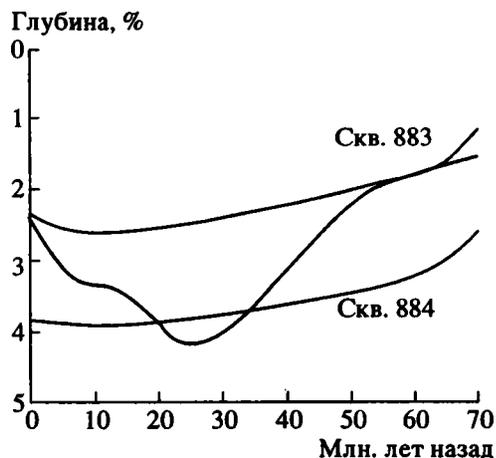


Рис. 5. Палеоглубины и колебания уровня карбонатной компенсации в районе поднятия Обручева в кайнозойское время (по Rea et al., 1995).

ван разрез, сложенный наннопланктонным писчим мелом. Вместе с тем, плохая сохранность не только планктонных фораминифер, но и наннопланктона в этих осадках свидетельствует, что их накопление происходило, вероятно, между фораминиферовым и наннопланктонным лизоклинами, скорее всего вблизи последнего.

Обедненный состав планктонных фораминифер в палеогеновых отложениях поднятия Обручева препятствует детальному расчленению разреза. По планктонным фораминиферам здесь выделяются только стратиграфические единицы в ранге подотдела и лишь в нижнем эоцене возможно более дробное расчленение. Этот интервал может быть подразделен на нижнюю и верхнюю части, коррелируемые соответственно с зонами *Morozovella subbotinae* s.l. и *Morozovella aragonensis* s.l. Крымско-Кавказской фораминиферовой шкалы (Крашенинников, 1980), первая из которых соответствует трем, а вторая двум зонам тропической-субтропической схемы. Применение здесь фораминиферовой шкалы, предложенной для расчленения палеогена Антарктики (Stott, Kennett, 1990), также сталкивается с большими трудностями из-за отсутствия или дискретного распространения в изученном разрезе таких зональных видов, как *Planorotalites australiformis*, *Acarinina pentacamerata*, *Chiloguembelina cubensis*, *Pseudohastigerina mica*, *Globigerinatheca index* и других.

Анализ видового состава планктонных фораминифер показывает, что несмотря на общее низкое разнообразие, их изменения по разрезу отражают климатические колебания в течение палеогена, установленные в различных районах Мирового океана по изотопным и палеонтологическим данным. В то же время растворение и, возможно, другие процессы, изменяя первичный состав фораминифер, в некоторых интервалах существенно нарушают эту тенденцию.

Примером такого значительного искажения первичного состава фораминифер, вероятно, может служить их исключительно обедненная ассоциация в верхнепалеоценовых осадках, где она насчитывает всего пять видов, представленных единичными экземплярами. Учитывая, что в конце палеоцена температуры поверхностных вод были высокими (см., например, Shackleton, Kennett, 1975; и др.), такое низкое видовое разнообразие и численность фораминифер могут быть связаны как с растворением, так и со значительным механическим разбавлением осадков вулканическим пеплом, который здесь является доминирующим компонентом. Не исключено также, что последний, выпадая на поверхность океана, создавал неблагоприятные условия для обитания и размножения планктонных фораминифер.

Наиболее разнообразная (17 видов) и лучшей сохранности ассоциация фораминифер в нижнеэоценовом интервале отражает тепловодные условия в это время. Их тепловодный характер подтверждается также преобладанием различных акаринин и частой встречаемостью килеватых морозовелл (*Morozovella subbotinae*, *M. aragonensis*, *M. formosa gracilis*, *M. lensiformis*, *M. caucasica*). Проникновение представителей этих двух родов, которые в соответствии с биогеографической классификацией А. Борсма и И. Премоли Силва (Boersma et al., 1987; Boersma, Premoli Silva, 1991) считаются наиболее тепловодными, во время раннеэоценового климатического оптимума в высокие широты отмечено в северном и южном полушариях: в Корякско-Камчатской области (Крашенинников и др., 1988), Австрало-Новозеландском регионе (Jenkins, Srinivasan, 1985; Крашенинников, Басов, 1986; Крашенинников и др., 1988), на плато Кергелен (Huber, 1991; Berggren et al., 1992) и на Фолклендском плато (Tjalsma, 1977). Интересно отметить, что в нижнеэоценовых осадках поднятия Королевы Мод у Антарктиды представители родов *Acarinina* и *Morozovella* полностью отсутствуют (Stott, Kennett, 1990).

В среднем эоцене видовое разнообразие фораминифер сопоставимо с таковым в нижнеэоценовых осадках, однако состав ассоциации имеет отчетливо выраженный холодноводный характер. Это подчеркивается доминированием в ней холодноводных космополитных видов родов *Globigerina*, *Globorotaloides* и *Catapsydrax*. Акаринины в небольшом количестве отмечаются лишь на отдельных уровнях. Встречены также единичные экземпляры *Truncorotaloides rohri* и *Globigerinatheca index*, а представители других тепловодных родов, таких как *Morozovella*, *Hantkenina*, *Orbulinoides* и другие в осадках среднего эоцена полностью отсутствуют. Верхнеэоценовая (?) — раннеолигоценая ассоциация планктонных фораминифер насчитывает всего семь видов, принадлежащих космополитным родам *Globigerina*, *Globorotaloides* и *Tenuitella*. Такое изменение состава фораминифер в среднем

эоцене—олигоцене отражает глобальную тенденцию похолодания в это время, зафиксированную многочисленными изотопными исследованиями.

Аналогичная тенденция в изменении состава и видового разнообразия фораминифер наблюдается в палеогеновых разрезах Корякско-Камчатской области (Крашенинников и др., 1988). Здесь, также как и на поднятии Обручева, наиболее разнообразная ассоциация фораминифер обнаружена в нижнеэоценовой части разреза, где она доминируется представителями родов *Subbotina* и *Ascaripina*. В качестве примеси присутствуют килеватые морозовеллы. Такой состав позволяет здесь также, как и в изученном районе, выделить в составе нижнего эоцена зоны *Morozovella subbotinae* s.l. и *Morozovella aragonensis* s.l. Крымско-Кавказской фораминиферовой шкалы. Среднеэоценовая ассоциация, будучи сравнимой по видовому разнообразию с раннеэоценовой, лишена каких-либо тепловодных видов. И, наконец, верхнеэоценовые—олигоценые осадки содержат лишь редкие раковины нескольких космополитных видов, не имеющих стратиграфического значения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 145 рейсе “ДЖОИДЕС Резольюшн” Программы океанского бурения на поднятии Обручева в северной части Тихого океана были впервые вскрыты палеогеновые осадки, содержащие комплексы планктонных микроорганизмов с известковым скелетом, в том числе фораминифер. Палеогеновая ассоциация планктонных фораминифер в данном районе характеризуется относительно разнообразным составом (около 40 видов) и в большинстве случаев удовлетворительной сохранностью. Вместе с тем, учитывая относительно небольшие глубины осадконакопления, ее видовое разнообразие здесь ниже, чем можно было бы ожидать для субтропической области (южнее 40° с.ш.), в которой, согласно палеомагнитным данным, поднятие Обручева находилось в палеогене. Конец палеоцена и начало эоцена были временем наибольшей эволюционной активности планктонных фораминифер (Corfield, 1987), что нашло отражение также в тепловодной части Тихого океана (Басов, 1993). Обедненность состава и низкая численность их позднепалеоценовой ассоциации на поднятии Обручева, таким образом, могли быть связаны как с неблагоприятными по неясным причинам условиями обитания здесь, так и с условиями захоронения на дне, в первую очередь с влиянием процессов избирательного растворения.

По составу и морфологическим особенностям строения раковин планктонные фораминиферы в изученных разрезах близки одновозрастным ассоциациям, обнаруженным в различных высокоширотных районах северного и южного полушарий Земли: Новая Зеландия, плато Кэмпбелл,

Кергелен и Фолклендское, Крымско-Кавказская и Корякско-Камчатская область.

Анализ таксономического состава планктонных фораминифер и его изменений по разрезу позволил провести датировку осадков и их стратиграфическое расчленение. Установлено присутствие в разрезе палеоценовых, эоценовых и олигоценых осадков. В большинстве случаев выделяются только крупные стратиграфические подразделения в ранге подотдела и лишь в нижнеэоценовом интервале возможно выделение зональных единиц. При этом, отсутствие или дискретное распространение многих зональных видов стандартной тропической—субтропической фораминиферовой шкалы препятствует использованию здесь последней. Применимой для данного интервала является менее дробная Крымско-Кавказская зональная биостратиграфическая схема.

Изменения видового состава планктонных фораминифер по разрезу, в целом, отражают глобальные климатические колебания, установленные для палеогена многочисленными палеонтологическими и изотопными исследованиями. Наиболее разнообразная ассоциация фораминифер, представленная, главным образом, тепловодными видами, характерна для раннеэоценового интервала. На протяжении среднего эоцена—раннего олигоцена происходило обеднение видового состава и замещение тепловодных видов космополитными формами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-66269).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов И.А. Эволюция планктонных фораминифер тепловодной области Тихого океана в палеогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 5. С. 72–80.
- Крашенинников В.А. Зональная шкала кайнозоя континентов и океанов // Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 162–207.
- Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 139 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия кайнозоя Южного океана. М.: Наука, 1986. 206 с.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. М.: Наука, 1988. 120 с.
- Субботина Н.Н. Глобигериниды, ханткенииды и глобороталииды // Тр. ВНИГРИ. 1953. Вып. 76. 298 с.
- Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГРИ. 1970. Вып. 7. 256 с.
- Barron J.A., Basov I.A., Beaufort L., et al. Biostratigraphic and magnetostratigraphic summary // Proceedings of the ODP, Scientific Results. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.V.,

- Allan J.F. (eds). College Station: TX (Ocean Drilling Program), 1995. V. 145. P. 559–575.
- Basov I.A. Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 883 and 884, Detroit Seamount (Subarctic Pacific) // Proceedings of the ODP, Scientific Results. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.V., Allan J.F. (eds). College Station: TX (Ocean Drilling Program), 1995. V. 145. P. 157–170.
- Beaufort L., Olafsson G. Data report: Upper Cretaceous and Paleogene calcareous nannofossils from the north Pacific // Proceedings of the ODP, Scientific Results. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.V., Allan J.F. (eds). College Station: TX (Ocean Drilling Program), 1995. V. 145. P. 633–638.
- Berggren W.A. Paleogene planktonic foraminifer magnetostratigraphy of the Southern Kerguelen Plateau (sites 747–749) // Proceedings of the ODP, Scientific Results. Wise S.W., Schlich R. (eds). College Station: TX (Ocean Drilling Program), 1992. V. 120. Pt. 2. P. 551–568.
- Berggren, W.A., Kent D.V., Flynn J.J. Jurassic to Paleogene: Part 2. Paleogene geochronology and chronostratigraphy // The Chronology of the Geological Record. Snelling, N.J. (ed.). Geol. Soc. London Mem. 1985. V. 1. P. 141–195.
- Blow W.H. Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proc. First Intern. Conf. Planktonic Microfossils. Bronnimann P., Renz H.H. (eds). Geneva–Leiden (Brill). 1969. V. 1. P. 199–422.
- Boersma A., Premoli Silva I. Distribution of Paleogene planktonic Foraminifera – Analogies with the Recent? // Palaeogeogr., Palaeoecol., Palaeoclimatol. 1991. V. 83. P. 29–48.
- Boersma A., Premoli Silva I., Shackleton N.J. Atlantic Eocene foraminiferal paleohydrological indicators and stable isotope paleoceanography // Paleoceanography. 1987. V. 2, № 3. P. 287–331.
- Bolli H.M. Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B.W.I. // US Nat. Mus Bull. 1957a. V. 215. P. 155–172.
- Bolli H.M. Planktonic Foraminifera from the Oligocene–Miocene Ciperio and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. // Ibid. 1957b. V. 215. P. 97–123.
- Bolli H.M. The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene–lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B.W.I. // Ibid. 1957c. V. 215. P. 61–68.
- Bolli H.M. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera // Bol. Inform. Assoc. Venez. Geol. Miner. Petrol. 1966. V. 9. № 1. P. 3–32.
- Bolli H.M., Premoli Silva I. Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea // Initial Reports of the DSDP. Edgar N.T., Saunders J.B. (eds). Wash. (D.C.): US Gov. print. off. 1973. V. 15. P. 475–497.
- Corfield R.M. Patterns of evolution in Palaeocene and Eocene planktonic foraminifera // Micropalaeontology of Carbonate Environments. Hart M.B. (ed.). British Micropalaeontological Society Series. Ellis Harwood. 1987. P. 93–100.
- Creager J.S., Scholl D.W. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off. 1973. V. 19. 913 p.
- Huber B.T. Paleogene and early Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 738 and 744, Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) // Proceedings of the ODP, Scientific Results. Barron J., Larsen B. (eds). College Station: TX (Ocean Drilling Program). 1991. V. 119. P. 427–449.
- Jenkins G.D. New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera // N.Z. Dept. Sci. Industr. Res., N.Z. Geol. Surv., Paleontol. Bull. 1971. V. 42. LP. 1–178.
- Jenkins D.G., Srinivasan M.S. Cenozoic planktonic foraminifera from the equator to the subantarctic of the southwest Pacific // Initial Reports of the DSDP. Kennett J.P., von der Borch C.C. (eds). Wash. (D.C.): US Gov. print. off. 1986. V. 90. P. 795–834.
- Krasheninnikov V.A., Basov I.A. Late Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and geological history of the South Atlantic high latitudes // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1986. V. 55. P. 145–188.
- Krasheninnikov V.A., Hoskins R.H. Late Cretaceous, Paleogene and Neogene planktonic Foraminifera // Initial Reports of the DSDP. Heezen B.C., MacGregor I. (eds). Wash. (D.C.): US Gov. print. off. 1973. V. 20. P. 105–203.
- Krasheninnikov V.A., Serova M.Ya., Basov I.A. Paleogene zonal scales based on planktonic foraminifera and their significance in elaboration of Paleogene stratigraphic scheme for the Pacific high latitudes. In: Centenary of Japanese Micropaleontology, Ishizaki, K. and Saito, T., Eds. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company, 1992. P. 129–141.
- Olafsson G, Beaufort L. Data report: Oligocene – Pleistocene calcareous nannofossils from Leg 145 // Proceedings of the ODP. Scientific Results. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (eds). College Station: TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 577–596.
- Premoli Silva I., Bolli H.M. Late Cretaceous to Eocene foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea // Initial Reports of the DSDP. Edgar N.T., Saunders J.B., (eds). Wash. (D.C.): US Gov. print. off. 1973. V. 15. P. 449–547.
- Rea D.K., Basov I.A., Janecek T.R., Palmer-Julson A. et al. Proceedings of the ODP. Initial Reports. College Station: TX (Ocean Drilling Program). 1993. V. 145. 1040 p.
- Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F., et al. Proceedings of the ODP. Scientific Results. College Station: TX (Ocean Drilling Program). 1995a. V. 145. 711 p.
- Rea D.K., Basov I.A., Krissek L.A., and the Leg 145 Scientific Party. Scientific results of drilling the North Pacific Transect // Proceedings of the ODP. Scientific Results. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F., (eds). College Station: TX (Ocean Drilling Program). 1995b. V. 145. 577–596 p.
- Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281 // Initial Reports of the DSDP. Kennett J.P., Houtz R.E. (eds). Wash. (D.C.): US Gov. print. off. 1975. V. 29. P. 743–756.
- Stott I.D., Kennett J.P. Antarctic Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy: ODP Leg 113, Sites 689 and 690 // Proceedings of the ODP, Scientific Results. Barker P.F., Kennett J.P. (eds). College Station: TX (Ocean Drilling Program). 1990. V. 113. 549–569 p.
- Tjalsma R.C. Cenozoic foraminifera from the South Atlantic, DSDP Leg 36 // Initial Reports of the DSDP. Barker P., Dalziel I.W.D. (eds). Wash. (D.C.): US Gov. print. off. 1977. V. 36. P. 493–517.
- Toumarkine M., Luterbacher H. Paleocene and Eocene planktonic foraminifera // Plankton Stratigraphy. Bolli H.M., Saunders J.B. Perch-Nielsen K. (eds). Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1985. P. 87–154.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК [561:531.33]:551.7811.782(571.62)

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АМГУНЬ-ГОРИНСКОГО РАЙОНА (СРЕДНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

© 1997 г. Л. А. Баскакова

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

Поступила в редакцию 24.12.95г., получена после доработки 25.07.95 г.

Впервые на палинологической основе проведено детальное расчленение палеогеновых и миоценовых отложений, выполняющих внутриконтинентальные впадины в Амгунь-Горинском районе. В их сводном разрезе (средний эоцен–верхний миоцен) выделено двенадцать палинокомплексов и отвечающие им в качестве местных биостратонов слои с палинофлорой. Отмечено, что большая часть разреза, охватывающая стратиграфический интервал от середины среднего эоцена до нижнего миоцена, по палинологическим и литологическим признакам хорошо коррелируется с одновозрастными отложениями сопредельных районов, что отражает общие закономерности геологического развития Дальневосточного региона в кайнозое. В верхней, “надугленосной” части миоцена не охарактеризованы палинофлорой два стратointервала (в среднем миоцене и в конце верхнего миоцена), что автор предположительно связывает с перерывом в осадконакоплении.

Ключевые слова. Среднее Приамурье, эоцен, олигоцен, миоцен, континентальные отложения, расчленение, корреляция, палиностратиграфия, палинофлора, палинокомплекс, растительность, климат.

Палеоген и миоцен в Амгунь-Горинском районе, как и повсеместно на материковой части Дальнего Востока, представлены исключительно континентальными осадочными и вулканическими образованиями¹.

Кайнозойские аккумулятивные структуры представляют собою внутриконтинентальные впадины грабенообразной и, в исключительных случаях, мульдообразной формы. Они группируются в две линейные зоны: Амгунскую и Курско-Горинскую, разделенные Баджалским поднятием (рис. 1).

Амгунская зона протягивается в северо-восточном направлении вдоль р. Амгунь от ее верховья до среднего течения и включает (с юга) Алкит-Сулуцкую мульду, Верхнеамгунский грабен, два мелких безымянных грабена на левобережье р. Амгунь и Омогунскую впадину.

Курско-Горинская зона занимает бассейн р. Горин и бассейн р. Кур в верхнем ее течении. Она имеет дугообразную форму с субпараллельно-кулисообразным расположением впадин, ориентировка которых меняется от субширотной на юге до субмеридиональной на севере. В состав ее входят (с юго-запада на северо-восток) Верхнекурская, Эльга-Горинская, Гайчанская, Хогду-Горинская, Лианская, Хурмулинская, Харпинская впадины.

Стратиграфия кайнозоя в Амгунь-Горинском районе, по сравнению с рядом других районов Дальнего Востока (Приморье, Средне-Амурская и Амуру-Зейская равнины), изучена крайне слабо. Специальные стратиграфические исследования здесь никогда не проводились. Сведения о выполняющих кайнозойские впадины образованиях в течение длительного времени черпались преимущественно в ходе разномасштабных геологосъемочных работ и носили разрозненный характер. Они принадлежат М.Л. Савицкому, А.Ф. Атаманчуку, Н.К. Осиповой, Н.Г. Осипову, А.Ф. Майбороде, О.Ф. Колодезному, А.И. Буханченко, Е.А. Тинькову.

С середины семидесятых годов дочетвертичный кайнозой становится объектом средне- и крупномасштабных комплексных геолого-гидрогеологических исследований, а также геолого-поисковых и разведочных работ на уголь, проводившихся под руководством Б.С. Архипова и В.Н. Першина.

В процессе этих работ, сопровождавшихся большим объемом колонкового бурения и палинологического опробования, была заложена материальная база для детального стратиграфического расчленения кайнозоя. Палеонтологическое обоснование его в настоящее время возможно лишь по палинофлоре, так как сведения о других группах органических остатков (макрофлора, диатомеи) весьма фрагментарны и выполняют

¹ Вулканические образования в статье не рассматриваются.

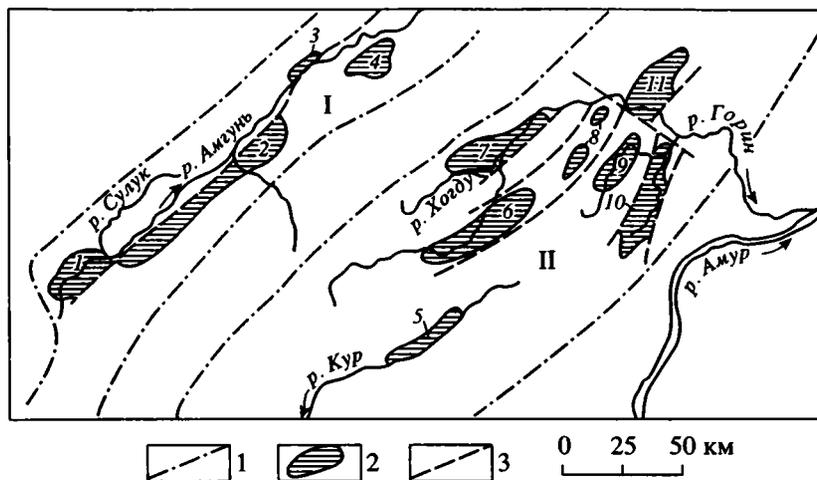


Рис. 1. Схема расположения кайнозойских аккумулятивных структур Амгунь-Горинского района.

1 – границы зон; 2 – впадины; 3 – разломы.

I–II – зоны: I – Амгунская, II – Курско-Горинская; 1–11 – впадины и группы впадин: 1 – Аякит-Сулукская, 2 – Верхнеамгунская, 3 – Левоамгунская, 4 – Омогунская, 5 – Верхнекурская, 6 – Эльга-Горинская, 7 – Хогду-Горинская, 8 – Гайчанская, 9 – Хурмулинская, 10 – Лианская, 11 – Харлинская.

лишь вспомогательную роль при решении частных вопросов.

Палинологические исследования палеогеновых и миоценовых отложений Амгунь-Горинского района в разные годы проводили М.В. Зива, И.И. Битюцкая, Л.И. Лукашова, И.Б. Мамонтова, Г.С. Мальцева, Н.Д. Литвиненко, В.П. Шарова, О.Н. Жежель, А.В. Потапова. Ими в той или иной степени охарактеризованы разрезы всех впадин. К сожалению, этот обширный материал практически не систематизирован и не освещен в литературе, если не считать кратких сведений по кайнозою “Горинской группы впадин” в региональных стратиграфических схемах палеогеновых и неогеновых отложений материковой части Дальнего Востока.

Автором тщательно проанализированы палинологические данные вышеназванных исследователей и проведена палиогеографическая корреляция разрезов большинства впадин (рис. 2), что позволило детализировать их и разработать местную палиогеографическую шкалу (таблица).

По литологическим признакам палеоген-миоценовые отложения подразделяются на две неравные по мощности и времени образования части: угленосную, составляющую большую часть разреза (эоцен–миоцен), и маломощную “надугленосную” (миоцен).

Палиофлорой наиболее полно охарактеризована угленосная часть разреза, в которой выделено одиннадцать последовательных палинокомплексов.

Палинологический ряд в интервале от третьего по одиннадцатый комплекс (ПК₃–ПК₁₁) вклю-

чительно выстроен по разрезам Хурмулинской, Лианской и Верхнеамгунской впадин, по которым автор располагал полным палинологическим материалом. Два нижних палинокомплекса (ПК₁, ПК₂) выделены лишь по разрезу Омогунской впадины. Палинологические характеристики остальных разрезов носят более обобщенный, а в некоторых случаях – фрагментарный характер, в силу чего корреляция их с палинокомплексами в значительной степени условна (рис. 3).

Сводный разрез угленосных отложений Амгунь-Горинского района включает две угленосные толщи (эоцен, олигоцен – средний миоцен) и разделяющую их непродуктивную глинистую толщу (верхний эоцен–начало нижнего олигоцена) (рис. 2).

Трехчленное строение угленосных отложений рассматриваемого района отражено в последней региональной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Приамурья и Приморья, принятой на IV Межведомственном стратиграфическом совещании (г. Хабаровск, 1990 г.) и утвержденной пленумом МСК в 1991 г.

Нижняя угленосная толща установлена лишь в Омогунской впадине, однако присутствие ее не исключается в наиболее погруженных частях других впадин, не вскрытых скважинами. За пределами рассматриваемого района, в непосредственной близости от него, угленосные отложения эоценового возраста известны в Эворон-Чукчагирской впадине (Лукашова, Мальцева, 1987).

В Омогунской впадине угленосные отложения вскрыты под 12-метровой пачкой неогеновых (?) глин не более чем на 125 м, хотя глубина

Местные палиностратонны палеогена и миоцена Амгунь-Горинского района

Общая стратиграфическая шкала			Местные стратиграфические подразделения	Палино-комплексы	Слои с палинофлорой	Растительность
Неоген	Миоцен	верхний	Глины	ПС	<i>Tsuga diversifolia</i> – <i>Picea</i> – <i>Betulaceae</i>	Темнохвойно-мелколиственный лес
				ПС	<i>Tsuga diversifolia</i> – <i>Picea</i> – <i>Taxodiaceae</i>	Темнохвойный лес
				ПК ₁₂	<i>Tsuga diversifolia</i> – <i>Taxodiaceae</i> – <i>Juglandaceae</i>	Теплоумеренная лесная смешанного типа
		средний	Базальты	?		
		нижний	Верхняя угленосная толща (лианская свита)	ПК ₁₁	<i>Pinus excelsoeformis</i> – <i>Tsuga crispa</i> – <i>Pterocarya</i>	Хвойный лес с примесью лиственных пород
		ПК ₁₀		<i>Taxodiaceae</i> – <i>Juglans sibirica</i> – <i>Carpinus betulus</i>	Теплоумеренная лесная смешанного типа	
		ПК ₉		<i>Tsuga crispa</i> – <i>Picea obovata</i> – <i>Quercus mongolica</i>	Хвойно-мелколиственная с примесью широколиственных пород	
		ПК ₈		<i>Pinaceae</i> – <i>Betulaceae</i> – <i>Rosaceae</i>	Мелколистно-кустарниковая; мелколистно-темнохвойная	
		ПК ₇		<i>Tsuga crispa</i> – <i>Picea alata</i> – <i>Pterocarya oligocenica</i>	Хвойно-мелколиственная с примесью широколиственных пород	
Палеоген	Олигоцен	верхний (хагг)	Верхняя угленосная толща (лианская свита)	ПК ₆	<i>Pinaceae</i> – <i>Quercus conferta</i> – <i>Quercus mongolica</i>	Хвойно-широколиственная теплоумеренная
				ПК ₅	<i>Pinus strobiformis</i> – <i>Tsuga crispa</i> – <i>Carya spacmania</i>	Богатая хвойная с примесью мелко- и широколиственных пород
				ПК ₄	<i>Pinaceae</i> – <i>Betulaceae</i> – <i>Ulmoideipites tricostatus</i>	
		нижний (рюпель)	Непродуктивная (глинистая) толща	ПК ₃	<i>Taxodiaceae</i> – <i>Myrica</i> – <i>Ulmoideipites tricostatus</i>	Теплоумеренная хвойно-широколиственная
		верхний		ПК ₂	<i>Taxodiaceae</i> – <i>Quercus graciliformis</i> – <i>Tricolpopollenites liblarensis</i>	Теплоумеренная с примесью субтропических элементов
	Эоцен	средний	Нижняя угленосная (омогунская) толща	ПК ₁	<i>Quercus graciliformis</i> – <i>Castanea crena-taeformis</i> – <i>Tricolporopollenites cingulum</i>	Субтропическая
		нижний	?			

ПК – палинокомплекс, ПС – палиноспектр

залегания фундамента в ее центральной части впадины по геофизическим данным достигает 500 м. Е.А. Тиньков отмечает лито-фациальную изменчивость разреза с широким развитием в периферических частях впадины грубообломочных отложений предгорных шлейфов и конусов выносов, замещающих угленосные отложения озерно-болотных фаций.

Г.С. Мальцева и Л.И. Лукашова выделяют в нижней угленосной толще два палинокомплекса (ПК₁ и ПК₂) (рис. 3), сходных по составу доминантов и субдоминантов, но отличающихся набором сопутствующих компонентов, наиболее разнообразных в ПК₁. В обоих комплексах основной фон составляет пыльца *Taxodiaceae*, *Pinus* spp., *Picea* sp., *Tsuga* sp., *Alnus* sp., *Beluta* sp., *Quercus* sp., *Ulm* sp.

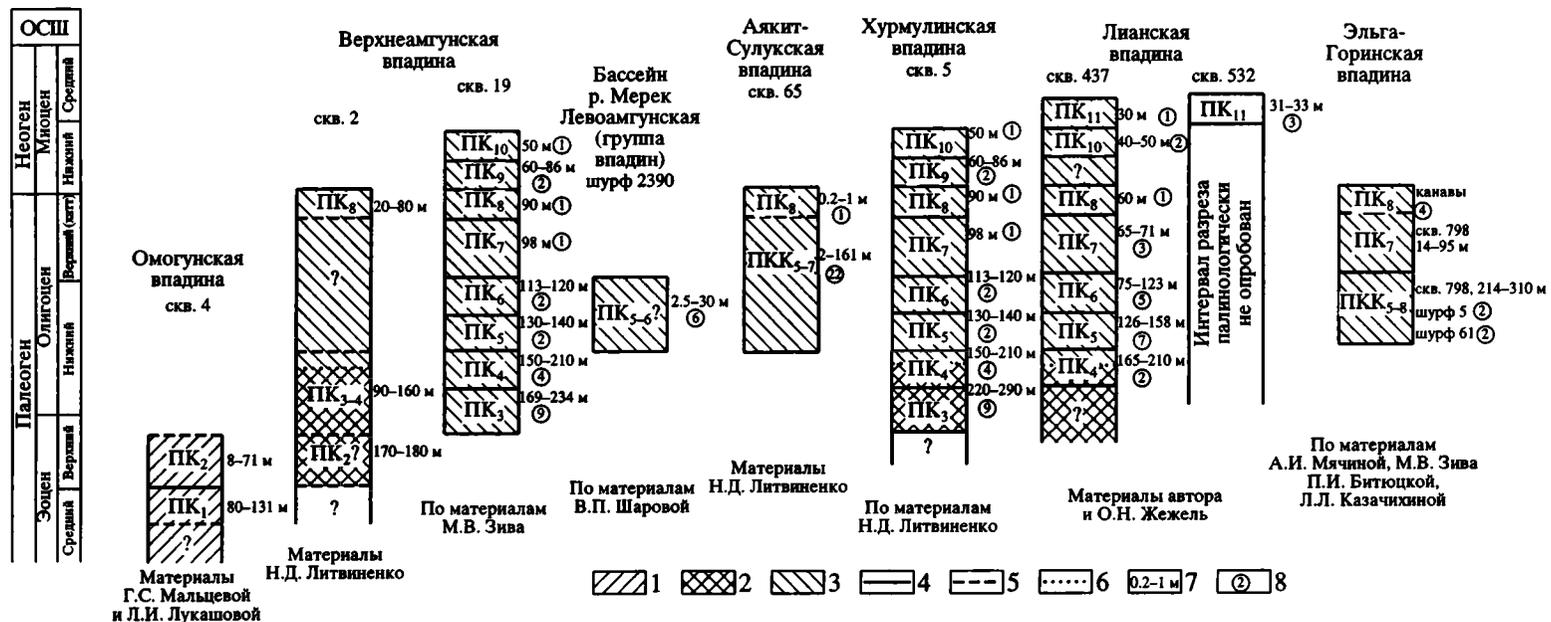


Рис. 3. Распределение палинокомплексов в разрезах угленосных отложений кайнозойских впадин Амгунь-Горинского района. 1 – нижняя угленосная толща; 2 – непродуктивная глинистая толща; 3 – верхняя угленосная толща; 4 – границы палинокомплексов; 5 – предполагаемые границы палинокомплексов; 6 – границы толщ; 7 – глубина отбора палинологических проб; 8 – количество проб; ОСШ – общая стратиграфическая шкала.

В значительно меньшем количестве (обычно не более 2–3%), но постоянно присутствует пыльца *Mirica* sp., *Carya* sp., *Juglans* sp., *Fagus* sp., *Carpinus* sp., *Liquidambar* sp., *Rosaceae*, *Ericaceae*.

В качестве редкой примеси к ним в обоих комплексах отмечены *Pterocarya* sp., *Platycarya* sp., *Engelhardtia* sp., *Quercus gracilis* Boitz., *Quercus sparsa* Mart., *Moraceae*, *Magnolia* sp., *Loranthus* sp., *Elytranthe* sp., *Corylopsis* sp., *Altingia* sp., *Hamamelidaceae*, *Ilex* sp., *Rhus* sp., *Ulmoideipites tricoatus* And., *Platanus* sp., *Tilia* sp., *Nyssa* sp., *Aralia* sp., *Sterculia* sp., *Triatriopollenites pnicoides* Zakl., *Tricolpopollenites liblarensis* Th.

В нижнем палинокомплексе (ПК₁) к ним добавляются малочисленные или единичные зерна *Palmae*, *Comptonia* sp., *Castanea crenataeformis* Samig., *C. crenata* Sieb. et Zucc., *Castanopsis pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz., *Quercus graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz., *Ulmoideinites krempii* And., *Corylopsis compacta* Lubm., *Proteacedites formosus* Sam., *Loranthus elegans* I. Kulk., *Rhus coriariiformis* Boitz., *Pokrovskaja granularis* Boitz., *Triporopollenites plectosus* Pfl., *Tricolporopollenites cingulam* (R. Pot.) Th. et Pfl. и спорадически характерные для мел-палеоцена пыльцевые зерна *Tricolpites erdtmani* Zakl., *T. aff. matauraensis* Couper., *Gothanipollis* sp., *Mancicorpus* sp., *Varapollis* sp., *Cumplexipollis* sp. и споры *Matenia* sp., *Concavisporitus* sp.

Г.С. Мальцева и Л.И. Лукашова нижний палинокомплекс относят к верхнему эоцену, верхний — к нижней части олигоцена.

По мнению автора оба комплекса принадлежат эоцену. Таксономически более богатый нижний палинокомплекс, с видовым разнообразием буковых и других представителей теплолюбивой эоценовой палинофлоры, коррелируется с хроноуровнем среднеэоценового климатического оптимума. Более умеренный второй палинокомплекс с возросшим содержанием пыльцы сосновых, но еще содержащий характерные эоценовые таксоны, представляет растительность, формировавшуюся на спаде потепления в позднем эоцене.

С определенной долей условности с ПК₂ коррелируется палинокомплекс, выделенный Н.Д. Литвиненко из низов 40-метровой глинистой пачки, вскрытой скв. 2 под слабоугленосными песчано-глинистыми отложениями (верхняя угленосная толща) в юго-западной части Верхнеамгунской впадины. Для этого комплекса характерно таксономическое разнообразие пыльцы теплоумеренных широколиственных и субтропических растений, создающих его основной фон.

По составу ПК₁ и ПК₂ хорошо сопоставляются с палинокомплексами из верхней части угловской свиты Южного Приморья (Баскакова, Громова, 1982). Не исключается, что низы омогунского разреза, не вскрытые скважинами, могут отвечать нижней части угловской свиты.

Для нижней угленосной толщи предполагается географическое название “омогунская”.

Непродуктивная глинистая толща вскрыта скважинами под отложениями верхней угленосной толщи в Верхнеамгунской, Хурмулинской и Лианской впадинах. Она сложена серыми однородными, преимущественно массивными аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. В основании некоторых разрезов залегает линзовидная пачка конгломерато-брекчий. Мощность толщи до 200 м.

Глинистая толща палинологически наиболее полно охарактеризована в разрезе Хурмулинской впадины по материалам Н.Д. Литвиненко, позволяющим послойно проследить характер изменения палинофлоры. По наиболее существенным ее изменениям выделяется два палинокомплекса — третий (ПК₃) и четвертый (ПК₄)².

В центральной части Верхнеамгунской впадины, в разрезе, вскрытом скв. 19, с ПК₃ и ПК₄ коррелируется два палинокомплекса из низов вышележащей верхней угленосной толщи (рис. 3).

Третий палинокомплекс характеризуется высоким содержанием пыльцы *Taxodiaceae* и *Alnus*, а в Хурмулинском разрезе в низах глинистой толщи отмечено значительное количество пыльцы *Mirica* sp. В качестве субдоминантов выступают *Picea* sp., *Pinus* sp., *Tsuga* sp., *Betula* sp. и только в нижней части *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Ulmus* sp. В верхнеамгунском разрезе в составе ПК₃ заметную роль играют также *Quercus* sp. (до 0.5–1%), в том числе и немногочисленные *Q. graciliformis* Boitz. (0.5–1%) и *Q. conferta* Boitz (1–2%).

По сравнению со вторым палинокомплексом резко снизилась роль субтропических элементов, представленных малочисленной пылью *Comptonia* sp., *Liquidambar* sp., *Nyssa* sp., *Aralia* sp., *Parthenocissus* sp., тяготеющих преимущественно к самым низам толщи. Кроме них в группу сопутствующих форм входят *Juglans* sp., *Carya* sp., *Pterocarya* sp., *Fagus* sp., *Castanea* sp., *Castanopsis* sp., *Ulmus* sp., *Rosaceae*, *Ranunculaceae*, *Leguminosae*.

Характерные для эоцена таксоны искусственной классификации представлены в ПК₃ единичными и спорадическими зёрнами *Ulmoideipites krempii* And., *U. planeraeformis* And., *U. tricoatus* And., *Elytranthe striatus* Couper., *Tricolpites* sp., *Triatriopollenites* sp. По совокупности таксономических признаков автор помещает его в стратиграфической шкале на границе верхнего эоцена и нижнего олигоцена.

Четвертый палинокомплекс (ПК₄) охватывает самую верхнюю часть глинистой толщи и низы перекрывающей ее верхней угленосной толщи. В составе его существенно возросла роль хвойных.

² По всему разрезу принимается сквозная нумерация палинокомплексов.

В хурмулинском и лианском разрезах пыльца их резко преобладает над пылью покрытосеменных растений, составляя порядка 70% от всей массы палиноостатков; в верхнеамгунском разрезе хвойные и покрытосеменные представлены примерно поровну.

Среди хвойных в ПК₄ на первое место выходят сосновые: *Pinus* sp., *Picea* sp., *Tsuga* sp. При заметном участии таксодиевых.

Среди покрытосеменных лидируют *Alnus* sp. (9–20%) и *Betula* sp. (5–10%). В верхнеамгунских палиноспектрах ПК₄ сохраняет свои позиции и род *Quercus*, представленный наряду с унаследованными от предшествующих палинокомплексов *Quercus graciliformis* Boitz (4%), *Q. Conferta* Boitz (4%) и единичными зернами молодых *Q. mongolica* Fisch. и *Q. sibirica* Pan., не отмеченных ниже по разрезу.

В виде многочисленных и единичных зерен в ПК₄ присутствуют *Podocarpus* sp., *Abies* sp., *Sparganium* sp., *Murica* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Corylus* sp., *Fagus* sp., *Ulm* sp., *Rosaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Leguminosae*, *Altingia* sp., спорадически *Ulmoidesipites kremerii* And. Таксоны искусственной классификации в ПК₄ практически отсутствуют.

В целом палинокомплекс отражает хвойную, реже смешанную, лесную растительность умеренного климатического типа с заметным участием мелколистных березовых и примесью теплоумеренных широколиственных. Подобные "хвойные" палинокомплексы известны в низах нижнего олигоцена Приморья (Баскакова, 1990), Сибири (Панова, 1971; Лаухин, Кулькова, 1978; Кулькова, Волкова, 1994), Западного Прибайкалья (Александрова, Козьяр, 1978), Крыма и Кавказа (Панова и др., 1990), что позволяет использовать их в качестве реперов палиностратиграфической корреляции.

Возраст глинистой толщи по суммарному хроноинтервалу ПК₃ и ПК₄, а в верхнеамгунском разрезе и ПК₂, определяется как поздний эоцен–начало раннего олигоцена. При этом следует отметить "скользящий во времени" характер ее границ (рис. 3). Нижняя проходит по подошве ПК₃ и предположительно ПК₂, т.е. на разных уровнях верхнего эоцена; верхняя зона укладывается в интервале пограничных слоев верхнего эоцена–нижнего олигоцена.

Глинистая толща по составу и возрастной интерпретации палинофлоры, литологическому облику и положению в разрезе (между двумя угленосными толщами) коррелируется с надеждинской свитой Южного Приморья. По двум последним признакам она сопоставляется и с бирюфельдской свитой Средне-Амурской впадины, однако, возраст их трактуется по-разному. Для разрешения этого противоречия желательно провести ревизию биостратиграфического материала по разре-

зу Средне-Амурской впадины, сохранившемся практически в первозданном виде с 60-х гг.

Верхняя угленосная толща присутствует в разрезах всех, за исключением Омогунской, впадин. Она сложена аргиллитами, алевролитами, разнозернистыми песчаниками, углистыми аргиллитами, бурыми углями. В основании некоторых разрезов базальные конгломератобрекчии. Наибольшей угленасыщенностью отмечены разрезы Лианской, Хурмулинской и Верхнеамгунской впадин, вмещающие промышленные месторождения угля.

В Верхнеамгунской, Аякит-Сулуковской, Эльга-Горинской впадинах наблюдается заметное уменьшение угленасыщенности в верхней части толщи. Мощность верхней угленосной толщи колеблется от 40 до 400 м.

В верхней угленосной толще по ряду наиболее полно охарактеризованных разрезов (лианский, хурмулинский, верхнеамгунский) выделено семь палинокомплексов, обладающих отчетливыми чертами преемственности и отражающих в основном фитоклиматические изменения (ПКК_{5,6,7,8,9,10,11}). Стабильным для этого палинологического ряда является господство хвойных, главным образом, разнообразных сосновых. Меняется по разрезу количественная оценка ведущих семейств и, в меньшей степени, таксономический состав сопутствующих компонентов.

Пятый палинокомплекс (ПК₅) в целом близок к предшествующему (ПК₄), но отличается от последнего более бедным таксономическим составом, фиксирующим дальнейшее похолодание климата. Преобладает в ПК₅ пыльца тсуг (20%) и сосен (20%) (*Tsuga crispa* Zakl., *T. torulosa* Zakl., *T. sp.*, *Pinus* sp., *P. excelsaeformis* Zakl., *B. strobiformis* Zakl., *P. protocembra* Zakl., *P. cristata* Pan., а в группе покрытосеменных пыльцы *Alnus* (18–20%). В качестве субдоминантов выступают *Abies* sp. (5%), *Picea* sp. (до 10%), *Betula* sp. (4–6%).

По сравнению с ПК₄ снижается количество пыльцы таксодиевых, обычно не превышающее 3%. В небольшом количестве (1–2%), но практически постоянно присутствует пыльца *Ginkgo* sp., *Podocarpus* sp., *Murica* sp., *Juglans* sp., *J. sieboldianiformis* Vojc., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Ilex* sp., *Rhus* sp., из трав *Gramineae*, *Cyperaceae*.

Спорадически встречаются характерные для олигоцена *Carya spastmania* Trav., *Quercus conferta* Boitz, и для эоцена *Castanea crenataeformis* Samig. В одном спектре отмечено по одному зерну формальных таксонов *Aqualipollentes* sp., *Tripolina globosa* Chlon-реликтов позднемиоценовой–раннепалеогеновой флоры. Из споровых в заметном количестве присутствуют лишь *Polypodiaceae* (4–8%) и *Osmunda* sp. (1–20%). Малочисленны или единичны споры *Sphagnum* sp., *S. putillum* Arozhd., *S. stic-*

tum Wolff., *Lycopodium* spp., *Selaginella* sp., *Coniopteris* sp.

По положению в разрезе ПК₅ относится к средней части нижнего олигоцена.

Сходный по составу палинокомплекс с обилием пыльцы разнообразных сосновых известен в нижнем олигоцене Эврон-Чукчагирской впадины (Лукашева, Мальцева. 1987). Но от ПК₅ он отличается большим разнообразием примеси теплоумеренных и теплолюбивых элементов. Учитывая более северное географическое положение Эврон-Чукчагирской впадины, можно предположить, что сравниваемые палинокомплексы принадлежат не одному, но близким по положению в разрезе уровням нижнего олигоцена.

Шестой палинокомплекс (ПК₆) в ряду палинокомплексов фиксирует пик кратковременного потепления, занимающий очень небольшой по мощности интервал разреза.

В составе его лидирующие позиции по-прежнему занимают сосновые, сохраняя неизменным родовой и видовой состав, хотя количество пыльцы их по сравнению с ПК₅ несколько уменьшилось. Заметно возрасла роль таксониевых, количество пыльцы которых увеличилось до 10%. В верхнеамгунском разрезе они наряду с сосновыми входят в число доминантов и в отдельных спектрах достигают 25%.

В группе покрытосеменных снизилась роль мелколистных березовых *Alnus* spp. (до 10%) и *Betula* sp. (до 3%) и существенно увеличилось таксономическое разнообразие теплоумеренных и теплолюбивых форм при невысоком содержании большинства из них.

На первое место в этой группе выходят буковые, главным образом разнообразные дубы (6%) и каштаны. Для них характерно сочетание эоценовых и эоцен-олигоценовых видов (*graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz., *Castanea crenataeformis* Samig., *Castanopsis Pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz.) с олигоцен-миоценовыми и современными (*Quercus forestdalensis* Trav., *Q. dentata* Thunb., *Q. mongolica* Fisch.).

В количестве 1–2% присутствует пыльца *Pterocarya* sp., *P. oligocenica* Vojc., *Caryites* sp., *C. ventricosus* Mart., *Juglans sieboldianiformis* Vojc., *J. polyporata* Vojc., *Platycarya* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *C. cf. betulus* L., *Carpinus orientalis* Mill., *Ulmus* sp., *Hamamelis* sp., *Liquidambar* sp., *Celtis* sp., *Rhus* sp., *R. coriariiformis* Boitz., *Ilex* sp., *Nyssa* sp.

Спорадически в единичных зернах отмечены *Palmae*, *Proteaceae*. Из трав в ПК₆ присутствуют *Sparganium* sp. (1%), *Cyperaceae* (9%), *Lonicera* (1%). Спектр споровых растений представлен *Polypodiaceae* (4%), *Osmunda* spp (18%) и единичными зернами *Sphagnum putillum* Orozh. и *Coniopteris* sp.

От “теплого” первого палинокомплекса (ПК₁), важным компонентом которого также являются буковые, отличается присутствием в составе рода *Quercus* “молодых” видов, меньшим разнообразием субтропических элементов и полным отсутствием формальных таксонов и реликтов раннего кайнофита.

В целом ПК₆ представляет богатую хвойную растительность с преобладанием темнохвойных пород и с разнообразной примесью теплоумеренных широколиственных и теплолюбивых пород. Он коррелируется с хроноинтервалом кратковременного потепления в Тихоокеанской области в конце раннего олигоцена (Крашенинников и др., 1989). Это событие запечатлено в палинофлорах различных регионов. Смена “хвойных” палинокомплексов из низов нижнего олигоцена хвойношироколиственными с заметным участием буковых и ореховых наблюдается в разрезах Крыма, Кавказа, Приаралья, Западной Сибири (Панова и др., 1990), Приморья (Громова, 1984; Баскакова, 1990) и Северо-Востока России (Палеоген и неоген Северо-Востока СССР, 1989).

В южных регионах, где возраст спорово-пыльцевых комплексов корректируется по другим палеонтологическим группам, в том числе по планктонным фораминиферам и наннопланктону, “теплые” буково-ореховые комплексы относятся к средней и верхней частям рюпеля. От шестого палинокомплекса (ПК₆) Амгунь-Горинского района они отличаются более высоким содержанием покрытосеменных и их видовым составом, что, видимо, отражает географическую зональность. В качестве немногочисленных коррелятивных видов сопоставляемых палинокомплексов выступают *Quercus gracillia* Boitz., *Q. conferta* Boitz., *Castanea crenataeformis* Samig., *Juglans polyporata* Vojc., *J. sieboldianiformis* Vojc.

Седьмой палинокомплекс (ПК₇) по сравнению с ПК₆ представляет лесную растительность более умеренного климатического типа: хвойно-мелколистную с бедной примесью широколиственных пород, ядро которой составляли сосновые и березовые.

В составе комплекса доминируют *Tsuga* spp. (12–25%), *Picea* sp. (10–15%), *Alnus* sp. (15–30%). В меньшем количестве, но постоянно, присутствует пыльца *Abies* sp. (4–5%), *Pinus* sp. (7–14%), *Taxodiaceae* (3–7%), *Betula* sp. (3–13%). С содержанием, обычно не превышающим 1% при постоянной встречаемости, отмечены: из древесных *Myrica* sp., *Carya* sp., *Pterocarya* sp., *P. oligocenica* Vojc., *Juglans* sp., *J. sieboldianiformis* Vojc., *Corylus* sp., *Castanea* sp., *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Ulmus* sp., *Rhus* sp., *Ilex* sp., *Acer* sp.; из трав и кустарников *Sparganium* sp., *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Ericaceae*, *Diervilla* sp. Из споровых постоянно присутствуют *Polypodiaceae* (5–40%), *Osmunda* (1–25%), в отдельных спектрах

Sphagnum sp. (5%) и единичные споры *Lycopodium* sp., *Coniopteris* sp., *Gleichenia* sp., *Leiotriletes* sp.

Седьмой палинокомплекс (ПК₇), фиксирующий начавшееся похолодание, относим к верхнему олигоцену.

Восьмой палинокомплекс (ПК₈) выделен по единичным или малочисленным, но хорошо коррелируемым спектрам, зафиксированным в большинстве впадин (рис. 3). В отличие от предшествующих палинокомплексов, он представляет мелколистно-кустарниково-травянистую, либо мелколистно-темнохвойную растительность.

В разрезе Хурмулинской впадины к ПК₈ относятся спорово-пыльцевой спектр (гл. 90 м), в составе которого безраздельно доминирует пыльца *Rosaceae*, составляющая 35% от всей палиномассы. Кроме розоцветных в заметном, но значительно меньшем количестве отмечены *Tsuga* sp. (3 вида – 3.3%), *Picea* sp. (4.3%), *Pinus* sp. (7.6%), *Alnus* sp. (9.5%). Единичными зернами представлены *Abies* sp., *Taxodiaceae*, *Myrica* sp., *Fagus* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp. Этими формами исчерпывается список древесных и кустарниковых растений.

Беден также состав трав и споровых растений, из них заметным содержанием отмечены лишь *Cyperaceae* (7%), *Liliaceae* (4%), *Leguminosae* (5%), *Bryales* sp. (7%).

По составу и стратиграфическому положению в разрезе с ним хорошо сопоставляются палиноспектры, выделенные Н.Д. Литвиненко из кровли угленосной толщи в Аякит-Сулуцкой (скв. 65) и Верхнеамгунской (скв. 2) впадинах, основной фон которых составляют мелколистныи сережкоцветные (*Alnus*, *Betula*) кустарники и разнотравье (*Cyperaceae*, *Gramineae*, *Liliaceae*, *Rosaceae*, *Ericaceae*, *Lonicera*, *Onagraceae*, *Artemisia*, *Compositae* и др.).

Запечатленные в составе вышеописанных палиноспектров таксономическое обеднение и трансформацию растительности автор, вслед за Н.Д. Литвиненко, склонен связывать с резким похолоданием климата в конце позднего олигоцена (хатта), на рубеже с миоценом. Это событие явилось важным рубежом в развитии дальневосточной биоты.

В разрезе Лианской впадины к этому уровню относится бедный в таксономическом отношении “темнохвойно-березово-ольховый” палиноспектр (гл. 60 м), доминантами которого являются темнохвойные сосновые (*Tsuga* sp. 25%, *Picea* sp. 13%, *Abies* 5%) и мелколистныи березовые (*Alnus* 18%, *Betula* 9%). Заметную роль в составе этого спектра играют также разнообразные сосны (14%), в том числе *Pinus exelsaeformis* Zakl. *P. strobiformis* Zakl., *P. cristata* Pan. В небольшом количестве присутствуют *Taxodiaceae* (5%), *Carpinus* (3%). Единичными зернами представлены *Carya* sp., *Pterocarya* sp., *Juglans* sp.

Подобные палиноспектры, с высоким содержанием пыльцы сосновых и мелколистныи березовых, выделены также М.В. Зива и А.И. Меченой из угленосных отложений, вскрытых канавами в Эльга-Горинской впадине.

Далее вверх по разрезу угленосной толщи, в верхней части, ее изменения в составе палиноспектов фиксируют потепление климата. Увеличивается количество пыльцы таксодиевых и более разнообразной становится примесь пыльцы теплоумеренных и теплолюбивых растений. В этом стратоинтервале выделяются два близких по составу палинокомплексов: девятый (ПК₉) и десятый (ПК₁₀).

В девятом палинокомплексе лидирующие позиции по-прежнему занимают сосновые и березовые. Из сосновых на первое место выходят разнообразные тсуги (*Tsuga crispa* Zakl., *T. torulosa* Zakl., *T. canadensis* Carr., *T. diversifolia* (Max.) Mast. с содержанием до 30%, на втором месте *Picea* sp. (12–22%), на третьем – *Pinus* sp. (4–16%). В них в качестве примесей постоянно присутствуют *Abies* sp., *Larix* sp.

Среди березовых доминирует *Alnus* sp. (8–35%), в меньшем количестве отмечены *Betula* sp. (1–6%) и *Corylus* sp. (1%).

В качестве субдоминантов выступают присутствующие постоянно *Taxodiaceae* (4–10%), *Sparganium* (2.5–10%) и род *Quercus* (3.5–6%), представленный исключительно молодыми видами *Q. sibirica* Pan., *Q. mongolica* Fisch., *Q. dentata* Thunb.

Достаточно разнообразна группа сопутствующих элементов, включающих древесные, кустарниковые и травянистые растения. Из них наибольшим распространением пользуются *Myrica* sp. (0.5–3.5%), *Fagus* sp. (0.5–1.5%), *Ulmus* sp. (0.5–2%), *Juglans* sp. (1%), *Rosaceae* (1%), *Ericaceae* (0.5–3.5%), *Cyperaceae* (0.5–1.5%), *Ranunculaceae* (1%). Реже и в количестве, обычно не превышающем 1%, встречаются *Carya* sp., *Liquidambar* sp., *Hamamelis*, *Rhus* sp., *Plex* sp., *Acer* sp., *Leguminosae*, *Baisduvalia* sp., *Onagraceae*, *Sphagnum* sp., *Bryales* sp., *Lycopodium* sp., *Osmunda* sp., *Adiantum* sp., *Botrychium* sp.

В целом по ПК₉ реконструируется мелколистно-хвойная лесная растительность с разнообразной, хотя и малочисленной, примесью широколиственныи теплоумеренных и теплолюбивых пород.

Десятый палинокомплекс (ПК₁₀) от ПК₉ отличается прежде всего более высоким содержанием таксодиевых (17–20%): *Taxodium* sp., *Sequoia* sp., *Glyptostrobus* sp., *Sciadopites* sp. Количество сосновых напротив несколько сократилось, хотя они по-прежнему входят в группу доминантов и субдоминантов (*Tsuga* sp. 5–19%, *Picea* sp., 10–19%, *Pinus* sp. 4–5%).

В группе покрытосеменныи возросла роль широколиственныи, среди которых наиболее высо-

ким содержанием отмечено семейство Juglandaceae (10–12%) – *Juglans sieboldianiformis* Vojc., *J. polyporata* Vojc., *J. sibirica* Vojc., *J. sp.*, *Carya sp.*, *Caryites sp.*, *Pterocarya sp.*, *P. oligocenica* Vojc. и род *Carpinus* (11% – *C. betulas* L., *C. orientalis* Mill., *C. sp.*). Так же как и в предшествующем палинокомплексе, заметную роль играли мелколистные березовые (*Alnus sp.* 8–17%, *Betula sp.* 4–7%). По сравнению с ПК₉ снизилась роль дубов, представленных лишь малочисленной пылью *Quercus sp.* (до 2.5%).

В группе сопутствующих элементов на уровне семейств и родов изменений тоже не произошло.

Оба палинокомплекса ПК₉ и ПК₁₀ относим к нижнему миоцену, связывая с проявившимся в это время потеплением климата. Следует, однако, отметить, что черты последнего в ПК_{9,10} не имеют столь яркого выражения, как в палеопалиносуццессиях Приморья, Камчатки (Братцева, Гитерман, 1984), Северо-Востока России (Баранова и др., 1979), в которых максимум миоценового потепления фиксируется “буковыми” палинокомплексами. В отличие от них в относительно “теплых” миоценовых комплексах Амгунь-Горинского района роль буковых незначительна, что отражает либо некоторое несовпадение их с максимумом климатического оптимума, либо ландшафтно-экологические особенности района.

Автор склоняется к последнему предположению, памятуя о том, что типичные “буковые” палинокомплексы происходят из равнинных палинофлор, тогда как в горных районах на Востоке России палинокомплексы, ассоциируемые с миоценовым климатическим оптимумом, не отмечены явным доминированием буковых. Для них характерно господство темнохвойных, значительное содержание мелколиственных березовых и разнообразная примесь широколиственных. (Палеоген и неоген Северо-Востока СССР, 1989). Эти же черты присущи и нашим палинокомплексам.

Одиннадцатый палинокомплекс (ПК₁₁) имеет локальное распространение. Он выделен из пачки алевропсаммитов, венчающих разрез угленосной толщи в Лианской впадине. Условно с ним коррелируется спорово-пыльцевой комплекс из алевропелитов, обнажающихся из-под неогеновых базальтов в долине р. Сидорки на площади Аякит-Сулукской впадины (Жежелъ и др., 1990). В остальных впадинах разрез верхней угленосной толщи заканчивается на стратоеуровне десятого и восьмого палинокомплексов.

В ПК₁₁ запечатлено обеднение палинофлоры, связанное в значительной степени с ухудшением климата. В составе его, по сравнению с ПК₁₀, уменьшилась доля покрытосеменных и более бедным стал их состав. Лидирующие позиции занимают сосновые, среди них наиболее многочисленна (до 32%) пыльца разнообразных сосен: *Pinus silvestrififormis* Zakl., *P. strobiformis* Zakl., *P. excelsae-*

formis Zakl., *P. taedaeformis* Zakl. В несколько меньшем количестве присутствует пыльца тсуг (до 25%) и елей (до 17%), представленных видами *Tsuga crispa* Zakl., *T. torulosa* Zakl., *T. sp.*, *Picea oborvata* Ldb., *P. Atata* Zakl., *P. gigantea* Boitz, *P. sp.*). В качестве примеси к ним отмечена пыльца *Abies sp.* (4%). По сравнению с ПК₁₀ резко сокращается содержание *Taxodiaceae* (2–4%).

В группе покрытосеменных наиболее заметную роль по-прежнему играют березовые и ореховые, хотя они и представлены в меньшем количестве, и в более бедном составе *Alnus sp.* (5–10%), *Betula sp.* (1–3%), *Carpinus sp.* (1–5%), *Pterocarya sp.* (3–5%), *P. oligocenica* Vojc. (до 2%), *Juglans sp.* (1%), в единичных зернах *J. polyporata* Vojc., *Platycarya sp.* В спорадической примеси отмечены малочисленные или единичные зерна *Myrica sp.*, *M. glabraeformis* Stelm., *Fagus sp.*, *Castanea sp.*, *Ulmas sp.*, *Zelkova sp.*, *Rhus sp.*, *Ilex sp.*, *Acer sp.*, *Tilia sp.*, *Aralia sp.*, *Cornus sp.*

Из трав в количестве, обычно не превышающем 1%, присутствуют *Sparganium sp.*, *Gramineae*, *Cyperaceae* (до 3%), *Liliaceae*, *Liguminosae*, *Violaceae*, *Artemisia*. Споровые растения представлены *Polypodiaceae* (8–10%), *Osmunda sp.* (2–8%), *Sphagnum sp.* (1–2%).

Тип растительности, реконструируемой по ПК₁₁, представляет собою хвойный лес с заметной примесью мелколиственных и бедной примесью теплоумеренных широколиственных.

Одиннадцатый палинокомплекс предположительно приходится на конец раннего–начало среднего миоцена.

Полный стратиграфический объем верхней угленосной толщи по палинологическим данным определяется как олигоцен, локально конец позднего эоцена–начало среднего миоцена. Обе границы толщи имеют скользящий во времени характер, укладываясь: нижняя – в интервале от пограничных слоев эоцена и олигоцена до середины нижнего олигоцена (рюпеля), верхняя – в интервале от кровли верхнего олигоцена до низов позднего миоцена. Эта датировка верхней угленосной толщи Амгунь-Горинского района отвечает представлению автора о возрасте высокопродуктивной угленосной павловской свиты Южного Приморья.

Отмеченное выше снижение угленасыщенности в верхах верхней угленосной толщи, обуславливающее потенциальную возможность расчленения ее на две подсвиты, также согласуется с двучленным строением павловской свиты, включающей высокопродуктивную нижнюю подсвиту и туфогенно-осадочную верхнюю (непродуктивную или слабо угленосную).

По мнению автора, верхняя угленосная толща Амгунь-Горинского района по степени стратиграфо-палеонтологической изученности и широкому площадному распространению имеет осно-

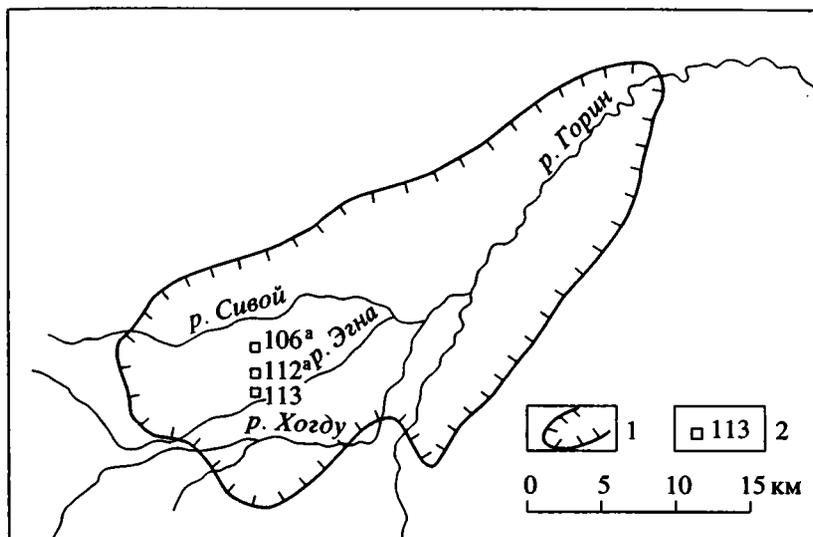


Рис. 4. Местонахождения позднемиоценовых палиноостатков в Хогду-Горинской впадине. 1 – контуры впадин; 2 – шурфы и их номера.

вание для придания ей статуса свиты. Для нее предлагается название “лианская” по наиболее полно охарактеризованному разрезу Лианской впадины.

Миоценовые отложения более высокого “надугленосного” стратиграфического уровня, в отличие от угленосных отложений, пользуются ограниченным распространением и изучены значительно слабее. Они относятся к заключительной фазе эоцен-миоценового мегацикла кайнозойского седиментогенеза, которая характеризовалась резким сокращением аккумулятивных площадей, завершившимся на рубеже миоцена и плиоцена повсеместно перерывом в осадконакоплении, предшествовавшим началу “новейшего” (плиоцен-четвертичного) мегацикла геологической истории Дальневосточного региона.

“Надугленосные” осадочные отложения миоцена достоверно установлены лишь в пределах Хогду-Горинской впадины, где вскрыты несколькими неглубокими (1–5 м) шурфами на правом берегу р. Сивой (рис. 4) и охарактеризованы спорово-пыльцевыми остатками.

По данным О.Ф. Колодезного, они представлены горизонтально залегающими плотными серыми и серовато-коричневыми глинами с линзами галечников и грубозернистых песков, мощностью порядка 15 м. Подстилающие их образования не известны, по аэромагнитным данным предполагается налегание осадочных отложений на миоценовые (?) базальты в междуречье Сивой – Хогду.

И.Б. Мамонтовой из трех шурфов определены спорово-пыльцевые спектры, отнесенные ею к верхнему миоцену. Объединяет все эти спектры высокое содержание пыльцы темнохвойных со-

сновых. Однако они обладают и существенными отличиями, отражающими, по мнению автора, принадлежность их к различным уровням верхнего миоцена.

Наиболее древними представляются спектры из глин, вскрытых в шурфе 112^a, выделенные автором в двенадцатый палинокомплекс (ПК₁₂). От остальных палиноспектров (из шурфов 106^a и 113) ПК₁₂ отличается наибольшим таксономическим разнообразием. В составе его наряду с господствующими сосновыми (*Picea* sp. 10–15%, *Tsuga* sp. 15–16%, *Abies* 4–5%, *Pinus* s/g. *Нарлохylon* 3–6%, *P. s/g Diploхylon* 6–10% в значительном количестве (13–20%) присутствует пыльца *Taxodiaceae* (*Taxodium*, *Glyptostrobos*, *Sciadopitys*). В единичных зернах отмечены *Podocarpus* sp., *Larix* sp., *Cedrus* sp., *Ephedra* sp.

В группе покрытосеменных наиболее заметную роль играют березовые (15–18%) и ореховые: *Betula* sp. (10%), *Alnus* sp. (4–5%), *Corylus* sp. (1–2%), *Carpinus* sp. (1%), *Juglans* sp. (1–5%), *Carya* sp. (1–4%), *Pterocarya* (1%). В единичных зернах отмечены – *Salix* sp., *Myrica* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp., *Ulmus* sp., *Liquidamber* sp., sp., *Plex* sp., *Rhus* sp., *Sterculia* sp.

Роль трав и споровых растений в ПК₁₂ ничтожно мала.

По родовому составу, по достаточно высокому содержанию таксодиевых, а также по доминированию среди покрытосеменных березовых и ореховых ПК₁₂ обладает значительным сходством с ПК₁₀. Однако, от последнего его отличает более бедный видовой состав тсуг, сосен и орехо-

вых, а также незначительное участие пыльцы рода *Carpinus*.

В целом по ПК₁₂ реконструируется хвойно-лиственная лесная растительность умеренно-теплого климата, по типу близкая растительности раннемиоценового климатического оптимума, но обедненная по сравнению с ней.

Автор предполагает принадлежность ПК₁₂ ко времени кратковременного потепления на рубеже среднего и позднего миоцена, зафиксированного в Притихоокеанских районах в составе морской фауны (Гладенков, Шанцер, 1989).

Более высокий стратоуровень верхнего миоцена, по мнению автора, занимает спорово-пыльцевой спектр из шурфа 106^а. Для него характерно подавляющее господство пыльцы хвойных, на долю которой приходится более 80%. Доминируют среди них темнохвойные сосновые (*Picea* sp. 28%, *Tsuga* sp. 12%, *Abies* sp. 10%). Из светлохвойных в небольшом количестве отмечены лишь *Pinus s./g.*, *P.* (7%) и *P.s./g. D.* (8%). Таксодиевые по-прежнему играют заметную роль, количество их пыльцы (в основном *Taxodium* sp.) достигает 16%. Спектр покрытосеменных растений чрезвычайно беден. Из древесных форм в количестве, не превышающим 1%, отмечены лишь *Juglans* sp., *Carya* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Acer* sp., *Sterculia* sp. Споры растений и травы малочисленны, но более разнообразны, чем в ПК₁₂: *Sphagnum* sp. (1%), *Polypodiaceae* (7%), *Ericaceae* (1.5%), *Sparganium* sp. (0.5%), *Gramineae* (0.5%), *Thalictrum* sp. (0.5%), *Cruciferae* (1%), *Umbelliferae* (0.5%), *Convolvulaceae* (0.5%). В целом спорово-пыльцевой спектр из шурфа 106^а представляет темнохвойный лес с примесью сосен и спорадической вкрапленностью широколиственных пород.

В ряду выделенных И.Б. Мамонтовой палиноспектров, самый высокий уровень занимает спектр из шурфа 113, более бедный в таксономическом отношении по сравнению с предшествующими. В составе его хвойные и покрытосеменные представлены в равном количестве. Доминируют среди них темнохвойные сосновые (*Picea* sp. 14%, *Tsuga* sp. 12%, *Abies* sp. 1.5%) и березовые (*Alnus* sp. 10%, *Betula* sp. 10%, *Corylus* sp. 1.5%, *Carpinus* sp. 1.5%). Кроме них в этом спектре заметную роль играют лишь ореховые, представленные пыльцой *Juglans* sp. (3.5%) и *Carya* sp. (4%). Таксодиевые практически отсутствуют. В качестве примеси к ним с содержанием 0.5–1.5% отмечены: в группе хвойных *Podocarpus* sp., *Pinus* sp., *P. s./g. H.*, *P. s./g. D.*, *Larix* sp., *Glyptostrobus* sp., среди древесных форм покрытосеменных только *Myrtila* sp., *Ulmus* sp., *Liquidambar* sp. Роль споры растений и трав по-прежнему невелика, хотя состав последних стал более разнообразным, незначительно увеличилось и содержание некоторых из них (осоковых 4% и злаковых 3%).

Вышеописанный спорово-пыльцевой спектр характеризует темнохвойно-мелколиственную растительность.

В целом весь палинологический ряд из миоцена Хогду-Сивейского междуречья отражает изменение растительного покрова на волне прогрессирующего похолодания, выразившееся в замене достаточно богатых смешанных темнохвойно-лиственных лесов темнохвойными, а тех, в свою очередь, бедными темнохвойно-мелколиственными лесами.

Суммарный стратиграфический интервал ПК₁₂ и двух вышеописанных спектров включает большую часть верхнего миоцена и, возможно, самые верхи среднего миоцена.

Условно верхний миоцен выделяется в разрезах Хурмулинской и Омогунской впадин. В первой к нему относится маломощная (15 м) пачка пестроцветных глин и алевроитов, залегающая в кровле базальтов, перекрывающих отложения верхней угленосной толщи. По внешнему облику пород и по положению в разрезе эта пачка коррелируется с верхнемиоценовой головинской свитой сопредельной Средне-Амурской впадины.

В Омогунской впадине позднемиоценовый возраст предполагается для залегающей под четвертичными отложениями двенадцатиметровой пачки глин с пластом торфа, без видимого несогласия перекрывающей омогунскую толщу (эоцен).

В сводном разрезе палеогеновых и миоценовых отложений Амгуно-Горинского района палинологически не охарактеризованы два интервала: первый включает большую часть среднего миоцена, второй самые верхи верхнего миоцена.

На средний миоцен в ряде впадин приходятся базальты, залегающие на верхней угленосной толще. Вне впадин возможны и более ранние (ранний миоцен) их излияния.

Конец позднего миоцена (мессиний) характеризуется резким похолоданием, не выраженным в палинофлоре Амгунь-Горинского района. Вероятно, на это время здесь приходится начало регионального перерыва в осадконакоплении на рубеже вышеупомянутых геологических циклов.

По результатам палинологических исследований в стратointервалах описанных выше палинокомплексов и палиноспектров в качестве местных биостратонов выделены слои с палинофлорой (таблица). Несмотря на определенную условность привязки этих слоев к общей стратиграфической шкале, некоторые из них, а именно соотносящиеся с экстремальными климатическими проявлениями и содержащие характерные таксоны, могут использоваться в качестве реперов при разномасштабных корреляциях.

В заключение следует отметить, что палеоген-миоценовые отложения Амгунь-Горинского рай-

она, несмотря на континентальный генезис и локальность аккумулятивных структур, хорошо коррелируются по био- и литостратиграфическим параметрам с одновозрастными отложениями сопредельных районов Дальнего Востока, особенно Приморья, что отражает общие закономерности геологического и биоклиматического развития этой обширной территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова А.Н., Козяр Л.А.* Палеоботанические данные к расчленению палеоген-неогеновых отложений Юго-Запада Сибирской платформы // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 136–149.
- Баранова Ю.Н., Карташова Г.Г., Конищев В.А.* Континентальный палеоген и неоген Севера Средней Якутии // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 7–21.
- Баскакова Л.А.* Угленосные отложения Ореховской впадины Приморья: Литология и палинологическое обоснование возраста // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С. 52–61.
- Баскакова Л.А., Громова Н.С.* Фитостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья // Сов. геология. 1982. № 11. С. 68–78.
- Братцева Г.М., Гитерман Р.Е.* Споры и пыльца // Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока, Точилинский разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. С. 70–74.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Стратиграфия и корреляция геологических событий неогена Камчатки // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: БПИ АН СССР, 1989. С. 168–175.
- Громова Н.С.* Палинологическая характеристика угленосной толщи кайнозойского разреза Реттиховки (Южное Приморье) // Споры и пыльца в отложениях фанерозоя. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. С. 94–101.
- Жежель О.Н., Заморюев В.В., Сухова Г.А., Цветков В.П.* Новые данные об истории осадконакопления в Амгуньской впадине в позднем кайнозое // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тезисы докладов IV Дальневосточного регион. Межведомственного стратиграф. освещения. Хабаровск: МСК СССР, 1990. С. 268–270.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А.* Зональная шкала палеогена по планктонным фораминиферам и ее значение для стратиграфической схемы палеогена высоких широт Тихоокеанской области // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: БПИ АН СССР, 1989. С. 4–21.
- Кулькова И.А., Волкова В.С.* Растительные сообщества на рубежах эоцен-олигоцена и раннего миоцена в Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 107–112.
- Лаухин С.А., Кулькова И.А.* К проблеме границы эоцена и олигоцена в центральных районах Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 74–82.
- Лукашова Л.И., Мальцева Г.С.* Эоцен-олигоценовые отложения Эворон-Чукчагирской депрессии Нижнего Приамурья (по палинологическим данным) // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 35–42.
- Панова Л.А.* Олигоцен Западно-Сибирской низменности // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1971. Вып. 135. С. 40–50.
- Панова Л.А., Громова Н.С., Малигонова Е.Ю.* Палиностратиграфия палеогеновых отложений // Практическая палиностратиграфия. Л.: Недра, 1990. С. 149–182.
- Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 183 с.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 564:551.782.1(477)

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

© 1997 г. И. А. Гончарова, Л. Б. Ильина

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

Поступила в редакцию 25.08.95 г.

Проанализирован состав моллюсков скважины у г. Ананьева (Украина). Показано, что зеленая песчано-глинистая толща, называемая в Молдавии и Западной Украине (Подолия) подольской свитой, не всегда соответствует нижнему бадену. Связь Западного и Восточного Паратетиса в раннебаденско-чокракское время по нашим данным не находит подтверждения. В позднебаденско-конкское время сообщение между этими бассейнами скорее всего имело место в конце этого времени.

Ключевые слова. Средний миоцен, подольская свита, баден, чокрак, конка, моллюски, Западный Паратетис, Восточный Паратетис.

В Западной Евразии в миоцене вдоль северной окраины Тетиса продолжала существовать система эпиконтинентальных морей – Паратетис (Невесская и др., 1984). В начале миоцена связь Паратетиса с Северным бассейном полностью прекратилась, и климат, гидрология и характер фауны стали определяться в основном связями со средиземноморской и, возможно, индо-пацифической частями Тетиса, а также степенью обмена фауны внутри самого Паратетиса (между западной и восточной его частями).

В среднем миоцене, в досарматское время бассейны Западного и Восточного Паратетиса были по преимуществу изолированы друг от друга. При этом Восточный и Западный Паратетис либо продолжали оставаться в основном морскими бассейнами, подпитываясь океаническими водами (ранний баден–ранний чокрак, поздний баден–конка), либо почти полностью замыкались, распресняясь или, возможно, осолоняясь (поздний баден, слой Велички; поздний чокрак, караган – История неогеновых моллюсков..., 1986; Гончарова, 1989). В сармате произошло объединение бассейнов Западного и Восточного Паратетиса. Однако поскольку вопрос о гидрологии сарматского моря достаточно дискусионен и требует отдельного самостоятельного обсуждения, в данной статье он не рассматривается.

Более детальная картина взаимоотношений Западного и Восточного Паратетиса в среднем миоцене, исключая сармат, в зоне их ближайшего контакта (ЮВ Румыния, Молдавия и юго-запад Украины) недостаточно ясна и выглядит приблизительно следующим образом. В начале среднего миоцена (ранний баден) море Западного Паратетиса доходило на востоке до пос. Липканы на самом северо-западе Молдавии (богородчанская

свита – Рошка и др., 1968; Рошка, Хубка, 1981) и до Прута в Румынии (туфы Деж – Popescu, 1987)¹. Чокракские же отложения Восточного Паратетиса, коррелируемые с ранним баденом, отмечены лишь значительно юго-восточнее, на шельфе Черного моря, на поднятии Голицына (Куличенко, Савронь, 1984) и, по-видимому, могли достигать крайнего юга Саратовского района на юго-западе Одесской области (Рошка, Хубка, 1981). Фауна, как раннебаденская, так и чокракская, носит типичный для своих бассейнов характер и не обнаруживает следов смешения (Гончарова, 1989).

На следующем этапе (низы позднего бадена–караган – Стратиграфия СССР, 1986) отложения Западного Паратетиса представлены тиасской свитой и подобно богородчанским на юго-востоке не известны далее пос. Липканы. Ближайшие выходы карагана (Восточный Паратетис), отмечены лишь на юге Белгород-Днестровского района Украины (села Полевое и Широкое – Рошка и др., 1968). Смешения фаунистических комплексов не наблюдается и в этих отложениях.

Наконец, в позднебаденско-конкское время в Западном Паратетисе на обсуждаемой территории формировались осадки черновицкой свиты, доходящей на восток до села Наславче (Северная Молдавия); затем граница ее распространения следует по р. Кайнар, доходя до ее устья и сворачивая на северо-восток к поселку Каменка на Днестре, далее она проходит по Днестру на юг до села Цыбулевка, где сворачивает на юго-запад к населенным пунктам Страшены, Котовское и Комрат. На юге Молдавии граница проходит се-

¹ Ф. Маринеску с коллегами реконструируют пролив раннебаденского моря от низовьев Дуная до Черного моря (Neogene palaeogeographic..., 1988), но фактическое обоснование этой реконструкции остается не известным.

вернее г. Кагул и уходит в Румынию (Рошка, 1969). Конкские же отложения Восточного Паратетиса в естественных обнажениях фиксируются с востока на запад примерно до Одессы. Как верхнебаденские, так и конкские отложения также содержат фаунистические комплексы, типичные для соответствующих бассейнов (Стратиграфия СССР, 1986).

Таким образом, решающими для палеогеографических реконструкций Восточного и Западного Паратетиса в рассматриваемое время (средний миоцен до сармата) являются любые данные, отражающие события, протекающие на территории Молдавии и юго-запада Украины, т.е. в районах, разделявших ближайшие выходы отложений двух бассейнов.

К северо-востоку от самых крайних юго-восточных выходов богородчанской и тирасской свит в подольском Приднестровье (Украина) выходит на поверхность толща зеленоватых глинистых песков, каолиновых песчаников и клейких на ощупь, слабо карбонатных гончарных и углистых глин с кремневой галькой подстилающих пород в нижней части. Мощность толщи обычно 3–10 м, редко превышает 20 м; площадь развития около 10000 км² (Выржиковский, 1929; Молявко, 1982). Эти отложения протягиваются полосой обнажений по р. Тырнаве и от юго-восточных окрестностей г. Ярмолинцы (с. Сутковцы) через бассейны левых притоков Днестра: р. Студеницы (с. Студеница), р. Ушицы (села Зиньков, Синяковцы, Великая Кужелева, Миньковцы, Тимков), р. Калюса (села Березовка, Калюс, Калюсик, Куча) и далее на восток вдоль левобережья Днестра (села Нагоряны, Ровное, Озаринцы, г. Могилев-Подольский, села Черневцы, Вилы Ярутские, Яруга, Ямполь, Великая Косница, Стена) с сильно выдающимся на восток языком у с. Томашполь. Затем уже на территории Молдавии (села Грушка, Кузьмин, Каменка) их выходы резко сокращаются и ограничиваются на юге окрестностями г. Рашкова (Выржиковский, 1929; Сорочан, 1958). Толща этих зеленых песков и глин залегает на меловых или более древних породах и перекрывается либо трансгрессивно залегающими с четкими признаками размыва фаунистически датированными верхнебаденскими отложениями (аналогами черновицких слоев), либо постепенно переходит в нижне-сарматские отложения (Сорочан, 1958; Молявко, 1969; Рошка, 1975). Вся эта толща характеризуется очень низкой карбонатностью и практически лишена органических остатков. В ней отмечены (села Рутковцы и Миньковцы Хмельницкой области) лишь единичные, плохой сохранности фораминиферы: *Ammonia cf. galiciana* (Putrja), *A. cf. besarii* (L.), *Cibicides* sp., *Quinqueloculina* sp., *Elphidium* sp., а также спикулы и стеррастры губок. Плохая сохранность фауны к тому же не дает уверенности в ее залегании *in situ* (Венглинский,

Горецкий, 1979). Эти отложения были названы Р.Р. Выржиковским (1929) подольским "ярусом" или правильнее подольской свитой. Важно подчеркнуть, что вопреки утверждениям некоторых исследователей (Молявко, 1982), единственная находка фауны моллюсков хорошей сохранности – *Anadara turonica* (Duj.), *Linga columbella* (Lmk), *Loripes dentatus* (Defr.), *Parvicardium papillosum* (Poli), *Turritella bicarinata* Eichw., *Dentalium* sp., описанная Н.В. Думитрашко (1929) из отложений с. Кучи (р. Калюс), по мнению В.Х. Рошки происходит не из подольского "яруса", а из перекрывающих верхнебаденских отложений.

К югу и востоку от указанной полосы выходов зеленоцветной толщи на территории Молдавии и Украины (до жел. ст. Котовская и г. Ананьева на восток и черноморского побережья Молдавии и Украины на юг) скважинами вскрыты зеленые и зеленовато-серые неслоистые, песчаные глины и вулканогенные бентониты с плохо отсортированными кварцевыми песками и комковатыми песчанистыми глинами. Литологически они не отличимы от описанных выше и обозначаются либо как подольская свита (Рошка, 1973; Рошка, Хубка, 1981), либо с той же степенью условности относятся к отложениям чокракского регионаруса (Рошка и др., 1968; Рошка, 1969). Эти отложения в центральных районах Молдавии к северо-западу от г. Кишинева (села Корнешты и Баланешты) на основании баденского комплекса моллюсков и состава нанопланктона со *Sphenolithus heteromorphus*, характерного для зоны NN 5, коррелируются с богородчанской свитой моравского подъяруса бадена (Головина и др., 1986). На основании вышеперечисленных данных естественно рисовать здесь залив раннебаденского моря (рис. 1). Сходную корреляцию прослоев зеленых песчаных бентонитовых глин вулканического происхождения подольской свиты Восточной Молдавии с туфом Деж Румынии и горизонтом туфов богородчанской свиты Предкарпатья предлагают И.С. Чумаков, С.Л. Бызова, С.С. Ганзей (1992). К сожалению, более конкретно районы исследований ими не указаны.

На юго-западе Одесской области, в южной части междуречья Днестра и Дуная (у сел Новоселовка, Вишневое, Ярославка) скважинами также вскрыты зеленовато-серые и серовато-зеленые глауконитсодержащие алевритистые глины и глинистые алевриты с микрофауной нижнего миоцена (Рошка, Хубка, 1981). Их перекрывают литологически сходные отложения в скважинах у сел Ярославка и Вишневое, охарактеризованные моллюсками и микрофауной. В.Х. Рошка и А.Н. Хубка (1981) считают эту фауну чокракской на основании находки *Chlamys varnensis* (Toula) (=Ch. pertinax Zhizh.) и *Ervilia praepodolica* Andrus. В то же время найденная ими в тех же отложениях *Textularia* sp., не известная в Восточном Паратетисе

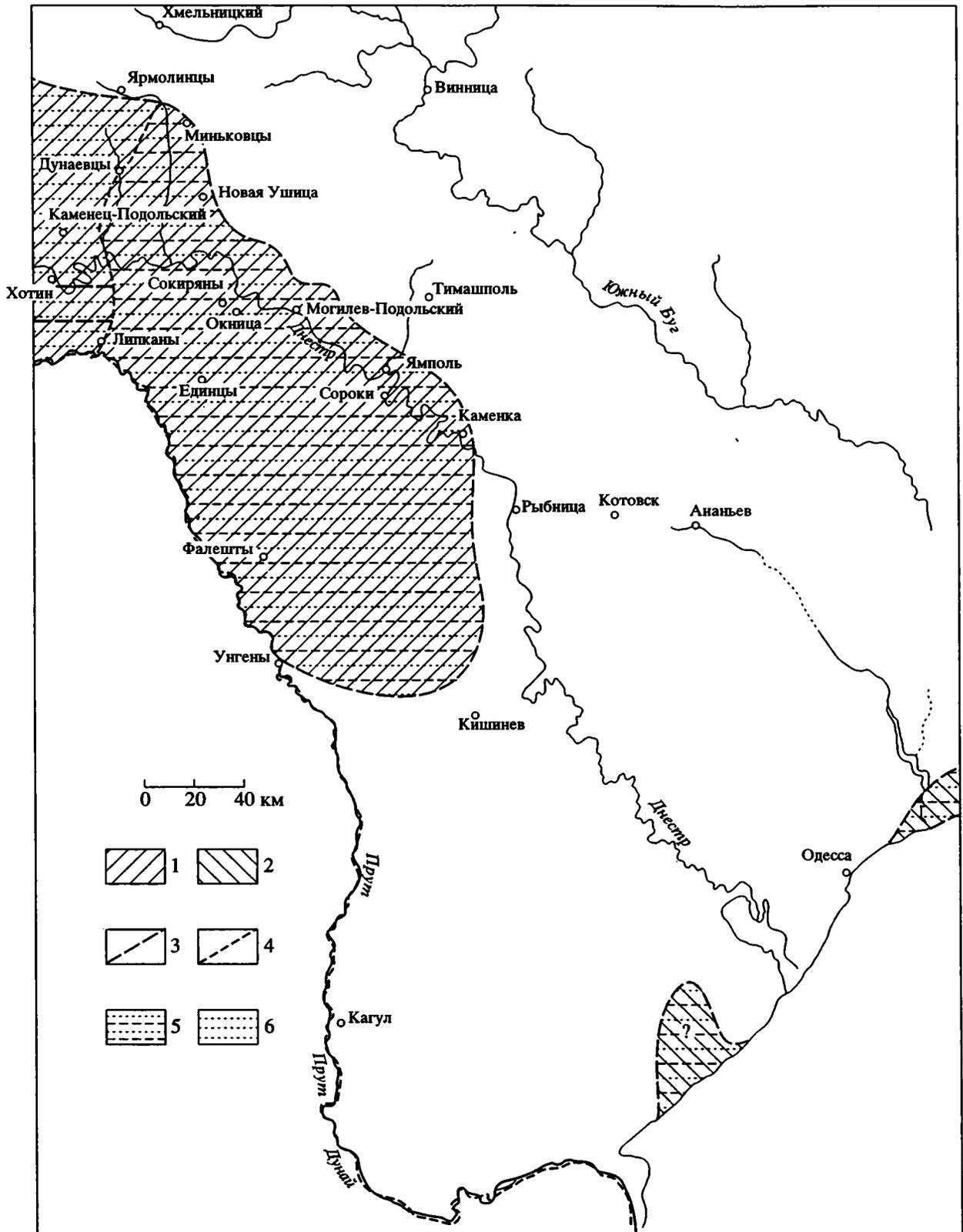


Рис. 1. Палеогеография смежных акваторий раннебаденского и чокракского бассейнов.

1 – Западный Паратетис; 2 – Восточный Паратетис; 3 – условная граница бассейна; 4 – граница литофаций; 5 – песчано-глинистые отложения; 6 – песок.

выше низов верхнего тархана, не позволяет рассматривать эту датировку как бесспорную. И все же мы не можем исключить того, что чокракский бассейн на западе достигал этого района. Следует отметить, что зеленоцветные маломощные (~5,5 м) отложения по результатам бурения вообще широко распространены в этом регионе Одесской области (Белгород-Днестровский, Саратовский, Арцизский и Татарбунарский районы – Рошка и др., 1968). К сожалению, кроме вышеуказанных скважин, контакт их с подстилающими породами не установлен, но имеющаяся фауна указывает скорее на возраст не моложе начала позднего тархана (Гончарова, 1989). Стратиграфически более высокое положение занимают глинистые зеленовато-серые известняки и серовато-зеленые песчанистые глины мощностью до 6,5 м в скважинах у сел Широкое и Полевое Белгород-Днестровского района. В них обнаружена фауна карагана. Это моллюски *Spaniodontella pulchella* (Baily) и *S. gentilis* (Eichw.), а также *Ervilia pusilla* Phil., *Varnea* ex gr. *pseudoustjurtensis* Bog., *Potamidés nodosoplicatus* (M. Hoem.), а из фораминифер *Nonionella karaganica* Krasch. (Рошка, 1969).

В уже указанных районах Северо-Восточной и Центральной Молдавии зеленоцветная нижнебаденская толща перекрывается трансгрессивно и со стратиграфическим несогласием лежащими на ней отложениями верхнего бадена (черновицкая свита). Черновицкая свита, или косовский подъярус в припрутских районах северной и центральной частей Молдавии в пределах рифовой полосы в основании представлена органогенно-обломочными известняками (до 8 м мощностью) иногда с подчиненными прослоями глин и песчаников, выше глинистыми литогамниевыми (до 20 м мощностью), либо биогермными верметусово-литогамниевыми известняками (высота массивов до 60 м). К востоку от рифовой полосы черновицкие отложения повсеместно представлены органогенными известняками, песчаниками и песками с прослоями глин. Роль известняков в разрезе уменьшается с запада на восток. Мощность всей свиты в этих районах сокращается, обычно не превышая 44 м (Рошка, Хубка, 1981; Стратиграфия СССР, 1986). Считается, что площадь распространения черновицкой свиты значительно меньше площади распространения подольской свиты (Рошка, Хубка, 1981). Возможно, что это не всегда соответствует действительности, особенно в восточных районах их распространения, так как литологически здесь отложения подольской и черновицкой свит практически не различимы: те же зеленовато-серые пески. Примером являются отложения в районе г. Ананьева. Вскрытые здесь в скважинах отложения, как уже упоминалось, рассматривались обычно как подольская свита, а иногда определялись как чокракские.

И.М. Баргу и его соавторам (Гилькман и др., 1981) на основании изучения микрофауны из ряда скважин севера Одесской области (Балтский, Котовский, Любашевский, Ананьевский районы) удалось установить здесь наличие верхнебаденских (“верхний тортон”) отложений, которые могут считаться аналогами черновицкой свиты. Эти выводы украинских исследователей согласуются с новыми данными, полученными нами по моллюскам, добытым из керна скв. № 11, пробуренной в 1982 г. при геосъемке масштаба 1 : 200000 в окрестностях г. Ананьева. КERN, содержащий раковины моллюсков различной степени сохранности, был любезно передан нам для дальнейшего изучения В.Х. Рошкой, которому, пользуясь случаем, выражаем свою признательность.

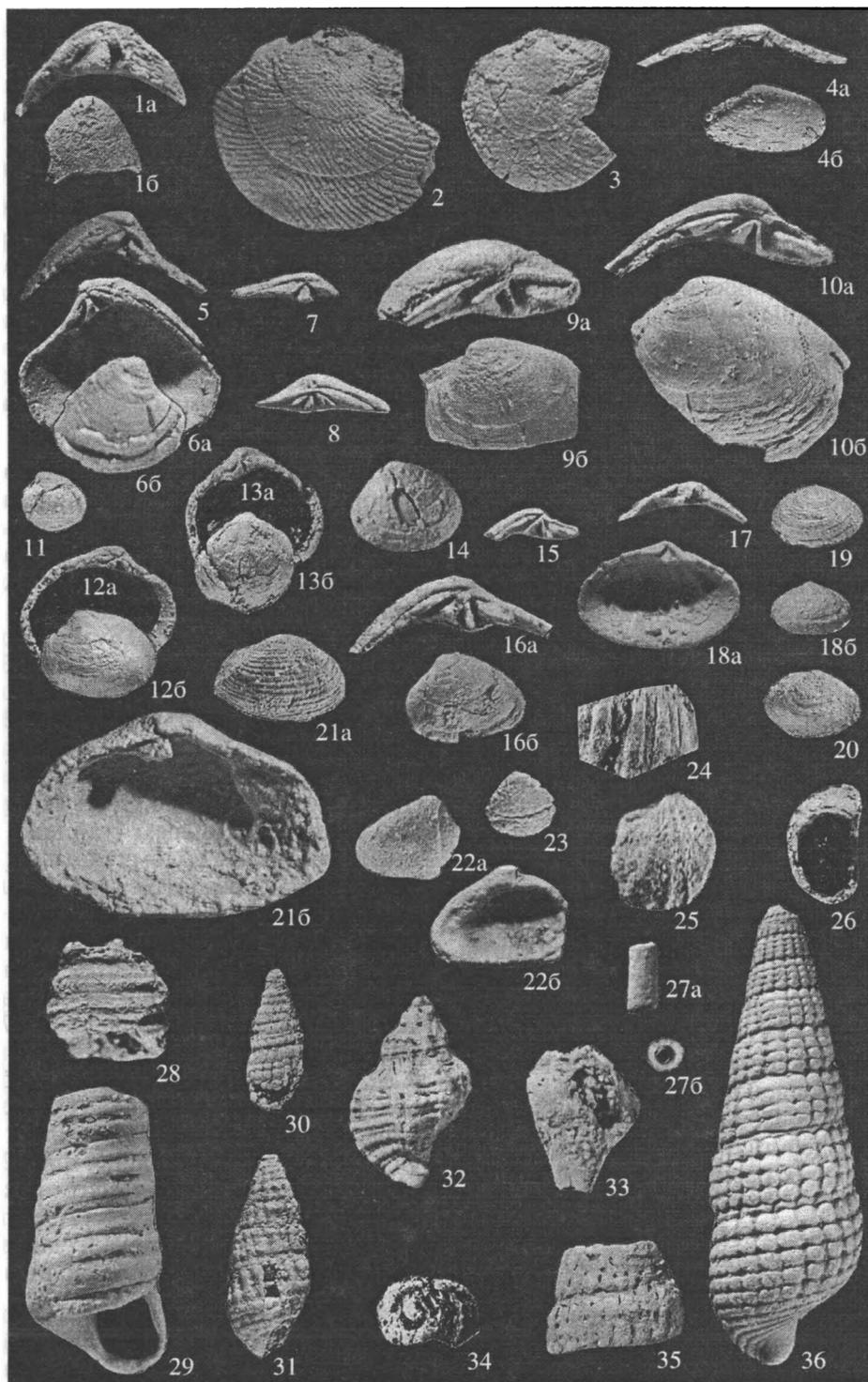
Скв. № 11 на глубине 105–109,5 м вскрыла 4,5-метровую толщу зеленовато-серых глинистых уплотненных кварцевых песков от крупно- до среднезернистых с тонкими прослоями песчаника и бентонитовой глины. По мнению В.Х. Рошки, эти отложения датируются как чокракские, залегают на верхнемеловых известняках и перекрываются отложениями нижнего сармата.

Из указанных отложений скв. 11 нами определено до вида 15 форм моллюсков, а остальные 7 форм ввиду худшей сохранности определены лишь до рода, либо подрода. Здесь присутствуют двустворки: *Spondylus* sp. (таблица, фиг. 1), предствленный обломком верхней части раковины с хорошо сохранившимся замком; из люцинид – 3 неполных раковины *Divalinga ornata* (Agassiz) (таблица, фиг. 2, 3); из венерид – 3 раковины хорошей сохранности *Clausinella basteroti* (Deshayes) (таблица, фиг. 5, 6), 6 раковин *Pitar (Pitar) rudis* (Poli) (таблица, фиг. 14–16), 2 обломка примакущечной части с замком *Callista italica* (Defrance) (таблица, фиг. 9, 10), 6 раковин *Timoclea (Parvivenus) marginata* (Hoernes) (таблица, фиг. 11–13), а также по одному обломку правых створок с замками *Paphia (Callistotapes) sp.* (таблица, фиг. 8) и *Venerupis (Polititapes) sp.* (таблица, фиг. 7); из теллинид – одна правая створка хорошей сохранности *Tellina (Laciolina) pretiosa* Eichwald (таблица, фиг. 4); из мезодесматид – 10 раковин *Ervilia pusilla pusilla* (Philippi) (таблица, фиг. 17–20). Корбулиды представлены тремя раковинами *Corbula (Caryocorbula) carinata* Dujardin (таблица, фиг. 21), обломком левой створки *C. (Caryocorbula) sp.* (таблица, фиг. 22) и двумя раковинами *C. (Varicorbula) gibba gibba* (Olivi) (таблица, фиг. 23); кардииды – одной раковиной и обломком раковины с плохо сохранившейся скульптурой *Acanthocardia sp.* (таблица, фиг. 24, 25). Найдена и одна раковина *Chama (Psilopus) gryphoides* Linné (таблица, фиг. 26).

Гастроподы представлены единичными раковинами и обломками раковин, не всегда позволяющими идентифицировать их полностью с близ-

кими видами. Из туррителлид – обломок *Turritella* cf. *tricincta* (таблица, фиг. 28) по фрагментам скульптуры не вызывает особых сомнений в близости ее к *T. tricincta* Vorson (таблица, фиг. 29), известной из миоцена Западного Паратетиса и тархана Центрального Предкавказья. Из потамидид – обломок *Terebralia* cf. *bidentata* (таблица, фиг. 35),

которая по характеру скульптуры также наиболее близка к *T. bidentata* (DeFrance in Grateloup) (таблица, фиг. 36) из конки Центрального Предкавказья, а определение *Potamides* (*Pirenella*) *gam-litzensis* (Hilber) (таблица, фиг. 30) и *P. (Pirenella)* *nodosoplicatus* (M. Hoernes) (таблица, фиг. 31) не вызывает сомнений. Только до рода удалось оп-



ределить *Natica* sp. (таблица, фиг. 34) и из мурцид *Nadriana* sp. (таблица, фиг. 33), которая по форме последнего оборота и особенностям фрагментарно сохранившейся скульптуры несколько напоминает те же признаки у представителей вида *N. boeckii* (R. Hoernes et Auinger) (таблица, фиг. 32), известного из среднего миоцена Западного и Восточного Паратетиса.

В этом комплексе нет ни конкских, ни чокракских эндемиков. Весь комплекс баденский, причем 3 вида из них [*Pitar* (*Pitar*) *rudis*, *Corbula* (*Caryocorbula*) *carinata*, *Turritella* *tricincta*], а также род *Spondylus* и подрод *Raphia* (*Callistotapes*) не встречаются до сих пор в синхронных отложениях Восточного Паратетиса. 5 баденских видов [*Divalinga* *ornata*, *Tellina* (*Laciolina*) *pretiosa*, *Potamides* (*Pirenella*) *gamlitzensis*, *Terebralia* *bidentata*, *Dentalium* (*Antalis*) sp.] и представители рода *Nadriana* встречаются в конке, но отсутствуют в чокраке. Остальные баденские виды обитали также в чокракском и конкском бассейнах, причем около трети из них лишь на юго-востоке Восточного Паратетиса. На основании того, что некоторые моллюски из скв. 11 имеют скорее позднебаденский, чем более древний облик, мы оцениваем этот комплекс именно как позднебаденский. Эта точка зрения вполне согласуется с данными по микрофауне, приведенными в работе украинских исследователей (Гилькман и др., 1981).

Судя по составу обнаруженной в районе г. Ананьева позднебаденской фауны моллюсков, в ней отсутствует подавляющая часть полигалинных баденских видов, заселявших конкский бассейн в

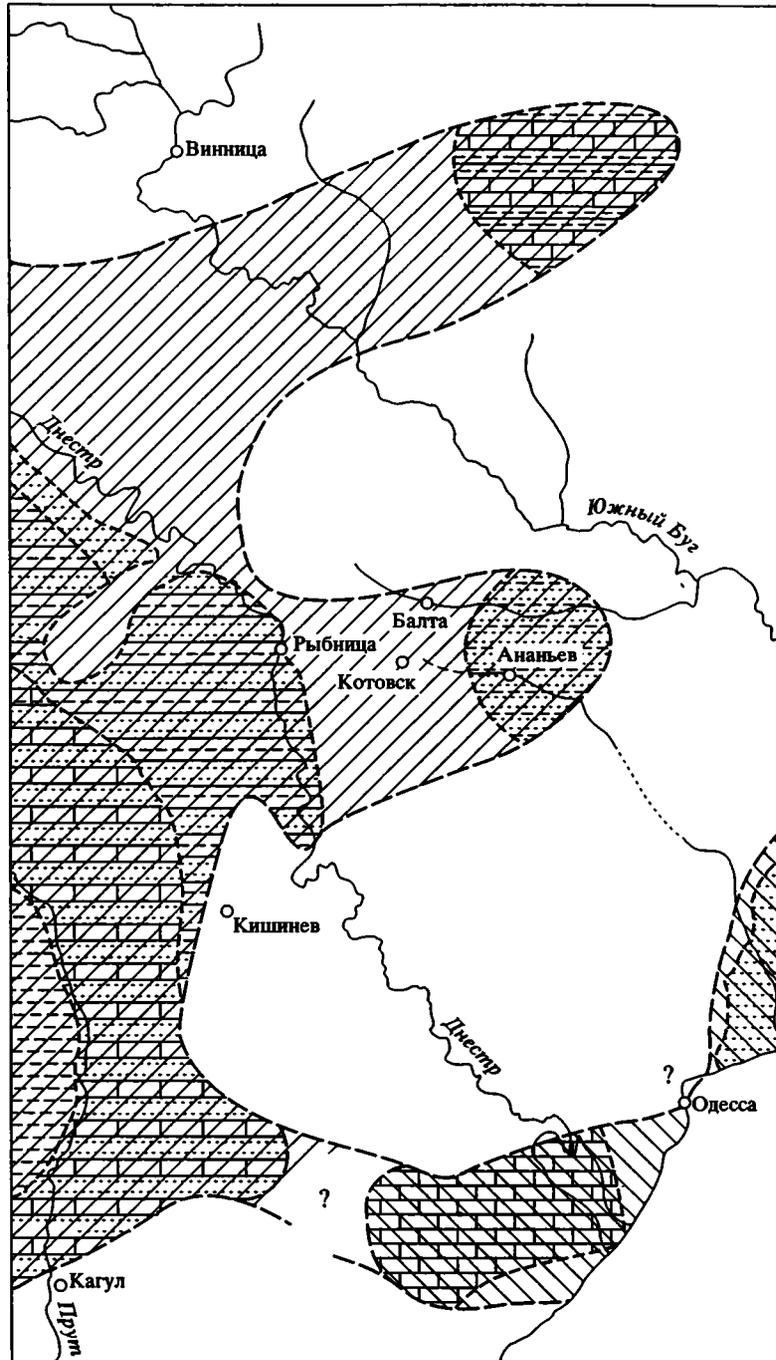
сартагане и в поздней веселянке в восточных и юго-восточных районах этого бассейна (Закавказье, Закаспий). Поэтому можно с уверенностью сказать, что позднебаденское море заканчивалось здесь заливом, соленость которого была несколько ниже, чем в самом позднебаденском бассейне. Скорее всего это было продолжение Рыбницкого залива (Рошка, Саянов, 1965), который не ограничивался на востоке районами Приднестровья, а проникал на восток значительно дальше, доходя до долготы между пос. Любашевка и Врэдиевка. О какой-либо связи Западного и Восточного Паратетиса в этих районах говорить не приходится (рис. 2).

На наличие возможной связи Западного и Восточного Паратетиса могут указывать материалы скважин, пробуренных на юге Одесской области, в междуречье Днестра и Прута (Рошка и др., 1968). Здесь в Саратовском, Арцизском и Татарбунарском районах, уже упомянутых выше, зеленоцветная толща в основном верхов нижнего миоцена перекрывается отложениями, литологически сходными с черновицкими или синхронными с ними. Возраст их невозможно определить однозначно (либо как конкский, либо как позднебаденский), так как состав фауны носит смешанный характер. В.Х. Рошкой из этих отложений определены (часто только до "cf." и "ex gr.") многие виды моллюсков, характерные как для позднего бадена, так и для конки, либо являющихся только конкскими эндемиками: *Acanthocardia* *andrussovi* (Sok.), *Obsoletiforma* *lithopodolica* *ruthenica* (Hild.), *Loripes* *dentatus* (Desh.) [= *L. niveus* (Eichw.)], *Mac-tra* *basteroti* May., *Chlamys* *malvinae* (Dub.), *Ervilia*

Таблица. Моллюски из позднего бадена скважины № 11 у г. Ананьева (Одесская область, Украина).

1 – *Spondylus* sp., № 583/937, правая створка: 1а – замок (×3), 1б – снаружи (×1.5). 2–3 – *Divalinga* *ornata* (Agassiz) (×2); 2 – № 583/938, скульптура раковины, 3 – № 583/939, правая створка снаружи. 4 – *Tellina* (*Laciolina*) *pretiosa* Eichwald, № 583/940, правая створка: 4а – замок (×5), 4б – снаружи (×1.5). 5–6 – *Clausinella* *besteroti* (Deshayes): 5 – № 583/941, замок левой створки (×5); 6 – № 583/942, правая створка: 6а – внутри (×5); 6б – снаружи (×3). 7 – *Venerupis* (*Polititapes*) sp., № 583/943, замок правой створки (×3). 8 – *Raphia* (*Callistotapes*) sp., № 583/944, замок правой створки (×5). 9, 10 – *Callista* *italica* (Defrance), левые створки, 9 – № 583/945: 9а – замок (×2), 9б – снаружи (×1.5); 10 – № 583/946: 10а – замок (×2), 10б – снаружи (×1.5). 11–13 – *Timoclea* (*Parvivenus*) *marginata* (Hoernes): 11 – № 583/947, левая створка снаружи (×2); 12 – № 583/948, левая створка: 12а – внутри (×3), 12б – снаружи (×2); 13 – № 583/949, правая створка: 13а – внутри (×4); 13б – снаружи (×2). 14–16 – *Pitar* (*Pitar*) *rudis* (Poli), левые створки: 14 – № 583/950 снаружи (×3); 15 – № 583/951, замок (×5); 16 – № 583/952: 16а – замок (×5), 16б – снаружи (×3). 17–20 – *Ervilia* *pusilla* *pusilla* (Philippi), 17 – № 583/953, несколько поврежденный замок правой створки (×4); 18 – № 583/954, левая створка: 18а – внутри (×4), 18б – снаружи (×2); 19 – № 583/955, левая створка снаружи (×2); 20 – № 583/956, то же (×2). 21 – *Corbula* (*Caryocorbula*) *carinata* Dujardin, № 583/957, правая створка: а – снаружи (×2), б – внутри (×4). 22 – *Corbula* (*Caryocorbula*) sp., № 583/958, обломок левой створки с сильно поврежденной наружной поверхностью: а – снаружи (×2), б – внутри (×3). 23 – *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* *gibba* (Olivi), № 583/959, правая створка снаружи (×3). 24–25 – *Acanthocardia* sp., 24 – № 583/960, правая створка со стороны заднего поля (×4); 25 – № 583/961, фрагмент скульптуры (×2). 26 – *Chama* (*Psilopus*) *gryphoides* L., № 583/962, левая створка внутри (×3). 27 – *Dentalium* (*Antalis*) sp., № 583/963, обломок раковины (×3): а – сборку, б – сечение. 28 – *Turritella* cf. *tricincta* Bors., № 583/964, ×2, обломок раковины. 29 – *Turritella* *tricincta* Bors., № 4450/63, ×1.5, чокракский региоарус Центр. Предкавказья, балка Яман–Джалга, поврежденная раковина со стороны устья (переотложена из тархана). 30 – *Potamides* (*Pirenella*) *gamlitzensis* (Hilb.), № 583/965, ×1.5, раковина со стороны, противоположной устью. 31 – *Potamides* (*Pirenella*) *nodosoplicatus* (M. Hoern), № 583/966, ×2, раковина со стороны, противоположной устью. 32 – *Nadriana* *boeckii* (R. Hoern. et Auinger), № 4450/290, ×2, конкский региоарус Мангышлака, гора Аксенгир; раковина со стороны, противоположной устью. 33 – *Nadriana* sp., № 583/967, ×6, поврежденный последний оборот раковины со стороны, противоположной устью. 34 – *Natica* sp., № 583/968, ×3, обломок раковины, вид сверху. 35 – *Terebralia* cf. *bidentata* (Defr. in Grat.), № 583/969, ×3, обломок раковины. 36 – *Terebralia* *bidentata* (Defr. in Grat.), № 4450/209, ×1.5, конкский региоарус Центр. Предкавказья, гора Дубровая; раковина со стороны, противоположной устью.

Коллекции № 583 и № 4450 хранятся в Палеонтологическом институте РАН.



0 20 40 км

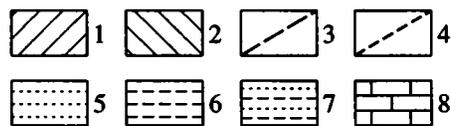


Рис. 2. Палеогеография смежных акваторий позднебаденского и конкского бассейнов.
 1 – Западный Паратетис; 2 – Восточный Паратетис; 3 – условная граница бассейна; 4 – граница литофаций; 5 – песок;
 6 – глины, алевроит; 7 – песчано-глинистые отложения; 8 – органогенный известняк.

pusilla trigonula Sok., *Corbula gibba* Ol., *Parvivenus konkensis* (Sok.), *Clausinella basteroti* (Desh.), *Neritina picta* (Fer.), *Barnea ustjurtensis* (Eichw.), *Turritella spirata* (Brocchi) (= *T. subangulata* Eichw.) и ряд других, а также *Diloma* (*Paroxystele*) *orientalis* Cossm. et Peyr., *Scaphander lignaris* (L.), *Anadara turonica* (Duj.), *Neorupnodonte cochlear* (Poli) и др. Этот список может служить основанием для отнесения перечисленных моллюсков к смешанному позднебаденско-конкскому комплексу. Здесь же определены как поли-, так и эвригалинные виды фораминифер: *Borelis melo* (F. et M.), *Triloculina gibba* Orb., *Elphidium notabilis* Pischw., *E. macellum* (F. et M.), *Quinqueloculina consobrina* Orb., *Peneroplis laevigatus* Kar., *Pyrgo simplex* Orb., *Porosonion subgranosus* (Egger), *Ammonia beccarii* (L.) и ряд других (Рошка и др., 1968). Следует особо отметить, что вид *Diloma* (*Paroxystele*) *orientalis* в Восточном Паратетисе известен пока только в сартагане Закаспия, Закавказья и очень редко в Западном Предкавказье; в более западных районах, ни в Крыму, ни на территории Южной Украины этот вид встречен не был, хотя в позднем бадене Западного Паратетиса довольно обычен. Туррителлы в конке Восточного Паратетиса известны в основном только в поздней веселянке, т.е. во время второго прохореза морской более или менее полигалинной фауны в конкский бассейн (Ильина, 1993).

Возможно, Западный Паратетис с Восточным в позднебаденско-конкское время имел сообщение через Преддобруджинский и Бирладский прогибы, а далее через южные районы нынешней Одесской области (Рошка и др., 1968; Дідковський, Носовський, 1975) (см. рис. 2). Однако связь эта скорее всего происходила не в сартагане, а в самом конце поздней веселянки, поскольку в упомянутом выше комплексе моллюсков из междуречья Днестра и Прута имеются не только эвригалинные виды, но и веселянские эндемики. Вообще же конкский бассейн как в сартагане, так и в поздней веселянке имел сообщение с открытыми водами на юго-востоке бассейна, что обосновывается присутствием наиболее разнообразных, достаточно полигалинных видов моллюсков в районах Закавказья, Закаспия и Предкавказья (Ильина, 1993, 1995).

ВЫВОДЫ

1. Имеющиеся данные позволяют считать, что между раннебаденским и чокракским бассейнами связей не существовало.

2. Между позднебаденским и конкским бассейнами сообщение скорее всего имело место в области междуречья Днестра и Прута; время существования этой связи вероятнее всего отвечает концу веселянки.

3. Возраст моллюсков из скв. 11 у г. Ананьева оценивается как позднебаденский.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 97-04-49870.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Венглинский И.В., Горецкий В.А.* Стратотипы миоценовых отложений Вольно-Подольской плиты, Предкарпатского и Закарпатского прогибов. Киев: Наукова думка, 1979. 174 с.
- Выржиковский Р.Р.* Заметка о Подольском "ярусе" Приднестровского неогена // Изв. Геол. комитета. 1929. Т. 48. Вып. 4. С. 126.
- Гилькман А.И., Савенко Н.Г., Барг И.М.* О выделении "верхнеторгонских" отложений в северных районах Одесской области // Геол. журн. 1981. Т. 41. № 4. С. 136–140.
- Головина Л.А., Музылев Н.Г., Рошка В.Х.* Новые данные о стратиграфии баденских отложений Молдавии // Палеонтолого-стратиграфические исследования разрезов мезозоя и кайнозоя междуречья Днестр–Прут. Кишинев: Штиинца, 1986. С. 24–34.
- Гончарова И.А.* Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука, 1989. 197 с.
- Дідковський В.Я., Носовський М.Ф.* Причерноморська западина: Миоцен // Стратиграфія УРСР. Т. 10. Неоген. Київ: Наукова думка, 1975. С. 32–70.
- Думитрашко Н.В.* Фауна середземноморських покладів с. Куча на Кам'яничіні // Вісник УВГК. 1929. № 13. С. 2–32.
- Ильина Л.Б.* Определитель морских среднемиоценовых гастропод Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993, 149 с.
- Ильина Л.Б.* О связях среднемиоценовых (тархан–конка) бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. С. 133–136.
- История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с.
- Куличенко В.Г., Савронь Э.Б.* Средний миоцен // Геология шельфа УССР. Киев: Наукова думка, 1984. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). С. 123–130.
- Моляко Г.И.* Дискуссионные вопросы стратиграфии неогеновых отложений Украины и Молдавии // Стратиграфия неогена Молдавии и юга Украины. Кишинев: Изд-во АН МССР, 1969. С. 3–12.
- Моляко Г.И.* Подольская свита // Стратиграфический словарь. Л.: Недра, 1982. С. 343.
- Невесская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А. и др.* История Паратетиса // Палеоокеанология. Коллоквиум 03. Доклады. Т. 3. XXVII Междунар. геол. конгресс. М.: Наука, 1984. С. 91–101.
- Рошка В.Х.* Стратиграфия неогеновых отложений Белгород–Днестровского района // Стратиграфия неогена Молдавии и юга Украины. Кишинев: Изд-во АН МССР, 1969. С. 91–105.
- Рошка В.Х.* Очерк стратиграфии неогеновых отложений территории г. Кишинева и его окрестностей // Палеонтология и стратиграфия мезозойских южных ок-

раин Русской платформы. Кишинев: Штиинца, 1973. С. 141–151.

Рошка В.Х. Подольский ярус // Стратотипы ярусов неогена Средиземноморья. Т. 2. Bratislava: Veda, 1975. С. 293.

Рошка В.Х., Саянов В.С. Средний миоцен. Время образования подольской свиты // Палеогеография Молдавии. Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1965. С. 95–97.

Рошка В.Х., Синегуб В.В., Бобринская О.Г. и др. О среднемиоценовых отложениях южной части междуречья Прут–Днестр // Изв. АН МССР. Сер. биол. и хим. наук. 1968. № 3. С. 50–56.

Рошка В.Х., Хубка А.Н. Очерк стратиграфии неогеновых отложений междуречья Днестр–Прут // Биостратиграфия антропогена и неогена юго-запада СССР. Кишинев: Штиинца, 1981. С. 78–106.

Сорочан О.А. Стратиграфия среднемиоценовых відкладів Волино-Подільської схилу Українського кристалічного щита за фауною пелеципод. Київ: Видво АН УССР, 1958. 31 с.

Стратиграфия СССР. Неогеновая система (Полутом 1). М.: Недра, 1986. 420 с.

Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М.: Наука, 1992. 96 с.

Neogene palaeogeographic atlas of Central and Eastern Europe. Budapest: Hung. Geolog. Inst. 1988. Map. № 3.

Popescu G. Marine middle miocene microbiostratigraphical correlation in Central Paratethys // Dări seama... Inst. Geol. Geofiz. 1987. V. 72–73/3. P. 149–167.

Рецензент И.А. Басов

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГАНЫЧАЛАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ПЕНЖИНСКИЙ КРЯЖ, КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

© 1997 г. С. Д. Соколов*, В. Н. Григорьев*, В. А. Аристов*,
Н. Л. Евглевский**, А. А. Пейве*, Л. Е. Штеренберг*

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

** Северо-Камчатская комплексная геологическая экспедиция
683000 Камчатская обл., пос. Корф

Поступила в редакцию 24.07.95 г., получена после доработки 19.02.96 г.

В статье обобщен большой фактический материал как оригинальный, так и литературный, касающийся фаунистической характеристики, вещественного состава и фациального типа ордовикских отложений Пенжинского кряжа. Эти отложения (элгеминайская серия) – характерная составляющая Ганычаланского террейна, одной из главных структурных единиц кряжа. В пяти рассмотренных разнофациальных разрезах выделяются три свиты: хинантыкульская (арениг (?)-ранний лланвирн), куюлпильская (лланвирн-ранний карадок), оленинская (поздний карадок-ашгилл). Хинантыкульская, существенно эффузивная, является верхней частью разреза офиолитовой ассоциации. Куюлпильская – наиболее фациально изменчивая, мелководная карбонатно-обломочная в северных разрезах и глубоководно-кремнисто-черносланцевая в южных. Оленинская – флишoidalная песчано-сланцевая, внизу с горизонтами конгломератов. В ее основании намечается размыв подстилающих ордовикских отложений, хотя большая часть обломочного материала аллохтонная. Оленинская свита отражает время аккреции или амальгамации ордовикской плиты к Северо-Американскому континенту. Последний поставлял большое количество грубообломочного материала, представленного вулканами дифференцированной серии и кембрийскими органогенными известняками. В статье приведены наиболее полные списки конодонтов и радиолярий элгеминайской серии.

Ключевые слова. Корякское нагорье, ордовик, террейн, конодонты, радиолярии, тектиты.

ВВЕДЕНИЕ

Ганычаланский террейн прослеживается по левобережью р. Пенжина, начиная от северо-восточного побережья Пенжинской губы до верховьев реки Майн (рис. 1). На большей части территории он перекрыт чехлом поздне меловых-четвертичных отложений.

Ганычаланский террейн относится к разряду сложных, или составных террейнов (Coney et al., 1980), имеет покровно-складчатое строение и объединяет комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках (рис. 2).

Нижнее структурное положение занимают метаморфизованные в зеленосланцевой и глаукофановой фациях вулканогенно-осадочные образования илпенийской свиты (Добрецов, 1974; Пономарева и др., 1966). Возраст метаморфизма – 327 млн. лет (Виноградов и др., 1994). Структурно выше расположены пластины дезинтегрированных офиолитов раннепалеозойского возраста (Марков и др., 1982; Ханчук и др., 1992). Их разрез начинается с пластины серпентинитового меланжа с блоками офиолитов и подстилающих пород илпенийской свиты. Выше залегает Хинантынупская пластина, представленная перидотитами, габброидами, диабазами, амфиболитами и мило-

нитами. Верхняя часть офиолитовой ассоциации сложена вулканогенно-осадочными образованиями, с которых начинается разрез элгеминайской серии (средний ордовик-ранний силур). Все перечисленные пластины смяты в сложную, опрокинутую на юго-восток, антиформу и резко несогласно перекрываются апт-альбскими отложениями кедровской свиты.

На юго-востоке по системе разломов Ганычаланский террейн надвинут на комплексы Упупкинского террейна, в строении которого, наряду с меловыми толщами, участвуют девонские, пермские и триасовые отложения. На северо-западе по крутому разлому проходит граница с мощной терригенной харитонинской свитой, возраст которой по многочисленным остаткам флоры и фауны – турнейско-визейский. Вопрос о выделении ее в качестве самостоятельного Харитонинского террейна (Ханчук и др., 1992) остается открытым, так как в Пальмакинском блоке отмечается их несогласное залегание на ордовикских отложениях (Мигович, 1963; Марков и др. 1982).

Рассматриваемый в статье регион является единственным в пределах Корякско-Камчатской складчатой области, где установлены фаунистически доказанные отложения ордовика. Отсюда

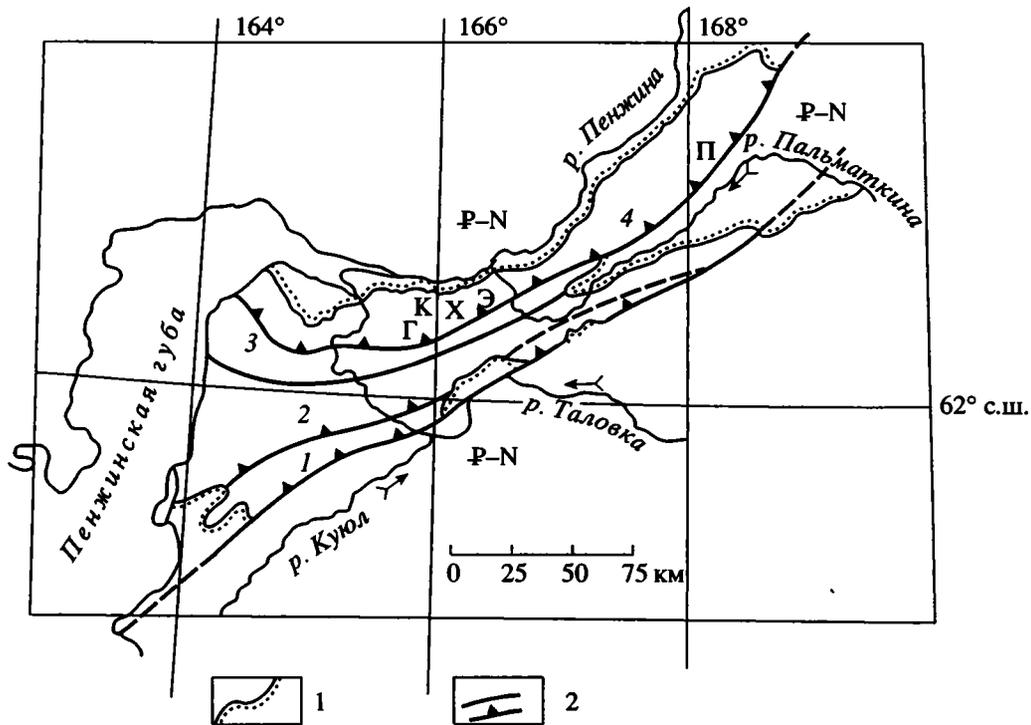


Рис. 1. Схема расположения типовых разрезов ордовикских отложений Пенжинского края.

1 – базальные горизонты орогенного комплекса (Ф-N); 2 – разломы, в том числе: а – надвиги. Цифрами показана террейны:

1 – Куюльский, 2 – Айнынский, 3 – Упупкинский, 4 – Ганычаланский.

Буквами обозначены опорные разрезы: П – Пальматкинский, Э – Элгеминайский, Х – Харитонинский, К – Куюльпильский, Г – Ганычаланский.

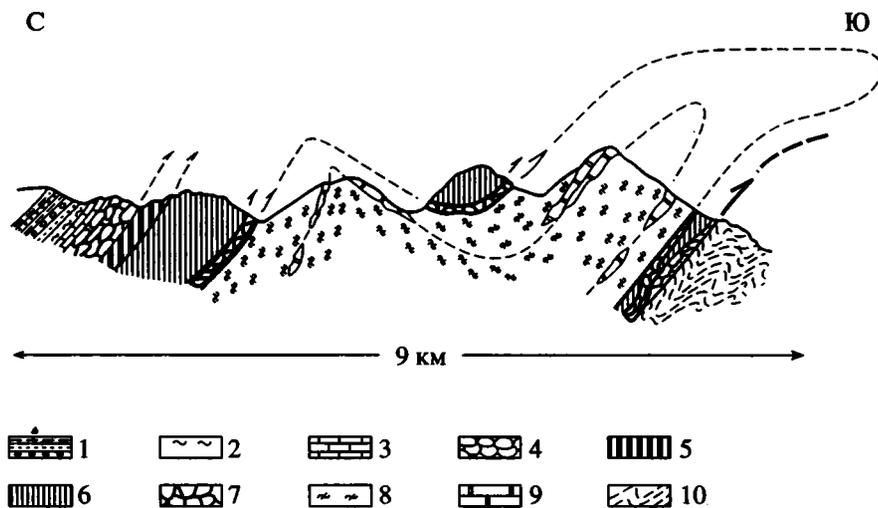


Рис. 2. Поперечный разрез Ганычаланского террейна.

1–4 – Элгеминайская пластина: 1 – обломочные породы, 2 – кремни, 3 – известняки, 4 – подушечные лавы; 5–6 – Хинантынупская пластина: 5 – параллельные дайки, 6 – габбро с поздними ультраосновными интрузиями; 7 – пластина серпентинитового меланжа; 8–9 – Илпене́йская пластина: 8 – зеленые и голубые сланцы, 9 – мраморы; 10 – терригенные породы (Р, Т, К₁) Упупкинского террейна.

следует важность их изучения и необходимость проведения межрегиональных корреляций для восстановления раннепалеозойской палеогеографии и палеотектоники.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕНЖИНСКОГО КРЯЖА

Наиболее крупный выход ордовикских отложений, относимых к Ганычаланскому террейну, расположен в пределах Понтонейских гор Пенжинского кряжа (рис. 1). В большинстве работ предыдущих исследователей и на многих тектонических схемах эти отложения вместе с другими палеозойскими толщами выделялись в составе Ганычаланского блока. При проведении в сороковых–пятидесятых годах на этой территории среднемасштабного картирования ордовикские отложения выделялись как часть девонских (Михайлов, 1957). Второй крупный выход палеозойских пород расположен в Слаутных горах (Пальматкинский антиклинорий) и удален от Ганычаланского блока примерно на 100 км к северо-востоку. Именно там И.М. Миговичем (1963), впервые в пределах Пенжинского кряжа, были установлены ордовикско-силурийские отложения. В Ганычаланском блоке они были обнаружены позднее исследованиями Н.Б. Заборовской и Г.Е. Некрасова (1974).

За последующие годы на эту тему были опубликованы лишь единичные работы. Наиболее подробно фактический материал изложен в статье (Белый и др., 1984), напечатанной в местном сборнике и потому оставшейся малоизвестной. Было предложено выделять ордовикские отложения Пенжинского кряжа как элгеминайскую серию, что позднее было использовано при крупномасштабном геологическом картировании Таловской серии листов.

При картировании в 1983–84 гг. в масштабе 1 : 50000 территории, захватывающей основную часть Ганычаланского блока, геологами Северо-Камчатской комплексной геологической экспедиции (Л.В. Баженовым, Н.Л. Евглевским, Я.А. Семеновым и др.) было обосновано деление элгеминайской серии на три толщи, отличающихся вещественным составом, возрастной характеристикой и разделенных несогласными соотношениями. Позднее, при составлении рабочей опорной легенды Таловской серии листов, С.Д. Шелудченко и Н.Л. Евглевский предложили эти толщи выделять как три свиты: хинантыкульскую (существенно эффузивную – O_2k), куюлпильскую (пеструю по составу и фациально изменчивую – O_2k-O_3k-as) и оленинскую (песчано-сланцевую – O_3as). Ниже показано, что накопленный палеонтологический материал позволяет существенно уточнить возраст этих свит.

При обосновании возраста свит составители легенды, дополнительно к известным находкам

макрофауны (брахиоподы, трилобиты, остракоды, криноидеи, граптолиты) и конодонтов, использовали новые до сих пор не опубликованные данные по радиоляриям, остатки которых встречаются, главным образом, в кремнистых породах куюлпильской свиты. Их изучением занимался Б.Б. Назаров, который незадолго до своей кончины передал нам для работы полученные результаты в виде незаконченной, совместной с Н.Л. Евглевским и Я.А. Семеновым, статьи, а также свои заключения по отдельным образцам.

Мы сочли необходимым привести в статью часть этих материалов, касающихся элгеминайской серии, с благодарностью вспоминая этого ученого, крупнейшего знатока радиоляриевых комплексов палеозоя. При этом мы использовали данные только по тем образцам, для которых сделан окончательный вывод о возрасте и указаны места отбора проб.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

В статьях В.Ф. Белого и др. (1981, 1984) характеристика элгеминайской серии базируется на рассмотрении трех ее разрезов. Два из них (Харитонинский и Элгеминайский) расположены в пределах Ганычаланского блока: первый – в бассейне верхнего и среднего течения р. Харитоня (левого притока р. Пенжина), второй – на левобережье верховьев р. Малый Упупкин (левый приток р. Белой), к юго-западу от горы Элгеминай. Третий разрез относится к Пальматкинскому антиклинорию. Из перечисленных трех ордовикских разрезов нам удалось ознакомиться только с Харитонинским, для которого были получены некоторые новые материалы.

Кроме этих трех типовых разрезов, для характеристики элгеминайской серии и ее фациальных изменений интересны разрезы, вскрытые в более южных районах Ганычаланского блока, в районе верховьев рек Куюлпиль и Ганычалан (правые притоки р. Таловка). Оба разреза в опубликованных работах никем не рассматривались. Строение и стратиграфическое расчленение рассматриваемых в статье типовых разрезов элгеминайской серии показано на рис. 3.

Элгеминайский разрез

За стратотип элгеминайской серии принят разрез ордовикских отложений, вскрытый к юго-западу от вершины горы Элгеминай (рис. 1). Отложения смяты в крутые линейные складки шириной до 1.5 км (Белый и др., 1984). Ядро одной из антиклиналей, сложенное эффузивами нижней части серии, вскрыто вблизи вершины, тогда как на крыльях антиклинали и в пределах сопряженной и смежной по разлому синклинали обнажаются более

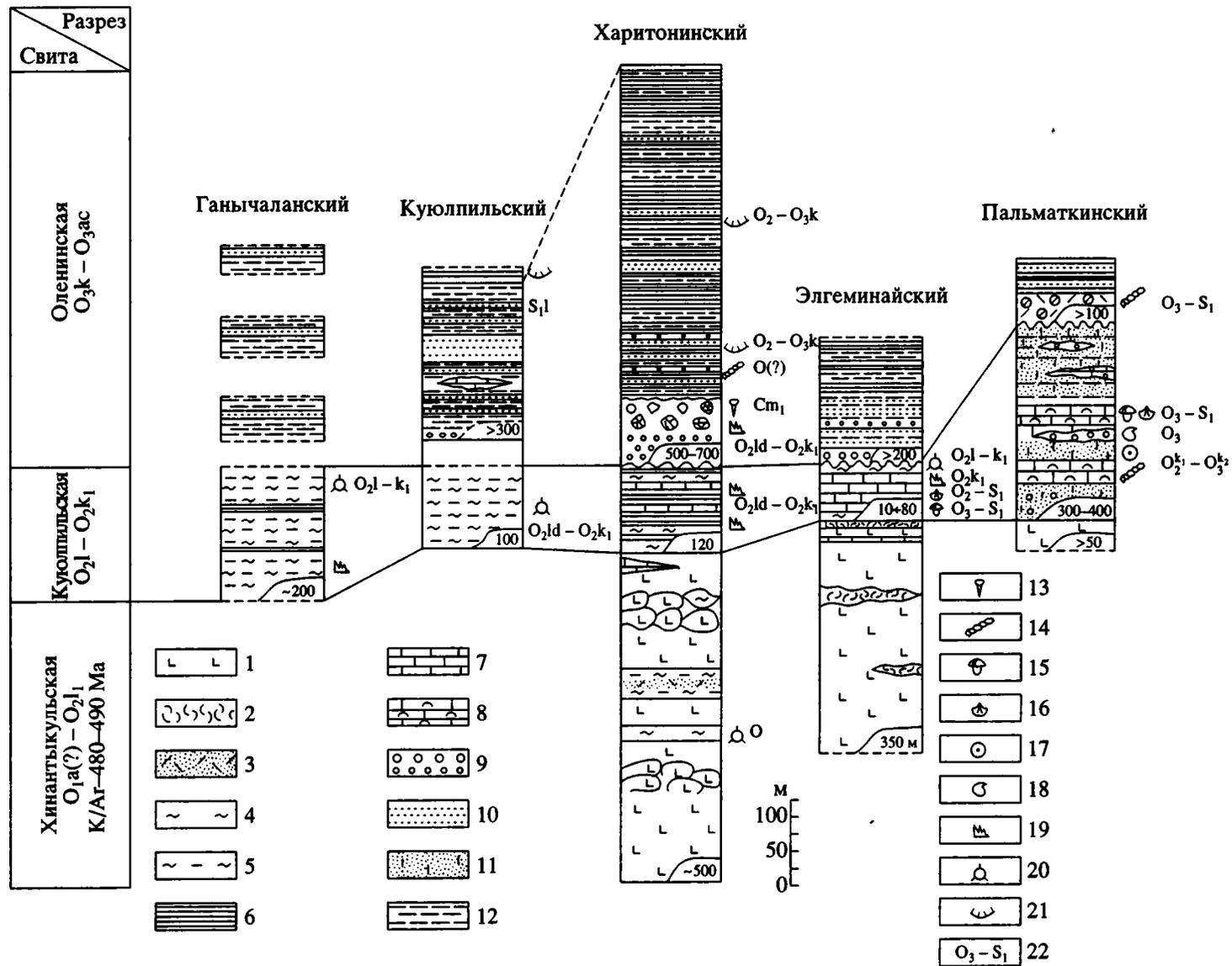


Рис. 3. Типовые стратиграфические разрезы Элгеминайской серии.

1-12 – породы: 1 – базальты, 2 – гиадокластиты, 3 – туфы, 4 – кремни, 5 – кремнистые сланцы, 6 – аргиллиты, 7 – известняки, 8 – органогенные известняки, 9 – конгломераты, 10 – песчаники, 11 – известковистые песчаники, 12 – алевропелиты; 13-21 – остатки организмов: 13 – археоциаты, 14 – кораллы, 15 – трилобиты, 16 – брахиоподы, 17 – криноидеи, 18 – остракоды, 19 – конодонты, 20 – радиолярии, 21 – граптолиты; 22 – стратиграфическая привязка по каждой группе остатков.

высокие горизонты. В разрезе представлены отложения всех трех выделяемых в ордовике свит.

Хинантыкульская свита сложена в основном массивными и миндалекаменными базальтами с линзовидными телами гиадокластитов. Верхние 30–40 м свиты представлены частым чередованием лавовых потоков, иногда шлаковых, гиадокластитов и линз розовых, кремневых и серых известняков мощностью до 0.5 м. Вскрытая мощность хинантыкульской свиты в Элгеминайском разрезе не превышает 350 м.

Куюлпильская свита, по данным геолого-съёмочных работ, с угловым несогласием залегает на подстилающих базальтоидах хинантыкульской свиты. В основном это светло-серые органогенные известняки с прослоями в подошве и кровле темно-серых и черных кремней. Известняками сложена и сама вершина горы Элгеминай. Мощность свиты варьирует от нескольких метров до 80 м, что, по-видимому, частично обусловлено размывом в ее кровле. Отложения куюлпильской свиты охарактеризованы разнообразными остатками как макрофауны, так и микрофауны, что позволяет коррелировать ордовикские отложения Пальматкинского антиклинория и Ганычаланского блока.

Из образцов известняков, собранных Л.Л. Красным в пределах юго-восточного крыла Элгеминайской антиклинали, М.Х. Гагиевым (1984) были выделены и определены конодонты: *Falodus prodentatus* (Graves et Ellison), *Periodon aculeatus* Hadding, *Oistodus abundans* (Branson et Mehl), *O. sp.*, *Belodina cf. compressa* (Branson et Mehl), *Dichognathus? cf. decipiens*, Branson et Mehl, *Belodella? aff. ordovicica* Moskalenko *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Ligonodina sp.*, *Prioniodina sp.*, *Ozarkodina sp.*, *Scandodus sp.* и *Drepanodus sp.*

Первые два таксона приведенного комплекса входят в состав мультиэлементного вида *Periodon aculeatus* Hadding, появление которого в эволюционном ряду рода *Periodon* относится к лланвирнскому ярусу. В целом приведенный комплекс конодонтов, по мнению М.Х. Гагиева, указывает на раннекарадокский возраст вмещающих пород.

На этом же крыле антиклинали были собраны остатки брахиопод, близких, по мнению М.М. Орадовской, к среднеордовикским-раннесилурийским формам. В известняках противоположного крыла Элгеминайской антиклинали, по заключению М.Н. Чугаевой, встречены остатки позднеордовикско-раннесилурийских трилобитов (Белый и др., 1984).

В кремнях Элгеминайского разреза Б.Б. Назаровым на основе изучения шлифов обнаружены радиолярии: *Inanihella aff. bakanasensis* Nazarov, *Ulcundia cf. incompta* Nazarov, *Proventocytum sp.*, характеризующие возраст вмещающих

пород в интервале от арениг-лланвирна до раннего карадока.

Оленинская свита в описываемом разрезе, как и в других разрезах элгеминайской серии, сложена существенно терригенной толщей. Ее нижняя половина состоит из чередования линз и пластов полимиктовых конгломератов, известковистых песчаников и сланцеватых алевролитов. Мощность конгломератов варьирует от 3 до 15 м. Отмечается увеличение их количества и мощности на участках максимального размыва известняков куюлпильской свиты (Белый и др., 1984). В верхней половине толщи преобладают зеленовато-серые глинистые сланцы и алевролиты. Общая видимая мощность отложений – не менее 200 м. В этой толще пока не встречено палеонтологических остатков. Ее отнесение к оленинской свите базируется на залегании над куюлпильской свитой и формационном сходстве с отложениями оленинской свиты в Харитонинском разрезе.

Общая мощность элгеминайской серии в рассмотренном разрезе оценивается не менее 700 м.

Пальматкинский разрез

Данный разрез элгеминайской серии важен для выявления направленности фациальных изменений ордовикских отложений Пенжинского кряжа. В то же время его корреляция с Ганычаланскими разрезами осложнена не только значительными фациальными различиями между ними, но и резкими изменениями в составе биоценозов и прежде всего исчезновением конодонтов и граптолитов. Пальматкинский антиклинорий разбит многочисленными разломами, и выходы разных частей разреза элгеминайской серии пространственно разобщены. В.Ф. Белым с соавторами (1984) составлен сводный разрез серии и предложена его корреляция с Элгеминайским.

В основании Пальматкинского разреза лежат зеленовато-серые массивные базальты и их туфы видимой мощностью более 50 м, которые скорее всего надо относить к *хинантыкульской свите*.

Наибольший интерес представляет вышележащая толща, коррелируемая с куюлпильскими известняками предыдущего разреза. Она сложена конгломератами, известковистыми песчаниками и алевролитами. Среди конгломератов прослеживаются линзы и прослой серых мраморизованных известняков, богатых остатками макроорганизмов. Известняки имеют рифогенную природу (Белый и др., 1984). Мощность толщи 150–180 м.

В известняках были встречены остатки трилобитов, более разнообразные, чем в Элгеминайском разрезе, но также оставшиеся неопределенными до вида. Диапазон их существования, по мнению М.Н. Чугаевой, – поздний ордовик-ранний силурийский.

В них же был встречен богатый комплекс брахиопод: *Parastrophinella* sp., *Triplesia* sp. indet., *Strophomena* sp. indet., *Sowerbyella* ex gr. *sladensis* Jones, *Dolerothis* cf. *intermedius* Nirif., *Tscherskidium* cf. *unicum* A. Nik., *Atrypidae* (*Pacta trypella kolymica* Orad. gen. et sp. nov.), *Cryptothyrella* (?) sp., *Sowerbyella* sp. indet., указывающий на возраст в интервале поздний ордовик–ранний силур (определения М.М. Орадовской).

Описаны также богатые по разнообразию комплексы остракод и криноидей, не известные в Ганычаланском блоке. Среди остатков остракод Л.С. Тильман отмечает формы, типичные для верхнего ордовика: *Winchellatia?* sp., *Steusloffina cuneata* (Steusloff), *S.* sp., *Oepikella?* *frequens* (Steusloff), *Brevidorsa* cf. *brevidorsata* Neekaja и *B.* cf. *sarvi* Neekaja.

Комплекс криноидей представлен следующими формами: *Squameocrinus* sp., *Apertocrinus* sp., *Fascicrinus* sp., *Multifidocrinus multifidus* (Jelt.), *Sidencrinus* sp. По мнению Г.А. Стукалиной, он датирует возраст вмещающих отложений в интервале конца среднего–начала позднего ордовика (карадок). Кроме того, в этом разрезе появляются остатки кораллов, среди которых Е.И. Качановым были определены: *Streptelasma* ex gr. *cutum* Neuman и *Palaeophyllum thorni* (Hall). Конодонты представлены только единичными находками *Trichonodella* sp.

В целом остатки фауны не противоречат карадокскому возрасту. При корреляции этой толщи с раннекарадокскими известняками Элгеминайского разреза В.Ф. Белый с соавторами основывались на заключении палеонтологов об однотипности остатков трилобитов и брахиопод в обоих разрезах.

К верхней части куюлпильской свиты Пальматкинского разреза условно относится толща темно-серых известковистых алевролитов и мелкозернистых песчаников, чередующихся с линзами известняков и мелкогалечных конгломератов с известковистым цементом. Мощность толщи 150–200 м, а общая мощность свиты – 300–400 м.

К оленинской свите условно может быть отнесена толща, в основании которой лежит среднекрупногалечный слабо сортированный конгломерат с известково-песчаным цементом. Слабоокатанные гальки сложены известняками, в том числе с остатками брахиопод (*Hesperorthis* sp. indet) и криноидей (*Squameocrinus squamosus* (Jelt)). Состав обломков и заключенные в них фаунистические остатки несомненно указывают на формирование конгломерата за счет размыва подстилающей части разреза. В цементе конгломератов местами концентрируются колонии позднеордовикско–раннесилурийских табулят *Catenipora* sp. (определения О.П. Ковалевского). Мощность конгломератов составляет 40 м, и выше они сменя-

ются толщей серых и зеленовато-серых филлитовидных сланцев с темно-серыми песчаниками. Видимая мощность этой толщи – более 50 м.

Суммарная мощность элгеминайской серии Пальматкинского антиклинория оценивается в 450–550 м.

Харитонинский разрез

На Харитонинском, наиболее детально изученном участке Ганычаланского блока, представлены стратотипы всех трех свит элгеминайской серии, охарактеризованные фаунистическими остатками.

Хинантыкульская свита сложена преимущественно альбитизированными базальтами и спилитами. Наряду с массивными разностями, часто с офитовой структурой, встречаются потоки миндалекаменных базальтов с подушечной отдельностью, брекчированные гематитизированные разности, а также потоки сильно пористых базальтов, переходящих в шлаколавы.

Согласно нашим исследованиям, по своей геохимической специализации, эффузивы хинантыкульской свиты сходны с современными океаническими базальтами спрединговых зон. В частности, они характеризуются обедненным легкими лантаноидами спектром распределения редкоземельных элементов.

Из осадочных пород следует отметить встречаемые среди лавовых потоков редкие линзы и прослои мощностью до 1.5 м красных яшм и кремневых известняков. Кроме того, в середине толщи имеется несколько пачек, мощностью в пределах первых десятков метров, сложенных туфокремнистыми и кремнистыми алевролитами, андезитовыми туфами, а также яшмами и яшмокварцитами. Окраска пород варьирует от серых до зеленовато-серых и красно-бурых цветов.

В образце из пласта серых и сиреневых яшм мощностью 6 м, расположенного примерно в 200–250 м от кровли толщи, между спилитами и туфами Б.Б. Назаровым были обнаружены остатки проблематичных микроорганизмов *Ulcundia?* sp. ордовикского облика. Поскольку улкундии вместе с ордовикскими радиоляриями обнаружены во многих образцах из вышележащей куюлпильской свиты, находка их среди хинантыкульской свиты уже сама по себе может служить доводом в пользу ее отнесения к ордовикю.

Другим основанием для этого служат данные по абсолютному возрасту. В результате валового анализа К-Аг методом двух проб базальтов, отобранных Ю.Ф. Найденовым на Харитонинском участке, были получены значения в 480 и 490 млн. лет (арениг–лланвирн).

Хинантыкульская свита тесно связана с подстилающим ее офиолитовым разрезом Хинантынуп-

ской пластины, мощность которой оценивается в пределах 500–1000 м. Он охарактеризован в статьях (Марков и др., 1982; Ханчук и др., 1992). Проведенное нами геохимическое сравнение базальтов с измененными породами расположенного непосредственно ниже комплекса диабазов показало, что по трендам дифференциации последние не могли быть подводными каналами для эффузивов. В то же время намечается генетическая связь вулканизма хинантыкульской свиты с диабазами более глубоких горизонтов офиолитового разреза.

Следует заметить, что в настоящее время нет геохимических данных, которые позволили бы провести сравнение вулкаников Элгеминайского, Пальматкинского и Харитонинского разрезов между собой.

Куюлпильская свита представлена толщей, залегающей, вероятно, с размывом на подстилающих хинантыкульских вулканиках, и состоящей из темноцветных пачек мощностью от 10 до 50 м и разделяющих их пластов белых и светло-серых известняков мощностью 5–6 м. Темноцветные пачки сложены чередованием полосчатых черных и темно-серых кремнистых алевролитов и фтанитов с редкими и маломощными (до 1 м) прослоями глинистых сланцев и черных известковистых песчаников.

Из образцов известняков М.Х. Гагиевым (1984) были определены конодонты: *Periodon aculeatus* Hadding, *Prioniodina macrodentata* (Graves et Ellison), *Ligonodina tortilis* Sweet et Bergstrom, *Falodus predentatus* (Graves et Ellison), *Falodus* sp. A, *Loxognathus* cf. *grandis* Ethington, *Periodon* sp. indet., *Oistodus venustus* Stauffer, *Panderodus gracilis* (Branson et Mchl), *Microcoelodus* sp., *Scandodus* sp., *Drepanodus* sp., *Prioniodina* sp. и *Phragmodus* sp. Первые четыре входят в состав мультиэлементного вида *Periodon aculeatus* Hadding, интервал развития которого – лланвирн–ранний карадок. Для возрастной датировки очень важно, что вместе с ними в Харитонинском разрезе встречены формы другого мультиэлементного вида: *Periodon grandis* (Ethington), развитого в интервале карадок–ашгилл и завершающего филморфогенетическую эволюцию этого рода. Это формальные виды *Falodus* sp. A, и *Loxognathus* cf. *grandis* Ethington.

Основываясь на том, что мультиэлементный вид *Periodon aculeatus* Hadding в Харитонинском (как и Элгеминайском) разрезе представлен формальными видами, относящимися к наиболее поздним из входящих в него форм, а также на присутствии вида *Periodon grandis* (Ethington), возраст вмещающих известняков в обоих разрезах датировался ранним карадоком (Гагиев, 1984). По мнению М.Х. Гагиева, отложения отвечают верхней части граптолитовой зоны *Nemagraptus gracil-*

is в стратотипических разрезах лландейловского и карадокского ярусов в Великобритании.

В двух образцах фтанитов, отобранных С.Д. Соколовым из межизвестняковой пачки, были выделены конодонты: *Periodon* cf. *aculeatus* Hadding, *Phragmodus* sp. и *Protopanderodus* sp. (определения С.В. Дубининой). Первые две формы близки к встреченным среди известняков, и в целом они не противоречат приведенным выше заключениям о возрасте свиты. Кроме того, эти данные об одновозрастности известняков и вмещающих их кремней противоречат представлениям А.Д. Чехова (1982) о раннемеловом олистостроме с олистолитами ордовикских известняков.

Общая мощность куюлпильской свиты около 120 м.

Оленинская свита залегает на подстилающих отложениях с размывом. В ее основании выделяется горизонт гравелитов и мелкогалечных конгломератов общей мощностью 20 м, состоящей почти исключительно из обломков кремнистых пород (Белый и др., 1984). Вероятно, это базальный конгломерат, сложенный продуктами размыва ложа. Мелкогалечные конгломераты выше сменяются более мощным (около 100 м) горизонтом несортированных валунно-галечных полимиктовых конгломератов с песчано-известковистым матриксом. Преобладают хорошо окатанные, округлые и уплощенные гальки. Среди обломочного материала доминируют гальки серых массивных органогенных и плитчатых известняков и кремнистых пород. В меньшем количестве представлены обломки алевролитов, известковистых песчаников и глинистых сланцев. Около 10% обломков сложены гальками изверженных пород, среди которых преобладают высокоглиноземистые с повышенным содержанием щелочей, низкотитанистые андезитобазальты, базальты, диабазы. Кроме них, встречаются гальки калиевых щелочных базальтов, в разной степени измененных лейкократовых габбродиоритов, андезитовых туфов (Белый и др., 1984). Г.Е. Некрасовым (1976) отмечались также единичные гальки фельзит-порфиоров и альбит-эпидот-хлоритовых сланцев. В цементе конгломератов встречаются хромшпинелиды.

Вероятно, часть обломочного материала изверженных пород связана с размывом офиолитов и пород хинантыкульской свиты. Точка зрения В.Ф. Белого (Белый и др., 1984) о сходстве гальки высокоглиноземистых и щелочных пород с вулканиками булгутской свиты (карадок) хр. Черского, на наш взгляд, недостаточно обоснована как в возрастном, так и в геохимическом отношении. Скорее всего, это продукты размыва островодужных комплексов, источник которых, как и источник известняковой гальки, не известен среди окружающих структур мезозой.

В этом горизонте Ю.Ф. Найденковым, а позднее Т.В. Свербиловой из ПГО "Аэрогеология" были собраны обломки раннекембрийских археоциатовых известняков. Археоциаты из коллекции Т.В. Свербиловой были изучены А.Ю. Журавлевым и представлены формами: *Cordillerasuathus* sp., *Graphoscyphia* sp. и *Ephia* sp. Вместе с ними присутствуют карбонатные проблематики — *Tubulaconus kordeae* Handf. Те и другие формы характерны для низов зоны *Bonia–Olenellus*, выделяемой на западе Северной Америки и сопоставляемой с серединой ботомского яруса. Они не известны среди раннекембрийских отложений Сибирской платформы и Приколымского поднятия (Журавлев, 1988). Вместе с археоциатами и проблематиками в гальках были найдены характерные для раннего кембрия известковые водоросли: *Renalcis granosus* Vologd., *Gordonophyton parvulum* Voron. et Drosd., *Kordephyton crinitum* (Kosde) и *Girvanella sibirica* Masl. Из коллекции В.В. Голозубова (Ханчук и др., 1992), помимо галек раннекембрийских водорослевых известняков, из которых А.К. Поповым были определены *Renalcis pectunculus* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Ether., *Eriphyton* cf. *fruticosum* Vologd., *Proaulopora* sp., также были встречены гальки ордовикских известняков и фтанитов. Из известняков Л.Г. Бондаренко были выделены и определены конодонты зоны *Pagodus anserinus* Сев. Америки, коррелируемой с граптолитовой зоной *Nemagraptus gracilis*. Это *Pagodus anserinus* Lamont et Lindstrum, *Sahabagnathus sweet* Bergstrom, *Protopanderodus vericostatus* (Sweet and Bergstrom), *Phragmodus* sp., *Periodon aculeatus* Hadding и *Paltodus semisymmetricus* (Namar). Из фтанитов В.С. Руденко были выделены остатки *Ulcundia*.

По-видимому, из матрикса конгломератов А.Ю. Журавлевым были определены остатки губок группы *Sphinctozoa* (*Amblysiphonella*). Присутствие этих губок — характерная черта кембрийско-девонских отложений восточной части Тихоокеанского кольца (Восточная Австралия, Калифорния, Юкон и Аляска).

Выше лежит близкая по мощности пачка в основном тонкозернистых пород, в которой встречаются лишь единичные пласты мелкообломочных конгломератов. Обломочный материал последних представлен алевролитами, кремнистыми породами, эффузивами и известняками, а также кварцем и плагиоклазом (Некрасов, 1976). В них были встречены обломки известняков с остатками колоннальных кораллов, по заключению О.Б. Бондаренко и Т.Т. Шарковой близкие по своему строению к встречаемым как в ордовике, так и в девоне.

Основная часть разреза пачки сложена серыми филлитизированными алевролитами и глинистыми сланцами с частыми прослоями мелко- и среднезернистых известковистых полимиктовых пес-

чаников мощностью до 20 см. Именно в этих сланцах Н.Б. Заборовской и Г.Е. Некрасовым (1974) были собраны остатки граптолитов, позволившие, по заключению Т.Н. Корень, датировать эти слои средним ордовиком—нижним силуром и впервые доказать присутствие ордовико-силурийских отложений в Ганычаланском блоке. В результате последующих более полных сборов здесь были установлены следующие виды: *Dicellograptus* cf. *gurley* Lapw., *Climacograptus parvus* J. Hall., *C. ex gr. bicornis* (J. Hall.), *Orthograptus* ex gr. *calcaratus* (Lapw.). По заключению определявших их Р.Ф. Соболевской и Т.Н. Корень — это типичные карадокские формы (Белый и др., 1984). Таким образом, проявленный в Харитонинском разрезе размыв в основании оленийской свиты скорее всего расположен внутри карадокского яруса на границе средне- и верхнеордовикских отложений.

Верхняя, большая половина оленийской свиты отличается от подстилающей пачки полным отсутствием пластов конгломератов. В ней также доминируют алевролиты-сланцевые пачки, включающие прослои известковистых песчаников, не превышающих по мощности 3 м. Эти пачки разделены несколькими более мощными (до 30 м) горизонтами массивных, местами со сланцеватой отдельностью, плотных зеленовато-серых песчаников мелко- и среднезернистых. Среди обломков преобладают кварц, плагиоклазы, карбонаты, кремнистые породы, реже эффузивы. Среди тяжелой фракции преобладает хромит (50 до 90%). По химическому составу он идентичен хромитам из гипербазитов хинантынупской пластины Ганычаланского террейна (данные В.И. Таскаева, полученные на микроанализаторе УХА-5П).

Примерно в средней части из алевролиты-сланцевой пачки, в 100–150 м выше слоев, содержащих предыдущий комплекс граптолитов, также были найдены граптолиты: *Dicellograptus* cf. *moffataensis* (Carr), *Climacograptus* sp., *Orthograptus* ex gr. *amplexicaulis* (J. Hall) и *O. ex gr. calcaratus* (Lapw.), характерные, по заключению Р.Ф. Соболевской и Т.Н. Корень, для позднего ордовика (зоны *Orthograptus quadrimucronatus*, возможно, включая и низы зоны *Climacograptus longispinus supremis*).

Б.Б. Назаровым из кремнистых пород, расположенных, по-видимому, вблизи границы с перекрывающими верхнемеловыми отложениями, были выделены позднеордовикские (возможно, включая и ранний силур) радиолярии: *Inanihella* sp., *Inanigutta* sp., *Haplentactinia* sp. (*H. ex gr. silurica* Nazarov et Ormiston) и *Oriundogutta* sp.

Видимая мощность верхней толщи оценивается в пределах 300–500 м. Таким образом, общая мощность оленийской свиты в Харитонинском разрезе — 500–700 м, а ее возраст соответствует позднему карадоку—ашгиллу.

Куюлпильский разрез

Этот разрез ордовикских отложений вскрыт по левым притокам в верховьях р. Куюлпиль. Взаимоотношения между вулканогенными образованиями хинантыкульской и отложениями куюлпильской свиты неясны. В зоне контакта примерно 100 м разреза не обнажены.

Куюлпильская свита представлена полосчатой толщей (100 м) кремнистых алевролитов и фтанитов, содержащих богатый комплекс радиолярий лландейло-раннекарадокского возраста (определения Б.Б. Назарова): *Haplentactinia juncta* Nazarov, *H. cf. armillata* Nazarov, *H. sp.* (*H. cf. baltica* Nazarov), *Inanibigutta aksakensis* (Nazarov), *I. ex gr. aculeata* (Nazarov), *Anakrusa meryacantha* Nazarov, *Oriundogutta ramifican* (Nazarov), *Cessipyllum* sp. и *Inanigutta unica* (Nazarov).

Эта толща очень напоминает разрез куюлпильской свиты в бассейне р. Харитони, но отличается отсутствием известняков.

Оленинская свита. Снизу вверх в ней выделяются:

1. Пачка ритмичного чередования филлитизированных алевролитов и мелко- и среднезернистых песчаников с редкими линзами пелитоморфных известняков. Видимая мощность – 120 м.

2. Песчаники с редкими прослоями (до 1 см) алевролитов. Мощность – 80 м.

3. Пачка тонкого чередования мелкозернистых песчаников и филлитизированных алевролитов. Видимая мощность – 100 м.

4. Слабо обнаженная толща филлитизированных глинистых сланцев. В самых ее верхах Г.Е. Некрасовым были найдены раннесилурийские граптолиты *Monogartus* sp. (определения Т.Н. Корень).

Неполная мощность оленинской свиты в Куюлпильском разрезе – более 300 м. По-видимому, она близка к мощности свиты в бассейне р. Харитони.

Ганычаланский разрез

В верховьях р. Ганычалан (правого притока р. Таловка) ордовикско-раннесилурийские (?) отложения вскрыты в бассейне его правых притоков: ручьев Загадка, Мрачный и др. Они образуют крупный блок в Ганычаланском серпентинитовом меланже.

Куюлпильская свита. Основная полоса развития этой свиты приурочена к междуречью ручьев Загадка и Мрачный.

В ее составе доминируют пачки тонкого ритмичного чередования фтанитов и черных сланцев. Мощность таких пачек в пределах первых десятков метров. Фтаниты сложены в разной мере перекристаллизованной кремнистой массой, как

правило, содержащей некоторое количество реликтов радиолярий.

Между хорошо обнаженными фтанитовыми пачками, выступающими в рельефе, прослеживаются плохо обнаженные пачки с высыпками терригенных пород, главным образом аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых известковистых песчаников, в которых изредка наблюдаются мелкие языковые подошвенные гиероглифы, мелкая рябь течений, пересекающиеся ходы илюедов.

Общая видимая мощность отложений куюлпильской толщи из-за неполной обнаженности и складчатости может оцениваться лишь приблизительно и составляет около 200 м.

В нижней части свиты нами были найдены конодонты: *Periodon aculeatus zgierziensis* Dzik, *Paroistodus originalis* (Sergeeva), *Drepanodus arcuatus* Pander, “*Acontiodus*” *arcuatus* Linds. (определения С.В. Дубининой). Этот комплекс указывает на раннелланвирнский возраст вмещающих пород. К сожалению, из других образцов по всему выше лежащему разрезу свиты конодонты встречены не были. Исключение составляет один образец из самых ее верхов, где был выделен конический элемент ордовикского облика.

Ранее из фтанитов куюлпильской свиты Б.Б. Назаровым были выделены радиолярии: *Inanibigutta cf. aksakensis* (Nazarov), *Inanigutta* sp., *Inanihella bakanasensis* (Nazarov), *Haplentactinia juncta* Nazarov и *Ulcundia incompta* Nazarov. По его мнению, этот комплекс указывает на лланвирн-раннекарадокский возраст вмещающих отложений. По-видимому, образцы были взяты из верхней половины свиты, хотя точной привязки их к разрезу нет. Из нашей коллекции фтанитов, отобранной по всему разрезу, по устному сообщению В.С. Руденко, удалось выделить радиолярии, пригодные для дальнейшего их определения только из образцов, взятых из верхней половины. Сохранность радиолярий в нижней половине свиты очень плохая.

Интересно отметить, что в одном из образцов фтанитов из верхней части свиты в нерастворимом остатке после травления 5% плавиковой кислотой (методика выделения конодонтов из кремней) встречено несколько десятков мелких (сотые доли мм) шариков. Характерно, что они обладают металлическим блеском, но не магнитны. В то же время они легко притягиваются острием иголки и даже образуют столбики из нескольких расположенных друг над другом шариков. Возможно, это объясняется наличием в них электростатического заряда. На основании данных спектрального полуколичественного анализа, полученных с помощью лазерного микроанализатора (ЛМ-1) в составе шариков отмечается следующее относительное содержание элементов: $Ti, Ca > Al > Si > Mg$. Съемка их в рентгенов-

ской камере Дебая-Шерера (Cu K_α излучение) с разной экспозицией не дала результатов в отношении их фазовой природы. Таким образом, пока трудно судить, что собою представляют эти шарики в минералогическом смысле, нет данных в отношении гомогенности или зональности состава и, самое главное, не ясно, насколько они сохранили свой первичный состав после обработки плавиковой кислотой. К сожалению, у нас не осталось первичного каменного материала из этой пробы, что исключает возможность провести специальные исследования, которые помогли бы ответить на все эти вопросы.

Пока можно лишь отметить, что по форме и размеру больше всего они напоминают тектиты. Известно, что в современных конденсированных пелагических осадках таких, как "абиссальные красные глины" присутствие космической пыли может достигать уловимых количеств. Если это так, то отмеченные шарики указывают на отдельные периоды очень низких скоростей седиментации при формировании фтанитовой толщи Ганычаланского разреза. С другой стороны, известно, что количество выпадающего на поверхность Земли космического материала определяется планетарными событиями и может сильно меняться. Возможно, что при дальнейшем накоплении фактического материала по ордовикским отложениям, присутствие в породах тектитов может стать дополнительным репером при их корреляции.

Оленинская свита. Ее отложения в верховьях р. Ганычалан имеют более широкое площадное распространение, чем куюлпильской свиты. Структурно они приурочены к той же пластине меланжа и сложены типичными для свиты мелкозернистыми известковистыми песчаниками и филлитизированными алевропелитами.

СРАВНЕНИЕ С ОРДОВИКСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОБЛАСТИ

Ордовикские отложения весьма широко развиты на северо-востоке России. Они известны на юго-востоке Сибирской платформы и в Верхояно-Колымской складчатой области. Сейчас они изучены достаточно хорошо, как в отношении узвки со стратиграфической шкалой по разным группам фауны, так и в отношении состава отложений, их фациального облика, особенностей седиментации и вулканизма. Палеогеографические аспекты тектонического развития всей этой области в ордовикскую эпоху рассмотрены в работах М.Д. Булгаковой (1986, 1991). В разных структурно-формационных зонах полнота разрезов, фациальный характер и тип формаций ордовикских отложений сильно разнятся между собой. Не вдаваясь в подробности, следует отметить, что в пределах Вер-

хояно-Колымской складчатой области территориально преобладают карбонатные и различные обломочные, часто грубые породы, накопившиеся в разных участках палеошельфа. На этом фоне обособливаются зоны преимущественного развития глубоководных тонкообломочных формаций (Булгакова 1986, 1991).

Считается, что после существовавшей в течение позднего кембрия-раннего тремадока колымской суши, последующая история Верхояно-Колымской складчатой области была связана с общей трансгрессией и формированием на востоке Сибирской платформы обширного шельфового бассейна. Однако, помимо общего прогибания, происходила активная деструкция этой области с заложением глубоких прогибов, выполненных обломочными глубоководными склоновыми отложениями. Дробление сопровождалось трахибазальтовым и андезит-базальтовым вулканизмом. Простираение прогибов в современных координатах круто сечет субширотную зональность в шельфовых отложениях. Характерны резкие литофациальные переходы между мелководными и глубоководными формациями.

При сопоставлении элгеминайской серии с ордовикскими отложениями Верхояно-Колымской складчатой области важно отметить следующее.

Мелководные фации куюлпильской свиты Пальматкинского и Элгеминайского разрезов достаточно хорошо сопоставимы с шельфовыми комплексами куюлпильской свиты, вскрытые в Харитонинском, Куюлпильском и Ганычаланском разрезах, существенно отличаются от глубоководных комплексов Верхояно-Колымской области. Для последних характерен кластогенный состав с высокой долей участия микритового карбонатного материала и лишь иногда с повышенной кремнистостью. Кремнистые формации в пределах всей Верхояно-Колымской области отсутствуют. Напротив, в Пенжинском крыже для среднего ордовика характерна смена мелководных карбонатно-обломочных отложений фтанит-черносланцевой формацией. Как известно, фтанит-черносланцевые формации широко распространены среди нижнепалеозойских, в частности, ордовикских пелагических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса, и в террейнах Северной Америки.

В разрезах Верхояно-Колымской области средне-верхнеордовикские отложения в непрерывных разрезах наращивают отложения позднего тремадока и аренига. Пока нижнеордовикские отложения в Пенжинском крыже не установлены.

В Верхояно-Колымских разрезах отмечаются проявления щелочного базитового вулканизма, типичного для континентальных рифтогенных структур. Вулканогенная формация хинантыкуль-

ской свиты Пенжинского кряжа – это типичная спилит-диабазовая формация, характерная для офиолитовых комплексов складчатых поясов.

Таким образом, имеются принципиальные отличия ордовикских отложений Ганычаланского террейна и ордовикских отложений Верхояно-Колымской складчатой области.

В этом плане важны выводы А.Ю. Журавлева, сделанные им на основании сравнительного изучения остатков археоциат из нижнекембрийских отложений Верхнеколымского поднятия и из обломков конгломератов оленинской свиты Харитонинского разреза. Верхнеколымские формы широко распространены на Сибирской платформе и относятся к Аффо-Сибирско-Антарктической археоциатовой провинции. Формы, встречаемые среди ордовикских конгломератов вместе с остатками карбонатных проблематик, типичны для Корякско-Американской провинции (Журавлев, 1988, Zhuravlev, 1992). Парагенез последних с остатками ордовикских Sphinctozoan, типичных для Северной Америки и отсутствующих в Сибири, не позволяет связать формирование этих конгломератов с размытием каких-либо фрагментов Верхояно-Колымской складчатой области.

Первоначальное положение Ганычаланского террейна остается неясным. Он может рассматриваться как “suspect terrane” (Coney et al., 1980). Тип вулканизма, наличие достаточно глубокоководных фтанитов, характер фауны в ордовикских отложениях свидетельствуют об аллохтонной, чужеродной природе террейна и сложной истории его становления. Время его причленения или, во всяком случае, сближения с континентальной окраиной определяется возрастом оленинской свиты, в базальных слоях которой много обломков вулкаников дифференцированной серии и кембрийских органогенных известняков. Их состав не позволяет рассматривать в качестве источника сноса структуры Сибирской платформы и Верхояно-Колымской области. Можно полагать, что Ганычаланский террейн в ордовике находился вблизи или аккретировал к Северо-Американскому континенту. Позднее он был отделен от него и смещен в сторону Азиатского континента. Характер флоры и фауны каменноугольных и пермских отложений Харитонинского и Упупкинских террейнов позволяет говорить о нахождении его уже в то время в северных широтах вблизи конвергентной границы Панталассы и Азии. Время аккреции к Азиатскому матерiku определяется апт-альбским возрастом постаккреционных отложений кедровской свиты (Ханчук и др., 1992).

ВЫВОДЫ

В результате ревизии известного ранее материала и анализа новых данных представляется целесообразным сделать следующие стратиграфические выводы.

1. Разрез элгеминайской серии охватывает в целом интервал всего среднего и верхнего ордовика (лланвирн–ашгилл). Присутствие в ней лланвирнских образований фаунистически доказано впервые.

2. Практически во всех разрезах серия может быть разделена на три комплекса: нижний – вулканогенный, средний – пестрый по составу и фациально меняющийся, и верхний – песчано-сланцевый, выдержанный по составу и строению, что соответствует трем свитам местной стратиграфической шкалы, предложенной С.Д. Шелудченко и Н.Л. Евглевским для расчленения ордовика Пенжинского кряжа.

3. Нижняя, хинантыкульская свита является типичным эффузивным членом офиолитовой ассоциации. Последняя наиболее глубоко вскрыта в Харитонинском разрезе, где эффузивы свиты последовательно наращивают офиолиты Хинантынупской пластины. Возраст свиты – лланвирн (возможно, арениг–лланвирн).

4. Средняя, куюлпильская свита в пелагических разрезах по конодонтам четко ограничена возрастным интервалом от лланвирна до раннего карадока включительно (зона *Nemagraptus gracilis* граптолитовой шкалы). Лландейло-карадокский возраст имеют и встреченные в этих разрезах радиолярии. Остатки других групп фауны из мелкоководных фаций в целом этому не противоречат, хотя по ним возрастная привязка обычно сделана к более значительному интервалу стратиграфической шкалы. В юго-западном направлении от Пальматкинского блока к Ганычаланскому наблюдается смена мелкоководных фаций глубокоководными.

5. Верхняя, оленинская свита по встреченным в ней граптолитам соответствует позднему карадоку и всему ашгиллу (включая зону *Orthograptus quadrimucronatus*, а, возможно, и низы зоны *Climacograptus longispinus supernis*). Встреченный в верхах свиты комплекс радиолярий хорошо коррелируется с данными по граптолитам.

6. В Пенжинском кряже между свитами отмечаются размыты и в некоторых случаях несогласия. Наиболее крупное несогласие с размытием подстилающих пород зафиксировано в основании оленинской свиты, т.е. на границе среднего и верхнего ордовика. Вероятно, оно может использоваться как дополнительный репер при сопоставлении глубокоководных (южных) и мелкоководных (северных) разрезов элгеминайской серии.

7. В целом, ордовикские отложения Ганычаланского террейна близки с Североамериканскими и резко отличаются от Верхояно-Колымских. Для того, чтобы решить, какой из Североамериканских террейнов наиболее близок с Ганычаланским, требуются специальные исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 05-93-9370) и Международного научного фонда (гранты MNQ 300 и J1V100).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л.* Ордовикские отложения Пенжинского хребта (Корякское нагорье) // ДАН СССР. 1981. Т. 259. № 6. С. 1416–1419.
- Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л.* К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта (юго-западная часть Корякского нагорья) // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 19–36.
- Булгакова М.Д.* Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1986. 174 с.
- Булгакова М.Д.* Ранний–средний палеозой северо-востока СССР. (Седиментологический анализ). Якутск: Изд-во “Полиграфист” ЯНЦ СО АН СССР, 1991, 101 с.
- Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д. и др.* Результаты Rb/Sr изотопных датировок динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63–69.
- Гагиев М.Х.* Ордовикские конодонты Понтонейских гор // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 6–18.
- Добрецов Н.П.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.
- Журавлев А.Ю.* Археоциаты нижнего кембрия крайнего Северо-Востока СССР // Кембрий Сибири и Средней Азии. М.: Наука, 1988. С. 97–110.
- Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е.* Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский кряж) // Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и палеозою северо-востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 19–20.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян А.С.* Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.
- Мигович И.М.* Палеозойские, ранне- и среднемезозойские отложения Пенжинского кряжа // Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963. С. 38–49.
- Михайлов А.Ф.* Палеозойские и нижнемезозойские отложения Пенжинского хребта // Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем северо-востока СССР, 1957. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1959. С. 55–58.
- Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 158 с.
- Пономарева Л.Г., Добрецов Н.Л.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка) // Геология и геофизика. 1966. № 4. С. 90–98.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко А.В., Игнатьев А.В., Чудаев О.В.* Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 3. С. 82–93.
- Чехов А.Д.* Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70–106.
- Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H.* Cordilleran suspect terranes // Nature. 1980. V. 288. P. 329–333.
- Zhuravlev A.Yu.* Was North America ever a Chukotka Terrane? // 1992 ICAM Abstracts Anchorage, Alaska. 1993. P. 66.

Рецензенты Т.Н. Корень, В.Г. Ганелин

УДК 550.382.3:551.791(47)

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОРЕН ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

© 1997 г. В. А. Большаков

Московский университет, 119899 Москва, Воробьевы горы, Россия

Поступила в редакцию 20.02.95 г.

Анализируются результаты палеомагнитных исследований моренных отложений. На основе фактических данных сделано заключение, что большой разброс направлений намагниченности свойствен моренным горизонтам независимо от их возраста. Выдвигается предположение, что фиксируемые в моренах аномальные направления намагниченности могут быть связаны не только с геомагнитными экскурсами, но и со спецификой условий формирования намагниченности моренных толщ. На конкретных примерах показано, что одним из факторов, определяющих этих условия, может быть гранулометрический состав магнитной фракции морен. В изученных обнажениях плейстоценовых морен не обнаружено статистически обоснованных обратных направлений намагниченности.

Ключевые слова. Морена, палеомагнетизм, стратиграфия, склонение, наклонение, кучность векторов намагниченности.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение моренных отложений, имеющее уже более чем полуторавековую историю, все еще остается нерешенными ряд важных проблем. К ним относится глобальная триединая задача определения количества оледенений в плейстоцене, границ их пространственного распространения и стратиграфического положения. Для решения этих вопросов применяются, в частности, магнитный и палеомагнитный методы, которые, наряду с литологическими методами, характеризуют непосредственно моренные отложения. Магнитные данные, как уже отмечалось (Большаков, 1984, 1989), могут использоваться для местной корреляции и различения моренных горизонтов и, только при наличии других данных палеогеографического анализа, для их стратиграфической привязки.

В этой работе делается попытка проанализировать палеомагнитные данные, полученные многими исследователями по моренам Восточной Европы. Основой для анализа являются результаты, полученные автором при палеомагнитном изучении плейстоценовых морен европейской части России. Ниже в основном будет применяться стратиграфическая схема ледниковых отложений, используемая Н.Г. Судаковой (Судакова, 1990), с которой автор работал с 1977 г. Вторая причина, по которой будет использоваться эта схема – подавляющее большинство палеомагнитных исследований морен европейской части СССР было выполнено в рамках стратиграфической схемы, в которой выделяются окское, днепровское, московское и калининское оледенения. Это не исключает, однако, некоторых разногласий. Например, находящаяся в противоречии с выводами

Н.Г. Судаковой (1990) мнение автора о московском возрасте верхней части трехслойной морены Лихвинского разреза (Большаков, 1984) скорее согласуется с заключением, сделанным в работе (Стратиграфия..., 1992), где дана иная стратиграфическая схема ледниковых отложений.

Первые палеомагнитные и магнитные исследования морен европейской части СССР были проведены Г.И. Гончаровым (1965) и В.И. Трухиным (1969). В.И. Трухиным (1969) впервые было отмечено наличие обратной компоненты намагниченности в образцах морены днепровского оледенения и сделан вывод, что “Причиной возникновения обратной компоненты I_n является отрицательное магнитостатическое взаимодействие” и что “обратная компонента I_n имеет магнитовязкую природу”. Однако дальнейшие исследования по другим регионам привели к иной трактовке полученных результатов – их связали с новым событием в истории геомагнитного поля в эпоху максимального оледенения (Куликов и др., 1973), которое в дальнейшем именовалось либо “Одинцово–Галич” (Трухин, 1977), либо “Чаган” (Фаустов и др., 1986), либо “Чеган–Днепр” (Поспелова, 1989). Здесь следует отметить, однако, что “...до сих пор нет надежных доказательств синхронности событий Одинцово–Галич и Чаган” (Судакова, 1990, с. 56). Открытие аномалии магнитного поля Земли (МПЗ) в эпоху днепровского оледенения и возможности ее записи в морене днепровского возраста сулило перспективу получения важного стратиграфического и корреляционного признака, выделяющего эту морену. Об обратной намагниченности днепровской морены сообщалось затем в серии публикаций (Десятова и др., 1973; Еремин и др., 1973; Фаустов и др., 1974; Гайгалас,

Певзнер, 1976; Исаева и др., 1978; Большаков, Фаустов, 1979; Фаустов, 1981, Лазуков и др., 1982), причем практически во всех из них намагниченности московской и калининской морен интерпретировалась как прямая. Кроме того, были опубликованы данные об обратной намагниченной окской (Зубаков, Кочегура, 1973; Гайгалас, Певзнер, 1976; Судакова, Большаков, 1977; Исаева и др., 1978; Судакова и др., 1982) и донской (Куликов, Красненков, 1976; Семенов, 1994) морен. При этом следует подчеркнуть, что все авторы отмечали в обратномагниченной морене особенно большой разброс направлений намагниченности (I_n) и практически всегда – наличие прямонамагниченных или положительнонамагниченных (с положительным наклоном J) образцов. Таким образом, термин “обратномагниченные” в этом случае нельзя, очевидно, признать корректным. Более уместным, по-видимому, будет термин “аномальнонамагниченные”, что было отмечено и С.С. Фаустовым (1981).

Есть разные объяснения большого разброса направлений векторов I_n образцов днепровской морены. Предполагается, что первичная обратная намагниченность искажается или высокостабильной прямонамагниченной вязкой (Трухин, 1977), или вторичной намагниченностью, возникшей в прямом поле при промерзании–оттаивании моренных суглинков (Фаустов и др., 1974; Фаустов, 1981). В работе П.К. Рябушкина и М.А. Певзнера (1978) предложена модель образца морены, в котором систематическая, отражающая изменения МПЗ, фракция I_n связана с глинисто-алевритистой фракцией морен, а случайная, не зависящая от него – с более крупной гравийно-галечниковой фракцией. Поэтому, при преобладании случайной компоненты намагниченности, попадание векторов I_n образцов на полусферу обратной полярности может быть обусловлено просто стохастическими причинами, а не связано с наличием обратной компоненты намагниченности. В качестве практической рекомендации для определения истинного направления древнего МПЗ предлагалось увеличить количество отбираемых образцов. Заметим, что эта публикация (Рябушкин, Певзнер, 1978) является практически единственной, в которой приведены статистические характеристики палеомагнитного изучения морен. Однако и в этой, и в других цитируемых здесь публикациях, за исключением тех, где соавторами является С.С. Фаустов и автор, не представлены исходные палеомагнитные данные – стереограммы направлений I_n – а дается только их интерпретация, что, конечно, затрудняет анализ этих данных.

В то же время автором (Большаков, 1982) отмечалось отсутствие четких критериев различения по палеомагнитным данным московской и днепровской морен. Есть работы, подвергающие

сомнению существование и некоторых экскурсов геомагнитного поля и тем более выделение экскурсов по моренным отложениям (Verosub, Vanerjee, 1977; Hus, Geeraerts, 1986). Последнее обосновывается хаотизирующим влиянием мерзлотных процессов на формирование намагниченности лессов Бельгии. Также следует отметить некоторую противоречивость самих палеомагнитных данных по моренам. Например, в одних работах указывается как на прямую, так и на обратную намагниченность окской и днепровской морен (Зубаков, Кочегура, 1973; Гайгалас, Певзнер, 1976), тогда как в других говорится только об обратной первичной намагниченности морен этого возраста (Исаева и др., 1978; Фаустов и др., 1986). Не согласуются и данные, полученные при изучении днепровской (Еремин и др., 1973) и донской (Куликов, Красненков, 1976) морен в бассейне реки Хопер, которые, очевидно, являются одной и той же мореной донского оледенения, как теперь принято (Стратиграфия..., 1992). Тем не менее, в первом случае отрицательно намагничена нижняя часть морены и верхи подморенной глинистой пачки, а во втором – обратно намагничена только верхняя часть морены.

Резюмируя литературные данные, можно заключить следующее. 1. Намагниченность моренных отложений имеет ориентационную природу (Гончаров, 1965; Исаева и др., 1978). 2. В ранне- и среднелейстоценовых моренах европейской части СССР обнаружены аномальные направления намагниченности, которые связываются с наличием в соответствующее время обратного МПЗ, запись которого в моренах искажена. Позднелейстоценовые морены (московская и калининская) намагничены прямо. 3. Палеомагнитные данные, полученные по моренам, противоречивы и даже сомнительны.

Таким образом, есть определенные противоречия и в самих палеомагнитных данных по моренам, и в их трактовке, и в степени доверия к ним различных исследователей.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Автором были проведены палеомагнитные исследования основных морен на территориях Калужской, Московской и Ярославской областей, а также в Мордовии. В исследованных разрезах Центра Русской равнины выделяются моренные горизонты, соответствующие окскому, днепровскому, московскому и калининскому оледенениям (Судакова, 1990). Помимо разрезов Бряньково и Таруса на Оке (Судакова, Большаков, 1977, Судакова и др., 1982), окская морена исследовалась нами в Москве (разрез Очаковка). Полученные данные представлены на рис. 1, а. (На рис. 1–4 показаны направления I_n после температурно-временной чистки – выдержки образ-

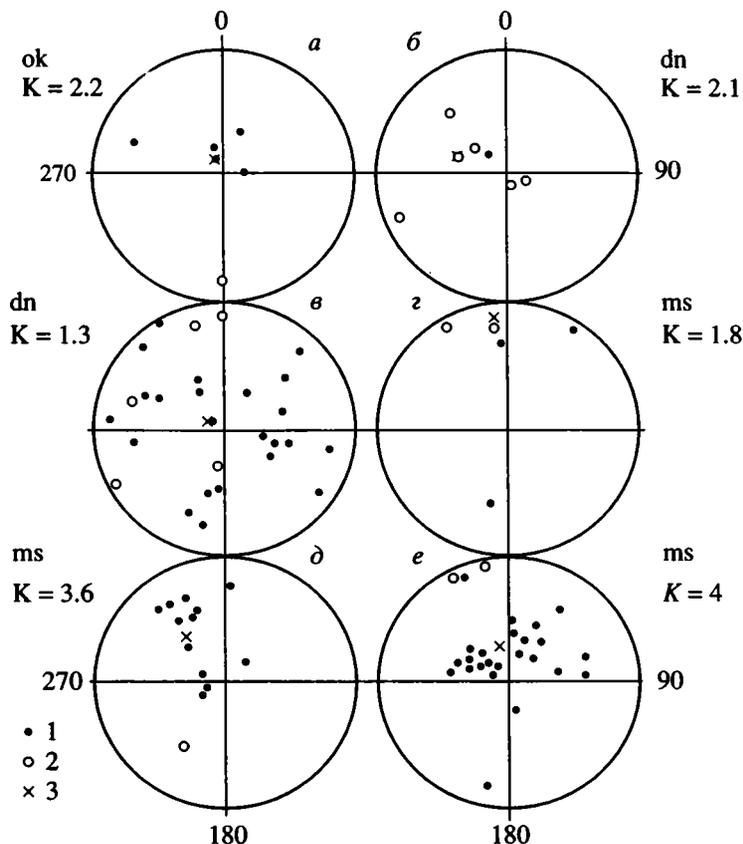


Рис. 1. Стереографические направления векторов намагниченности образцов морен

a – Очаково; *б*, *в* – Сатино, Волченковский овраг; *г*, *д* – Сатино, Совьяки и Соколиха; *е* – Маршрут Мосальск – Звенигород – Москва. Условные обозначения к рис. 1–4: 1 – проекции на нижнюю полусферу, 2 – проекции на верхнюю полусферу, 3 – среднее направление векторов намагниченности коллекции, *K* – кучность, *dns* – донской, *ок* – окский, *dn* – днепровский, *ms* – московский, *kl* – калининский горизонты морен.

цов в немагнитном пространстве при температуре (180–220)°С в течение двух–пяти часов. Чистка практически всегда увеличивала разброс направлений I_n , обычно не более, чем в два раза уменьшая кучность коллекции *K*). Наиболее подробно изучены отложения Сатинского учебно-научного полигона географического факультета МГУ (Калужская область) (Большаков, Фаустов, 1979). Было получено, что в днепровской морене гораздо больший разброс направлений I_n , чем в московской. Все пять изученных обнажений днепровской морены характеризуются, наряду с большим разбросом углов склонения и наклона, наличием образцов с отрицательными *J*. Однако автором отмечалось, что и в некоторых разрезах московской морены обнаружены образцы с отрицательными наклонами. На рис. 1, *б*, *в* показаны стереограммы направлений I_n образцов днепровской морены Волченковского оврага. Видимая мощность морены около 7 м. Образцы отбирались в среднем с интервалом 0.5 м. На рис. 1, *б* представлены данные для наиболее отрицательного намагниченного интервала (глубина 4–5 м от

кровли морены), на рис. 1, *в* – для остальной толщи морены; рис. 1, *г*, *д* представляет данные для образцов московской морены из разрезов Сатинского полигона Совьяки и Соколиха. Направления I_n образцов московской морены, отобранных из 7 разрезов, расположенных по маршруту Мосальск – Верея – Звенигород – Москва, представлены на рис. 1, *е*.

В разрезе Спас-Каменский (район г. Дмитрова) была подробно исследована морена днепровского оледенения, преимущественно черно-коричневого цвета, и два вышележащих моренных горизонта коричневатобурой и красноватобурой окраски московского и калининского (?) возраста. Результаты приведены на рис. 2, *а*, *б*, где данные по двум верхним горизонтам представлены на рис. 2, *а*. Важным объектом изучения явился разрез Черемошник у г. Ростова Великого, рис. 2, *в–ж*. Здесь обследованы три моренных горизонта, включая дискуссионный калининский (Путеводитель..., 1969, Судакова, 1990). Заметим при этом, что нижние моренные горизонты расчисток 201 (рис. 2, *е*) и 205 (рис. 2, *д*), относимые к днепров-

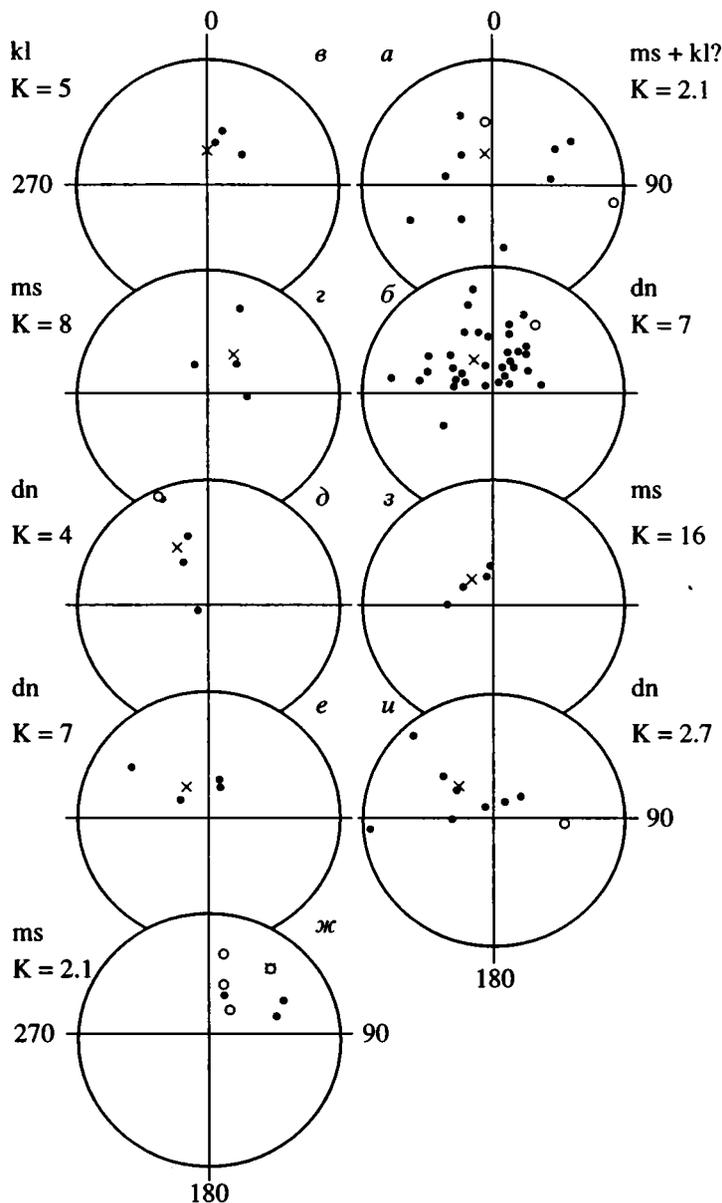


Рис. 2. Стереографические проекции векторов намагниченности морен в разрезах: а, б – Спас-Каменский, в–ж – Черемошник, з, и – Шурскол.

скому оледенению, различаются не только по внешнему виду, но и по магнитным свойствам. Подобные отличия имеют и морены московского возраста в расчистках 204 (рис. 2, з) и 202 (рис. 2, ж). Был изучен также близко расположенный разрез Шурскол, где выделены красно-коричневая московская и коричнево-серая днепровская морены (рис. 2, з, и).

Следующая серия разрезов исследовалась по маршруту Ярославль–Рыбинск. В разрезе у р. Печегда были отобраны образцы из нижней коричневой морены днепровского оледенения (рис. 3, а) в обнажениях Макарово и Яковка – из морен калининского возраста, причем для разреза Мака-

рово представлены данные разных лет отбора (рис. 3, б, в). Наиболее полно был изучен разрез Черменино, в котором на основе комплексного анализа, включающего биостратиграфические, геоморфологические, палинологические, литологические и другие данные (Судакова и др., 1995) были выделены морены днепровского, московского (два горизонта, разделенные слоем глин, характеризующихся межстадиальным характером растительности) и калининского возраста. Данные по всем четырем горизонтам морен представлены на рис. 3, д–з.

Сравнительно недавно был изучен разрез Нароватово в Мордовии (Рунков и др., 1993). Здесь

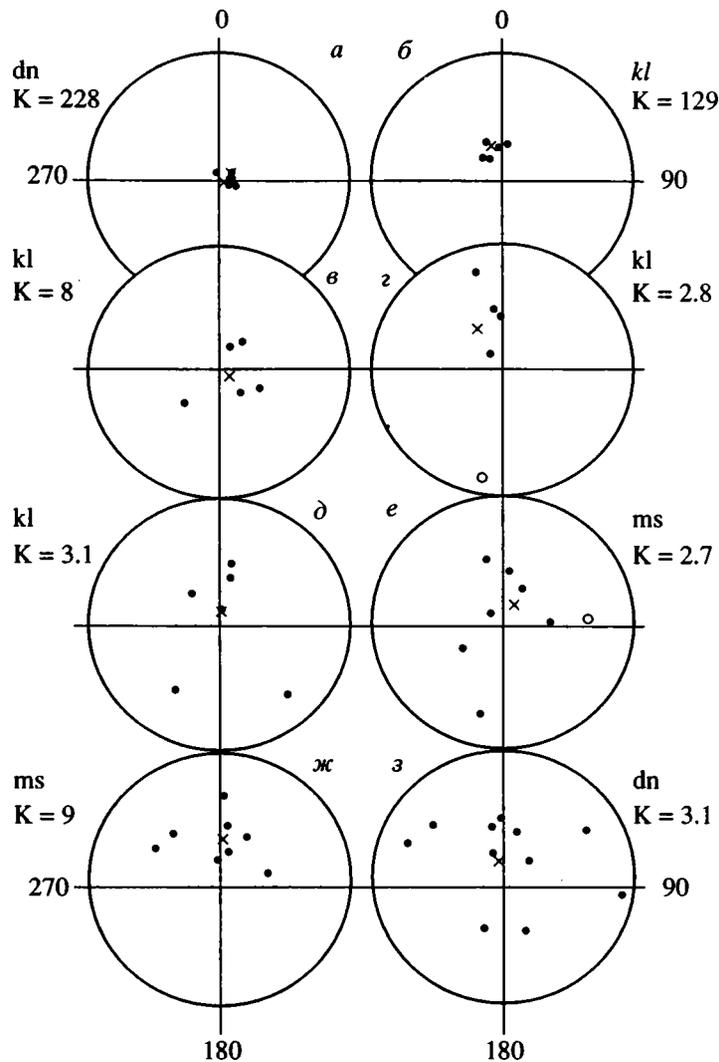


Рис. 3. Стереографические направления векторов намагниченности образцов морен: а – Печегда, б, в – Макарово, г – Яковка, д–з – Черменино.

выделено три моренных горизонта, различающихся по комплексу литологических признаков и магнитным свойствам. Однако, в соответствии с выводами авторов упомянутой работы, они представляют собой отложения двух ледниковых эпох. Исходя из наличия в надморенной толще пылицы лихвинского межледниковья, делается вывод об окском возрасте верхней, красной морены, и донском – нижних моренных горизонтов. Палеомагнитные данные по всем трем моренным горизонтам представлены на рис. 4, а–в. Наиболее подробный отбор штуфов с интервалом около 0.6 м, был проведен в верхнем (красном) и нижнем (черном) горизонтах морен. Интервал отбора в средней части – более одного метра.

Основными несущими намагниченность минералами в изученных моренах являются магнетит, маггемит и гематит (Большаков, 1984). Величина

фактора Кенигсбергера (Q) образцов в основном заключена в пределах 0.1–1.0. Максимальное значение фактора Q , равное 3.3, было зафиксировано в одном образце морены московского оледенения разреза Семичево (Калужская область), причем остальные образцы имеют величины Q , близкие к единице. В этих образцах отмечено относительно повышенное содержание гематита. Величина вязкой намагниченности обычно не превышает 70% от I_n . Это подтверждают и приведенные на рис. 5 диаграммы Вилсона, полученные в палеомагнитной лаборатории Казанского университета. По расчетам, основанным на измеренной экспериментально величине энергии активации (Большаков, Фаустов, 1976), вязкая намагниченность при непрерывном нагреве должна “счищаться” по достижении температуры 300°C. Диаграмма Вилсона (ДВ) для ориентированного образца дне-

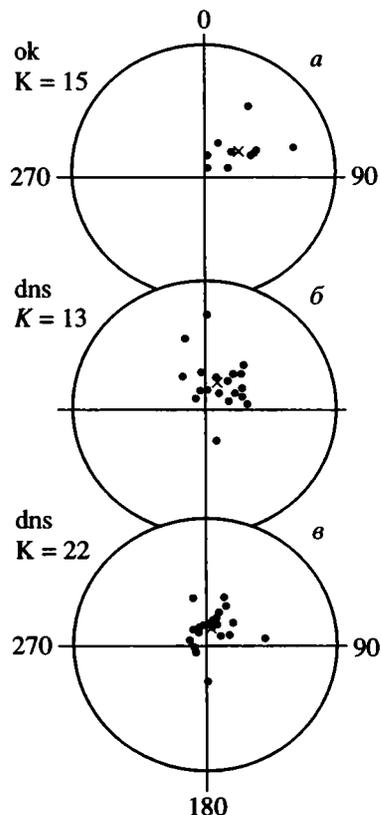


Рис. 4. Стереографические направления векторов намагниченности образцов морен разреза Нароватово: а – верхний, б – средний, в – нижний горизонты морен.

провской морены из расчистки 205 разреза Черемошник (рис. 5а) демонстрирует три компоненты намагниченности (направления которых обозначены стрелками), составляющие общую намагниченность образца. Остальные ДВ (рис. 5б–5г) представлены для образцов из скважин П-3 (возраст морены определен как переходный от днепровского к московскому), М-3 и Г-10 (возраст морен – московский), пробуренных на территории Сатинского полигона. Образцы из скважин неориентированные, поэтому на рисунках обозначена только ось Z образцов. Вопросительный знак около стрелки на рис. 5б означает, что выделенная компонента I_n скорее всего должна трактоваться как фиктивная, являющаяся результатом перехода от первичного направления намагниченности к направлению, выделенному нагревом до температуры $T = 600^\circ\text{C}$.

ОБСУЖДЕНИЕ

Представленные материалы отличаются от результатов других исследователей прежде всего наличием образцов с отрицательным наклоном и большим разбросом направлений I_n в ряде разрезов морен московского и калининского воз-

раста (рис. 1, з–е, рис. 2, а, ж, рис. 3, в–е). В то же время, демонстрируются данные, указывающие на прямую полярность морен днепровского, окского и донского возраста, что противоречит, в основном, имеющимся литературным данным, в том числе и опубликованным автором. Так, для окской морены свойственно скорее аномальное, отмеченное автором и в разрезе Таруса (Судакова и др., 1982), или прямое (рис. 1, а, 4, а) направление I_n . Для днепровской морены во всех изученных автором случаях (не только приведенных в данной работе), кроме одного (рис. 1, б), для среднего направления намагниченности свойственен также положительный угол наклонения. Московская морена только в одном случае – как и днепровская – имеет суммарный угол $J_{\text{ср}}$ меньше нуля (рис. 2, ж). Направления намагниченности образцов калининской морены, иногда аномальные, также характеризуются положительными $J_{\text{ср}}$. Для приведенных нами данных в основном свойственны пониженные значения кучности от 1.3 до 16, но есть и высокие значения К – 228 для днепровской и 129 для калининской морен Ярославского Поволжья (рис. 3, а, б).

О случаях прямой (наряду с обратной) полярности намагниченности морен сообщалось и ранее (Зубагов, Кочегура, 1973; Гайгалев, Певзнер, 1976; Лазуков и др., 1982). Однако эти факты либо не интерпретировались, либо интерпретация оставалась прежней, в которой, в частности, наличие отрицательных J или попадание D в интервал $90^\circ\text{--}180^\circ\text{--}270^\circ$ при $J > 0$ трактовалось как доказательство существования обратной компоненты I_n (Лазуков и др., 1982; Фаустов, 1986, с. 51–52). В соответствии с этой интерпретацией приведенные здесь данные должны указывать на обратную первичную намагниченность морен московского и калининского возраста. Однако такой вывод не кажется правдоподобным по нескольким причинам. Во-первых, как литературные, так и приведенные нами палеомагнитные данные указывают на прямую полярность намагниченности морен московского и калининского оледенений. Во-вторых, самый близкий по времени к эпохе московского оледенения экскурс Блейк соотносится с микулинским межледниковьем (Поспелова, 1989; Стратиграфия..., 1992). В третьих, следующий из известных экскурсов – Каргаполово – также приурочен не к калининскому оледенению, а к межстадиальному мончаловскому горизонту. Таким образом, предположение о глобальной связи экскурсов с эпохами оледенений, которое иногда высказывается в устных беседах, не подтверждается имеющимися на сегодняшний день данными.

Итак, исходя из факта прямой полярности морен московского и калининского возраста, следует признать, что большой разброс направлений I_n

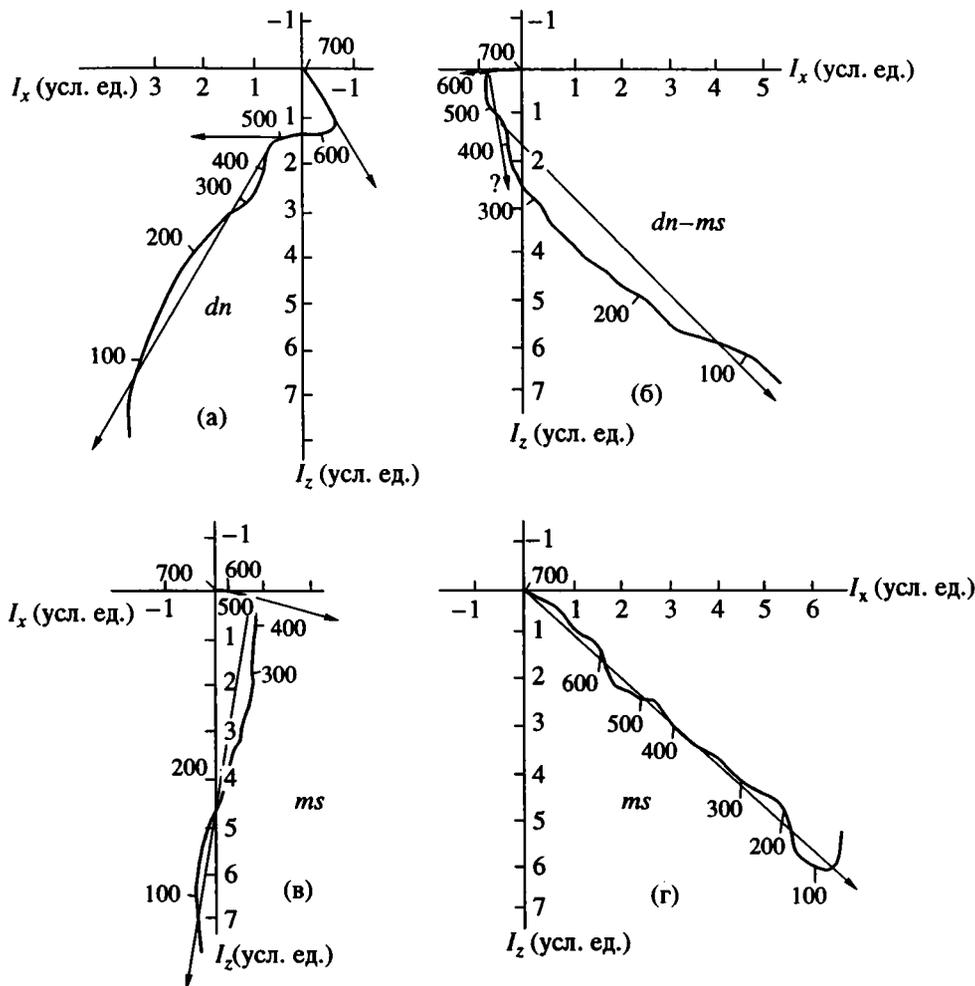


Рис. 5. Диаграммы Вилсона образцов морен: а – Черемошник, расчистка 205; б, в, г – Сатино, скважины П-3, М-3, Г-10. Цифры у кривых – значения температуры в градусах Цельсия.

может быть не связан с перемагничиванием обратномагнитченных пород в поле прямой полярности. Заметим здесь, что непосредственный механизм возникновения стабильной вторичной намагниченности в моренах, строго говоря, не установлен. Вязкая намагниченность, о которой говорилось в работах В.И. Трухина (1969, 1977), не является стабильной по отношению к температурным воздействиям. Как было показано автором (Большаков, Фаустов, 1976), вязкая намагниченность, образовавшаяся за время существования эпохи Брюнес, разрушается более чем на 90% при воздействии температуры 220°C в течение двух часов. Поэтому подчеркнем, что о возможности вторичного намагничивания морен за счет, например, процессов промерзания–оттаивания, а тем более о характеристиках соответствующей намагниченности (стабильности, величине, направлении) можно говорить только в предположительной форме. То, что различный характер распределения векторов I_n имеет место в одних и тех

же моренных горизонтах даже на небольших расстояниях между местами отбора образцов (самый яркий пример – разрез Макарово, рис. 3, б, в, где расчистки расположены в одном карьере) по-видимому, указывает на существенную неоднородность условий осадконакопления – от благоприятствующих ориентации магнитных частиц по полю до не благоприятствующих ей. Эти условия могут определяться разнообразными природными факторами, связанными с динамической деятельностью ледника, степенью обводненности морены, возможностью химических изменений (Лаврушин, 1976), крупностью магнитных частиц или вмещающих их немагнитных зерен, уже упоминавшимися процессами промерзания–оттаивания и т.д. С этой точки зрения несостоятельным представляется применение метода переосаждения (Гончаров, 1965; Исаева и др., 1978) для заключения о механизме формирования намагниченности в морене. Естественно, такое разнообразие условий и факторов, влияющих на

формирование намагниченности, может иметь место в морене любого возраста. Но тогда как объяснить, например, систематически повышенный разброс направлений I_n образцов днепровской морены по сравнению с московской в обнажениях Сатинского полигона?

Попытаемся предложить объяснение этого факта. Очевидно, что фактором, неблагоприятствующим ориентации магнитных частиц по полю, является увеличение размеров этих частиц, что должно осуществляться и в моренных отложениях (Рябушкин, Певзнер, 1978). На наш взгляд, фактическим подтверждением этой точки зрения являются приведенные на рис. 5 температурные диаграммы Вилсона. Например, ДВ образца днепровской морены разреза Черемошник можно интерпретировать следующим образом. До $T = 500^\circ\text{C}$ "счищается" намагниченность, направленная по современному полю и связанная с вязкой компонентой, с вероятной химической намагниченностью за счет гидроокислов, с намагниченностью маггемита и мелких частиц магнетита и гематита, имеющих температуру блокирования меньше 500°C . Как известно, мелкие частицы менее стабильны к воздействию температуры, чем крупные, размер которых выше размера однодоменности. Нерегулярную намагниченность, остающуюся после прогрева до 500°C , мы связываем с влиянием крупных, не ориентирующихся по направлению МПЗ частиц магнетита (интервал температур 500°C – 600°C и гематита свыше 600°C). Заметим, что степень ориентации частицы в магнитном поле может определяться не только ее собственными размерами, но и размерами немагнитной матрицы, в которую частица может быть внедрена. Подобным образом интерпретируются ДВ образцов морен Сатинского полигона (рис. 5б–5г). Следует отметить однокомпонентную намагниченность в одном из образцов московской морены (рис. 5г), что может указывать на отсутствие в нем крупных не ориентирующихся магнитных частиц. Отсюда и следует одно из объяснений различного в среднем характера распределения направлений I_n образцов московской и днепровской морен Сатинского полигона: в днепровской морене относительно количество крупных магнитных частиц, хаотически расположенных по отношению к направлению МПЗ, в среднем больше, чем в московской. Это объяснение подкрепляется и данными о распределении магнитной восприимчивости χ морен полигона по фракциям (Большаков, 1989): величина χ московской морены определяется наиболее мелкими фракциями (0.1–0.01) мм и менее 0.01 мм, тогда как χ днепровской морены более равномерно распределена в основном по фракциям (0.5–0.25) мм, (0.25–0.1) мм и менее 0.01 мм. Заметим также, что величина χ московской морены Сатинского полигона в среднем в 2 раза выше днепровской. От-

сюда следует, что содержание магнетита, определяющего в основном величину χ , в днепровской морене меньше, чем в московской. Значит, есть основание для относительного повышения роли гематита в намагниченности днепровской морены. Как следует из приведенных диаграмм Вилсона, именно гематит чаще всего является носителем нерегулярной компоненты I_n .

Вероятно, здесь уместно отметить еще один факт, который также может служить подтверждением обоснованности предложенного объяснения. При изучении применимости критерия определения доменной структуры (Большаков, Виноградов, 1989) был использован образец морены из разреза Макарово, имеющей большую величину магнитной восприимчивости: χ выше 50×10^{-6} ед. СГС. К нашему удивлению оказалось, что в нем преобладают мелкие магнитные частицы, близкие по размеру к однодоменным. Этот образец как раз относится к серии, показавшей необычно большую для морен нашей коллекции крутизну $K = 129$.

Можно предложить и другое объяснение обсуждаемых различий в распределении направлений I_n – меньшую обводненность днепровской морены, что также должно затруднить ориентацию магнитных частиц вдоль поля. Однако реальность последнего предположения не может быть оценена без привлечения дополнительных палеогеографических данных. Трудность изучения природных объектов в том и состоит, что далеко не всегда есть возможность определить даже основные факторы, определяющие то или иное явление. Поэтому предложенные варианты далеко не исчерпывают всей сложности проблемы палеомагнитных исследований морен. Как уже отмечалось выше, эта проблема связана с такими глобальными, но нерешенными вопросами, как стратиграфия и корреляция ледниковых горизонтов, количество и стратиграфическая привязка (не говоря уж об абсолютном возрасте) экскурсов геомагнитного поля в эпохе Брюнес. В связи с последним вызывает удивление факт частого выявления геомагнитного экскурса в морене днепровского оледенения: только авторами работы (Исаева и др., 1978) он обнаружен в 75 пунктах! И это в моренах, где, кроме всего прочего, существенно затруднен отбор ориентированных образцов, что делает практически невозможным сплошное опробование всей ледниковой толщи. С другой стороны, в гораздо более благоприятных для палеомагнитных исследований объектах – лёссах, экскурс в днепровском лёссе (стратиграфическом аналоге днепровской морены во внеледниковой области) подтвержден лишь в четверти случаев палеомагнитного изучения этого горизонта (Веклич, 1982, с. 166). Не исключено, что одной из причин столь частого выделения экскурса в днепровской морене явилось использование переменного магнит-

ного поля большой амплитуды (800–1200 Эрс.) для выделения первичной намагниченности (Десятова и др., 1973; Трухин, 1977). Этого поля достаточно для практически полного размагничивания магнетитовой составляющей, так как коэрцитивная сила однодоменных магнетитовых частиц порядка 400 Эрс. (Большаков, Виноградов, 1989). Остающиеся гематитовые зерна из-за своей малой намагниченности, во-первых, хуже ориентированы по полю, во-вторых, уменьшают точность измерения I_n . Еще одно обстоятельство, неблагоприятствующее применению переменного (промышленной частоты) магнитного поля большой амплитуды для магнитной чистки – подмагничивание, которое обычно наблюдается, начиная с величин поля более 200 Эрс. (Фаустов и др., 1986).

Интерпретацию получаемых палеомагнитных данных затрудняет также недостаточное количество сведений о временных интервалах формирования (скорости осадкообразования) непосредственно изучаемых ледниковых горизонтов. Все перечисленные причины приводят к выводу, что морены в целом являются пока мало пригодным объектом для проведения традиционных палеомагнитных исследований и тем более для выделения стратиграфически значимых горизонтов аномальной (обратной) намагниченности, связанной с экскурсами геомагнитного поля. Показанный в данной работе большой разброс направлений I_n образцов московской и калининской морен, по общему мнению прямонамагниченных, дает основание не обособлять более древние морены в смысле подхода к анализу палеомагнитных данных. Этот подход, очевидно, должен быть одинаковым для морен всех возрастов и основываться на статистической обработке результатов палеомагнитных измерений, как уже предлагалось ранее (Рябушкин, Певзнер, 1978). Представленные здесь результаты палеомагнитных измерений подтверждают данные П.К. Рябушкина и М.А. Певзнера (1978) о том, что в моренах величина среднего радиуса \bar{R} (нормированная на количество образцов абсолютная величина среднего вектора намагниченности коллекции) в основном больше 0.5. Используя приведенную в этой же работе кривую критических значений \bar{R} , мы убедились, что более 80% наших данных удовлетворяет критерию Рэлея, что указывает на присутствие систематической компоненты намагниченности в большинстве исследованных моренных горизонтов. Не удовлетворяют этому критерию, в частности, результаты расчетов направлений I_n , выявившие отрицательное (с величиной $J < 0$) направление намагниченности коллекций образцов (рис. 1, б, 2, ж), а также данные, представленные на рис. 1, а, г и рис. 3, г. Это говорит об отсутствии оснований для утверждения о существовании обратной (аномальной) намагниченности исследо-

ванных морен. Естественно, такой вывод может быть справедлив только в том случае, если в анализируемой намагниченности преобладает первичная компонента I_n . Полагаю, природу этой намагниченности следует считать седиментационной, осложненной спецификой условий ледникового литогенеза. Такое мнение подтверждается, во-первых, группировкой средних направлений I_n морен, при их малой K , вокруг направления на современный полюс и, во-вторых, небольшой величиной фактора Q образцов морен. Как следует из анализа диаграмм Вилсона (рис. 5), не менее 50% I_n составляет регулярная намагниченность, обусловленная ориентацией на современный полюс. Следовательно, она и определяет, в основном, величину фактора Q , которая типична для седиментационной намагниченности.

Автор считает проблематичной возможность расчета положения виртуального геомагнитного полюса (ВГП) по моренам, применяя более точные формулы (Рябушкин, Певзнер, 1978) по сравнению с обычно используемыми. Последнее заключение вытекает из следующих соображений. 1). В случае “перемагниченной” морены вычисления ВГП, видимо, не имеют смысла, так как не известен механизм перемагничивания – как оно осуществляется, сколько времени занимает, на какой стадии фиксируется вторичная намагниченность и т.д. То есть в этом случае мы не будем знать, с чем соотносить выделенное направление ВГП – с направлением древнего МПЗ или с результатом сложения направления первичной и зафиксированной на какой-то стадии перемагничивания вторичной намагниченности. 2). Направление намагниченности в морене может быть связано не только с МПЗ, а, как было показано (Фаустов и др., 1986), с направлением движения ледника и, возможно, другими факторами ледникового седиментогенеза. 3). Точность определения положения ВГП по моренам обычно невысока, а увеличение точности может потребовать значительного повышения объема работ, не всегда гарантируя положительный результат. Для представленных в этой работе средних направлений I_n радиус круга доверия заключен в основном в пределах (18°–41°) и только в пяти случаях α_{95} ниже 15°.

Высказанные соображения приводят к выводу, что при палеомагнитном изучении морен наиболее реальным является определение полярности их намагниченности, которое может проводиться по стандартной методике (Храмов, Шолло, 1967) с использованием критерия Рэлея.

Представленные в работе результаты палеомагнитного изучения плейстоценовых морен европейской части России указывают на частое искажение палеомагнитной записи в моренных отложениях, образующихся в прямом МПЗ. Поскольку прямое поле является преобладающим в плейсто-

цене, можно сделать заключение, что палеомагнитная запись в плейстоценовых моренах, образующихся в период существования обратного (аномального) геомагнитного поля, должна быть искажена в еще большей степени. Вследствие этого различия между прямонамагниченными и первичнообратнонамагниченными моренами должны сглаживаться. Следовательно, выделение геомагнитных экскурсов в морене – задача повышенной сложности. Решение такой задачи требует тщательного изучения исследуемого моренного горизонта как по мощности, так и по простиранию. Эти исследования должны выполняться по единой методике и просто не имеют смысла без надежного стратиграфического обоснования. Поэтому еще раз вернемся к стратиграфии изученных отложений. Интерпретация первой от поверхности морены Ярославской области, подстилаемой микულიнскими отложениями и перекрываемой покровными лессовидными суглинками, как калининской в этом районе достаточно обоснована (Судакова, 1990). Лежащая ниже нее, а гораздо чаще первая от поверхности на изученных нами разрезах Ярославской, Московской и Калужской областей, морена преимущественно красного цвета, характеризующаяся выдержанностью литологических и магнитных показателей, обычно надежно интерпретируется как московская. Разногласия могут возникнуть по поводу ниже лежащих днепровской и окской морен. Однако в рамках настоящей работы важно то, что эти моренные горизонты более древние, чем московская морена и что каждый из них, и особенно днепровский, обоснованно выделяется в исследуемых районах как самостоятельный стратиграфический горизонт (Судакова, 1990). Важно также и то, что изученные нами моренные отложения сопоставимы с моренами, изученными в этих же районах другими авторами. И в этих четырех или пяти, включая донскую морену разреза “Нароватово”, разновозрастных моренах на обнаружена обратная намагниченность, что находится в противоречии с опубликованными данными (или с интерпретацией этих данных) многих исследователей, включая и автора.

ВЫВОДЫ

1. Выделяемые многими исследователями в ранне- и среднеплейстоценовых моренах палеомагнитные аномалии, трактуемые как экскурсы, реально могут быть связаны со спецификой условий формирования намагниченности в этих отложениях, обуславливающей обычно существенный разброс направлений векторов намагниченности.

2. В изученных автором плейстоценовых моренах от донского до калининского возраста не обнаружена обратная намагниченность. Статистически значимые данные указывают только на

прямую полярность намагниченности изученных морен.

Автор благодарит членов Московского палеомагнитного семинара за ценные замечания при обсуждении данной работы, Г.З. Гурария и Н.М. Чумакова – рецензентов за полезные советы и замечания по тексту статьи, П.В. Большакова (МГТУ им. Н.Э. Баумана) за помощь при обработке палеомагнитных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков В.А. Использование некоторых магнитных параметров для расчленения разновозрастных морен // Палеомагнитная стратиграфия мезокайнозойских отложений. Киев.: Наукова думка, 1982. С. 68–72.
- Большаков В.А. Некоторые результаты и проблемы изучения плейстоценовых морен методами магнетизма горных пород // Вестник МГУ. География. 1984. № 3. С. 63–68.
- Большаков В.А. О применении методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений // Четвертичный период: стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 213–220.
- Большаков В.А., Виноградов Ю.К. О безнагревных методах определения доменной структуры // Исследования в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород. М.: Наука, 1989. С. 55–72.
- Большаков В.А., Фаустов С.С. О температурной магнитной чистке // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 3. С. 116–120.
- Большаков В.А., Фаустов С.С. Магнитные свойства и палеомагнетизм новейших отложений бассейна Средней Протвы // Материалы географических исследований Сатинского учебного полигона. Вып. 3. М., 1979. Деп. в ВИНИТИ. № 1893–79. С. 110–130.
- Веклич М.Ф. Палеозтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наукова думка, 1982. 208 с.
- Гайгалас А.И., Певзнер М.А. Палеомагнитные исследования ледниковых отложений // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Ч. 3. М.: ИФЗ АН СССР, 1976. С. 26.
- Гончаров Г.И. Возможности палеомагнитного метода в решении некоторых вопросов четвертичной геологии // Настоящее и прошлое магнитного поля Земли М.: Наука, 1965. С. 227–233.
- Десятова Т.Ф., Карпунин С.С., Судакова Н.Г., Трухин В.И. Возрастные критерии морен Ярославского Поволжья // Докл. АН СССР. 1983. Т. 213. № 3. С. 657–660.
- Еремин В.Н., Макаров В.А., Молоствовский Э.А. Результаты рекогносцировочных палеомагнитных исследований четвертичных отложений Саратовского Поволжья // Материалы 9 конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля. Ч. 3. Баку: АН СССР, 1973. С. 70–71.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: Географ. об-во СССР, 1973. С. 39–73.

- Исаева М.И., Судакова Н.Г., Трухин В.И.* О выделении и корреляции окской и днепровской морен в центральной России // Вестник МГУ. Геология. 1978. № 1. С. 117–120.
- Куликов О.А., Красненков Р.В.* Магнитостратиграфические исследования морены донского ледникового языка // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Ч. 3. М.: ИФЗ АН СССР, 1976. С. 60.
- Куликов О.А., Трухин В.И., Фаустов С.С.* О новой инверсии геомагнитного поля в эпоху максимального оледенения // Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Наукова думка, 1973. С. 45–47.
- Лаверушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.
- Лазуков Г.И., Судакова Н.Г., Фаустов С.С.* Анализ ледниковых отложений Клинско-Дмитровской возвышенности в связи с проблемами стратиграфии и палеогеографии // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: МГУ, 1982. С. 86–100.
- Путеводитель экскурсий Москва–Верхняя Волга / Ред. Марков К.К. М.: МГУ, 1969. 41 с.
- Поспелова Г.А.* Экскурсы – магнитохронологические реперы в четвертичных отложениях // Четвертичный период: стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 196–203.
- Рунков С.И., Большаков В.А., Немцова Г.М. и др.* Опорный разрез плейстоцена у с. Нароватово на р. Мокша // Бюл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. М.: Межвед. стратиграфический комитет России, 1993. С. 144–152.
- Рябушкин П.К., Певзнер М.А.* Статистика сильнонаправленных направлений при изучении естественной остаточной намагниченности морен // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 12. С. 103–106.
- Семенов В.В.* Экскурсы геомагнитного поля хрона Брюнес в плейстоценовых отложениях центральных районов России // Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. М.: РАН, 1994. С. 215.
- Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы / Ред. Величко А.А., Шик С.М. М.: ИГ РАН, 1992. 245 с.
- Судакова Н.Г.* Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: МГУ, 1990. 160 с.
- Судакова Н.Г., Большаков В.А.* Древнейшая морена в окрестностях г. Чекалина на Оке // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1176–1179.
- Судакова Н.Г., Большаков В.А., Боярская Т.Д. и др.* Новый разрез четвертичных отложений под Тарусой // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. С. 909–912.
- Судакова Н.Г., Гунова В.С., Немцова Г.М.* К стратиграфии и палеогеографии среднего и позднего плейстоцена Рыбинско–Ярославского Поволжья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. № 2. С. 46–55.
- Трухин В.И.* Естественная остаточная намагниченность четвертичных морен // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. М.: ИФЗ АН СССР. 1969. С. 92–93.
- Трухин В.И.* О палеомагнитных исследованиях плейстоценовых морен // Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины. М.: МГУ, 1977. С. 44–45.
- Фаустов С.С.* Специфика методики палеомагнитного изучения морен // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена европейской части СССР. М.: Геолфонд СССР, 1981. С. 124–127.
- Фаустов С.С., Большаков В.А., Вирина Е.И., Демиденко Е.Л.* Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена // Итоги науки и техники. Палеогеография. Т. 3. М.: ВИНТИ, 1986. 195 с.
- Фаустов С.С., Ильичев В.А., Большаков В.А.* Результаты палеомагнитных и термомагнитных исследований Лихвинского разреза // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214. № 5. С. 1160–1162.
- Храмов А.Н., Шолпо Л.Е.* Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 252 с.
- Hus J.J., Geeraerts R.* Palaeomagnetic and rock magnetic investigation of Late Pleistocene loess deposits in Belgium // Phys. Earth. Planet. Inter. 1986. V. 44. P. 21–40.
- Verozub K.L., Banerjee S.K.* Geomagnetic excursions and their paleomagnetic record // Rev. Geophys. Space Phys. 1977. V. 15. № 2. P. 145–155.

Рецензенты Г.З. Гурарий, Н.М. Чумаков

УДК 564.3:551.733.3

**ДИНАМИКА ВИДОВОГО РАЗНООБРАЗИЯ СИЛУРИЙСКИХ
ГАСТРОПОД В СВЯЗИ С АБИОТИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ**

© 1997 г. А. П. Губанов

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

Поступила в редакцию 03.03.95 г., получена после доработки 14.01.96 г.

Ключевые слова. Силур, гастроподы, видовое разнообразие, колебания уровня моря, Британские острова, Новая Шотландия, Эстония, Подолия, о. Готланд, Восточная Сибирь.

Палеозойские, в частности, силурийские гастроподы на длительное время практически выпали из поля зрения исследователей, хотя они играли заметную роль в экосистемах прошлого и представляют интерес для оценки влияния абиотических факторов на бентос. Ранее (Губанов, 1985), была установлена связь внутривидовой изменчивости гастропод с гидродинамикой и глубиной бассейна. Изменение видового разнообразия в значительной мере так же зависело от колебаний уровня моря и связанной с этим глубиной бассейна.

Стратиграфическое распространение силурийских гастропод в разрезах Британских островов (Murchison, 1839; Donald, 1899; 1902, 1905, 1906; Longstaff, 1909; Reed, 1920–1921; Pitcher, 1939). Новой Шотландии (Peel, 1977). Восточной Сибири (Губанов, 1985, 1988, 1992; Gubanov, Yochelson, 1994). Эстонии (Исакар, Миронова, Саладжюс, 1990), Готланда (Lindstrom, 1889; Peel, Wanberg-Eriksson, 1979) и Подолии (Миронова, 1987) послужило основой для исследования изменения видового состава гастропод во времени и возможной связи этих изменений с абиотическими событиями, в частности, с колебаниями уровня моря и глубиной бассейна. Этому исследованию предшествовала большая подготовительная работа по приведению всех имеющихся данных в соответствие с современной стратиграфической основой. Большие трудности, пока не преодоленные для Баррандиена Пражского бассейна и некоторых районов Северной Америки, где силурийские гастроподы детально изучены, связаны с уточнением их стратиграфического распространения в конкретных разрезах. Таким образом, для исследования были выбраны районы, где силурийские гастроподы были изучены наиболее детально, и их стратиграфическое положение не вызывает сомнения. По литературным данным проанализировало стратиграфическое распространение 129 видов гастропод на Британских островах, 64 вида – в Новой Шотландии, 74 – в Эстонии, 26 – в Подолии и 173 вида на о. Готланд. Данные по Восточной Сибири основаны на коллекции автора, собранной в

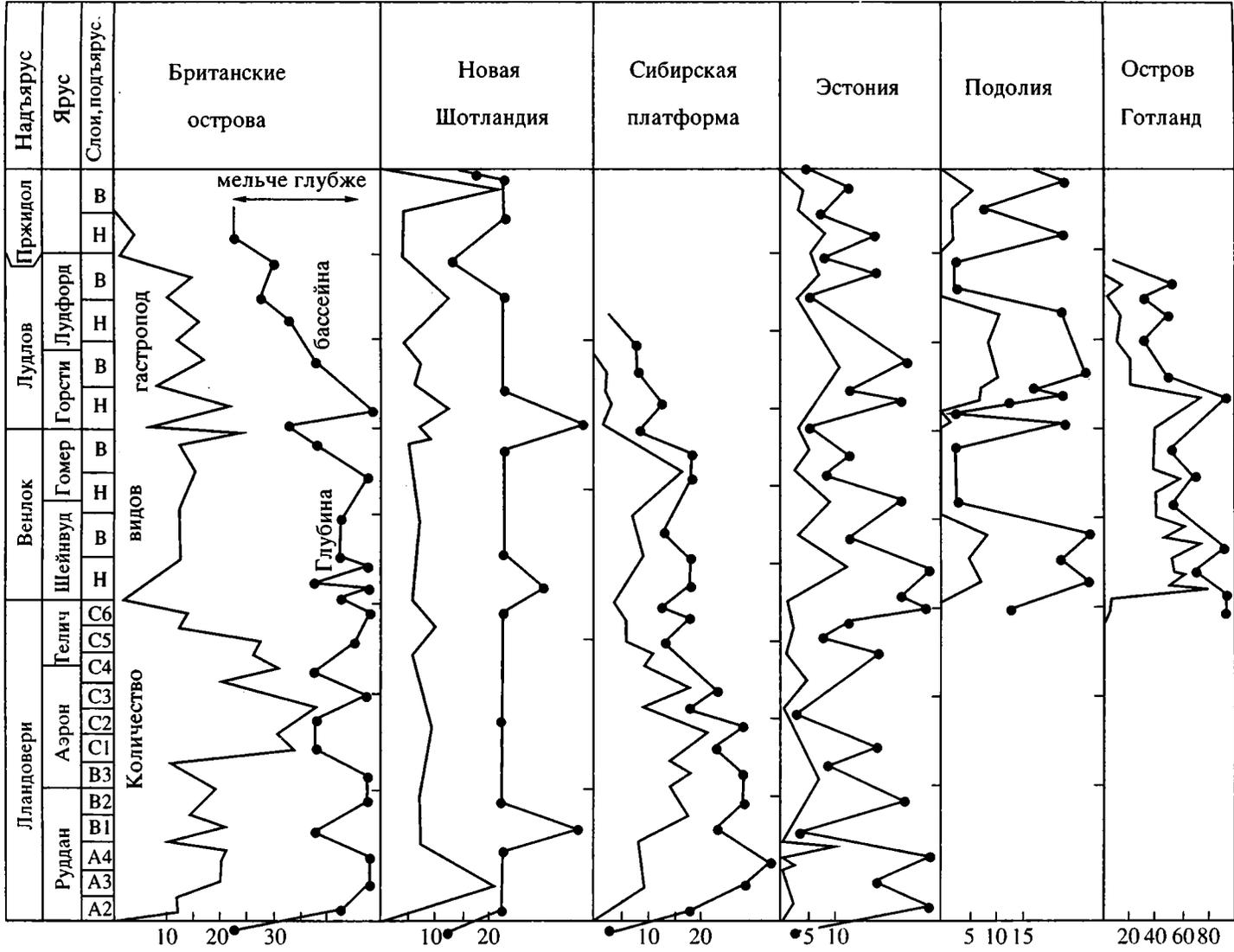
период с 1980 по 1994 г. из более чем 200 разрезов и скважин Сибирской платформы и насчитывающей около 6 тыс. экземпляров. Таксономический состав гастропод из силурийских отложений Восточной Сибири составляет 44 вида (Губанов, 1988, Губанов, 1992).

Сравнение кривых видового разнообразия гастропод различных регионов, построенных по данным их стратиграфического распространения, показало, что наибольшие изменения приходятся на границы крупных стратиграфических подразделений (рисунки).

Самые значительные перестройки в таксономическом составе гастропод произошли на границе ордовика и силура. Ордовикский биотический кризис, один из крупнейших в истории Земли, привел к практически полной смене гастропод на видовом уровне. Возможно, какое-то число видов пережило этот рубеж, но слабая изученность гастропод в переходных слоях, наличие непрерывных разрезов пограничных слоев ордовика и силура только в глубоководных отложениях, где практически отсутствуют гастроподы и, обычно, значительный стратиграфический перерыв в более мелководных позднеордовикских фациях не позволяет точно оценить количество таких видов.

В настоящее время наиболее обоснованными являются представления о связи биотического кризиса с крупнейшим позднеордовикским оледенением и, как следствие, значительным понижением уровня моря и сокращением акваторий. Последующее потепление привело к резкому повышению уровня моря в начале раннего силура (McKerrow, 1979; Brenchley, 1988). С этим рубежом связано крупное “аноксическое событие”, приведшее к формированию мощных толщ “черных” известняков и граптолитовых сланцев в основании силура (Betty, Wilde, 1978; Jeppsson, 1990).

Следующее значительное изменение разнообразия гастропод произошло на границе лландовери и венлока. В различных районах оно проявилось по разному. На Британских островах и в



Изменения видового разнообразия гастропод (покрыто крапом) и относительной глубины бассейна в силуре Британских островов, Новой Шотландии, Готланд (на основе данных McKegow, 1979), Эстонии (с использованием данных Кыртс, Мянниль, Пылма и Эйнасто, 1991), Подолии (на основе данных Гриценко, Ищенко, Константиненко, 1986) и Восточной Сибири. Цифры на рисунке – количество видов гастропод.

Восточной Сибири перестройки ассоциаций гастропод сопровождалась значительным сокращением разнообразия в позднем ландовери и резким его увеличением в раннем венлоке. В разрезах Эстонии, о. Готланд и Подолии ранневенлокский рост разнообразия носит взрывной характер и значительно превышает ландоверийский. В разрезах Новой Шотландии также происходит изменение видового состава, но оно незначительно.

На границе венлока и лудлова произошло крупное вымирание гастропод и резкое уменьшение их видового разнообразия в Британии и Восточной Сибири. Менее значительное – в Новой Шотландии и Эстонии (рисунок). В Подолии полное исчезновение гастропод произошло несколько раньше – в среднем венлоке. На о. Готланд в позднем венлоке не происходит уменьшения видового разнообразия, но в раннем лудлове за короткий отрезок времени количество видов возрастает почти в два раза. Значительное увеличение разнообразия на этом возрастном рубеже наблюдается на Британских островах, в Новой Шотландии и Эстонии. Несколько видов гастропод появляется и в Подолии, но резкое увеличение количества видов происходит там несколько позднее. На Сибирской платформе к двум видам гастропод, пережившим поздневенлокское вымирание, добавляется всего один вид, но к концу века горсти вымирают и они. Несколько позднее – в конце раннего лудфорда вымерли гастроподы в Подолии и сильно сократилось разнообразие гастропод в Эстонии и на о. Готланд, где они после непродолжительного “всплеска” исчезли окончательно.

В пржидоле гастроподы продолжают существовать на Британских островах, где после поздне-лудфордского значительного сокращения разнообразия они испытали небольшой его рост и к середине раннего пржидола исчезли. В Новой Шотландии после двукратного сокращения численности видов в позднем лудлове, количество видов гастропод некоторое время остается постоянным, но начиная со среднего пржидола, возрастает, более, чем в два раза. В Эстонии на границе лудлова и пржидола происходит сокращение количества видов гастропод, но значительно меньшее, чем предшествующее ему – на границе горсти и лудфорда. В раннем пржидоле разнообразие кратковременно увеличивается. В Подолии в верхнем лудфорде гастроподы отсутствуют. Они появляются только в раннем пржидоле, постепенно увеличивая разнообразие (рисунок).

К сожалению, в районах, где гастроподы доживают до конца силура, они практически не изучены и об изменениях их видового состава на границе силура и девона ничего не известно.

В значительной мере изменения видового разнообразия были связаны с колебаниями уровня моря и увеличением глубины бассейна. Такая за-

висимость хорошо видна при сравнении кривых видового разнообразия, колебаний уровня моря и глубины бассейна в различных районах (рис. 1). Данные по изменению уровня моря и глубины бассейна в силуре Британских островов, Новой Шотландии и о. Готланд взяты у McKelgou (1979), для Эстонии у Кыртс и др. (1991) и Подолии у Гриценко, Ищенко, Константинович (1986). Для Сибирской платформы кривая построена автором на основе изменения фациальных и фаунистических комплексов. Увеличение разнообразия, как правило, связано с трансгрессией, а уменьшение – с регрессией моря и изменением глубины бассейна. Связь циклических изменений видового состава, колебаний уровня моря и глубины прослеживается отчетливо. Общей тенденцией изменения уровня моря в силуре является его резкое повышение в раннем ландовери и медленное понижение в течение всего силура. Эта тенденция отчетливо прослеживается в разрезах Британских островов и Восточной Сибири. Общее понижение уровня моря осложнялось циклическими изменениями меньшего порядка. В силуре выделяется четыре цикла, соответствующие ландовери, венлоку, лудлову и пржидолу, каждый из которых начинается со значительного повышения уровня моря. С такой же периодичностью менялось и видовое разнообразие гастропод.

В наиболее детально изученных британских разрезах ландовери прослеживается четыре более мелких цикла изменений видового разнообразия гастропод.

Первый цикл охватывает низы руддана (слои А2–А4 британского стандарта) и завершается 52% сокращением видового разнообразия. Еще более значительные изменения произошли на этом рубеже в Эстонии (100%) и Новой Шотландии (65%). Наименьшее сокращение разнообразия имелось в Сибири (10%).

Второй цикл охватывает верхи руддана и самые низы аэрона (слои В1–В3) и начинается с полного восстановления разнообразия видового состава гастропод на Британских островах, его увеличения в Эстонии, составившего 70% от предшествующего, и двукратного – в Сибири. В Новой Шотландии разнообразие гастропод практически не меняется. Заканчивается цикл значительным сокращением разнообразия в Британии (43%) и Восточной Сибири (22%). В Новой Шотландии и Эстонии этот рубеж не прослеживается.

Третий цикл (средний аэрон – слои С1–С3) начинается троекратным увеличением разнообразия видов гастропод на Британских островах и 50-процентным – в Сибири и заканчивается уменьшением разнообразия почти на половину (49%) на Британских островах. В других районах этот уровень не прослеживается. Наибольшие изменения видового состава брюхоногих моллюсков в Эстонии

(полное исчезновение предшествующих видов и появление 5 новых) и Восточной Сибири (исчезает 57% видов, а затем разнообразие увеличивается на половину) происходит несколько ниже, а в Новой Шотландии (33% и 40% – соответственно) – несколько выше, чем на Британских островах, если придерживаться существующих корреляционных схем.

Последний, четвертый лландоверийский цикл, отчетливо выделяется только в британских разрезах и характеризуется 30% увеличением количества видов гастропод в начале и почти полным вымиранием лландоверийских видов в конце. Верхняя граница цикла, являющаяся и границей между циклами более высокого порядка, четко фиксируется во всех рассматриваемых районах.

С такой же цикличностью менялся уровень моря и глубина морского бассейна в лландовери на Британских островах, Восточной Сибири и Эстонии, что, видимо, было характерно и для большинства других районов мира (Johnson et al., 1991). Несколько иная ситуация складывалась в Новой Шотландии. Там существовала очень слабая цикличность в изменении видового разнообразия гастропод и практически не фиксируется цикличность в изменении уровня моря и глубины. В течение всего силура глубина бассейна оставалась неизменной. Кратковременные углубления бассейна в среднем рудданае, на границах лландовери–венлок, венлок–лудлов и лудлов–пржидол быстро компенсировались осадком.

В венлоке существовал единый цикл развития гастропод. Изменения видового состава гастропод в различных районах происходят на разных уровнях. На Британских островах в гомере разнообразие уменьшилось на 25%, а затем возросло в два раза. В Эстонии этот уровень проходит в верхнем шейнвуде (соответственно 75% и в 4 раза). На Готланде несколько выше, чем в Эстонии (34 и 25%). В Восточной Сибири и в Подолии – на границе шейнвуда и гомера (22%, в 2.5 раза в Сибири и полное исчезновение в Подолии). Этот уровень прослеживается в Британии и на Готланде, хотя там он выражен значительно слабее. В лудлове и пржидоле, как и в венлоке, трудно выделить циклы более мелкого порядка. Тем не менее, связь между изменениями видового разнообразия гастропод и колебаниями уровня моря и глубины бассейна прослеживается отчетливо.

Следует отметить одну интересную особенность: на Британских островах и Сибирской платформе наибольшее видовое разнообразие приходится на завершающие стадии крупных циклов, соответствующих эпохам, а на юго-западе и северо-западе Русской платформы – в Подолии, Эстонии и на Готланде – на начальные стадии.

Совпадение графиков изменения видового разнообразия силурийских гастропод и колеба-

ний уровня моря и глубины бассейна в различных районах мира позволяет предполагать, что между видовым разнообразием и событиями, оказывавшими влияние на изменения уровня моря и глубины существовала тесная связь.

Изменение уровня моря и его глубины, вероятно связано с гляциоэвстатикой, как следствием изменения климата на Земле и ее тектонического режима. Общая регрессивная направленность изменения уровня моря связывается с заключительной стадией каледонского цикла (Сеславинский, 1987, 1991), а раннелландоверийская трансгрессия – с позднеордовикским гляциоэвстатическим событием (McKerrow, 1979). И, хотя общая связь значительного изменения видового разнообразия гастропод с этими событиями представляется убедительной, механизм такого влияния остается не вполне ясен. Одним из объяснений могло бы служить предположение, что существует некоторый оптимум таксономического разнообразия и, при колебании уровня моря и глубины, происходит смещение этого оптимума в ту или другую сторону, что и будет отражаться на кривой разнообразия. Но при таком объяснении график имел бы несколько иной вид, так как при любом смещении в сторону от оптимума при углублении или обмелении бассейна видовое разнообразие менялось бы сходным образом. С другой стороны, вряд ли стоило ожидать, что бентос и планктон вели бы себя сходным образом. А это так, поскольку наблюдаются сходные изменения в видовом разнообразии граптолитов (Melchin, 1994). В связи с вышеизложенным, более вероятным представляется другой механизм, вызывающий изменения разнообразия, известный как гипотеза равновесия МакАртура и Уилсона (Хэллем, 1983). При понижении уровня моря происходило сокращение мелководных морей. Особенно ощутимо уменьшались в размерах бассейны платформенного типа. Одновременно сокращались биотопы, что приводило к возрастанию роли К-отбора, в конечном итоге приведшее к сокращению таксономического разнообразия. Наоборот, увеличение площадей, занимаемых морем, способствовало появлению новых биотопов и расширению прежних, что приводило к радиации биотопа и вспышке видообразования.

ВЫВОДЫ

1. В силуре выделяется четыре глобальных цикла изменения видового разнообразия гастропод, границы которых совпадают с границами надъярусов. Четыре цикла меньшего порядка установлены в лландовери. Причины, вызвавшие эти изменения, пока не совсем ясны. Непосредственное влияние на видовое разнообразие, вероятно, оказывало изменение площади, занимаемой морем. Ее сокращение приводило к сокращению

биотопов (усилению биологической конкуренции) и сокращению видового разнообразия, а увеличение – к радиации на новые биотопы (ослаблению конкуренции и интенсивному видообразованию).

2. Между изменениями видового разнообразия гастропод и колебаниями уровня моря существовала тесная связь. Наиболее значительными событиями, вызвавшими глобальные изменения уровня моря были: 1) гляциоэвстатика в раннем лландовери и 2) завершающая стадия каледонского тектогенеза, вызвавшая регрессию силурийских бассейнов.

Автор искренне благодарен В.А. Захарову (ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск) и А.С. Алексею (МГУ, Москва), замечания которых позволили улучшить первоначальный вариант статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гриценко В.П., Иценко А.А., Константиненко Л.И. Опыт реконструкции яругских и малиновецких (силура Подолии) донных сообществ // Теория и опыт экстратриграфии. Таллинн: Валгус, 1986. С. 73–79.

Губанов А.П. Изменчивость гастропод и ее зависимость от гидродинамики бассейна // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели. Новосибирск: Наука, 1985. С. 70–74.

Губанов А.П. Гастроподы силура Сибирской платформы. Таксономический, палеоэкологический и биостратиграфический анализ: Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ, СО АН СССР, 1988. 17 с.

Губанов А.П. Гастроподы силура опорного разреза р. Нижней Большой Куонды // Разрезы и фауна силура севера Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1992. С. 128–146.

Исакар М.А., Миронова М.Г., Саладжюс В.Ю. Класс Gastropoda – брюхоногие моллюски // Атлас моллюсков верхнего ордовика и силура северо-запада Восточно-Европейской платформы. Ленинград: Изд-во ЛГУ, 1990. С. 5–15.

Кыртс А.Л., Мянниль Р.М., Пылма Л.Я., Эйнасто Р.Э. Этапы и обстановки накопления кукерситовой (водорослевой) органики в ордовике и силуре Эстонии // Важнейшие биотические события в истории Земли. Таллинн: Ин-т геологии АН Эстонии, 1991. С. 87–94.

Миронова М.Г. Класс Gastropoda – брюхоногие моллюски // Атлас силурийских моллюсков Подолии. Ленинград: Изд-во ЛГУ, 1987. С. 8–21.

Сеславинский К.Б. Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли. М.: Недра, 1987. 192 с.

Сеславинский К.Б. Глобальные трансгрессии и регрессии в палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 71–79.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 328 с.

Berry W., Wilde P. Progressive ventilation of the oceans – an explanation for the distribution of the Lower Paleozoic black shales // Amer. J. Sci. 1978. V. 278. P. 257–275.

Brenchley P. Environmental changes close to the Ordovician–Silurian boundary // Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. 1988. V. 43. P. 377–385.

Gubanov A.P., Yochelson E.A. Wenlockian (Silurian) gastropod shell and operculum from Siberia // J. Paleontol. 1994. V. 68. P. 486–491.

Donald J. Remarks on the Genera Ectomaria Koken and Hormotoma Salter, with Descriptions of British Species // Quart. J. Geol. Soc. London. 1899. V. 55. P. 251–272.

Donald J. Proterozoic Murchisoniidae, Pleurotomariidae and Turritelliidae // Quart. J. Geol. Soc. London. 1902. V. 58. P. 313–339.

Donald J. On some Gastropods from the Silurian Rocks of Llangadock // Quart. J. Geol. Soc. London. 1905. V. 61. P. 567–577.

Donald J. Notes on the Genera Omospira, Lophospira and Turritoma; with Descriptions of new Proterozoic species // Quart. J. Geol. Soc. London. 1906. V. 62. P. 552–572.

Jeppsson L. An oceanic model for lithological and faunal Changes tested on the Silurian record // J. Geol. Soc. London. 1990. V. 147. P. 663–674.

Johnson M., Baarli B., Nestor H. et al. Eustatic sea-level Patterns from the Lower Silurian (Llandovery Series) of southern Norway and Estonia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1991. V. 103. P. 315–335.

Lindstrom G. On the Silurian Gastropoda and Pteropoda of Gotland // K. Svenska Vetenskaps Akad. Handl. V. 19. 250. 1889 p.

Longstaff J. The genus Loxonema // Quart. J. Geol. Soc. London, 1909. V. 65. P. 210–228.

McKerrow W. Ordovician and Silurian changes in sea level // J. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. P. 137–145.

Melchin M. Graptolite extinction at the Llandovery–Wenlock boundary // Lethaia, 1994. V. 27. P. 285–290.

Murchison R. The Silurian System. London. 1839. 215 p.

Peel J.S. Systematics and palaeontology of the Silurian gastropods of the Arisaig Group, Nova Scotia // Biol. Skr. Dansk Videnskabs. Selsk. 1977. V. 21. 89 p.

Peel J.S., Wanberg-Eriksson K. Gastropods // Jaanusson V., Laufeld S., Skoglund R. (eds). Lower Wenlock faunal and floral dynamics – Vatenfallet section, Gotland. Sver. Geol. Unders. Ser. C 762. Uppsala, 1979. P. 105–108.

Pitcher B. The Upper Valentian gastropod fauna of Shropshire // Ann. Mag. of Nat. Hist. 1939. Ser. 11. V. 4. P. 83–132.

Reed F. British Ordovician and Silurian Bellerophonacea // Palaeontographica Society, London, 1920–1921. 92 p.

Рецензенты А.С. Алексеев, В.А. Захаров

УДК 550.93:552.52(474.2)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ Rb-Sr И K-Ar ИЗОТОПНЫХ ДАТИРОВОК СИНИХ ГЛИН ПРИБАЛТИКИ

© 1997 г. В. И. Виноградов

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

Поступила в редакцию 16.01.96 г.

Ключевые слова. Венд, кембрий, изотопная геохронология, синие глины.

В 1994 и 1995 годах были опубликованы две статьи, посвященные геохронологическим исследованиям нижнекембрийских отложений Прибалтики – “синих глин” (Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1995). Обе работы выполнены в одной и той же лаборатории, по одним и тем же объектам, в близкое, если не в одно и то же, время. Тем не менее в них содержатся взаимоисключающие выводы. В статье 1994 г. утверждается, что “на основе приведенных данных граница между докембрием и кембрием может размещаться на уровне около 530 ± 10 млн. лет”, а в статье 1995 г. говорится, что полученные авторами многочисленные Rb-Sr и K-Ar датировки по синим глинам не имеют геологического смысла. Поскольку указанное противоречие связано с принципиальными проблемами изотопного датирования, я попытаюсь детально проанализировать фактический материал, приведенный в обеих статьях и подходы к его интерпретации.

Интерес к синим глинам связан с тем, что они заключают в себе важнейшую стратиграфическую границу между вендом и кембрием (Менс, Пиррус, 1977). Попытки получить изотопные датировки этой границы в Прибалтийских разрезах предпринимались неоднократно (Фирсов и др., 1971; Горохов и др. 1982; Келлер, 1985; Краснобаев и др. 1986). Изученные авторами (Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1995) образцы происходят из двух карьеров на территории Эстонии – Кунда и Локса и из скважины Костово-13 в окрестностях Санкт-Петербурга. В карьерах вскрыты отложения лонтоваской свиты нижней части нижнего кембрия. Скважина вскрывает в верхней части те же отложения лонтоваской свиты, а в более глубокой своей части отложения редкинской свиты, относимой к венду.

ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ГЛИН

Трудности датирования глинистых пород связаны с двумя обстоятельствами. Во-первых, глинистые породы за редкими исключениями класто-

генны в своей первооснове и, следовательно, могут хранить память о возрасте пород источников сноса. В этом случае полученные изотопные датировки окажутся больше, чем время образования осадка. Во-вторых, обломочные породы, и прежде всего тонкозернистые, подвергаются интенсивным эпигенетическим изменениям, которые приводят к нарушению изотопных систем. В этом случае могут быть получены значения изотопного возраста, заниженные по отношению ко времени образования осадков.

Теоретически не исключены и идеальные варианты близкого соответствия изотопных возрастов и времени осадконакопления. Таких вариантов может быть два – уравнивание изотопного состава стронция глинистых частиц с морской водой в ходе образования осадка или раннего диагенеза и механическое усреднение обломочных частиц, которое приводит к усреднению изотопного состава стронция в осадке в момент его накопления (Misuzaki, 1994). В Rb-Sr геохронометрии это равносильно установке изотопных часов в валовых пробах на нулевую отметку. В обоих случаях, если породы вели себя после своего образования как закрытые системы, возможно определение их возраста. Такая информация считается наиболее ценной, и поэтому предпринимались многочисленные попытки ее добыть.

Большое число работ было посвящено поискам критериев пригодности материала для датирования и способов его предварительной обработки (Clauer, 1979; Clauer, 1981; Bonhomme, 1982; Горохов, Семихатов, 1984; Pasteels, 1985; Bonhomme, 1987; Clauer et al., 1990; Clauer, Chaudhuri, 1992). Глинистые породы разделялись на размерные фракции и проводилось их микроскопическое и рентгеновское изучение. Чтобы по возможности избежать влияния вторичных процессов на Rb-Sr изотопную систему, образцы предварительно обрабатываются слабым растворителем (ацетат аммония, 1N HCl и другие) для удаления легко связанного стронция, который, как полагают, находится на поверхности частиц и в межслоевых промежутках. Как правило, при такой обработке

в раствор переходит менее радиогенный Sr с низким Rb/Sr отношением по сравнению с суммарным Sr в образце. Этот прием дает заманчивую перспективу изохронного датирования по единственному образцу, поместив на изохронную диаграмму три точки, соответствующие необработанному образцу, вытяжке из него и остатку от вытяжки. Вследствие баланса вещества такие точки обязаны лежать на прямой в изохронных координатах, и по ним может быть формально рассчитан возраст. Алогичность подобного подхода очевидна. С одной стороны, прием отмывки используется для удаления из системы случайного чужеродного Sr, а с другой, этот чужеродный Sr, закладываясь в расчет возраста. Действительно, постепенное накопление материала по таким триплетам показало, что рассчитанные по ним возрасты в подавляющем большинстве случаев не имеют реального смысла (Clauer et al., 1990; Ohr et al., 1991).

Изотопные измерения по разным размерным фракциям породы часто дают различные результаты. Более мелкие фракции обычно обнаруживают возраст ниже предполагаемого стратиграфического (Bonhomme, 1987; Willis et al., 1988). В большинстве случаев именно соответствие или несоответствие изотопного возраста стратиграфическому считается единственным критерием "правильности" полученной даты. Однако под "правильностью" следует понимать не соответствие стратиграфического и изотопного возрастов, а соответствие последнего некоторому геологическому событию. Изотопный возраст приобретает реальную ценность только тогда, когда его "правильность" может быть извлечена из самих изотопных данных вне зависимости от имеющихся представлений геологического плана. Обычно получаемые по глинистым породам заниженные, "омоложенные" возрасты свидетельствуют о постседиментационных, эпигенетических преобразованиях пород. Последние происходят ступенчато, эпизодически, и именно эти эпизоды могут быть датированы изотопными методами. В работе (Ohr et al., 1991) показано, например, что в толще миоцен-палеоценовых песчано-глинистых отложений побережья Техаса в интервале глубин 2100–2400 м наблюдается резкий переход смектита в иллит. Если до этих глубин содержание иллита не достигало 50%, то ниже оно превышает 80%. Одновременно происходит резкое изменение изотопного состава Sr. Rb-Sr изотопный возраст глинистой фракции <0.1 мкм ниже зоны перехода, которая фиксируется в отложениях нижнего эоцена (≈ 50 млн. лет), оказался равным 35 млн. лет. Сметит-иллитовый переход ускоряется при температуре около 80–100°C и хорошо датируется K-Ag методом, если K-Ag система не была нарушена при переходе через температурный интервал около 180°C (Aronson, Elliot, 1994). Сейчас

имеется уже много доказательств, что K-Ag и Rb-Sr методами по глинистым породам датируются этапы эпигенетических преобразований (Bonhomme, 1987; Ohr et al., 1991; Aronson, Elliot, 1994); и именно с этих позиций должны в первую очередь рассматриваться возрастные данные по глинам и глинистым минералам. Возраст седиментации или раннего диагенеза осадков по самим осадкам видимо вообще неопределим изотопными методами в подавляющем большинстве случаев (последнее детальное обсуждение этой проблемы см. (Семяхатов, 1995)).

КРИТЕРИИ ЗНАЧИМОСТИ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА

Наиболее важен и значим сам факт получения прямолинейной зависимости в изохронных координатах, особенно если эта зависимость удовлетворяет понятию изохроны, т.е. если разброс точек возле прямой не выходит за пределы аналитических ошибок. Условие расположения точек на изохроне столь строго, что случайности здесь практически исключены. Единственной альтернативой возрастной интерпретации линейного расположения точек может быть процесс смешения. Если два разновозрастных компонента со своими изотопными отношениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ смешиваются в различных пропорциях, то все эти смеси расположатся в изохронных координатах на прямой линии, соединяющей крайние точки. Естественно, что наклон такой линии не имеет возрастного смысла. Однако, если в этой смеси будет участвовать хотя бы еще один самостоятельный компонент, то линии, удовлетворяющей понятию изохроны, вообще не возникнет. Поэтому в реальной природной среде, многокомпонентной по своей сущности, возможность получить образцы, которые отображали бы в изохронных координатах линии смешения, крайне маловероятна, во всяком случае менее вероятно, чем получить возрастные зависимости. Поэтому каждый раз, апеллируя к линиям смешения, нужно доказывать их реальность, а не просто скрывать за ними не устраивающий по тем или иным причинам возрастной смысл прямолинейных зависимостей.

По своей сути изохрона есть тоже линия смешения, но смешения одновозрастных проб. Ее аналогией в K-Ag геохронометрии является получение повторяющихся значений возраста по разным пробам. Аналогом первичного изотопного отношения стронция будет в этом случае нулевое содержание радиогенного Ag в образце при нулевом содержании K. К сожалению, этот параметр по опубликованным данным авторов (Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1955) не может быть определен, и нам при интерпретации приведенных в статьях данных придется опираться только на

совпадающие значения возрастов, что, вообще говоря, само по себе является критерием достоверности полученных датировок.

Наконец, важным фактором, который свидетельствует о геологической значимости рассчитанных значений возраста, оказывается совпадение их по разным (Rb-Sr и K-Ar) геохронометрам.

ОБСУЖДЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Обсуждается материал, опубликованный в двух рассматриваемых работах (Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1995).

Рубидий-стронциевые данные. На изохронной диаграмме рис. 1 показано положение точек, отвечающих грубой размерной фракции глин: 6 точек >0.6 мкм и 3 точки 0.4–0.6 мкм. Все образцы взяты в карьерах из лонтоваской свиты. Видно, что точки разбросаны хаотично, и их линейная интерполяция бессмысленна. Это означает, что изотопная система в грубой фракции глин не была уравновешена (или переуравновешена), и никаких определенных суждений о возрасте по приведенным данным сделать нельзя. Можно предположить только, что среди проанализированных образцов нет пород древнее 670 млн. лет. Этому возрасту соответствует наклон условно проведенной на рис. 1 пунктирной линии, соединяющей на эволюционной Rb-Sr диаграмме крайние точки из всей их совокупности. Прием этот, разумеется, очень искусственен, и абсолютизировать приведенное значение возраста, конечно, нельзя. Однако эти рассуждения позволяют сделать принципиально важный вывод. Наиболее вероятным, а может быть и единственно возможным источником сноса материала вендкембрийских песчано-глинистых отложений северо-запада Русской платформы были породы Балтийского щита. Их средний возраст, оцененный по частоте встречаемости изотопных датировок в пределах Кольского полуострова, составляет 1750 ± 150 млн. лет (Пушкарев и др. 1978). Вероятное положение линии, которая отвечает возрасту 1750 млн. лет и приемлемому первичному изотопному отношению $Sr-0.712$ показано в левой части рис. 1. Видно, что реальные точки на графике не обнаруживают никаких признаков столь древнего возраста. Это означает, что даже грубые фракции глин (вплоть до 2 мкм) подверглись изменениям, которые стерли изотопную информацию о породах источников сноса. Однако эти изменения были недостаточно интенсивны, чтобы переуравновесить Rb-Sr систему в грубой фракции глин, или равновесия было снова нарушено повторяющимися событиями.

Иначе обстоит дело с более тонкими фракциями. В таблице приведены пересчитанные мною

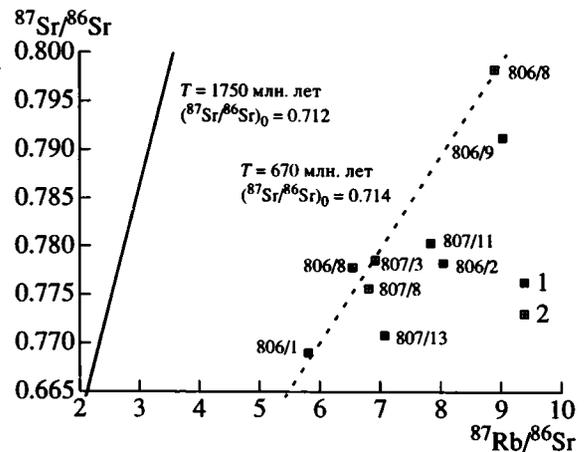


Рис. 1. Изохронная диаграмма для проб грубой фракции синих глин.

1 – фракция >0.6 мкм. 2 – фракция 0.4–0.6 мкм.

Номера точек и их координаты из работ (Gorokhov et al., 1994; Горохов и др., 1995).

Большой разброс точек не позволяет аппроксимировать их единой прямой линией. Наклон условной пунктирной линии отвечает возможному верхнему пределу возраста. Сплошной, также условной линией показано вероятное положение изохроны, отвечающей усредненному возрасту пород предполагаемых источников сноса. Видно, что вся изотопная информация родоначальных пород стерта.

данные из работ И.М. Горохова с соавторами (Gorokhov et al., 1994, Горохов и др. 1995). В расчет закладывались указанные в статьях ошибки измерения $\pm 2\%$ и $\pm 0.1\%$ для отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ соответственно. Расчет велся по методу (York, 1966), который исключает субъективные оценки причин дисперсии точек. Все зависимости, естественно кроме двухточечной серии 3, удовлетворяют понятию изохроны, что оценивалось по критерию хи-квадрат (Соколов, Буякайте, 1986). Поскольку очевидно, что исследованные авторами породы подверглись эпигенетическим изменениям, в расчет брались только пробы, которые предварительно не отмывались в ацетате аммония.

Обращает на себя внимание несколько обстоятельств. Прежде всего, возрасты, полученные по разным размерным фракциям оказываются практически одинаковыми. Более значимы различия в первичных изотопных отношениях. Хотя они формально в пределах ошибок могут считаться сходными, их различия не позволяют объединить точки по разным фракциям на одной прямой с сохранением параметров изохроны.

Возражение может вызвать объединение в одну изохрону образцов из скважины Костово-13 лонтоваской и редкинской свит. На рис. 2 показано положение точек на изохронной диаграмме, включая две точки фракции <0.2 из карьеров Эс-

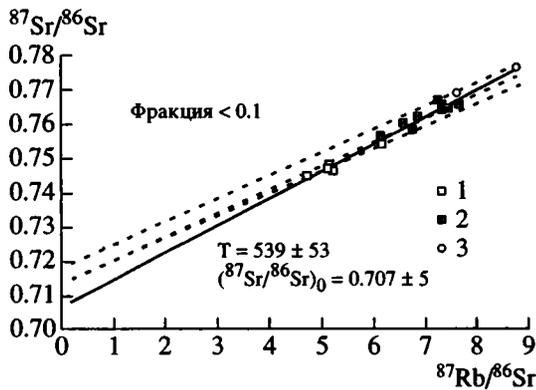


Рис. 2. Изохронная диаграмма для проб тонкой фракции (<0.1 мкм) синих глин.

1 – пробы редкинской серии; 2 – лонтоваской серии по скважине Костово-13. 3 – пробы лонтоваской серии из карьеров.

Пунктирными линиями аппроксимируется каждая из трех совокупностей проб. Сплошная линия объединяет все пробы из скважины.

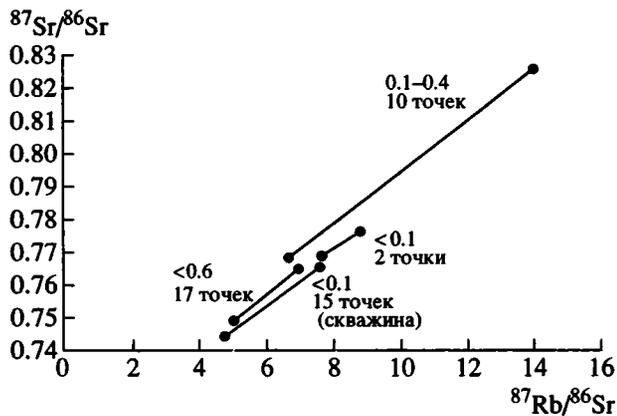


Рис. 3. Положение изохронных линий для разных фракций (таблица). Из рисунка видно, что интерпретация этих изохрон как линий смешения вряд ли возможна.

тении. Пунктирные линии на диаграмме аппроксимируют каждую группу точек. Самая нижняя линия проведена по пяти пробам редкинской свиты, средняя – по десяти пробам лонтоваской свиты из скважины, верхняя – по двум пробам лонтоваской свиты из карьеров. В обеих группах из скважины Костово-13 точки сильно разбросаны относительно аппроксимирующих прямых и возраст по ним рассчитывается с очень большими ошибками – 455 ± 117 и 472 ± 159 млн. лет. Объединение обеих групп в одну (сплошная линия на рис. 2) существенно улучшает параметры прямой зависимости – 539 ± 53 млн. лет. Полученный таким образом возраст видимо ближе соответствует реальному геологическому событию.

Итак, по различным тонким фракциям синих глин по большому количеству образцов, взятых на значительном удалении друг от друга и даже с разных стратиграфических уровней, получены Rb-Sr изохронные зависимости, определяющие практически один и тот же возраст около 540 ± 40 млн. лет и с первичными изотопными отношениями стронция от 0.707 до 0.719 ± 5 млн. лет. Попробуем ответить на вопрос, можно ли рассматривать эти изохронные зависимости в качестве линий смешения, как это делают авторы в одной из своих статей (Горохов и др. 1995).

На рис. 3 показано положение изохронных линий с конечными точками на них. Если считать их линиями смешения, то следует поставить вопрос и найти на него ответ, что же смешивалось. Вероятно, в качестве конечных компонентов смешения следует принимать что-то, обладающее Rb-Sr характеристиками самой правой верхней и самой левой нижней точек на графиках рис. 3. Они соответствуют пробам 807/8 (фракция 0.1–0.4) и 806/8 (фракция 0.2–0.3) (Gorokhov et al., 1994, таблица 3; Горохов и др., 1995, таблица 3). Соединение этих двух точек приводит к совершенно не реальному первичному изотопному отношению стронция – 0.703. Выбор в качестве конечного члена смешения любой из точек грубой фракции только усугубляет положение. Внесение любых других компонент, находящихся на реально полученных линиях или же их продолжениях, приведет только к нарушению изохронных зависимостей.

Итак, для утверждения, что прямолинейные зависимости на Rb-Sr эволюционных диаграммах могут рассматриваться как линии смешения, должны быть найдены конечные смешиваемые компоненты. Я думаю, что на данном материале это невозможно делать, и полученные прямые должны рассматриваться как реальные изохроны. Они фиксируют событие, которое произошло 540 ± 40 млн. лет назад и привело к перестройке пород и установке изотопных часов на нулевую отметку.

Калий-аргоновые данные. Результаты K-Ar определений (Gorokhov et al., 1954; Горохов и др., 1955) сведены мною на рис. 4. Как и указывалось авторами, видна общая тенденция возрастания измеренных возрастов по мере увеличения размерной фракции. Это обычное явление, свойственное тонкозернистым осадочным породам, которые пережили эпигенетические изменения. K-Ar системы легче нарушаются в тонких фракциях, и определяемый по ним возраст характеризует окончание влияния воздействующего фактора либо отражает этап более слабого позднего (последнего) процесса изменения пород. Грубые фракции более устойчивы ко вторичным воздействиям, и определяемый ими возраст характеризует время проявления более сильного воздейст-

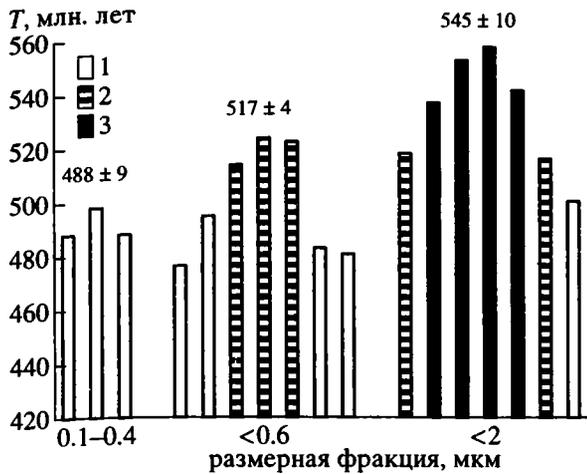


Рис. 4. Гистограмма распределения K-Ar возрастов различных размерных фракций. 1, 2, 3 – группы K-Ar определений со средними значениями и среднеквадратичными отклонениями возраста.
1 – 488 ± 9; 2 – 517 ± 4; 3 – 545 ± 10.

восходящими движениями и выводом толщи в зону циркуляции метеорных вод” (Горохов и др., 1995, с. 61). Связать более древние датировки – 517 и 545 млн. лет с какими-то конкретными событиями затруднительно. Это не означает, однако, что они не несут геологического смысла. Особенно это касается возраста 545 млн. лет, который почти в точности совпадает с датировками, полученными Rb-Sr методом (таблица).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал позволяет сделать вполне определенные выводы. Прежде всего безусловно доказывается, что венд-кембрийские отложения северо-запада Русской платформы пережили несколько этапов вещественного изменения. По крайней мере два из них – 490 и 540 млн. лет – четко датированы K-Ar и Rb-Sr методами. Поэтому никак нельзя согласиться, что полученные авторами датировки лишены геологического смысла. Особенно важна более древняя датировка, подтвержденная обоими методами изотопного датирования. Она свидетельствует, что 540 ± 40 млн. лет назад венд-кембрийские отложения пережили этап эпигенетической переработки. Следовательно, накопление лонтоваской серии произошло еще раньше. К сожалению, время осадконакопления или раннего диагенеза лонтоваских пород не может быть установлено по материалу самих этих отложений, что вовсе не оправдывает пессимистических выводов, которые сделали авторы рассмотренных публикаций. В то же время, кажутся неоправданными и излишне оптимистические взгляды авторов. Они связаны с надеждами получить достоверные датировки времени образования осадков, изучая размерные и минеральные фракции глин. Похоже, что Rb-Sr и K-Ar системы в токозернистых осадках не замкнуты в границах минеральных зерен. Поэтому наиболее достоверные данные о переуравновешивании изотопных систем и возрасте последнего этапа такого переуравновешивания можно получить при анализе валовых проб пород.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 94-05-17331.

вия на породу. Недавно было проведено специальное тщательное изучение этих процессов на примере граувакковых отложений среднего кембрия северо-западной части Марокко (Clauser et al., 1995). Оно показало, что в различных размерных фракциях глинистых осадков фиксируется три этапа их преобразования – 205, 305 и 445 млн. лет. Каждый из выделенных этапов отражает период термальной активизации территории.

Как видно из графика на рис. 4, полученных И.М. Гороховым с соавторами K-Ar данных также довольно четко фиксируются три группы значений. Разброс в пределах каждой из групп укладывается в ошибку измерений, а между группами превышает ее. Группа самых молодых возрастов – 488 ± 9 млн. лет характеризует, по-видимому, последний этап воздействия на породу. По мнению авторов рассматриваемых статей молодой возраст (они его оценивают в 470–480 млн. лет) связан “...с

Результаты изохронных расчетов по тонким фракциям глин

Номер серии	Размерная фракция, мкм	Число точек	Возраст, млн. лет	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	СКВО
1	<0.6*	17	547 ± 47	0.710 ± 4	0.32
2	0.1–0.4**	10	528 ± 42	0.719 ± 6	1.62
3	<0.1*	2	465	0.718	
4	<0.1***	15	539 ± 53	0.707 ± 5	1.34

* Образцы из карьеров.
** В расчет включены все фракции, входящие в этот размерный интервал.
*** Образцы из скважины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горохов И.М., Клауэр Н., Кутявин Э.П. и др. Рубидий-стронциевые системы в пограничных отложениях венда и кембрия на северо-западе Восточно-Европейской платформы // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев: Наукова думка, 1982. С. 38–39.
Горохов И.М., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л. Изотопные датировки нижнекембрийских глин Эстонии и их интерпретация // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 64–65.

- Горохов И.М., Семихатов М.А.* Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение 2. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма // Литология и полезн. ископ. 1984. № 2. С. 87–109.
- Келлер Б.М.* Геохронология венда СССР // Вендская система. Т. 2. М.: Наука. 1985. С. 161–167.
- Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Рубидий-стронциевое датирование глинистых осадков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 3–17.
- Менс К., Пиррус Э.* Стратотипические разрезы кембрия Эстонии // Таллинн: Валгус, 1997. 68 с.
- Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова // Л.: Наука, 1978. 136 с.
- Семихатов М.А.* Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.
- Соколов Д.Д., Буюкайте М.И.* О некоторых особенностях применения метода наименьших квадратов в рубидий-стронциевой геохронометрии // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 207–217.
- Фирсов Л.В., Николаева И.В., Лебедев Ю.Н., Солнцева С.Н.* Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдяных минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики // Глауконит в современных нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971. С. 165–192.
- Aronson J.L., Elliot C.* Illite/smectite, a valuable K-Ar clock for the secondary history of sedimentary basin // Abstracts of ICOG. 1994. US Geol. Surv. Circular 1107. P. 13.
- Bonhomme M.G.* The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals // Precamb. Res. 1982. V. 18. № 1/2. P. 5–25.
- Bonhomme M.G.* Type of sampling and comparison between K-Ar and Rb-Sr isotopic dating of fine fractions from sediments in attempt to date young diagenetic events // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.). 1987. V. 65. № 3/4. P. 209–222.
- Clauer N.* A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks // Lectures in Isotope Geology. Springer Verlag, Berlin. 1979. P. 30–51.
- Clauer N.* Rb-Sr and K-Ar dating of Precambrian clays and glauconites // Precamb. Res. 1981. V. 15. № 3. P. 331–352.
- Clauer N., Chaudhuri S.* (Eds) Isotopic signatures and sedimentary records // Lecture notes in Earth Sciences. 1992. V. 43. 529 p.
- Clauer N., O'Neil J.R., Bonnot-Courtois C., Holtzaffel T.* Morphological, chemical and isotopic evidence for smectite in marine sediments // Clays and Clay Minerals. 1990. V. 38. № 1. P. 33–36.
- Clauer N., Rais N., Schaltegger U., Picue A.* K-Ar systematics of clay-to-mica minerals in a multi-stage low-grade metamorphic evolution // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.). 1995. № 2. P. 305–316.
- Gorokov I.M., Clauer N., Turchenko N.N. et al.* Rb-Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the east European Platform: implications for a multi-stage illite evolution // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.). 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.
- Misuzaki A.M.P., Cordani U.G., Kovashita K., Thomaz-Filho A.* Rb-Sr systematics in recent sediments and its Bearing for geochronological interpretations // Abstracts of ICOG-8. 1994. US Geol. Survey Circular 1107. P. 220.
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D. R.* Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. № 1. C. 110–126.
- Pasteels P.* Radiometric datation of sediments // Rend. Soc. Ital. Mineralog. Petrolog. 1985. V. 40. № 1. P. 17–24.
- Willis K.M., Stern R.J., Clauer N.* Age and geochemistry of Late Precambrian Sediments of the Hammat series form the Northeastern desert of Egipt // Precamb. Res. 1988. V. 42. № 1–2. P. 173–187.
- York D.* Least-squares fitting of a stright line // Canad. J. Phys. 1996. V. 44. P. 1079–1086.

Рецензенты А.Г. Рублев, М.А. Семихатов

УДК 550.93:552.5

ДВА РАЗЛИЧНЫХ ПОДХОДА К ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ИЗОХРОННОГО МЕТОДА ПРИ ДАТИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД¹

© 1997 г. И. М. Горохов, Н. Н. Мельников

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

Поступила в редакцию 01.04.96 г., получена после доработки 04.09.96 г.

*Даже если ваше объяснение настолько ясно,
что исключает всякое ложное толкование, все
равно найдется человек, который поймет вас неправильно.
Артур Блох. Следствие третьего закона Чизхолма*

Ключевые слова. Изотопная геохронология, глинистые породы, датирование.

Мы благодарны редколлегии за возможность ознакомиться со статьей В.И. Виноградова (1997), в которой использованы результаты двух опубликованных нами недавно работ. Автор развивает в ней идеи, имеющие принципиальное значение для изотопной геохронологии, а наши работы показались ему удачным для их демонстрации и уязвимым для критики материалом. Мы намерены показать, однако, что значительная часть замечаний В.И. Виноградова вызвана недостаточно хорошим знакомством с обсуждаемыми проблемами вообще и содержанием рассматриваемых работ в частности. Более того, утверждаемые им положения противоречат современным принципам геохронологической науки, а их иллюстрация на нашем материале не выдерживает критики.

Для удобства последующего изложения кратко напомним содержание работ, о которых идет речь в статье В.И. Виноградова, и их цели. При этом работу, опубликованную в журнале *Chemical Geology* (Gorokhov et al., 1994, a), будем обозначать как статью I, а публикацию в журнале "Стратиграфия. Геологическая корреляция" (Горохов и др., 1995) – как статью II.

Цель статьи I заключалась в том, чтобы предложить подход к датированию тех этапов геологической истории глинистых осадочных пород, которые связаны с конкретными минеральными преобразованиями. Этот подход включает выделение из одного или нескольких образцов набора разноразмерных глинистых фракций с узкими диапазонами размеров частиц и их рентгеновское, электронно-микроскопическое и изотопное изучение. Задача такого подхода состоит в обогащении и идентификации минералов-носителей изо-

топно-геохронологической информации. В частности, в нижнекембрийских глинах лонтоваского горизонта удалось таким образом выделить и проанализировать три разновозрастные генерации иллита с различающимися морфологическими, кристаллохимическими и рубидий-стронциевыми характеристиками. Соответственно была получена информация о трех этапах геологической истории осадочного материала: минимальный возраст источника сноса, возраст диагенеза погружения и время регрессивного катагенеза.

Статья II преследовала совершенно иную цель: показать, что распространенный подход к датированию глинистых осадков, основанный на выделении тонкозернистых фракций, размер частиц которых ограничен только верхним пределом (например, <1 мкм) или лежит в достаточно широком диапазоне, не дает информации о возрасте минеральных преобразований и может приводить к получению геологически бессмысленных изотопных (в том числе изохронных) датировок, так как подобные фракции не являются моногенетичными, а, как правило, включают смесь двух или более разновозрастных генераций глинистых минералов.

**ОТВЕТЫ НА КРИТИЧЕСКИЕ
ЗАМЕЧАНИЯ ОППОНЕНТА**

Начать надо с того, что значительная часть критических замечаний В.И. Виноградова в наш адрес безосновательна.

1. Объясняя причину, побудившую его выступить с критической статьей, В.И. Виноградов пишет: В статьях I и II содержатся *взаимоисключающие* (курсив здесь и далее наш. – И.Г. и Н.М.) выводы. В статье 1994 г. утверждалось, что ус-

¹ По поводу статьи В.И. Виноградова "Геологическое значение Rb-Sr и K-Ar датировок синих глин Прибалтики".

тановлен минимальный возраст седиментации дотрилобитовых отложений нижнего кембрия – 533 ± 8 млн. лет, а в статье 1995 г. говорится, что полученные авторами многочисленные Rb-Sr и K-Ar датировки не имеют геологического смысла.

Для любого непредубежденного читателя очевидно, что статья I содержит *рекомендуемые* подход и методику для датирования глинистых пород Rb-Sr методом. В ней показано, какие датировки и почему имеют геологический смысл. Столь же очевидно, что статья II, напротив, наглядно демонстрирует, как *не следует* проводить изотопно-геохронологические исследования и включает многочисленные примеры получения датировок, не имеющих геологического смысла. Поэтому выводы обеих наших статей ни в коем случае не исключают, а как раз дополняют друг друга.

2. Основным содержанием другого критического замечания оказывается тезис о том, что методика с применением выщелачивания (по триплетам) непригодна для определения изотопного возраста глинистых минералов. Резюмируя описанные в литературе подходы к датированию глинистых осадков, В.И. Виноградов пишет: *“Чтобы по возможности избежать влияния вторичных процессов на Rb-Sr изотопную систему, образцы предварительно обрабатываются слабым растворителем (ацетат аммония, 1N HCl и др.) для удаления легко связанного стронция на поверхности частиц... Этот прием дает заманчивую перспективу изохронного датирования по единственному образцу, поместив на изохронную диаграмму три точки, соответствующие необработанному образцу, вытяжке из него и остатку от вытяжки... Алогичность подобного подхода очевидна. С одной стороны, прием отмывки используется, чтобы удалить из системы случайный, чужеродный стронций, а с другой, этот чужеродный стронций закладывается в расчет возраста”* (с. 101–102).

Полагая, что целью выщелачивания является удаление чужеродного стронция из системы, автор заблуждается. На самом деле, выщелачивание производится потому, что вытяжка обычно содержит изотопную информацию о среде минералообразования (Clauer, 1982; Clauer et al., 1982, 1984, 1990). Можно спорить о природе того стронция, который, будучи слабо связан со структурой глинистых частиц, обнаруживается в вытяжке (Горохов, 1985). Конечно, попадание стронция в систему после образования иллита нельзя полностью исключить, однако этот вопрос в каждом конкретном случае следует решать отдельно. В работе I приводится аргументация в пользу того, что вещество, выщелоченное нами из размерных фракций глинистых минералов, было в момент иллитообразования изотопно уравновешено со структурой соответствующего

иллита и в дальнейшем составленная этими фракциями Rb-Sr система не открывалась. Если есть основания считать материалы вытяжки и остатка когенетичными и одновозрастными, примененный нами метод датирования не может вызвать возражений. Список литературы, приведенный В.И. Виноградовым в подтверждение того, “что рассчитанные по ним (триплетам. – И.Г. и Н.М.) возрасты в подавляющем большинстве случаев не имеют реального смысла” (с. 102), состоит из двух статей и не выглядит убедительно, особенно если учесть, что в одной из них (Clauer et al., 1990) ничего подобного не утверждается: возрасты, полученные по триплетам, полагаются там лишенными смысла не в связи с отсутствием изотопного равновесия между вытяжкой и остатком от выщелачивания, а по причине смешанного характера исследованных фракций иллита.

3. Большое место в обсуждаемой статье уделяется проблематике смешивания разновозрастных компонентов, которой, заметим, и в монографии Г. Фора (Faure, 1986), обобщающей мировой опыт изотопной геохронологии, посвящена целая глава. С сожалением следует признать, что по этому вопросу плодотворной полемики у нас не получится, поскольку наш оппонент к ней плохо подготовлен, по-видимому, вследствие своей убежденности в малой значимости этой проблемы для Rb-Sr геохронологии вообще. Результатом этого явились откровенные промахи как в поисках смешивающихся в наших образцах компонентов (для образования четырех линий смешивания разыскиваются два компонента вместо восьми, требуемых теорией), так и в геохимических построениях по нашим данным (чего стоит только экстраполяция линий смешивания за пределы точек, соответствующих конечным членам смеси!). Вероятно, по той же причине В.И. Виноградов не пожелал заметить в работах I и II многочисленных изотопных и неизотопных доказательств в пользу смешанной природы лонтоваских глин.

4. Наконец, В.И. Виноградов считает, что *“...возраст седиментации или раннего диагенеза осадков по самим (глинистым. – И.Г. и Н.М.) осадкам, видимо, вообще неопределим в подавляющем большинстве случаев”* (с. 102). В отношении возраста седиментации автор безусловно прав, и это уже неоднократно отмечалось в литературе (например, Горохов, 1985; Faure, 1986). Что же касается возраста раннего диагенеза, то здесь вопрос много сложнее. Прежде всего, существует проблема терминологии: известно, что термин “ранний диагенез” имеет различный смысл для российских и зарубежных исследователей. Не углубляясь в обсуждение этого вопроса, заметим только, что изотопные методы в обязательном сочетании с минералогическим и кристаллохимическим изучением геохронометров позволяют достаточно надежно датировать этапы новообра-

зования или преобразования глинистых минералов (Clauer, 1982, 1995; Glasmann et al., 1989; Burley, Flisch, 1989; Schaltegger et al., 1994; Ohr et al., 1994; Gorokhov et al., 1994, a, b; Toulkeridis, Clauer, 1995; Clauer, Chaudhuri, 1995). При этом возрастные результаты для осадочных и, в частности, глинистых пород принципиально ничем не отличаются от таковых для магматических и метаморфических образований: все они определяют не время проявления того или иного геологического процесса, а некоторый более поздний момент, который отвечает закрытию соответствующей изотопной системы. Вопрос же о том, насколько этот момент близок к датируемому событию, в каждом случае требует специального рассмотрения.

О КРИТЕРИЯХ ЗНАЧИМОСТИ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА

Обсуждение этого раздела работы В.И. Виноградова (1997) требует небольшого предисловия. Современная практика изотопного изохронного датирования в геологии после постановки задачи (определение возраста объекта, процесса) включает следующие необходимые этапы: 1) выбор носителя искомой возрастной информации; 2) выделение и исследование физических, химических, морфологических и иных свойств этого носителя с целью установления его пригодности для решения поставленной задачи; 3) изотопный анализ материала и вычисление статистических характеристик аналитических данных; 4) интерпретацию геологического значения полученных характеристик. Это связано с тем, что линия в изохронных координатах может называться изохроной лишь в том случае, если она отвечает следующим условиям: 1) образцы, по результатам анализов которых она построена, разновозрастны, 2) среда, в которой возникли образцы, изотопно равновесна, 3) изотопные системы после их образования оставались закрытыми и 4) избыточный (не вызванный аналитическими погрешностями) разброс экспериментальных точек вокруг нее отсутствует. Ни одна изотопная система не имеет внутреннего критерия соблюдения этих условий. Поэтому устанавливать факт выполнения требований изохронной модели для каждой конкретной серии образцов приходится на основании независимых методов.

В обсуждаемой статье В.И. Виноградов такой внутренний критерий находит: "Наиболее важен и значим сам факт получения прямолинейной зависимости в изохронных координатах, особенно если эта зависимость удовлетворяет понятию изохроны, т.е. если разброс точек возле прямой не выходит за пределы аналитических ошибок. Условие расположения точек на изохроне столь

строго, что случайности здесь практически исключены" (с. 102).

Как мы видим, здесь формулируется совершенно новый критерий соответствия проанализированных образцов изохронной модели. В самом деле, никаких геохимических и прочих неизотопных предпосылок для построения изохроны, согласно В.И. Виноградову, не требуется. В результате получается, что несоблюдение требований разновозрастности, равновесности и замкнутости необходимо и достаточно для обеспечения линейного расположения точек на изохронном графике, а само по себе линейное расположение точек без всяких иных предпосылок достаточно для того, чтобы параметры такой линии (возраст и первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) рассматривались как имеющие геологический смысл. Таким образом, контролирующее условие превращается в определяющее.

Хотя критерий в формулировке В.И. Виноградова выглядит ошеломляюще, нельзя не признать, что его справедливость не только существенно облегчила бы труд геохронологов, но и привела бы к заметной экономии средств. К сожалению, как будет показано ниже, формулировка нового критерия и аргументация в его пользу, представленные автором, несостоятельны.

Единственным приведенным В.И. Виноградовым обоснованием этого критерия является жесткость статистических требований, предъявляемых к изохронам, что делает весьма маловероятным случайное расположение результатов анализов на прямой в изохронных координатах. Однако не даны хотя бы приблизительные оценки этой весьма малой вероятности и, что особенно любопытно, не указано, для какого минимального количества точек справедлив этот критерий. Ничего не говорится и о том, что степень этой жесткости целиком зависит от величин аналитических погрешностей, используемых в расчетах. Насколько это важно, видно на примере вычислений В.И. Виноградова, которые он проделал на материале наших работ I и II, и в результате которых получил зависимости, принимаемые им за изохронные на основании малых величин среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО). Однако в этих вычислениях наш оппонент ошибочно использовал величины погрешностей отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые приведены нами в обеих статьях на уровне 2σ (что указано в текстах), хотя известно, что здесь в расчет должны входить вдвое меньшие их значения. В результате он, даже с чисто математических позиций счел изохронами линии, разброс точек около которых значимо превышает аналитическую погрешность и которые изохронами, по его собственным представлениям, не являются.

К чему приводит практическое использование нового критерия, видно в обсуждаемой статье, где В.И. Виноградов, произвольно группируя наши аналитические данные (упомянем хотя бы объединение образцов различных стратиграфических уровней в одну “совокупность”), осуществляет для них целый ряд построений, выдавая их за изохронные. При этом наш оппонент, разумеется, игнорирует какую-либо минералогическую и генетическую информацию об образцах и ограничивается лишь сведениями о положении представляющих их точек на диаграмме в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ссылаясь на то, что исследованные породы подвергались эпигенетическим изменениям, В.И. Виноградов принимает в расчет только те пробы, которые предварительно не обрабатывались раствором ацетата аммония. Однако, избрав этот материал для своих построений, уважаемый оппонент не заметил, что до 52% стронция в нем принадлежит выщелачиваемому компоненту (I, табл. 3) с изотопным составом, значительно отличающимся от такового в собственно глинистом минерале (остатке от выщелачивания) и к тому же варьирующим от фракции к фракции. Поэтому использование изохронной модели для обработки данных по фракциям, не обработанным ацетатом аммония, абсолютно некорректно, в особенности, если допустить, что тезис В.И. Виноградова о “чужеродности” выщелачиваемого стронция правилен.

Таким образом, при первой же демонстрации критерия, предложенного В.И. Виноградовым для построения геологически значимых изохрон, нашему оппоненту удалось объединить на “изохроне” материал, заведомо к тому не пригодный. Нетрудно представить, к чему такой подход может привести в дальнейшем: к настоящему моменту в геохронологической литературе накоплено такое количество Rb-Sr аналитических данных, что последователям В.И. Виноградова, если таковые найдутся, не составит особого труда образовать из них совокупности, которые, вполне удовлетворяя статистическим требованиям изохронной зависимости, будут определять какие угодно возрасты и изотопно-геохимические условия образования. Это, несомненно, привело бы к полной дискредитации изотопной геохронологии вообще и ее изохронных вариантов в частности.

В связи с вышеизложенным мы не видим необходимости сколько-нибудь подробно обсуждать интерпретацию В.И. Виноградовым наших Rb-Sr результатов. Два момента все же заслуживают упоминания.

1. Единственное обращение нашего оппонента к геологической информации на рис. 1 (Виноградов, 1997) требует уточнения. Автор утверждает, что “наиболее вероятным, а может быть и единственно возможным источником сноса материала

венд-кембрийской толщи песчано-глинистых отложений северо-запада Русской платформы, были породы Балтийского щита” (с. 103) со средним возрастом 1750 ± 50 млн. лет. Мы не можем не упомянуть в этой связи работы К.А. Менс (1980) и Э.А. Пирруса (1980), в которых показано, что источником сноса для отложений лонговаского горизонта Прибалтики служили также рифейские отложения внутренних районов Восточно-Европейской платформы.

2. Операции оппонента с фигуративными точками и проведение через них результирующей “изохроны” с возрастом $539 + 53$ млн. лет (Виноградов, 1997, рис. 2) представляют собой, вероятно, неожиданно для него самого, классическую схему построения *псевдоизохронной* зависимости (см. Горохов, 1985, с. 135, рис. 7.12, 6).

Что же касается толкования уважаемым оппонентом K-Ag данных, приведенных в статье II и полученных нами по смесям заведомо разновозрастных иллитов, то оно, по нашему мнению, несколько не отличается по своей методологии от печально известного обычая некоторых “пользователей” возрастных результатов – выбирать из группы изотопных датировок те, которые соответствуют принятой ими геологической схеме, не обращая внимания на материал, по которому получена датировка, метод определения и обоснованность геохронологической интерпретации.

КТО ЖЕ ОПРЕДЕЛИЛ ГЕОЛОГИЧЕСКИ ЗНАЧИМЫЙ ВОЗРАСТ СИНИХ ГЛИН ПРИБАЛТИКИ?

В заключительном разделе своей статьи В.И. Виноградов утверждает, что им “безусловно доказывается” наличие нескольких этапов вещественных изменений венд-кембрийских отложений Прибалтики. “По крайней мере два из них – 490 и 540 млн. лет четко датированы K-Ag и Rb-Sr методами. Поэтому никак нельзя согласиться с авторами *рассмотренных работ* (I и II. – И.Г. и Н.М.), что полученные ими датировки лишены геологического смысла” (с. 105).

Выше уже говорилось, что “безусловные доказательства” основаны на некорректном применении изохронной модели при интерпретации тех Rb-Sr данных, для которых условия модели не выполняются. Привлечение “избранных” значений из общего набора смешанных K-Ag датировок убедительности этим доказательствам не добавляет. Более того, поскольку вышеприведенное высказывание В.И. Виноградова относится к *обеим* нашим работам, приходится констатировать, что здесь допущена прямая передержка, которая вводит в заблуждение читателей, по той или иной причине не имевших возможности ознакомиться с первой из названных статей. Ее резюме (I, с. 85–86)

в кратком изложении выглядит следующим образом: Погружение лонтоваских осадков сопровождалось кристаллизацией 1M иллита второй генерации, возраст которой составляет 533 ± 8 млн. лет. Этот иллит образовывался за счет материала детритового 2M иллита первой генерации, имевшего возраст 722 ± 13 млн. лет. Последовавшая в ордовикско-раннесилурийское время обширная циркуляция подземных вод в условиях открытой системы вызвала частичную перекристаллизацию ранее образованного иллита в новый низкотемпературный 1M-1Md иллит третьей генерации с возрастом 430–480 млн. лет.

Комментарии здесь, как нам кажется, излишни.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, выбор В.И. Виноградовым статей I и II в качестве иллюстративного материала к его новым идеям в геохронологии вряд ли удачен. Тем не менее, вклад нашего оппонента в теорию Rb-Sr геохронологии несомненен: к серии продемонстрированных нами в статье II способов, которыми можно получить геологически бессмысленные значения изотопного возраста, он добавил еще один, весьма яркий и оригинальный.

Однако этот итог не исчерпывает предмета нашей полемики. Исключительно важным представляется резкое обозначение различия подходов к изотопно-геохронологическим исследованиям вообще, и к датированию осадочных пород как одного из наиболее трудных объектов изучения, в частности. Мы полагаем, что интерпретация изотопно-геохронологических данных, устанавливающая их связь с конкретными геологическими событиями, невозможна без тщательного изучения вещества минералов – носителей геохронологической информации и его трансформации под влиянием этих событий. Знакомство с текущей литературой убеждает, что именно такое всестороннее изучение состава геохронометров и истории вторичных преобразований вмещающих их толщ позволило в последние годы усовершенствовать методологию датирования магматических, метаморфических и осадочных пород. По мнению же В.И. Виноградова, получение аналитических данных и их последующая математическая обработка в рамках модельно-изохронной систематики являются самодостаточными процедурами изотопно-геохронологических исследований.

Попытка заменить изучение вещества датированных объектов математической обработкой аналитических данных возвращает нас в далекое прошлое. Создание в 50–60-е годы изохронных моделей в сочетании с внедрением в геохронологическую практику передовых методов статистической обработки экспериментальных данных было, несомненно, крупным шагом вперед, спо-

собствовавшим быстрому прогрессу изотопной геохронологии. В те времена, вероятно, можно было бы найти исследователей, уверовавших во всесильность новых достижений, но даже тогда публично не предлагалось их использованием заменить исследование датируемого материала. Тем более странной представляется встреча с подобной публикацией в наши дни, когда теория и практика изохронного датирования имеют уже более чем тридцатилетнюю историю.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-65915).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов В.И.* Геологическое значение Rb-Sr и K-Ar изотопных датировок синих глин Прибалтики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6.
- Горохов И.М.* Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. М.: Энергоатомиздат, 1985. 153 с.
- Горохов И.М., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л.* Изотопные датировки нижнекембрийских глин Эстонии и их интерпретация // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 54–65.
- Менс К.А.* Палеогеография венда и кембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Раннекембрийская эпоха. Лонтоваское время // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / Ред. Келлер Б.М. и Розанов А.Ю. М.: Наука, 1980. С. 26–29.
- Пиррус Э.А.* Вопросы литологии венда и кембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Глинистые минералы в вендских и кембрийских породах и их значение для палеогеографии и стратиграфии // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / Ред. Келлер Б.М. и Розанов А.Ю. М.: Наука, 1980. С. 97–104.
- Burley S.D., Flich M.* K-Ar geochronology and the timing of detrital I/S clay illitization and authigenic illite precipitation in the Piper and Tartan Fields, Outer Moray Firth, UK North Sea // Clay Mineral. 1989. V. 24. № 2. P. 285–315.
- Clauer N.* The rubidium-strontium method applied to sediment: certitudes and uncertainties // Numerical Dating in Stratigraphy / Odin G.S. (ed.). Wiley. Chichester. 1982. P. 245–276.
- Clauer N.* Isotopic constraints to the concepts of clay genesis // Euroclay'95, Clays and Clay Materials Sciences, Leuven, Belgium, August 20–24, 1995. Book of Abstracts, Invited Lectures and Oral Presentations. 1995. P. 19–20.
- Clauer N., Chaudhuri S.* Clays in Crustal Environments. Isotopic Dating and Tracing. Springer-Verlag. Berlin. 1995.
- Clauer N., Giblin P., Lucas J.* Sr and Ar isotope studies of detrital smectites from the Atlantic Ocean (DSDP, Legs 43, 48 and 50) // Isotop. Geosci. 1984. V. 2. № 2. P. 141–151.
- Clauer N., Hoffert M., Karpoff A.-M.* The Rb-Sr isotope system as an index of origin and diagenetic evolution of southern Pacific red clays // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. № 12. P. 2659–2664.
- Clauer N., O'Neil J.R., Bonnot-Courtois C., Holtzapffel T.* Morphological, chemical and isotopic evidence for an early

- diagenetic evolution of detrital smectite in marine sediments // *Clays Clay Minerals*. 1990. V. 38. № 1. P. 33–46.
- Faure G.* Principles of Isotope Geology, 2nd ed. Wiley. New York. 1986. 589 p. Русский перевод: *Фоп Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Glasmann J.R., Larter S., Briedis N.A., Lundegard P.D.* Shale diagenesis in the Bergen High area, North Sea // *Clays Clay Minerals*. 1989. V. 37. № 2. P. 97–112.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L. et al.* Rb-Sr systematics of Vendian–Cambrian claystones from the East European Platform: implications for a multistage illite evolution // *Chem. Geol.* 1994, a. V. 112. № 1/2. P. 71–89.
- Gorokhov I.M., Turchenko T.L., Melnikov N.N.* Multi-stage illite evolution in Upper Proterozoic shales: Rb-Sr, XRD and TEM studies // VM Goldschmidt Conference, Edinburgh, 1994. Extended Abstracts A-K. *Miner. Mag.* 1994, b. V. 58A. P. 341–342.
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R.* Mobility and fractionation of rare earth elements in argillaceous sediments: Implication for dating diagenesis and low-grade metamorphism // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. № 1. P. 289–312.
- Schaltegger U., Stille P., Rais N., Piqué A., Clauer N.* Neodymium and strontium isotopic dating of diagenesis and low-grade metamorphism of argillaceous sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. № 5. P. 1471–1481.
- Toulkeridis T., Clauer N.* Isotopic dating of Proterozoic-to-Archean clay minerals: An assesment // Euroclay'95, Clays and Clay Materials Sciences, Leuven, Belgium, August 20–24, 1995. Book of Abstracts, Posters. 1995. P. 386–387.

Рецензенты А.Г. Рублев, М.А. Семяхатов

Сдано в набор 21.07.97 г.

Подписано к печати 17.09.97 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 3.8 тыс.

Уч.-изд. л. 15.1

Бум. л. 7.0

Тираж 259 экз.

Зак. 2608

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); 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 (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, Стратиграфические исследования..., 1990).

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

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

Международная академическая издательская компания “Наука” информирует о начале конкурса на лучшую публикацию 1997 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 – Главных. Размер премий по сравнению с прошлыми годами не изменен.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, впервые публикуемых в журналах МАИК “Наука”, а также авторам циклов работ, впервые публикуемых преимущественно в этих журналах. Денежная часть каждой Главной премии и Премии распределяется следующим образом:

- а) 80% – автору или коллективу авторов,
- б) 20% – редколлегии, редакции журнала, переводчикам, научным редакторам и другим работникам, способствовавшим подготовке и качественному изданию статей.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- издательство МАИК “Наука”;
- члены РАН, в том числе иностранные.

Премии 1997 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (1997).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, издаваемых МАИК “Наука” и вышедших с октября предыдущего (1996) до октября истекшего (1997) года.

Выдвижение кандидатов на Премии оформляется письменно протоколами с приложением публикации, обоснования выдвижения (на 1 стр.) и отзывов. Эти материалы принимаются редакциями журналов с последующей передачей членам комиссии по присуждению Премий, представляющим конкретные группы наук (физика и математика, химия, биология и науки о Земле), до 15 декабря 1997 года.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Более подробно об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях журналов, издаваемых МАИК “Наука”.