

## **СТРАТИГРАФИЯ**

УДК [561.26:551.793](571.645)

### **ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И СОБЫТИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАЛИВА ИЗМЕНИ (ЮЖНЫЙ КУНАШИР, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)**

**\*В.С.Пушкарь, \*Н.Г.Разжигаева, \*А.М.Короткий, \*Т.А.Гребенникова,  
\*\*В.В.Шановалов, \*Л.А.Ганзей, \*Л.М.Мохова**

*\* Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток*

*\*\* Тихоокеанский институт океанологии ДВО РАН, г. Владивосток*

В статье приводится детальное литологическое описание плиоцен-плейстоценовых вулканогенно-осадочных шельфовых отложений, входящих в состав головнинской свиты, а также континентальных фаций позднего плейстоцена и их диатомовый, спорово-пыльцевой и палеомагнитный анализ. Предлагается разделить головнинскую свиту на три подсвиты, отложения которых отражают трансгрессивно-регрессивные циклы и этапы вулканической активности (нижняя подсвита - поздний плиоцен, средняя - ранний плейстоцен, верхняя - средний плейстоцен). Континентальные отложения объединены в белозерские слои второго интерстадиала позднего плейстоцена. В позднем плиоцене выделены две трансгрессии: Кунашир I (2.12 - 2.0 млн лет) и Кунашир II (1.8-1.6 млн лет). Среднему плейстоцену отвечает позднеголовнинская трансгрессия (0.43-0.28 млн лет) с двумя фазами. Выделены тефростратиграфические маркеры, как диатомовых зон, так и палеомагнитных событий Реюньон и Олдувей. Проведена корреляция палеогеографических событий между Южными Курилами, Японией, Камчаткой, Чукоткой и Аляской.

Южный Кунашир характеризуется широким распространением плиоценовых и плейстоценовых вулканогенно-осадочных толщ, входящих в стратиграфический объем головнинской свиты, выделенной Б.Н.Пискуновым и Т.П.Королевой в 1962 [14]. Свита описана в работах А.Ф.Прялухиной [34] и Б.Н.Пискунова [31]. Она сложена туфоалевритами, туфодиатомитами и песками, переслаивающимися с пепловыми прослоями и пачками тефроидов. Свита несогласно лежит на породах алахинской свиты и перекрывается эоловыми супесями, аллювиальными, озерными галечниками и песками позднеплейстоценового и голоценового возраста. Высокие скорости седиментации, обусловленные вулканической активностью, способствовали формированию мощных осадочных толщ, запечатлевших в себе как этапы вулканической активности, так и резкие палеоклиматические изменения и колебания уровня моря. Общая мощность отложений - 450 м, а мощность континентального чехла - 100 м. Возраст головнинской свиты по фауне моллюсков оценивался как плиоценовый [14, 31] или как плейстоценовый [13, 32]\*.

Цель настоящей работы - изучение стратиграфической последовательности формирования вулканогенно-осадочных толщ юга Кунашира и анализ палеогеографических событий за последние 2.5 млн лет.

#### **МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА**

Изучен ряд разрезов на побережье зал. Измени от устья руч. Хлебникова до устья р. Головнина (рис. 1). Здесь в разрезе Хлебниковского клифа с высотой до 15 м прекрасно обнажены моноклинально залегающие вулканогенно-осадочные пачки головнинской свиты, несогласно перекрытые континентальными отложениями (рис. 2).

Основной информационной группой фоссилий являются диатомовые водоросли, створки которых хорошо сохранены и достаточно обильны в осадках. При возрастной интерпретации комплексов диатомей использована модифицированная [67] северо-тихоокеанская зональная диатомовая шкала И. Коизуми [58] и данные по синхронности и диахронности эволюционных уровней диатомей в различных регионах Центральной и Северной Пацифики [32, 44, 58]. Изучены также споры и пыльца, спорадически встречающиеся в разрезах и несущие дополни-

\*Верхняя граница плиоцена рассматривалась на уровне границы палеомагнитных эпох Брюнес-Матуяма (0.73 млн лет).

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ОТЛОЖЕНИЙ

Изученные разрезы сложены двумя генетическими разнородными толщами (рис. 2): монотинально залегающими вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями, накопившимися в условиях шельфа, и чехлом континентальных фаций.

В основании разреза залегают несортированные и неслоистые отложения подводного пемзового пирокластического потока Khl-7, перекрытые пемзовыми тейфроидами разной степени окатанности со слоями грубозернистого пемзового песка. По простиранию разреза к востоку они фациально замещаются пемзовыми гравийниками и крупнозернистыми песками. Видимая мощность отложений достигает 3 м. Грубая субпараллельная слоистость за счет изменения структуры осадка и увеличение крупности пемзы к кровле слоев указывает на осаждение материала в морских условиях и быстрое захоронение [4, 24]. По своим петрохимическим характеристикам плохоокатанная пемза близка пирокластике влк. Головнина [25, 42] и, вероятно, откладывалась на шельфе синхронно с его извержениями. Поскольку пемза и пепловая пирокластика сильно гидратированы (табл. 1), используются данные, пересчитанные на сухой остаток (табл. 2). Вблизи устья р. Головнина пачку тейфроидов перекрывает крупнообломочная туфобрекчия Khl-6, образующая покров и выполняющая многочисленные врезы (глубиной до 2.5 м), состоящая из ювенильной пемзы, резургентного и терригенного материала разнообразного петрографического состава (дациты, базальты, вулканическое стекло). Туфобрекчия, по-видимому, представляет собой отложения подводных грязевых потоков, образование которых связано с пирокластическими потоками, транспортированными с суши в прибрежную область [23, 24].

В западной части клифа на тейфроидах согласно залегают светло-серые алевритистые мелкозернистые пески (мощность 2.7 м) с прослоями и линзами

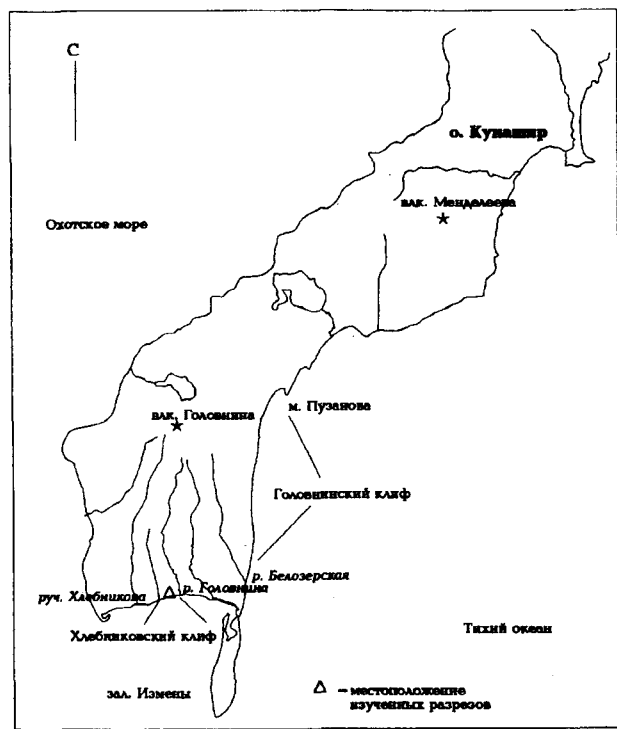


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов головинской свиты на побережье зал. Измены.

тельную информацию о палеоклиматах, и проведен палеомагнитный анализ. Для идентификации палеомагнитных событий использованы модели изменений напряженности магнитного поля Земли последних 3 млн лет [45, 71].

Положение границы между плиоценом и плейстоценом рассматривается на уровне верхней границы события Олдувей (1.69 млн лет) или чуть выше его [45, 73]. Граница между нижним и средним плейстоценом рассматривается на уровне границы между палеомагнитными хронами Матуяма и Брюнес (0.79 млн лет). Граница между средним и поздним плейстоценом совпадает с началом фазы "е" 5 кислородно-изотопной стадии (КИС), датированной в 130 тыс. лет [60].

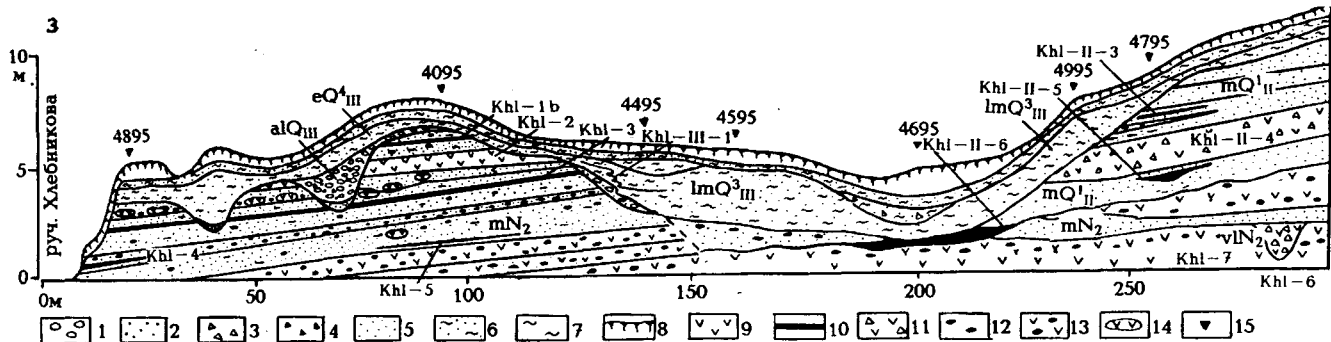


Рис. 2. Геологическое строение Хлебниковского клифа (береговой обрыв к востоку от устья руч. Хлебникова), зал. Измены. 1-галка, 2-гравий, 3-щебень, 4-древеса, 5-песок, 6-супесь, 7-суглинок, 8-почва, 9-туф, 10-вулканический пепел, 11-туфобрекчия, 12-пемза, 13-пемзовый тейфرويد, 14-вулканические бомбы, 15-изученные разрезы, Khl-3 (и др.) - индексы реперных прослоев тейфры.

Таблица 2. Химический состав тефры из разрезов плио-плейстоценовых отложений побережья зал. Измены

N	N пробы	Материал	Возраст	Индекс	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2/4095	пепел	N <sub>2</sub>	Khl-1a	58,60	0,91	24,19	7,67	0,75	0,16	1,34	3,81	2,05	0,47	0,05
2	4/4095	пепел	N <sub>2</sub>	Khl-1b	56,70	0,66	28,37	6,93	0,97	0,16	1,07	2,91	1,61	0,58	0,05
3	8/4095	туф	N <sub>2</sub>	Khl-2	67,14	0,55	20,91	4,24	0,54	0,09	0,83	2,18	2,79	0,73	0,00
4	10a/4095	бомба	N <sub>2</sub>	Khl-2	72,88	0,46	14,74	1,29	1,50	0,12	1,24	3,76	3,18	0,79	0,04
5	11/4095	пепел	N <sub>2</sub>	Khl-3	74,43	0,33	13,44	1,95	0,97	0,05	0,71	2,09	2,86	3,12	0,03
6	23/4095	пепел	N <sub>2</sub>	Khl-4	66,85	0,49	17,12	4,22	1,12	0,14	1,28	3,84	3,47	1,39	0,08
7	22/4095	пемза	N <sub>2</sub>	Khl-7	69,18	0,45	17,44	2,18	1,87	0,12	0,53	4,26	3,30	0,63	0,05
8	6/5195	пепел	Q <sup>I</sup> <sub>II</sub>	Khl-II-1	64,56	0,20	23,01	2,21	1,34	0,10	0,24	3,23	1,97	1,90	1,25
9	8/5295	пепел	Q <sup>I</sup> <sub>II</sub>	Khl-II-2	58,82	0,32	30,48	4,53	1,11	0,11	0,24	2,18	1,57	0,48	0,15
10	1/5826	пепел	Q <sup>I</sup> <sub>II</sub>	Khl-II-5	60,77	0,70	27,31	5,81	0,00	0,19	1,34	1,54	1,60	0,68	0,07

крупнозернистых песков, пемзового гравия и пемзы. Гранулометрический состав песков характеризуется бимодальным распределением с модальными фракциями 0.1-0.16 и 0.05-0.1 мм. Высокое содержание алевритовых частиц и небольшой выход тяжелой фракции (рис. 3) указывают, что накопление отложений происходило на значительных глубинах, плохая сортировка материала - на их быстрое захоронение. Материал, в основном, поступал за счет переотложения тефры. О ее переработке в водной среде свидетельствует более высокое содержание тяжелых минералов в крупноалевритовом классе по сравнению с мелкопесчаным (рис. 3). Исключение составляют прослойки тефроидного песка Khl-5 в основании пачки и песков с обилием пемзы, где тяжелыми минералами обогащена фракция мелкого песка (до 36.5%). В составе тяжелой фракции отложений преобладают магнетит и ромбические пироксены. Не исключено, что вулканический источник хорошо окатанной пемзы в данной пачке находился на о. Хоккайдо, где в конце плиоцена проявился активный вулканизм, отмеченный реперными туфовыми горизонтами [52].

Толща включает два пепловых прослоя, минеральные характеристики которых приведены в табл.3. Нижний (Khl-4) представлен линзой (мощность до 5 см) светло-коричневого плотного алеврита

та дацитового состава. Петрохимические характеристики пепла (табл. 1, 2) близки к таковым пирокластике вулканов о. Кунашир [41]. Верхний белый риолитовый пепел Khl-3 (мощность 10 см) сложен мелким алевритом с прослоем светло-серого мелкозернистого алевритистого песка. В составе тяжелых минералов преобладают ромбические пироксены (56%), в крупном алеврите - магнетит (72%). Химический состав пепла (табл. 1, 2) характеризуется высоким содержанием щелочей, особенно K<sub>2</sub>O, что резко отличает его от пирокластике влк. Головнина. Возможно, источник пепла располагался в вулканической зоне Дайсецу-Токати о. Хоккайдо [10, 50]. Удаленность вулканического источника и хорошая выдержанность пеплового прослоя в разрезе свидетельствует о большом секторе разноса пепла. Этот хороший коррелятивный репер предполагается использовать в качестве маркера события Олдувей (плиоцен-плейстоценовой границы).

Вышележащий слой грубозернистого песка (мощность 0.7 м), вероятно, свидетельствует не об изменении глубины бассейна и динамики среды, а отражает новую фазу вулканической активности влк. Головнина. Пески имеют тонкую горизонтальную слоистость (мощность слоев 0.5-4 см) за счет изменения крупности материала и содержания тяжелых

Таблица 1. Химический состав тефры из разрезов плио-плейстоценовых отложений побережья зал. Измены

N	N пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O-	ппп	сумма
1	2/4095	53,47	0,83	22,07	7	0,68	0,15	1,22	3,48	1,87	0,43	0,05	2,68	6,2	100,13
2	4/4095	50,03	0,58	25,03	6,11	0,86	0,14	0,94	2,57	1,42	0,51	0,04	2,72	9,15	100,1
3	8/4095	61,21	0,5	19,06	3,87	0,49	0,08	0,76	1,99	2,54	0,67	0	1,54	6,87	99,58
4	10a/4095	68,98	0,44	13,95	1,22	1,42	0,11	1,17	3,56	3,01	0,75	0,04	0,18	4,73	99,56
5	11/4095	68,88	0,31	12,44	1,8	0,9	0,05	0,66	1,93	2,65	2,89	0,03	0,64	6,26	99,54
6	23/4095	63,04	0,46	16,14	3,98	1,06	0,13	1,21	3,62	3,27	1,31	0,08	1,02	4,78	100,1
7	22/4095	65,23	0,42	16,44	2,06	1,76	0,11	0,5	4,02	3,11	0,59	0,05	0,88	4,35	99,52
8	6/5195	59,25	0,18	21,12	2,03	1,23	0,09	0,22	2,96	1,81	1,74	1,15	1,14	6,83	99,75
9	8/5295	51,26	0,28	26,56	3,95	0,97	0,1	0,21	1,9	1,37	0,42	0,13	1,65	11,09	99,89
10	1/5826	52,1	0,6	23,41	4,98	0	0,16	1,15	1,32	1,37	0,58	0,06	5,1	8,58	99,41

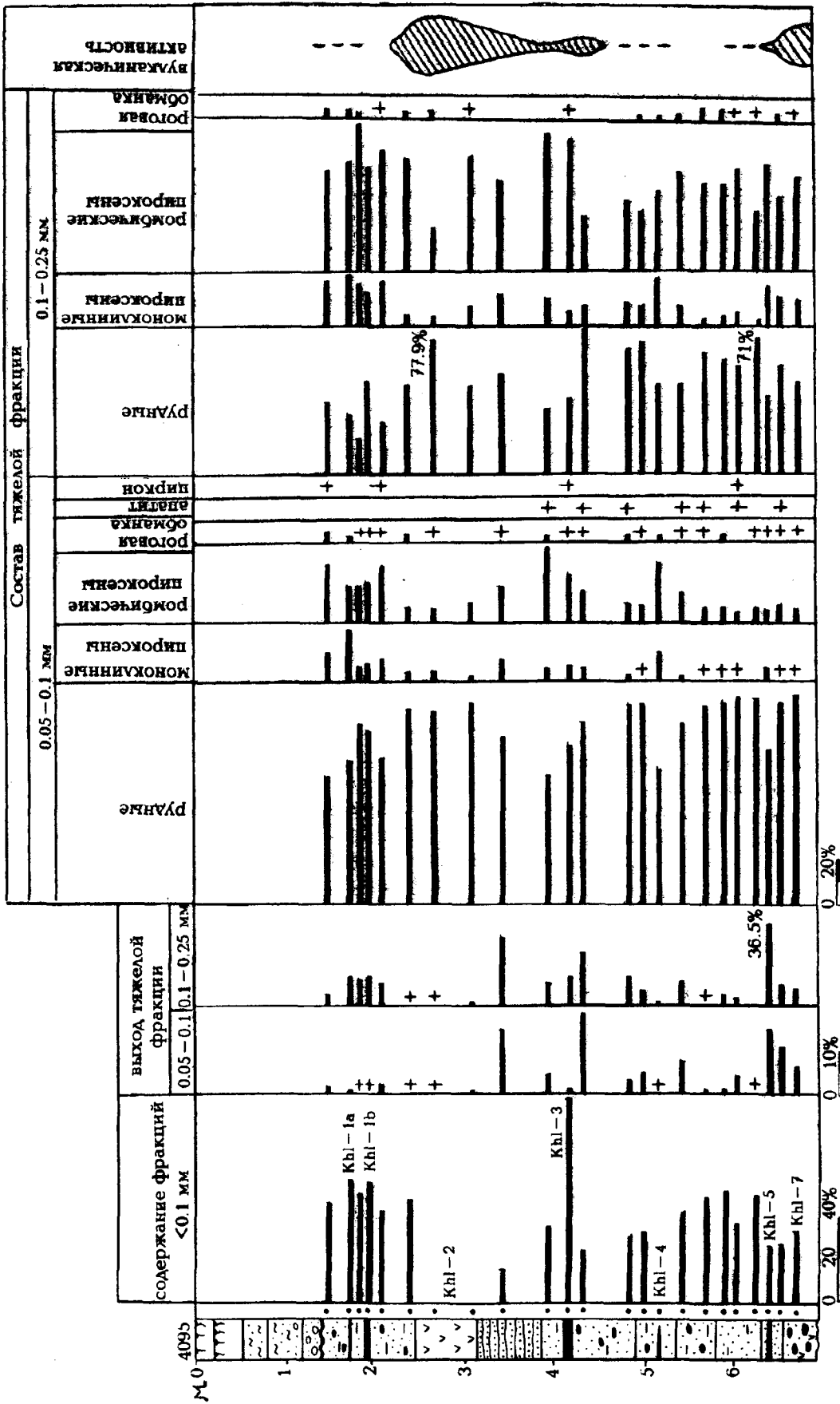


Рис. 3. Литологические характеристики разреза 4095. Условные обозначения см. рис. 2.

минералов. Слой обогащен вулканическими бомбами светло-серого цвета (размер до 0.4 м), деформирующими слоистость. Бомбы начальной стадии эруптивного цикла имеют риолитовый состав с невысоким содержанием  $K_2O$  (табл.1). В кровле песков встречаются линзы пемзы псефитовой размерности. Завершают вулканический цикл отложения подводного пемзового пирокластического потока Khl-2 (мощность до 0.7 м). Туф сложен обломками белой пемзы, крупность которых увеличивается к кровле слоя (до 1.5 см). Туф имеет дацитовый состав с невысоким содержанием щелочей (табл. 1) и характеризуется низким содержанием тяжелых минералов (0.14-1.74%), среди которых преобладает магнетит (рис.3).

Выше залегают белесые алевритистые мелкозернистые пески с двумя пепловыми прослоями: светло-серого Khl-1b (мощностью 5 см) и розовато-коричневого Khl-1a (0.5 см) цвета андезитового состава (табл. 1-3). В составе тяжелой фракции пеплов на фоне преобладания магнетита и ромбических пироксенов повышается доля моноклинных пироксенов, что наряду с отсутствием апатита и базальтической роговой обманки отличает пески этого слоя от ниже лежащих (рис.3).

В 160 м и далее к востоку от устья руч. Хлебникова клиф имеет принципиально другое строение (рис. 2). Здесь на эрозионной поверхности, выработанной в нижней тефроидной пачке залегают линза (мощность до 1 м) белого вулканического пепла Khl-II-6 алевро-пелитового состава с неясной слоистостью. Пепел сложен преимущественно частицами вулканического стекла (82.4%), черными шлаками и плагиоклазами (11.8%). Тяжелая фракция включает магнетит (64.1%), моноклинные (18.5%), ромбические (14.8%) пироксены и амфиболы (2.3%).

Выше по разрезу залегают светло-серые мелкозернистые пески (мощность до 1 м) с тонкой волнистой слоистостью со слоями, насыщенными белой окатанной пемзой и гнездами плотного светло-желтого вулканического пепла Khl-II-5. Пески перекрыты плотной туфобрекчией Khl-II-4 (мощность до 1.5 м), насыщенной в нижней части резургентным материалом разнообразного петрографического состава, включающего дациты, базальты, черное вулканическое стекло, в верхней части преобладает пемза (до 1.5 см). По ряду признаков - плотной упаковке, отсутствию слоистости, следов обжига и вторичных фуларол - эти отложения соответствуют подводному пирокластическому потоку [20, 23, 25]. Над туфобрекчией лежит слой мелкозернистого песка с линзой пепла Khl-II-3.

Пески, перекрывающие туфобрекчию, изучены в карьере в устье р. Головнина (мощность до 2.6 м). Отложения включают крупные вулканические бомбы (до 1.3 м) и два пепловых прослоя Khl-II-1, 2

(табл. 1-3). Нижний, андезитового состава, имеет светло-желтый цвет (мощность 20 см). В составе тяжелых минералов в алевритовой фракции преобладает магнетит (78%), в мелкопесчаной - ромбические (40.2%) и моноклинные (32%) пироксены. Верхний дацитовый пепел Khl-II-1 (мощность 8 см), сложен белым алевритом с прослоем мелкозернистого песка. В составе тяжелой фракции отмечено высокое содержание ромбических пироксенов (52.8%). Химический состав пепла характеризуется высоким содержанием  $K_2O$  (табл. 1,2) по сравнению с пирокластикой влк. Головнина. Скорее всего, его источник находился на о. Хоккайдо.

Континентальный покров изученного разреза включает аллювиальные, озерные и эоловые отложения. Аллювиальные галечники и супеси выполняют небольшие эрозионные врезы (глубиной до 2 м), выработанные низкопорядковыми водотоками вблизи устья руч. Хлебникова. Супесь, сложенная переработанной тефрой, по-видимому, имеет эоловое происхождение, а тонкая горизонтально-волнистая слоистость говорит о ее осаждении в водной среде (низкопорядковые водотоки, небольшие озера). На отдельных участках отложения интенсивно криотурбированы. В кровле отложений встречены линзы темно-серого вулканического пепла Khl-III-1 андезибазальтового состава. Этот пепловый прослой широко распространен на юге о. Кунашир и сопоставляется с завершающей стадией активности влк. Головнина в позднем плейстоцене. Из отложений, стратиграфически залегающих ниже этого пеплового прослоя, в юго-восточной части острова получена серия радиоуглеродных дат в интервале 42-39 тыс. л.н. [37]. Кровля разреза сложена желто-бурой неслоистой пористой супесью, образованной предположительно в конце позднего плейстоцена-раннем голоцене. Мощный почвенный покров (до 0.7 м) включает несколько горизонтов погребенных почв.

## БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Разрез 4095. (Рис.4) Разрез вскрывает самые древние морские отложения. Из туфогенно-осадочной толщи выделены два комплекса диатомей, характеризующихся как вымершими в конце плиоцена и в плейстоцене видами, так и новыми, появившимися на рубеже плиоцена и плейстоцена.

*Комплекс 1* (6.9-4.2 м). Чрезвычайно богатый комплекс диатомей хорошей сохранности включает 135 видов и разновидностей, принадлежащих к 50 родам. Вымершие на рубеже плиоцена и плейстоцена виды составляют 11.9%, а вновь появившиеся на этом рубеже - 6.8%. Абсолютная численность створок в среднем достигает 2-3 млн ств./1г осадка. Основной фон комплекса формируют океанические и неритические *Thalassiosira gravida* var. *fossilis* (12%),

*Th. gravida* var. *gravida* (9.3%), *Th. eccentrica* (6.3%), *Actinocyclus curvatulus* и *A. divisus* (9%), а также споры *Chaetoceros* spp. (6%). Из сублиторальных диатомей обильны *Paralia sulcata* var. *sulcata* (7.3%), *Hyalodiscus obsoletus* (6%) и представители рода *Diploneis*: *D. smithii*, *D. interrupta*, *D. subcincta* (в сумме 6.8%). Пресноводные аллохтонные диатомей в сумме не превышают 3%.

Возрастную структуру комплекса формируют три группы диатомей. Вымершие в позднем плиоцене представлены *Stephanopyxis horridus*, *Puxidicula* (*Thalassiosira*) *zabelinae*, *Thalassiosira antiqua*, *Th. tertiaria*, *Th. manifesta*, *Coscinodiscus* (*Puxidicula*) *pustulatus*, *Xantiopyxis diaphana*, *Synedra jouseana* f. *linearis*, *Actinocyclus ingens*, *Cymatosira debyi*. Вторая группа (виды, вымершие в плейстоцене) представлена *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Th. nidulus* var. *nidulus*, *Th. jouseae*, *Th. haynaldiella*, *Th. scheshukovae*, *Porosira* (*Thalassiosira*) *punctata*, *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis*, *Neodenticula koizumii*, *Proboscia* (*Rhizosolenia*) *curvirostris*, *P. barboi*, *Actinocyclus oculatus*, *A. ochotensis* var. *fossilis*, *Trochosira spinosa*, *Stephanopyxis dimorpha* и др. Из видов, появившихся на рубеже границы плиоцена и плейстоцена следует назвать *Thalassiosira pacifica*, *Th. latimarginata*, *Th. plicatoides*, *Th. antarctica*, *Th. sancettae*, *Coscinodiscus marginatus* s. str., *Neodenticula seminae*, *Asteromplalus robustus*, *Proboscia curvirostris* (рис. 4). По своей возрастной структуре комплекс относится к зоне *Puxidicula zabelinae* с возрастным диапазоном 2.2 (2.3) - 1.88 (1.95?) млн лет.

Экологическая структура комплекса сформирована, в основном, неритическими видами (57.3%). Океанические (17%) и сублиторальные (25.7%) диатомей формируют субдоминантные структурные группы. Подобный экологический тип комплекса характерен для областей открытого шельфа с глубинами свыше 50 м. Основную температурную группу диатомей представляют северобореальные виды (до 68%), обычные в современном прибрежном планктоне прикурильского региона и в зоне смешения течений Оясио и Куроисио [18, 39, 70]. Среди южнобореальных и субтропических диатомей отмечены *Thalassiosira pacifica* (0.6%), *Th. angulata* (0.6%), *Th. decipiens* (1%), *Th. leptopus* (1.3%), *Th. lineata* (1.3%), *Th. oestrupii* (1.3%), *Coscinodiscus radiatus* (2%), *C. perforatus* (1.3%), *Actinocyclus divisus* (5%), *Thalassionema nitzschoides* (2.6%). Присутствие тепловодного планктона (до 20%) свидетельствует о среднегодовых температурах поверхностных вод слегка более высоких, чем современные, и о влиянии течения Куроисио.

Комплекс II (4.2-1.4 м). По таксономическому составу данный комплекс близок к комплексу I, но по обилию створок и содержанию возрастных групп диа-

томей резко отличен от него. Численность створок диатомей в осадках не превышает 0.5 млн ств./1 г осадка. По-видимому, столь резкая смена комплексов фиксирует скрытый небольшой стратиграфический перерыв в толще осадков. Кроме этого, верхняя часть разреза была сформирована за счет переработки тефры более основного состава, тогда как образование диатомовых пород наиболее интенсивно происходило в период проявления кислого вулканизма [22]. Доминантами в комплексе являются *Thalassiosira gravida* var. *gravida* и *Th. gravida* var. *fossilis* (рис. 4). Группа плиоценовых диатомей представлена единичными створками, а общая численность истинно плейстоценовых видов возрастает. Среди последних заметно участие представителей рода *Thalassiosira*: *Th. pacifica* (1.3%), *Th. latimarginata* (1%), *Th. antarctica* (1.3%). В возрастном отношении комплекс идентифицируется с зоной *Thalassiosira antiqua*, охватывающие интервал 1.88 (1.95)-1.66 (1.77) млн лет, соответствующей палеомагнитному эпизоду Олдувей. Видовое разнообразие рода *Thalassiosira* ранее было отмечено для границы плиоцен-плейстоцен в северной Пацифике [15, 44].

Экологическая структура комплекса, характеризующаяся высоким видовым разнообразием диатомей и их низкой численностью, свойственна, скорее всего, начальной фазе становления климаксного комплекса в клисерии диатомей [66]. Данный комплекс с участием тепловодных элементов отражает, по-видимому, раннюю фазу Олдувейской трансгрессии. В отличие от структуры комплекса I данная структура фиксирует более мелководные фации шельфа.

Палеомагнитный анализ (рис. 4) показывает, что комплексу I, в основном, соответствуют осадки с обратной намагниченностью, сформированные в палеомагнитную эпоху Матуяма. Два нижних образца зоны *Puxidicula zabelinae* с прямой намагниченностью, по-видимому, соответствуют одному из событий Реюньона (2.15 или 2.08 млн лет). Комплексу II соответствуют осадки с прямой намагниченностью эпизода Олдувей.

Важной является находка силикофлагелляты *Dictyochoa subarcticus* Ling в комплексе диатомей II. Синь Юй Линь [61] считает появление этого вида чрезвычайно важным репером для плиоцен-плейстоценовой границы и верхней границы Олдувея в Северной Пацифике.

В нижней части разреза споры и пыльца единичны. Это, в основном, пыльца *Pinus*, а также *Betula* sect. *Costatae*, *Fagus*, *Ulmus*, *Corylus*. Встречена пыльца трав Gramineae и споры Polypodiaceae. В верхней части разреза, соответствующей диатомовому комплексу II, споры и пыльца более обильны. Доминантами являются пыльца *Picea* sp. (16.7%), *Pinus* s/g *Diploxylon* (6.3%), *Betula* sp. (28%), *Betula* sect.

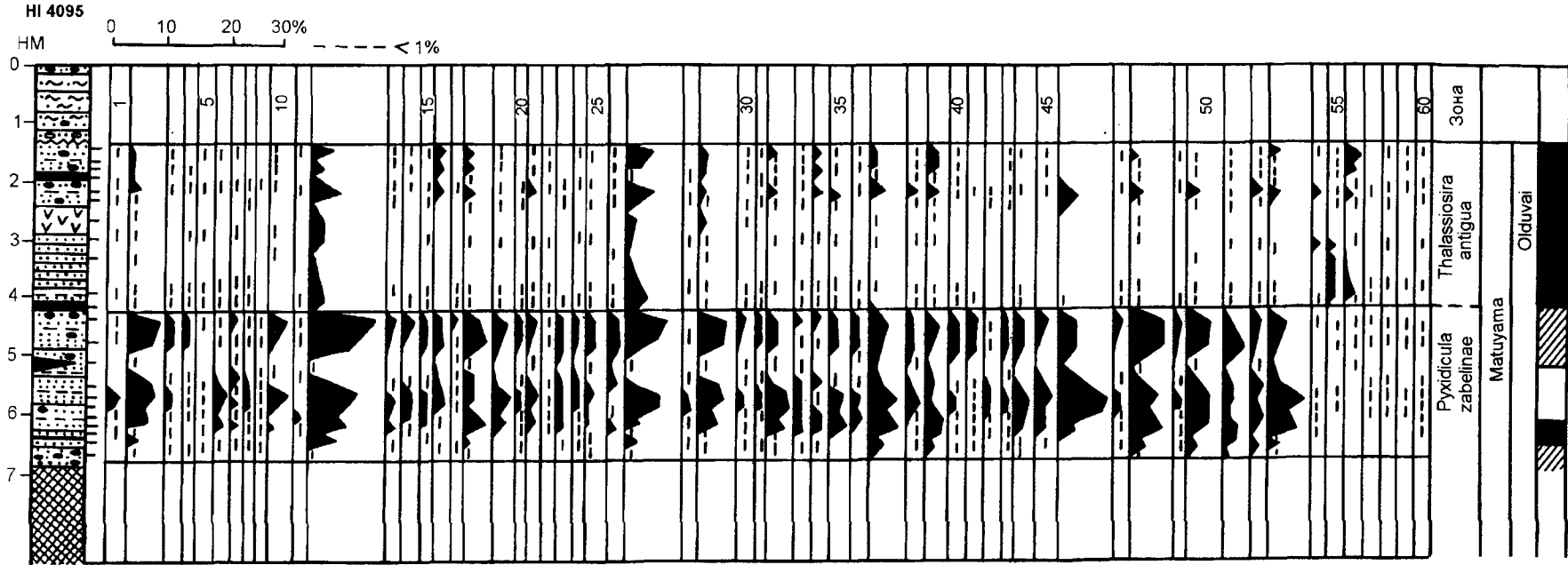


Рис. 4. Распределение диатомей в разрезе 4095.

Условные обозначения см. рис. 2.

Диатомеи.

I группа. Вымершие в позднем плиоцене: 1- *Stephanopyxis horridus* Koizumi, 2- *Pyxidicula zabelinae* (Sheshukova) Streln. et Nikolaev, 3- *Thalassiosira antiqua* (Grun.) Cl., 4- *Th. tertiaria* Sheshukova, 5- *Th. manifesta* Sheshukova, 6- *Coscinodiscus pustulatus* Mann, 7- *Xantiopyxis diaphana* Forti, 8- *Synedra jouseana* Sheshukova f. *linearis*, 9- *Cymatosira debyi* Temp. et Brun.,

II группа. Вымершие в плейстоцене: 10- *Stephanopyxis dimorpha* Schrader, 11- *S. californica* Shreder, 12- *Thalassiosira gravida* Cl. var. *fossilis* Jouse, 13- *Th. nidulus* Jouse var. *nidulus*, 14- *Th. jouseae* Akiba, 15- *Th. haynaldiella* Jouse + *Porosira (Thalassiosira) punctata* (Jouse) Makar., 16- *Th. sheshukovae* Makar., 17- *Paralia polaris* (Grun.) Gleser, 18- *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *fossilis* Jouse, 19- *Actinocyclus ochotensis* Jouse var. *fossilis* Pushkar, 20- *A. oculus* Jouse, 21- *Proboscia (Rhizosolenia) barboi* (Brun.) Jordan, 22- *P. curvirostris* (Jouse) Jordan, 23- *Neodenticula koizumii* (Simonsen) Akiba, 24- *Nitzschia extincta* Kozyr. et Shesh., 25- *Trochosira spinosa* Kitt.,

III группа. Транзитные, океанические, неритические, аркто- и северобореальные: 26- *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arn.) Ralfs + var. *cylindrus* Grun., 27- *Thalassiosira gravida* Cl. var. *gravida*, 28- *Th. hyalina* (Grun.) Gran, 29- *Th. eccentrica* (Ehr.) Cl., 30- *Th. kryophila* (Grun.) Jorg., 31- *Th. nordenskiöldii* Cl., 32- *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg., 33- *Melosira arctica* (Ehr.) Dickie in Pritchard, 34- *Bacterosira fragilis* Gran, 35- *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *marginatus*, 36- *Actinocyclus ochotensis* Jouse var. *ochotensis*, 37- *Chaetoceros* sp. sp. (споры), 38- *Rhizosolenia setigera* Bright. var. *arctica* I. Kiss ?, 39- *Rhizosolenia hebetata* (Bail.) Gran f. *hiemalis* Gran, 40- *Pseudopyxilla americana* (Ehr.) Forti, 41- *Nitzschia cylindra* (Grun.) Hasle.

IV группа. Транзитные, океанические и неритические южнобореальные и субтропические: 42- *Thalassiosira oestrupii* (Ostf.) Hasle, 43- *Th. decipiens* (Grun.) Jorg, 44- *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. var. *asteromphalus*, 45- *C. radiatus* Ehr. + *C. perforatus* Ehr., 46- *Actinocyclus curvatulus* Janish var. *curvatulus* + *A. divisus* (Grun.) Hust., 47- *Stellarima microtrias* (Ehr.) Hasle et Sims.,

V группа. Транзитные, сублиторальные северобореальные: 48- *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl. var. *sulcata*, 49- *Radialiplicata sol* (Ehr.) Gleser, 50- *Hyalodiscus obsoletus* Shesh., 51- *Odontella aurita* (Lyngb.) Ag., 52- *Trachyneis aspera* Cl. var. *aspera*, 53- *Diploneis smithii* (Breb.) Cl. var. *smithii* + *D. interrupta* (Kuetz.) Cl. var. *interrupta*, + *D. subcincta* (A.S.) Cl.

VI группа. Появившиеся в плейстоцене: 54- *Thalassiosira pacifica* Gran et Angst., 55- *Th. latimarginata* Makar., 56- *Th. antarctica* Comber, 57- *Th. plicatoides* (Simonsen) Akiba, 58- *Th. sancettae* Akiba, 59- *Asteromphalus robustus* Castr., 60- *Neodenticula seminae* (Simonsen) Akiba.

Частота встречаемости: 1%-3 створки.

*Costatae* (19.5%), *Alnus* (11.9%) а также встречается пыльца широколиственных *Ulmus*, *Quercus*, *Juglans*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus* и пыльца *Taxodiaceae* (по 2-4%). Оба спектра отражают климатические условия слегка теплее современных. В плейстоценовых толщах о Кунашир пыльца *Pinus s/g Diploxylon* и *Taxodiaceae* не встречается. На о. Хоккайдо аналогами флор с *Taxodiaceae* являются флоры *Uranosawa* позднего плиоцена-раннего плейстоцена. При этом резкое сокращение численности *Taxodiaceae* приурочено к рубежу около 2 млн лет [54]. Позднеплиоценовые палинофлоры о-вов Хоккайдо и Кунашир весьма близки, а их структурные и эволюционные перестройки, очевидно, совпадали по времени. Выпадение из палиноспектров метасеквой в плиоценовых разрезах Кунашира, вероятно, также происходит на рубеже события Олдувей, что подтверждается палеомагнитным анализом. Наиболее “холодоустойчивые” представители *Taxodiaceae* вымирают на Сахалине и в Приморье к концу плиоцена-началу раннего плейстоцена [19, 29].

Разрез 4895 (3.75-2.15 м). Комплекс диатомей с вымершими плиоценовыми видами идентичен комплексу II разреза 4095 и имеет возраст зоны *Thalassiosira antiqua*.

Разрез 4695 (3-2.5 м). Достаточно информативный комплекс диатомей представлен 122 таксонами. Вымерших плиоценовых диатомей нет. Из вымерших плейстоценовых видов отмечены *Proboscia barboi* (3.2%), *Pr. curvirostris* (6.4%) *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis* (3.6%), *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus* (2.3%), *Th. jouseae* (3.3%), *Th. gravida* var. *fossilis* (15.3%), *Stephanopyxix dimorpha* (1.3%). Доминируют в комплексе планктонные *Thalassiosira gravida* var. *fossilis* (15.3%), *Th. gravida* var. *gravida* (12.3%), *Coscinodiscus oculus-iridis* (8.3%), *Th. eccentrica* (8.3%), *Actinocyclus divisus* и *A. curvatulus* (11.3%), *Coscinodiscus marginatus* (5.3%), а также сублиторальная *Paralia sulcata* var. *sulcata* (8.3%). Характерной морфологической особенностью *Proboscia barboi* является полиморфизм спинного шипа, проявившийся в среднем плейстоцене. Экологическая структура комплекса характеризуется, в основном, неритическими видами (78%), что свидетельствует о формировании осадков на глубинах среднего шельфа. Температурная структура определяется группой северобореальных диатомей (63%), обычной для современного фитопланктона северо-западной части Тихого океана. Значительная роль принадлежит умеренно-тепловодным и тепловодным *Coscinodiscus asteromphalus* (9.3%), *C. radiatus* (6%), *C. perforatus* (3.9%), *Psammodiscus (Coscinodiscus) nitidus* (4.3%), *Azpeitia nadulifera* (1.3%), *Thalassiosira lineata* (1.3%), *Th. oestrupii* (2.3%), *Navicula marina* (2.3%). Комплекс

относится к верхней части зоны *Proboscia barboi* и соответствует времени 11 КИС [36].

Разрез 4795. Комплекс диатомей выделен только из слоя пемзовых песков (6-5.5 м) с пеплом Khl-II-5 (рис. 2). Из зональных диатомей встречаются единичные створки *Proboscia barboi*, *Pr. curvirostris*, *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus*. Основной фон комплекса составляет сублиторальная *Paralia sulcata* var. *biseriata* (26.8%). Из неритических диатомей отмечены *Stephanopyxix turris* + var. *cylindrus* (2.3%), *St. nipponica* (1.6%), *Th. gravida* s. l. (9.3%), а из сублиторальных - *Trachyneis aspera* (4.3%), *Diploneis smithii* (3.3%), *D. subcincta* (3.9%), *D. interrupta* (2.3%). Тепловодный планктон представлен редкими *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*, *Thalassiosira leptopus*, *Th. pacifica*, а среди сублиторальных отмечены *Navicula marina*, *Lyrella hennedyi*, *Diploneis bombus*, *Nitzschia punctata*. Переотложенные виды не превышают 5%. Пресноводные диатомеи малочисленны (5-7%) и свидетельствуют о влиянии речного стока на формирование осадков.

Комплекс диатомей разреза 4795 относится к верхней части зоны *Proboscia barboi* и соответствует 9 КИС. Аналог этого комплекса с доминантом *Paralia sulcata* var. *biseriata* обнаружен в среднеплейстоценовых толщах Головинского клифа к югу от м. Пузанова [36]. Глубины формирования комплексов находились, судя по доминанту, в пределах 20-30 м изобаты. Аналогичный комплекс обнаружен в разрезе 5835, расположенном на побережье зал. Измены в устье р. Головина.

Разрез 4595. Из кровли морских отложений (3.3-4.6 м) выделен комплекс диатомей, где доминирует *Paralia sulcata* var. *biseriata* (68.9%) с участием единичных зональных *Proboscia barboi*, *Pr. curvirostris*, *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*. По своей структуре комплекс идентичен комплексу разреза 4795.

Разрезы 4495 и 4995. Из озерно-аллювиальных осадков с региональным пепловым прослоем Khl-III-1 выделен богатый пресноводный комплекс диатомей (2-3 млн ств./1 г осадка). Он представлен холодноводными бентическими *Pinnularia borealis* var. *borealis* (17.3%), *P. lata* (17.3%), *P. episcopalis* (13.6%), *P. streptoraphe* et vars (10.3%), *P. viridis* et var. *intermedia* (11.3%), *Eunotia bidens* (9.6%). Субдоминантную группу составляют бентические *Eunotia praerupta*, *E. papilio*, *E. triodon*, *E. praerupta* var. *bidens*, *Rhopalodia paralella*, *Rh. gibberula*, *Rh. musculus*, *Neidium iridis*, *Caloneis silicula*, *Diploneis ovalis*, *Cymbella sinuata*, *C. aspera*, *Epithemia zebra* (по 5-7%). Единично встречаются переотложенные плиоценовые морские *Puxidicula zabelinae*, *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis*. Комплекс характерен для второй меж-



ледниковой эпохи позднего плейстоцена. Доминирование же северобореальных и аркто-бореальных диатомей, скорее всего, соответствует эпохам эпизодических похолоданий внутри межледниковья. Реперный пепловый прослой Khl-III-1, аналог которого KnIII-1 выделен на юге острова, имеет возраст не древнее 38 тыс. лет [37].

Комплекс, отвечающий теплым фазам этого времени, обнаружен в кровле разреза 5835, где в его экологической структуре значительную роль наряду с *Pinnularia lata*, *P. borealis* и *P. brevicostata* играют умеренно тепловодные *Epithemia zebra* (18.2%) и *Rhopalodia gibberula* (11.9%).

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главная трудность при корреляции выделяемых зональных и экостратиграфических подразделений заключена в степени детальности расчленения коррелируемых отложений. Вполне очевидно, что чем детальнее шкала палеогеографических событий, часто имеющих и региональный характер, тем труднее коррелировать ее отдельные события с крупными планетарными циклами, особенно если в коррелируемых толщах есть скрытые перерывы. Границы drobных биозональных шкал весьма условны, так как при длительности зон от нескольких десятков до нескольких сотен тысяч лет большинство их границ имеют диахронный характер в различных биогеографических провинциях. Вряд ли можно полностью идентифицировать зоны и в шельфовых фациях, т.к. выпадение видов-индексов здесь может быть вызвано сменой фаций. В подобных случаях неопределимую помощь может оказать экосистемный подход, позволяющий определять границу как естественный палеогеографический рубеж, связанный с планетарным событием [9].

Комплекс диатомей зоны *Puxidicula zabelinae* с высокой частотой встречаемости планктонных видов отражает конечную фазу трансгрессии. Прямо намагниченные осадки, лежащие в основании диатомовой зоны, соответствуют одному из экскурсов события Реюньон, скорее всего верхнему - 2.08 млн лет [56]. Исходя из этого, комплекс I относится к верхней части зоны и отражает начало одного из относительных похолоданий внутри тегеленского термогиперклимата [16]. В целом, комплекс I с субтропическим элементом близок или слегка теплее современных ценозов диатомей кунаширского региона. Присутствие субарктических диатомей свидетельствует о сезонных вегетационных периодах и сезонных льдах, что не дает основания связывать рассматриваемый комплекс с одним из термических максимумов второй половины астия (пьячеца). Комплекс I отражает умеренные условия одной из климатических фаз 10 суперклимата [16]. Границы субарктического

фронта были близки к современным [69]. Судя по обилию океанических и неритических диатомей, комплекс формировался на глубинах свыше 50 м.

Возможным возрастным аналогом комплекса I являются комплексы диатомей зоны *Neodenticula koizumii* в верхах рыбаковской ? (разрез 3) и парусной свиты о. Итуруп [6], фиксирующие трансгрессивный цикл в конце позднего плиоцена. Эти комплексы содержат зональный вид-индекс, а также *Stephanopyxis horridus* и обилие *Proboscia barboi*. Однако не исключается, что комплексы, по крайней мере, верхов "рыбаковской" свиты [6] могут быть более древними, так как объему зоны *Neodenticula koizumii sensu Koizumi* [55] соответствуют три самостоятельные зоны используемой нами модифицированной диатомовой шкалы.

На Сахалине аналогами комплекса I являются самые верхние слои 5-ой пачки в стратотипе маруямской свиты, имеющие обратную намагниченность и содержащие обилие планктонных *Proboscia barboi*, *Thalassiosira gravis* var. *fossilis*, *Stephanopyxis horridus*, *Puxidicula zabelinae* отражающие спад одной из самых поздних позднеплиоценовых трансгрессий [35].

На о. Карагинский комплексу I отвечает комплекс диатомей верхней части зоны *Neodenticula koizumii* (табл. 4), обнаруженного в тасатуваемских слоях [3, 27]. Этот комплекс датирован в  $2.2 \pm 0.3$  млн лет, а вмещающие его осадки с обратной намагниченностью отнесены к эпохе Матуяма. Отличие коррелируемых комплексов состоит в исчезновении в разрезе тасатуваемских слоев диатомей *Puxidicula zabelinae*, тогда как в прикурильском регионе этот вид исчезает в низах зоны *Thalassiosira antiqua*. Экоструктура коррелируемых комплексов соответствует трансгрессивному циклу и умеренному климату глобального тегеленского потепления, сменившего претегеленское похолодание с термическим минимумом около 2.5 млн лет.

Трансгрессивные комплексы второй половины зоны *Neodenticula koizumii* отмечены на Чукотке [33]. На Аляске в отложениях слоев Туапактушак (мыс Барроу) и слоев Берингия-III (п-ов Сьюард) выделен комплекс диатомей зоны *Puxidicula zabelinae*, отражающий трансгрессию Берингия-III (Чукотское, Берингово моря) или трансгрессию Фишкрик (Арктическая Аляска) [62]. В южных морях, омывающих берега Китая, выделена аналогичная трансгрессия Бейджин между 2.4-2.0 млн лет [68, 72]. В скважине 580 (ODP, Leg. 86) юго-восточнее о. Кунашир зафиксировано потепление поверхностных вод на  $3-4^{\circ}\text{C}$  с максимумом на рубеже 2.12 млн лет [43, 58].

В целом, интервал 2.2-1.9 млн лет характеризуется относительным потеплением климата и крупной трансгрессией на севере Пацифики с подъемом уров-

ня моря выше современного до +50 м [2]. Этот теплый климат и высокий уровень моря обеспечили свободный водообмен между Арктикой и Пацификой, в результате чего в арктический регион проникли тихоокеанские виды моллюсков и диатомей [3, 8, 33, 65]. Климатические условия этого времени не были постоянными. Они неоднократно изменялись, как и климат тегелена Европы [16], климат времени кутуях Восточной Сибири [21] и климат берингийского времени [46, 70].

Комплекс диатомей зоны *Thalassiosira antiqua* характеризуется значительным видовым разнообразием, но с довольно низким обилием (менее 0.2 млн ств.1 г осадка). В отличие от комплекса I комплекс II отражает начальную фазу потепления и новую трансгрессию, последовавшие после резкого похолодания на рубеже 1.9-2.0 млн лет [58]. В разрезе 4095 этому периоду соответствует стратиграфический перерыв. Трансгрессия времени *Thalassiosira antiqua* не является региональным событием, обусловленным тектоникой Курильских островов. Олдувейское время характеризуется, пожалуй, наиболее ярким и значительным потеплением на протяжении тегелена. По данным И. Коидзуми [59], по длине плиоценового ядра скважины 580, среднегодовые температуры поверхностных вод в умеренном северо-западном секторе Пацифики были выше современных на 3.2° С. Эти цифры близки к расчетам Дж. Бэррона [43]. Отмечается, что при продвижении к северным широтам эта разность увеличивается. Используя коэффициент  $Td$  ( $Td = Xw / (Xw + Xc)$ ), где  $Xw$  и  $Xc$  - содержание теплопроводных и холоднопроводных диатомей [58], можно полагать, что  $Td$  даже на ранних олдувейских стадиях составляла у берегов о. Кунашир +2°С ( $Td$  олд.=19-20%, а  $Td$  совр.=17-18%).

Следы этой трансгрессии обнаружены на Камчатке в нижних пачках нижнеольховской подсветы, имеющих прямую намагниченность [47]. Комплексы диатомей этих отложений ранее были отнесены к интервалу 1.85-0.7 млн лет [12]. Позднее было показано, что эти пачки относятся к п-зоне Олдувей и соответствуют возрасту зоны *Neodenticula koizumii sensu Koizumi* [56]. А.Ю. Гладенков в ассоциации зоны *Neodenticula koizumii* отмечает отсутствие *Proboscia curvirostris*, хотя Л.М. Долматовой и Т.Л. Невретдиновой [12] створки этого вида были обнаружены в нижнеольховской подсвете. Традиционно считается, что появление *P. curvirostris* в средних широтах связано с рубежом 1.4-1.5 млн лет [57]. Нами же подтверждается мнение А.П.Жузе [15], что первое эволюционное появление этого вида в северо-западном секторе Тихого океана отмечается на уровне около 2 млн лет. Диахронность этого эволюционного события связана с прохорезом палеопопуляции, центром развития которой, как и многих других бореальных

диатомей, явился Курильский регион со своим активным тектоническим и вулканическим режимом. Именно здесь отмечаются высокие плотности палеопопуляций многих зональных видов-индексов. В этом же регионе установлено и их более позднее исчезновение, связанное с процессом деградации ареалов. Подтверждается и более позднее исчезновение вида-индекса *Thalassiosira antiqua*, переходящего верхнюю границу Олдувея, хотя его численность резко снижается [27].

Следы олдувейской (?) трансгрессии обнаружены на о. Карагинский, где они зафиксированы по комплексу морских диатомей в карагинских слоях вблизи устья р. Юноньваям [7]. По спорово-пыльцевым данным карагинские слои, возможно, сформированы в раннеолерское время (эоплейстоцен), которое характеризуется гипарктической растительностью на северо-востоке Азии. С другой стороны, эти же отложения с прямой намагниченностью отнесены к эпохе Брюнес [7], т.е. среднему плейстоцену по океанической шкале. Однако позднее было показано, что именно раннеолерское продвижение лесных формаций к северу и формирование там гипарктической растительности совпадает с олдувейским потеплением на границе кутуяхской и олерской стадий [21].

Корреляция палеогеографических событий с Чукоткой затруднена из-за неоднозначной трактовки палеомагнитного события в основании энмакайской и пинакульской свит. Это событие может трактоваться как Харамильо (или даже Олдувей), или как начало эпохи Брюнес [1, 40]. Энмакайская трансгрессия и, по-видимому, синхронная с ней пинакульская по комплексам диатомей с *Proboscia barboi* и *Rhizosolenia matuyamai* относятся к концу плиоцена - эоплейстоцену [26, 33], что совпадает с мнением В.Ф. Иванова [17]. Комплекс фораминифер, обнаруженный в энмакайских отложениях, тождественен анвильскому, что позволяло датировать его ранним плейстоценом (эоплейстоценом) [11]. Возраст анвильских отложений в настоящее время датируется чуть древнее 11-9 КИС [51]. Такая трактовка возраста энмакайской (пинакульской) трансгрессии близка точкам зрения С.А. Архипова [1], О.М. Петрова [30] и А.А. Свиточа [38]. На наш взгляд, обе трансгрессии синхронны ольховской, возраст которой совпадает с событиями Олдувей и Харамильо [47].

Осадки двух диатомовых зон в нижнеголовинской подсвете (табл. 4) коррелируются по палеогеографическим событиям и спорово-пыльцевым спектрам с *Taxodiaceae* с отложениями средней части формации Uranosawa и формации Ikeda о. Хоккайдо [48, 52]. Реперный слой пемзового потока Chiyoda, разделяющий формацию на нижнюю и верхнюю части, лежит чуть выше палеомагнитного события Реюншон. Возраст верхней части формации Uranosawa

Диатомовые зоны		Залив Измены (о. Кунашир)				о. Хоккайдо [49, 50, 51]		о. Хонсю	Камчатка	Чукотка [7, 11, 15, 24, 28, 29, 30, 35, 37]	Аляска					
[52, 53, 54, 64]						Токаги	Исикари	Ога [45, 55]	[2, 12, 25, 44]		[43, 48, 62]					
Плейстоцен	верхний	Белозерские слои				Lower terrace	Копорого F.			Верхнеольховская п/света	Усть-Лоринские слои	Aляска				
						Kami-shihoro	Momijida F.									
	средний					Kami-shihoro Th. gr. fos.	Takeyama F.		Katanishi F.				Верхнеольховская п/света	Япракитов	Aляска	
						Proboscia barbol	Otoebetsugawa F.		Shibikawa F.							
						Nitzschia reinholdii	Shibusan F.									
	нижний					Ikeda F.	Shimomurogo F.		Wakimoto F.				Верхнеольховская п/света	Япракитов	Aляска	
						Upper	Uraposawa F.									
	Плиоцен	верхний					Lower	Kitaura F.						Верхнеольховская п/света	Усть-Лоринские слои	Aляска
							Taxodiaceae	Urano F.								
	трангрессионные циклы Ikeda															
Плиоцен	верхний					Ikeda F.	Uraposawa F.		Kitaura F.	Верхнеольховская п/света	Япракитов	Aляска				
						Upper	Uraposawa F.									
трангрессионные циклы Ikeda																
Плиоцен	нижний					Lower	Uraposawa F.		Kitaura F.	Верхнеольховская п/света	Усть-Лоринские слои	Aляска				
						Upper	Uraposawa F.									
трангрессионные циклы Ikeda																
Плиоцен	нижний					Lower	Uraposawa F.		Kitaura F.	Верхнеольховская п/света	Усть-Лоринские слои	Aляска				
						Upper	Uraposawa F.									
трангрессионные циклы Ikeda																
Плиоцен	нижний					Lower	Uraposawa F.		Kitaura F.	Верхнеольховская п/света	Усть-Лоринские слои	Aляска				
						Upper	Uraposawa F.									
трангрессионные циклы Ikeda																
Плиоцен	нижний					Lower	Uraposawa F.		Kitaura F.	Верхнеольховская п/света	Усть-Лоринские слои	Aляска				
						Upper	Uraposawa F.									
трангрессионные циклы Ikeda																
Плиоцен	нижний					Lower	Uraposawa F.		Kitaura F.	Верхнеольховская п/света	Усть-Лоринские слои	Aляска				
						Upper	Uraposawa F.									
трангрессионные циклы Ikeda																

Th. gr. fos. — *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*,Th. n. — *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus*,A. och.f. — *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*

датируется по трекам в  $1.46 \pm 0.23$  млн лет. Позднее верхняя часть была выделена в самостоятельную формацию Osarushinai, при этом плиоцен-плейстоценовая граница помещается на уровень Chiyoda, поскольку фауна Ikeda с *Patinopecten (Fortipecten) takahashii* (Yokoyama) резко отлична от фауны "Setana" формации Osarushinai [53, 62]. Следовательно зона *Pyxidicula zabelinae* соответствует формации Ikeda s. str., а зона *Thalassiosira antiqua* - формации Osarushinai, т.е. двум трансгрессивным циклам, разделенным предолдвейской глубокой регрессией моря. Возможно, хорошо окатанная пемза пачки песков, перекрывающей слой Khl-5 в разрезе 4095 (рис. 3, 4), коррелируется с пемзовым потоком Chiyoda в средней части формации Ikeda в районе Токати, датируемым по трековому методу в  $2.0 \pm 0.1$  млн лет [52]. Этот коррелятивный репер, вероятно, может быть использован в качестве маркера события Реюньон.

В стратотипе неогена на п-ве Ога о. Хонсю плиоцен-плейстоценовая граница помещена в нижнюю часть формации Kitaura, а граница с вышележащей формацией Wakimoto - на уровень эпизода Харамильо [48, 57, 63]. Зонам *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua* соответствуют морские трансгрессивные пачки нижней части формации Kitaura с весьма близким комплексом диатомей с *Neodenticula koizumii*. Аналогичные палеоклиматические события выделены в отложениях верхней части формации Sennan и нижней Kokubi в стратотипе группы Осака (о. Хонсю), представленной континентальными фациями [48, 49, 60].

В морях Китая олдувейская трансгрессия Бохай выражена так же ярко, как в северных регионах Пацифики [68, 72].

Эта трансгрессия вряд ли уступала по своей интенсивности и размаху трансгрессии 11 КИС. Вполне допустимо, что эвстатический уровень моря мог иметь ту же амплитуду +20-+25 м [36].

Позднеплиоценовая история юга Кунашира характеризовалась нестабильным климатическим режимом и эвстатическим положением уровня моря. Выделяемые трансгрессивные ритмы объединяются в Кунаширскую трансгрессию с двумя фазами: Кунашир-I (2.12-2.0 млн лет) и Кунашир-II (1.8-1.6 ? млн лет), разделенными регрессией.

Отложения зоны *Proboscia barboi* (разрезы 4595, 4695, 4795) содержат два трансгрессивных комплекса диатомей, отражающих потепление и фазы позднеголовнинской трансгрессии [66]. Комплексы разреза 4695 соответствуют 11 КИС, а разрезов 4595 и 4795 - 9 КИС, во время которых эвстатический подъем уровня моря составлял не менее +20 м и +5 м соответственно. На о. Хоккайдо трансгрессивным пачкам верхов головнинской свиты соответствуют морские слои формации Kamiasahigaoka (Otoebet-sugawa) с умеренно-тепловодной фауной моллюсков

[52, 53]. Выделенные две фазы позднеголовнинской трансгрессии соответствуют, очевидно, накоплению морских слоев верхней части формации Wakimoto и нижней части Shibikawa на п-ве Ога, из которых выделены близкие комплексы диатомей [57]. В Берингском секторе трансгрессия ярмутского (миндель-рисс) межледниковья имела яркое и обширное проявление и известна как анвильская (янракинотская) в Беринговом и Чукотском морях и вайнрихтская в Арктике [17, 32, 51, 65]. На п-ве Камчатка комплекс диатомей среднеплейстоценовой трансгрессии обнаружен в отложениях верхнеольховской подсвиты и лахтакской свиты [12, 47]. Не исключено, что прямо-намагнитные породы верхнеольховской подсвиты соответствуют эпизоду Харамильо [47].

Следы палеогеографических событий раннего плейстоцена в изученных разрезах зал. Измены не обнаружены.

Аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки содержат пресноводные бореальные ассоциации диатомей, отражающие время второго интергляциала позднего плейстоцена. В разрезах Головинского и Хлебниковского клифов эти фациально изменчивые континентальные отложения мы объединяем в белозерские слои. Очевидно, между отложениями и событиями среднего плейстоцена (миндель-рисс) и позднего плейстоцена (средний вюрм) существует стратиграфический и палеогеографический перерыв в 220 тыс. лет.

Разрез плиоцен-плейстоценовых отложений зал. Измены фиксирует 3 мощные фазы эруптивной активности влк. Головинина, представленные отложениями пемзовых пирокластических потоков "реюньонского" (Khl-6, 7), олдувейского (Khl-5) и среднеплейстоценового (Khl-II-4) возраста (рис. 2). Возрастными аналогами этих отложений является серия позднеплиоценовых и среднеплейстоценовых (Kbl-II-1) пирокластических потоков, слагающих южную часть Головинского клифа [23, 24, 36]. Материал отложен на расстоянии не менее 12-15 км от эруптивного центра. Направленные выбросы пирокластиков, по-видимому, происходили в южном и юго-восточном направлениях. Судя по мощности отложений, объем пирокластиков извержений превосходил объем позднеплейстоценового кальдерообразующего извержения влк. Головинина, оцененного в  $7-8 \text{ км}^3$  [5]. Активная вулканическая деятельность на юге о. Кунашир происходила синхронно с активизацией вулканов о. Хоккайдо в плиоцене и среднем-позднем плейстоцене [64] и обусловила формирование на шельфе мощных толщ тефроидов и туффитов, состав которых во многом унаследован от переработанной тефры. В отличие от современных отложений прикурильского шельфа, основным источником которых служат продукты абразии [28], шельфовые отложения позднего плиоцена и среднего плейстоцена ха-

рактируются высоким содержанием алеврита, плохой сортировкой, меньшим выходом тяжелой фракции, а в ее составе – высоким содержанием рудных минералов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литологический анализ отложений, картируемых в объеме головнинской свиты, показывает их пестрый фациальный состав. Они представлены различными шельфовыми фациями, включающими отложения пирокластических потоков и многочисленные пепловые прослои, перекрытыми чехлом континентальных аллювиальных, озерно-аллювиальных и эоловых осадков. Анализ био- и тейфростратиграфических данных дает основание для подразделения отложений головнинской свиты на три части, отражающие ряд палеогеографических событий в истории острова. Отложения нижней подсвиты образовались во время позднелистоценовой (2.12-1.6 млн лет) кунаширской трансгрессии. Им соответствуют две фазы интенсивного вулканизма, совпадавшие с двумя пиками трансгрессии. Климат этого времени был теплее современного, что отражено в составе диатомей и в спорово-пыльцевых спектрах, содержащих пыльцу Taxodiaceae. Данные магнитостратиграфии показывают, что основные трансгрессивные циклы и этапы активного вулканизма приблизительно соответствуют событиям Реюньон ? и Олдувей эпохи Матуяма. Выделены два тейфростратиграфических маркера. Региональный пепел Khl-3, маркирующий событие Олдувей, скорее всего, отложился в результате извержения вулканов Центрального Хоккайдо. Хорошо окатанная пемза из пачки песков, залегающая ниже репера Khl-3, возможно, соответствует пемзовому потоку Chiyoda, маркирующему верхнюю границу Реюньона.

Морские отложения средней подсвиты раннелистоценового (эоплейстоценового) возраста, известные в стратотипе головнинской свиты, в разрезе Хлебниковского клифа отсутствуют. Верхняя подсвита соответствует отложениям позднеголовнинской трансгрессии, совпадающей по времени с 11 и 9 КИС (эпоха Брюнес). С ней совпадает предпоследний мощный эруптивный цикл вулканов о-вов Кунашир и Хоккайдо. Как и в стратотипе головнинской свиты, верхняя подсвита несогласно перекрывается континентальными разнофациальными отложениями белозерских слоев, сформировавшихся во втором межледниковье позднего плейстоцена. Их литологический состав и мощности обусловлены последней фазой мощной вулканической активности влк. Головнина, включающей и кальдерообразующее извержение.

Палеогеографические события, запечатленные в отложениях зал. Измены, имеют межрегиональный характер. Кунаширская трансгрессия позднего плейстоцена коррелируется с позднеберингийской (ольховской, возможно пинакульской) трансгрессией севера

Тихого океана, а среднелистоценовая позднеголовнинская трансгрессия - с анвилской (яракинской) трансгрессией Берингии, обусловленными глобальными климатическими изменениями этого времени.

Работа выполнена по грантам РФФИ 96-05-65369 и 95-05-15309.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов С.А. Корреляция четвертичных отложений Сибири и Северо-Востока // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 4-18.
2. Басилян А.Э., Баринов К.Б., Орешкина Т.В., Трубихин В.М. Плиоценовые трансгрессии Берингова моря // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 5-24.
3. Басилян А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Верхний кайнозой Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 5. С. 79-94.
4. Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с.
5. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. N4-5. С. 5-32.
6. Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Пушаровский М.Ю., Цуканов Н.В. Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Стратиграфия и геол. корреляция. 1996. Т. 4, N 6. С. 55-68.
7. Волобуева В.И., Белая Б.В., Долматова Л.М., Гревцев А.В., Минюк П.С., Нархинова В.Е., Половова Т.П., Щирая О.А. Опорный разрез неогена северо-востока Азии на острове Каракинском. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. Ч.1. 111 с.
8. Гладенков Ю. Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1988. 212 с.
9. Гладенков Ю.Б. Стратиграфическая шкала, событийная стратиграфия, дробные стратиграфические подразделения // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1990. N 1. С. 3-17.
10. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
11. Гудина В.И., Половова Т.П. Плиоценовые и плейстоценовые фораминиферы Северной Чукотки // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 148-158.
12. Долматова Л.М., Невретдинова Т.Л. Комплексы морских диатомей позднего плиоцена и раннего плейстоцена Камчатки и северо-востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1975. N22. С. 36-41.
13. Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф. Курильские острова. Стратиграфия // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31. С. 527-566.
14. Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И., Попова Л.А., Сальников Б.А., Сальникова Н.Б., Шереметьева Г.Н. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.

15. Жузе А.П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднеплиоценового возраста бореальной области Тихого океана// Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 5-27.
16. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 223 с.
17. Иванов В.Ф. Четвертичные отложения Восточной Чукотки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1986. 140 с.
18. Кисилев И.А. Состав фитопланктона морской вод Южного Сахалина и южных Курильских островов// Исслед. дальневост. морей СССР. 1959. N 6. С. 162-172.
19. Короткий А.М. Четвертичные отложения полуострова Муравьев-Амурский и его обрамления// Вест. ДВО. 1996. N 3.С. 33-46.
20. Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977. 126 с.
21. Лаухин С.А. Изменения климата в плиоцене-плейстоцене Северо-Восточной Азии// Стратиграфия и геол. корреляция. 1993. Т. 1, N 6. С. 59-65.
22. Малеев Е.Ф. Влияние вулканизма на развитие диатомовой флоры// Вулканогенно-осадочный литогенез: Тез. IV Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск, 1974. С. 52-55.
23. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулкаников. М.: Наука, 1975. 256 с.
24. Малеев Е.Ф. Вулканиды. М.: Недра, 1980. 240 с.
25. Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир// Труды лаборатории вулканологии. 1957. Вып. 17. С. 64-155.
26. Невретдинова Т.Л., Кистерова И.Б., Терехова В.Е. и др. Новые данные по палеоботанической характеристике пинакульной и крустовской свит Чукотки// Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. Вып. 1. С. 16-18.
27. Орешкина Т.В. Диатомеи и неогеновые события в субарктической Пацифике// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 84-90.
28. Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Фации шельфа. М.: ИО РАН, 1995. 192 с.
29. Павлюткин Б.И. Новые данные о возрасте суйфунской свиты в стратотипическом районе (Южное Приморье) // Стратиграфия и геологическая корреляция (в печати).
30. Петров О.М. Антропоген северо-западного обрамления Тихого океана// Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1985. N 54. С. 11-21.
31. Пискунов Б.Н. О плиоценовых отложениях южной части о. Кунашир (Курильские о-ва)// Тр. СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1963. Вып. 15. С. 82-84.
32. Полякова Е.И. Диатомеи в осадках морей северо-востока СССР и их значение для изучения плейстоценовых отложений// Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Уфа, 1986. С. 110-114.
33. Полякова Е.И. Диатомовый анализ в стратиграфических и палеогеографических исследованиях океанов и морей// Итоги науки и техники. Сер. палеогеогр. 1991. Т. 7. С. 127-154.
34. Прялухина А.Ф. Материалы по стратиграфии Южных Курильских островов //Тр. СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1961. Вып. 10. С. 3-13.
35. Пушкарь В.С. Диатомеи и возраст маруямской свиты (стратотип) о. Сахалин// Палеоботаника и фито-стратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 116-127.
36. Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Мохова Л.М. Отложения и возраст позднеголовнинской трансгрессии на о. Кунашир (средний плейстоцен)// Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
37. Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Сулержицкий Л.Д., Гребеникова Т.А., Ганзей Л.А., Базарова В.Б. Позднеплейстоценовая тефра в районе вулкана Головинна, остров Кунашир// Вулканология и сейсмология. (в печати).
38. Свиточ А.А. Палеогеография плейстоцена. М: МГУ, 1987. 188 с.
39. Семина Г.И. Фитопланктоны зоны смешения вод Оясио и Куроисио весной 1955 г.// Тр. Ин-та океанологии. 1961. Т. 51. С. 3-15.
40. Сухорослов В.Л., Минюк П.С. Биостратиграфическое и палеомагнитные характеристики морских отложений энмакайской свиты// Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. Вып. 1. С. 27-29.
41. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Радионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенез. М.: Наука, 1989. 340 с.
42. Barron J.A. Neogene Diatom Datum levels in the Equatorial and North Pacific// Centenary of Japanese Micropaleontology. Japan, Tokyo, 1992a. P. 413-425.
43. Barron J.A. Pliocene paleoclimatic interpretation of DSDP Site 580 (NW Pacific) using diatoms// Mar. Microp. 1992b, N 20. P. 23-44.
44. Barron J.A., Gladenkov A.Yu. Early Miocene to Pleistocene Diatom Stratigraphy of Leg. 145// Proc. ODP, Sci. Res. 1995., Vol. 145. P. 3-19.
45. Berggren W.A., Kent D.V., Van Couvering J.A. The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy// The Chronology of the Geol. Record. Geol. Soc. London Mem. 1985. N 10. P. 211-260.
46. Brigham-Grette J., Carter L.D. Pliocene marine transgressions of Northern Alaska: Circum-Arctic Correlation and Paleoclimatic Interpretation. // Arctic. 1992. Vol. 45. N 1. P. 74-89.
47. Gladenkov A. Yu. Diatom assemblages from the Plio-Pleistocene Boundary beds in Kamchatka, Russia// Micropal. 1994. V. 40. N 1. P. 79-93.
48. Itihara M. and the Working Group on Subdivision of the Japanese Quaternary and its International Correlation. Subdivision and Correlation of the Quaternary in Japan// Recent Progress of Natural Science in Japan, 1986, N 11. P. 3-16.
49. Itihara M., Kamei T. The Pliocene-Pleistocene Boundary in the Osaka Group, Japan.// The Third Report on the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. Kyoto, Japan, 1982. P. 42-50.
50. Katsui Y., Oba Y., Ando S., Nishimura S., Masuda Y., Kuraeawa H., Fujimaki H. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan// Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV. V. 18, N 3. P. 449-484.
51. Kaufman D.S., Brigham-Grette J. Aminostratigraphic correlation and paleotemperature implication, Pliocene-Pleistocene high sea-level deposits, Northwestern Alaska// Quat. Sci. Rev., 1993. V. 12. P. 21-33.

52. Kitagawa Y., Yoshida M., Fujiwara Y., Akamatsu M., Igarashi Y., Tonosaki T. The Plio-Pleistocene boundary in the Tokachi Tectonic Basin and the Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan// The Third Report on the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. Kyoto, Japan, 1982. P. 4-17.
53. Kitagawa Y., Igarashi Y., Akamatsu M., Yoshida M. A Review of Pleistocene Stratigraphy in the Ishikari Lowland, Hokkaido Island, Northern Japan// Proc. 1st Int. Coll. Quatern. Stratigr. of Asia and Pacific Area, Osaka, 1986. Osaka, 1987. P.9-17.
54. Kitagawa Y., Igarashi Y., Yoshida M., Koshimizu S. Pleistocene stratigraphy in the Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan// The Memoirs of the Geological Society of Japan. 1988. N 30. P. 13-23. ]
55. Koizumi I. Late Cenozoic diatom biostratigraphy in the Circum-North Pacific Region// Geol. Soc. Japan, 1975. Vol. 81. N 10. P. 611-627.
56. Koizumi I. The geological history of the Sea of Japan based upon sediments and microfossils// Nihinkai (Japan Sea), 1979, N 10. P. 69-90.
57. Koizumi I., Tanimura Y. Neogene diatom biostratigraphy of the Middle Latitude Western North Pacific, DSDP, Leg. 86. Inif. Reports. DSDP, 1985. V. 86. P. 269-300.
58. Koizumi I., Kanaya T. Correlation of Late Neogene sections on the Oga Peninsula and Akita City, Northeast Japan// Prof. Hushioka Mem. Vol., Japan, 1977. P. 401-412.
59. Kukla G.J. Pleistocene land-sea correlation: 1 Europe// Earth-Sci.Review. 1977. Vol 13. N 4. P. 307-374.
60. Kumai H. Quaternary stratigraphy// Quat. Res. 1991. V. 30. N 3. P. 131-140.
61. Ling Hsin Yi Distribution and biostratigraphic significance of Dictyocha subcerctios (Silicoflagellatae) in North Pacific// Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., N 101, 1976. P. 264-270.
62. Matsui Masaru Stratigraphy and Chronology of the Tokachi Group, Hokkaido, Japan.// Mem. Geol Soc. Japan, 1988. N 30. P. 5-12.
63. Nakagawa H., Matoba Y., Kitazato H., Niitsuma N. Plio-Pleistocene Stratigraphy in Oga Peninsu, Northern Honshu, Japan.// The Third Report on the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. Kyoto, Japan, 1982. P. 59-69.
64. Okumura K. Recurrence of large pyroclastic flows and innovation of volcanic activity in Eastern Hokkaido// Kagoshima International Conference on Volcanoes, 1988. P.398.
65. Pushkar V.S., Cherepanova M.V., Ivanov V.F., Hopkins D.M., Brigham-Grette J. Late Cenozoic paleoclimates and marine transgressions of East Chukotka and Northwestern Alaska// Abst. 45 th Arctic Sci. Conf., Vladivostok Dalnauka, 1994. B. 2. P. 65.
66. Pushkar V.S., Cherepanova M.V. Diatom species diversity as criterion for stability and development of coastal paleoecosystems (Earthern Sakhalin shelf)// Abstr. on the Int. Conf. on the Sustainability of Coastal Ecosystems in the Russian Far East. Vladivostok, Dalnauka, 1996. P. 61.
67. Pushkar V.S., Cherepanova M.V. Parastratigraphic zonal diatom Sscale for North Pacific Pleistocene. // Abst. 30 th IGC, Beijing, 1995. Beijing, China, 1996. V. 2-3. P. 581.
68. Qian Fang, Ma Xinghua, Wu Xihao Preliminary study of the Quaternary magnetic stratigraphy of China//Mar. Geol. and Quat. Geol. 1984. V.3. N 3. P. 17-30.
69. Sancetta C., Silvestri S.M. Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean-Atmosphere System, interpreted from fossil diatoms// Paleooceanography. 1986. Vol. 1. N 2. P. 163-180.
70. Sancetta C. Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas// Micropaleontology, 1982. V. 28. N3. P.221-251.
71. Shackleton, N.J., Berger, A. and Peltier, W.R., An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 1990, 81, 251-261.
72. Wu Xihgo, Pu Qigyu, Qian Fang Preliminary study of the Quaternary magnetostratigraphy of the Songliao Plain in North-East China// Marine Geol. and Quat. Geol. 1984. V. 4, N 2. P. 1-13.
73. Zijderveld J. D. A., Hilgen F.J., Laugereis C.G., Verhallen P. J., Zachariasse W.J. Intergrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Miocene-Lower Pliocene from the Monte Singa and Crotone areas in Calabria, Italy// Earth Planetary Sci. Letter, 1991. Vol. 107 (3/4). P. 697-714.

Поступила в редакцию 4 марта 1997 г.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

**V.S.Pushkar, N.G.Razjigaeva, A.M.Korotky, T.A.Grebennikova, V.V.Shapovalov, L.A.Ganzey, L.M.Mokhova**

### **Pliocene-Pleistocene deposits and events the Izmena bay coast (South Kunashiri, Kurile Islands)**

The paper deals with lithological features of the Plio-Pleistocene sedimentary and volcanoclastic shelf deposits embracing the Golovnin Formation, and Late Pleistocene terrestrial facies. The diatom, pollen and spores and palcomagnetic analysis were made. It is suggested to divide the Golovnin Formation into three subformations reflecting different transgressive-regressive cycles and volcanic activity (Lower Unit - the Late Pliocene, Middle one - the Early Pleistocene, and the Upper unit - the Middle Pleistocene). The terrestrial deposits are referred to as Belozersky Layers of Late Pleistocene second interstadial age. Two Late Pliocene transgressions were established: Kunashir I (2.12-2.0 Ma) and Kunashiri II (0.43-0.28 Ma). The Late Golovnin Transgression (0.43-0.28 Ma) with two phases is correlated to the Middle Pleistocene. The tephrochronologic markers were recognized for diatom zones and Reunion and Olduvai paleomagnetic events. Correlation of the paleogeographical events was made between South Kuril, Japan, Kamchatka, Chukotka and Alaska