

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И ТЕФРОХРОНОЛОГИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ  
ОСАДКОВ ОХОТСКОГО МОРЯ

*С. А. Горбаренко\**, *А. Н. Деркачев\**, *А. С. Астахов\**, *Дж. Р. Саутон\*\**,  
*В.В. Шаповалов-Чупрынин\**, *Д. Нюрнберг\*\*\**

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

*\*\*Ливерморская Национальная лаборатория им. Лоуренса, США, г. Ливермор*

*\*\*\*Исследовательский центр по морской геологии ГЕОМАР, Германия, г.Киль*

В колонках глубоководных осадков Охотского моря выделены литологические горизонты согласно первичному описанию осадков и смиршлайдов и анализам содержания карбоната кальция, органического углерода и опала. Для трех опорных колонок сделано сопоставление литологии осадков с результатами изотопно-кислородного анализа и радиоуглеродными датами, методом ускорительной масс-спектрометрии, что позволило выявить время формирования карбонатных и диатомовых илов.

Анализ изменений магнитной восприимчивости и гранулометрического состава осадков и сопоставление их с изотопно-кислородной кривой и радиоуглеродными датировками позволили определить роль климата в вариациях магнитной восприимчивости осадков Охотского моря и связать их с изотопно-кислородными стадиями.

Посредством минералогического анализа в осадках Охотского моря выделены и идентифицированы вулканические прослои:  $K_0$ , TR,  $K_2$  и  $K_3$ . На основании минералогических признаков, стратиграфического положения и радиоуглеродных дат определен возраст данных прослоев тефры - соответственно 8,1; 8,05; 26,8 и около 60 тысяч лет, установлены связь их с извержениями Камчатки и Курильских островов и ареалы их распространения в море.

Полученные результаты по литологии осадков, физическим свойствам, тефрохронологии, радиоуглеродному возрасту и изотопным записям позволили существенно детализировать стратиграфию и корреляцию верхнечетвертичных осадков Охотского моря.

**Ключевые слова:** Охотское море, осадки, литостратиграфия, тефрохронология, изотопно-кислородный анализ, радиоуглеродное датирование.

## ВВЕДЕНИЕ

Исследования Безрукова [5, 6], Лисицина [16, 17], Жузе [12], Безрукова и Романкевича [7] показали, что палеогеография и характер осадконакопления Охотского моря значительно менялись во время глобальных климатических изменений голоцена и плейстоцена, что отразилось в литологическом составе осадков. Эти авторы показали, что во время теплых климатических условий в Охотском море происходило усиление аккумуляции аморфного кремнезема, органического углерода и карбоната кальция, а в холодные периоды доминировало терригенное осадконакопление. Однако исследования тех лет не были обеспечены радиоуглеродным датированием, изотопно-кислородной стратиграфией и другими современными методами анализа и корреляции осадков.

Полученные в Тихоокеанском океанологическом институте за последние 15 лет колонки донных осадков Охотского моря и изучение их литологии, геохимии, изотопного состава кислорода

планктонных и бентосных фораминифер, магнитной восприимчивости и радиоуглеродного возраста позволили добиться определенного прогресса в литостратиграфии и оценках скоростей накопления верхнечетвертичных осадков этого окраинного бассейна [2, 4, 8, 9].

Охотское море с востока и юго-востока окаймляется п-овом Камчатка и Курильскими островами, т.е. областями с активным вулканизмом, и поэтому является благоприятным объектом для изучения прослоев вулканического материала в донных осадках, их стратиграфического положения и возраста. Разработанная к настоящему времени наземная история развития вулканизма Камчатки и Курил [16, 24] позволяет выявить источники наиболее крупных извержений, проследить распространение их продуктов по акватории моря и существенно уточнить картину развития вулканизма этого региона.

Изучение минералогии вулканического материала дало возможность выделить несколько типов

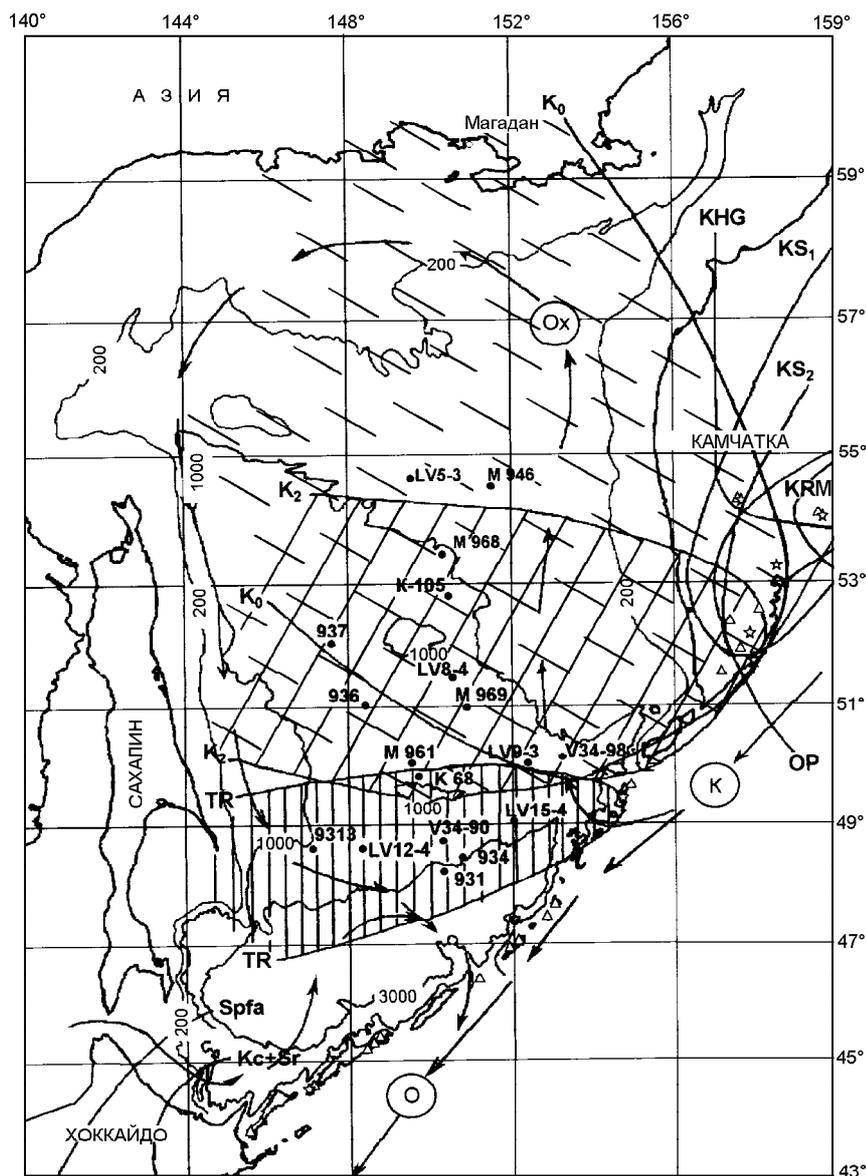


Рис. 1. Расположение изученных колонок в Охотском море и ареалы распространения в осадках продуктов вулканических извержений.

Стрелками показано Камчатское течение (К), циклоническая охотоморская ячейка (Ox) и течение Ойясио (O). Сплошные линии показывают ареалы распространения материалов извержений вулканов: K<sub>0</sub>-Курильское озеро, п-ов Камчатка (пунктирная косая штриховка); TR -Тао-Русыр, о. Онекотан, Курильские о-ва (вертикальная штриховка); K<sub>2</sub>-Ксудач?, Южная Камчатка, (наклонная штриховка); KRM-Карымский; KHG-Хангар; KS<sub>1</sub>, KS<sub>2</sub>-Ксудач; OP-Опала. Наименования извержений вулканов даны по [25]. Spfa, Kc+Sr-извержения вулканов о-ва Хоккайдо, по [1, 29]. Звездочками указано положение вулканов с крупнейшими выбросами пирокластического материала в голоцене; треугольниками - в позднем плейстоцене.

прослоев тefры в осадках Охотского моря, скоррелировать их радиоуглеродным и литологическими методами и соотнести с наземным вулканизмом.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКИ

В данной работе использованы колонки донных осадков Охотского моря, отобранные в 13 рейсе НИС “Дмитрий Менделеев”, 13 рейсе НИС “Каллисто”, 34 рейсе НИС “Вулканолог”, 25 рейсе НИС “Академик А. Несмеянов” и 27 рейсе НИС “Академик Лаврентьев”. Расположение станций отбора колонок показано на рис. 1.

При характеристике состава осадков, выделении горизонтов в колонках использованы данные по литологическому описанию осадков, гранулометрическому составу и анализ микроскопичес-

ких препаратов (смершлайдов). Для изучения биогенной седиментации осадки анализировались на содержание карбоната кальция, органического углерода и аморфного кремнезема.

Анализ содержания карбонатного и органического углерода проводился кулонометрическим методом с использованием экспресс - анализатора АН-7529. Карбонатный углерод выделяли при помощи разбавленной соляной кислоты, а общий углерод - прокаливанием при температуре 1050°C. Органический углерод подсчитывали по разности общего и карбонатного.

Определение аморфного кремнезема проводилось фотоколориметрическим методом по восстановленной форме кремнемолибденовой гетерополи-кислоты после двукратной содовой вытяжки с ис-

пользованием фотоэлектрического концентрационного колориметра КФК-2.

Минералогический анализ прослоев выполнялся по общепринятой методике Петелина [19] с использованием иммерсионных жидкостей. Раздельно исследовались легкая и тяжелая (плотность более 2,89г/см<sup>3</sup>) подфракции крупноалевритовой (0,05-0,1мм) и реже - мелкосаммитовой фракций. В препаратах обычно определялось не менее 300 зерен. Для сопоставления прослоев тефры в легкой фракции, наряду с определением минерального состава, выделялись морфологические типы вулканического стекла и замерялись их показатели преломления в иммерсионных жидкостях. С помощью методов кластерного и факторного анализов, примененных к данным минералогического анализа, было достигнуто более объективное сопоставление и корреляция изученных прослоев тефры.

Гранулометрический анализ осадков выполнялся стандартным комбинированным методом В.П.Петелина [20].

Анализ магнитной восприимчивости (МВ) осадков проводился при помощи полевого измерителя магнитной восприимчивости ИМВ-1 и сверхвысокочастотного резонансного влагомера СВР-8 в комплекте с датчиком МВ от прибора ИМВ-1 и компьютером.

Радиоуглеродный возраст осадков определялся по отобранным раковинам планктонных и бентосных фораминифер (вес навески 2-8 мг) методом ускорительной масс-спектрометрии в Ливерморской Национальной лаборатории им. Лоуренса (США). Все приведенные в тексте значения радиоуглеродного возраста были скорректированы на возраст резервуара поверхностных вод Охотского моря, равного 1000 лет, согласно данным Дж. Соутона [10].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### Минералогия прослоев тефры

В осадках Охотского моря изучен минералогический состав прослоев тефры (табл. 1), в результате чего идентифицированы следующие прослои К<sub>0</sub>, TR, К<sub>2</sub>, К<sub>3</sub>, и К<sub>4</sub>.

*Прослой тефры К<sub>0</sub>*, представлен светло-серым алевритом с примесью мелкопесчаной фракции. Мощность его не выдержана. Пепел прослеживается в виде прерывистых линз или тонких прослоев толщиной от 2 мм до 2 см с нечеткими границами, иногда с хорошо выраженной флюидальной текстурой. В ряде случаев, благодаря интенсивной биотурбации, прослой тефры сильно деформирован: в ниже залегающем горизонте мощностью 10-25 см наблюдаются многочисленные округлые линзы небольшого диаметра (следы донных рою-

щих организмов), заполненные светло-серой тефрой.

Тефра состоит преимущественно из бесцветного вулканического стекла флюидально-ячеистой, реже - оскольчато-пузыристой формы с показателем преломления N=1.499-1.500. Примесь кристаллокластики и обломков пород незначительна (менее 10 %). Среди обломков пород преобладает стекловатая масса серого цвета с мелкими включениями рудных минералов, микролитов плагиоклаза и пироксенов. Прослой тефры характеризуется магнетит-ортопироксен-клинопироксеновой ассоциацией с несколько повышенным содержанием роговой обманки. Соотношение Сrx/Orx не одинаково, варьирует от 0.96 до 2.3. Содержание клинопироксена составляет 25.3-37.7 %, а ортопироксена - 13.5 - 26.4 %. Отличительной особенностью тефры является повышенное содержание вулканогенной буро-зеленой роговой обманки (табл. 1). В небольшом количестве присутствует бурая и базальтическая роговая обманка. Амфиболы представлены свежими обломками без следов вторичных изменений, встречаются также зерна в рубашке из вулканического стекла. Наиболее вероятным источником пирокластики для данного прослоя тефры могло быть мощное (объемом около 100 км<sup>3</sup>) взрывное извержение вулкана Курильского озера (п-ов Камчатка), в результате которого образовалась крупная кальдера. Траектория пеплопада вытянута в северо-западном направлении (рис. 1). Признаки присутствия вулканического стекла этого извержения отмечены в голоценовых отложениях на расстоянии более 1000 км на противоположном берегу Охотского моря в районе г. Магадан [23]. По данным И.В.Мелекесцева и О.А.Брайцевой с соавторами [18, 25], данное извержение произошло в раннем голоцене около 7660 лет назад.

*Прослой тефры TR* мощностью 1-2 см вскрыт колонками южнее возвышенности Академии Наук (рис. 1) и представлен преимущественно крупным алевритом темно-серого цвета. Характерная особенность - повышенное содержание кристаллокластики (до 15-20 %), состоящей из обломков и сростков кристаллов плагиоклаза и пироксенов, а также стекловатых обломков пород зеленовато-бурого цвета с многочисленными включениями микролитов этих минералов. Стекло представлено бесцветными частицами псевдоволокнистой (преобладают), флюидально-ячеистой и оскольчатой формы с показателем преломления 1.505 -1.507, реже больше 1.507. Иногда встречается андезитовое зеленовато-бурое стекло оскольчатой формы с высоким показателем преломления, содержащее многочисленные, беспорядочно ориентированные микролиты пироксенов игольчатой формы. Для прослоя характерна магне-

Таблица 1. Минералогический состав прослоев (в %) вулканического стекла в колонках Охотского моря (фракция 0.1 -0.05 мм).

Номер станции	Тип стекла	Горизонт, см	ol	срх	орх	hb	ер	gar, zr	ар	ilm	mg	rf	срх/орх	N
V34-98	K <sub>0</sub>	173-175		30.54	18.14	12.83	1.32		1.77	4.43	14.6	16.37	1.68	1.495-1.500
M-946	K <sub>0</sub> ?	30-35		29.64	13.47	19.54	9.09	1.34	0.33	9.09	14.81	2.69	2.2	
M-969	K <sub>0</sub> ?	150-158	0.26	37.7	16.41	16.16	2.05		0.76	4.1	17.44	5.13	2.3	
LV8-4	K <sub>0</sub>	153-155		25.29	26.42	16.23	1.51		2.26	6.04	10.56	11.69	0.96	1.495-1.500
K68	K <sub>2</sub> ?	90-98		30.19	34.9	5.82	1.11		0.56	0.56	23.82	3.04	0.86	1.502-1.503
K-105	K <sub>2</sub>	155-160		26.96	38.47	12.36	3.66	0.57		1.97	9.27	6.75	0.7	1.502-1.504
936	K <sub>2</sub>	297-301		50	22.41	4.6	4.31		0.57	1.44	14.37	2.29	2.23	1.502-1.504
937	K <sub>2</sub>	267-270	0.24	26.93	16.4	1.17			0.71	5.12	45	4.45	1.64	1.502-1.504
LV8-4	K <sub>2</sub>	332-334		23.78	25.08	2.28			0.97	36.81	-	11.07	0.95	1.502-1.504
M-961	K <sub>2</sub>	148-151		33.56	21.92	1.15	0.68		1.37	7.53	32.65	1.15	1.53	
M-968	K <sub>2</sub>	100-104		31.71	22.96	0.2		0.2	0.81	8.74	32.93	2.44	1.38	
M-969	K <sub>2</sub>	158-165		30.52	32.01				0.5	5.46	30.02	1.49	0.95	
M-969	K <sub>2</sub>	170-172		30.71	32.23	4.32	1.02	1.01	0.51	9.9	18.02	2.28	0.95	
931	TR	453-455		25.37	26.55	2.06	1.77		0.59	3.84	35.4	4.43	0.96	1.505-1.507
934	TR	335-340	1.01	25.84	44.63	4.02	2.69			14.09		7.72	0.58	1.505-1.507
K-68	TR?	82-86		36.49	30.74	6.08	1.35		0.67	4.4	12.16	8.11	1.19	
LV15-4	TR	110-112	0.25	20.66	37.76	1.54	1.27		0.77	7.91	19.64	10.2	0.55	
9313	K <sub>3</sub>	123-127		24.11	25.06	4.02	1.42	0.48		1.42	43.5		0.96	1.502-1.504
LV9-3	K <sub>3</sub>	283-285		26.36	26.97	2.42	0.61			6.36	24.55	12.73	0.98	1.505-1.506
LV12-4	K <sub>3</sub>	290-297		21.46	21.71	0.76	1.01	0.25	0.51	3.54	48.74	2.02	0.99	
LV12-4	K <sub>3</sub>	297-298		20	13.64	2.43	0.61		0.91	10.3	45.75	6.36	1.47	
LV15-4	K <sub>3</sub>	363-367		26.87	20.92	3.88	1.81	0.77	0.52	6.46	33.34	5.42	1.28	1.502-1.504
LV15-4	K <sub>4</sub>	527-528	0.23	29.84	16.63	6.15	1.82	0.23		5.01	32.12	7.98	1.79	1.502-1.504
K-68	K <sub>4</sub> ?	396-408		20.3	13.71	17.77	22.84			4.57	10.15	10.66	1.48	1.505-1.506

Примечание. ol - оливин, срх - клинопироксен, орх - ортопироксен, hb - роговая обманка, ер - эпидот, gar, zr - гранат, циркон, ар - апатит, ilm - ильменит, mg - магнетит, rf - обломки пород, срх/орх - отношение клинопироксена к ортопироксену, N - показатель преломления вулканического стекла.

тит-клинопироксен-ортопироксеновая ассоциация. В отличие от близкого по времени формирования прослоя тефры K<sub>0</sub>, в его составе в большем количестве содержится ортопироксен (26.5 - 44.6 %), и существенно ниже количество роговой обманки (табл. 1), при устойчивом преобладании ортопироксенов над клинопироксенами (Срх/Орх = 0.55-0.96). Повышено также содержание магнетита до 12.2 - 35.4 %. Ортопироксен, в основном, представлен идиоморфными удлиненно-призматическими зернами, часто в рубашке из вулканического стекла и с многочисленными газовой-жидкими включениями. Траектория пеплопада трассируется в сравнительно узкой полосе в юго-западном направлении от о-в. Онекотан (рис. 1). Данные биостратиграфии и абсолютной геохронологии осадков изученных колонок позволили установить возрастной интервал формирования вулканического прослоя, который по времени сопоставим с крупным эксплозивным извержением вулкана Тао-Русыр на о-ов Онекотан, произошедшем около 7500 лет назад [25].

Прослой тефры K<sub>2</sub> занимает обширную площадь центральной части Охотского моря. Область его распространения вытянута в широтном направлении от берегов Камчатки до о. Сахалин (рис. 1). Мощность прослоя значительно варьирует от 1 до 20 см. Максимальные значения мощности отмечены в колонках, расположенных в понижениях рельефа между возвышенностями Института океанологии и Академии Наук; на станции M969 мощность его равна 22 см. В большинстве случаев прослой представлен частицами алевритово-мелкопесчаной размерности. Однако в наиболее мощных прослоях хорошо заметна дифференциация пирокластического материала по размеру частиц тефры. Внизу залегает алеврит светло-серого цвета с флюидальной текстурой, который перекрывается прослоем тефры красновато-серого цвета с ясно выраженной градиционной текстурой - от грубозернистого песка в нижней части прослоя до алеврита псаммитового в верхней его части. Одним из важнейших диагностических признаков прослоя является его красновато-серая окраска.

В составе тефры преобладает бесцветное вулканическое стекло оскольчато-ячеистой, реже флюидально-ячеистой формы с показателем преломления 1.502-1.504. Содержание кристаллокластики менее 10 %. Количество ортопироксенов и клинопироксенов примерно одинаковое с небольшим преобладанием ортопироксенов ( $Srx/Orx = 0.7-0.95$ , в отдельных случаях более 1.0) (табл. 1). Следует отметить, что это соотношение может изменяться даже в пределах одного прослоя. Так, детальное изучение состава наиболее мощных прослоев выявило значительное увеличение количества клинопироксенов в их верхних горизонтах ( $Srx/Orx$  до 1.5 - 2.0), что, вероятно, связано с дифференциацией пирокластического материала в процессе его осаждения [14, 15, 22]. В составе тяжелой фракции в большом количестве присутствует магнетит (до 45.0 %), в содержании которого также отмечены значительные колебания. Роговые обманки присутствуют в небольшом количестве (табл. 1). Клинопироксены встречаются преимущественно в виде идиоморфных короткопризматических кристаллов (часто в виде агрегатов нескольких кристаллов разного размера), со сглаженными краями, в рубашке из вулканического стекла. Среди ортопироксенов преобладают идиоморфные короткопризматические зерна в рубашке из стекла.

Наиболее вероятным источником пирокластики могли быть крупные эксплозивные извержения вулканов Южной Камчатки (Горелая Сопка, Опала, Ксудач, Курильского озера), произошедших в конце позднего плейстоцена [13, 18, 25]. Сказать конкретно, с каким вулканическим центром связан прослой тефры  $K_2$ , в настоящее время не представляется возможным, ибо они довольно близки как по времени проявления мощного эксплозивного вулканизма, так и по пространственной локализации вулканов (рис. 1).

*Прослой тефры  $K_3$*  серого цвета алеврито - песчаной размерности с обилием крупнозернистой фракции, представленной обломками пемзы размером до 2-7 мм. Наиболее отчетливо выражен в колонках ст. LV15-4 (гор. 363-367 см), LV12-4 (300-308 см), LV9-3 (283-285 см), 9313 (123-127 см).

Мощность прослоя тефры  $K_3$  довольно значительна - до 8 см в колонке LV12-4. Для прослоя характерно обилие кристаллокластики (до 45-50 %) как в тонких, так и в грубых фракциях, представленной табличками и идиоморфными кристаллами плагиоклаза, пироксена, магнетита в рубашке из стекла. Реже встречаются обломки зеленовато-буроватого толстостенного пузыристого стекла андезитового состава. В мелкопесчано-алевритовой фракции

встречается бесцветное стекло нескольких морфологических видов: пемзовидное флюидальное, крупноячеисто - оскольчатое (обломки крупных пузырей) и реже - зеленовато-коричневое с многочисленными включениями микролитов пироксенов. Показатель преломления стекла изменяется в небольшом интервале значений:  $N = 1.502-1.504$ , в среднем около 1.503, для бурого стекла он выше. В минеральном комплексе преобладают магнетит (24.5 - 48.7 %), ортопироксен (13.6 - 27.0 %) и клинопироксен (20.0 - 26.9 %). Соотношение  $Srx/Orx$  примерно равно (0.96-1.47) при небольшом превышении в среднем клинопироксенов.

Основная часть ортопироксенов представлена идиоморфными короткопризматическими утолщенными кристаллами со сглаженными краями и многочисленными газово-жидкими включениями, иногда встречаются удлинено-призматические зерна. Клинопироксен присутствует преимущественно в виде свежих, угловатых осколков, реже - короткопризматических кристаллов в рубашке и их сростков.

В настоящее время дать точную привязку данного прослоя тефры к определенному вулканическому центру невозможно. Учитывая широкое простирание ареала прослоя, можно предположить, что основным эксплозивным центром мог быть один из вулканов средней части Курильской островной дуги (от о. Онекотан до о. Уруп), где в конце среднего плейстоцена произошло несколько крупных извержений со значительным выбросом эксплозивного материала, сопровождавшихся впоследствии образованием крупных и гигантских кальдер [11, 13, 24].

### Примеры комплексной стратиграфии и тефрохронологии

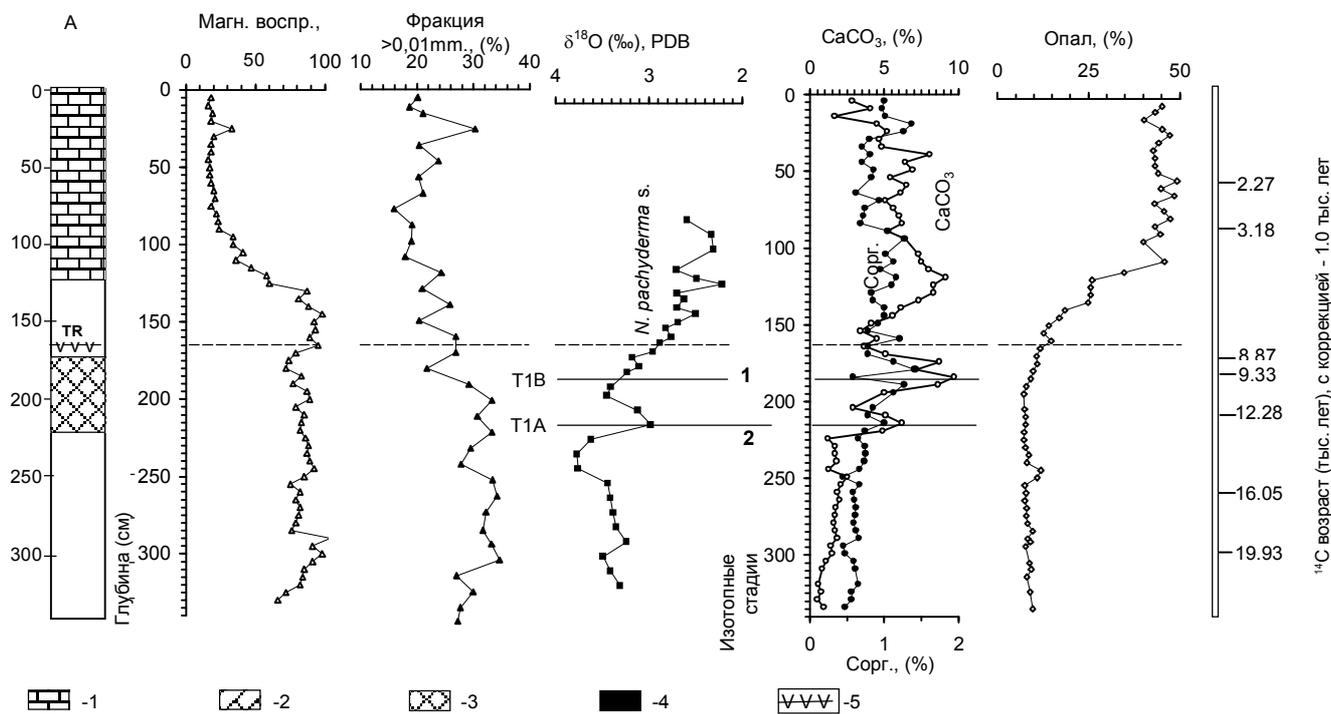
Для изучения стратиграфического положения и возраста горизонтов, обогащенных биогенными элементами, характера изменений магнитной восприимчивости по длине колонок и выявленных вулканических прослоев тефры  $K_0$ , TR,  $K_2$  рассмотрим опубликованные ранее и полученные результаты изотопно-геохимических, литологических анализов и радиоуглеродного датирования колонок V34-98 и 936 (табл. 2) и V34-90 [6], расположенных соответственно в ареалах распространения указанных прослоев тефры.

*Прослой TR (колонка V34-90, рис. 2).* Для стратиграфического деления колонки V34-90 использованы данные анализа магнитной восприимчивости осадков, их гранулометрического состава (содержания фракций крупнее 0,01 мм и 0,15 мм), изотопного состава кислорода планктонных фораминифер и содержания карбоната кальция, органического углерода и аморфного кремнезема (рис. 2).

**Таблица 2.** Радиоуглеродный возраст, полученный методом ускорительной масс-спектрометрии, колонок 936 и V34-98, определенный по раковинам планктонных и бентосных фораминифер.

Колонка, интервал см	Номер образца Cams	Вид	Измеренный возраст тыс. лет	Точность ± тыс. лет	Скорректир. возраст
Кол. 936					
240	34111	<i>N. pachyderma</i> s.	21,76	0,17	20,76
400	34112	<i>N. pachyderma</i> s.	47,6	4	46,6
320-322	20034	<i>Uvigerina</i> sp*	30,73	0,39	28,8
Кол. V34-98					
44	12473	<i>Uvigerina</i> sp. *	4,57	0,08	2,67
99	14688	<i>N. pachyderma</i> s.	5,85	0,06	4,85
204	14690	<i>N. pachyderma</i> s.	10,44	0,06	9,44
214	12471	<i>N. pachyderma</i> s.	10,76	0,22	9,76
219	14692	<i>N. pachyderma</i> s.	12,64	0,08	11,64
244	12472	<i>N. pachyderma</i> s.	13,28	0,13	12,28

Примечание. Для определений по планктонным фораминиферам *Neogloboquadrina pachyderma* s. (левозавитая) принята поправка на возраст поверхностных вод Охотского моря равна 1 тыс. лет [10]. \*Для бентосных фораминифер *Uvigerina* sp. принята дополнительная поправка, равная 0,9 тыс. лет, учитывающая среднюю разницу возрастов планктонных и бентосных фораминифер из одного образца осадка Охотского моря (Дж. Соутон, персональное сообщение).



**Рис. 2.** Значения магнитной восприимчивости ( $\cdot 10^{-6}$  ед. CGS), содержания фракции более 0,01мм (%), изотопного состава кислорода планктонных фораминифер *N. pachyderma* s., концентрации карбонатного и органического углерода и аморфного кремнезема (% на сухой вес осадка) колонки V34-90. В левой колонке показан литологический состав осадков: 1-диатомовые илы, 2-слабодиадоматерые осадки, 3-слабокарбонатные осадки, 4 - прослой тифры, 5-прослой обогащенный вулканическим материалом; там же указано его название. Справа показаны радиоуглеродные даты, полученные методом ускорительной масс-спектрометрии, с поправкой на возраст поверхностных вод Охотского моря, равный 1 тыс. лет. [10].

Здесь показаны также литологические горизонты и радиоуглеродные даты, полученные методом ускорительной масс-спектрометрии.

В колонке выделены следующие литологические горизонты, обогащенные биогенными компонентами: диатомовые илы (0-120 см) и слабокарбонатный горизонт 170-220 см с примесью раковин фораминифер. Изменения магнитной восприимчивости осадков коррелируются с вариациями гранулометрического состава и биогенными горизонтами. Диатомовые илы, представленные наиболее мелкими фракциями с содержанием аморфного кремнезема до 45%, начали накапливаться в последние 5,2 тыс. лет и имеют очень низкие значения магнитной восприимчивости. Слабокарбонатный горизонт в средней части колонки также имеет несколько пониженные значения магнитной восприимчивости. Ниже диатомового горизонта происходит увеличение содержания алевритовой и песчаной фракций, представленной преимущественно терригенной компонентой, и рост магнитной восприимчивости осадков. Незначительное повышение магнитной восприимчивости наблюдается в области обогащения вулканическим материалом.

Записи изотопного состава кислорода планктонных фораминифер *N. pachyderma* s. и радиоуглеродные датировки [10] позволяют провести более детальное стратиграфическое расчленение осадков и уточнить время аккумуляции биогенных горизонтов. Помимо выделения границы изотопных стадий 1 и 2 на глубине 225 см изменения  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер *N. pachyderma* s. ясно отражают терминации последнего оледенения T1A и T1B с возрастом около 12,5 тыс. лет и 9,5 тыс. лет соответственно (рис. 2), синхронные глобальным терминациям в связи с потеплением климата и ускоренным гляциоэвстатическим подъемом уровня моря [27]. Увеличение  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер между терминациями T1A и T1B отражает похолодание климата, одновременное, согласно нашим датам, с глобальным похолоданием Молодой Дриас (Younger Dryas) [30]. Граница изотопных стадий 1 и 2 с возрастом, согласно нашим датировкам, в 12,5 тыс. лет лежит в основании слабокарбонатного горизонта и карбонатного пика 1A и соответствует стандартной датированной изотопно-кислородной шкале [31].

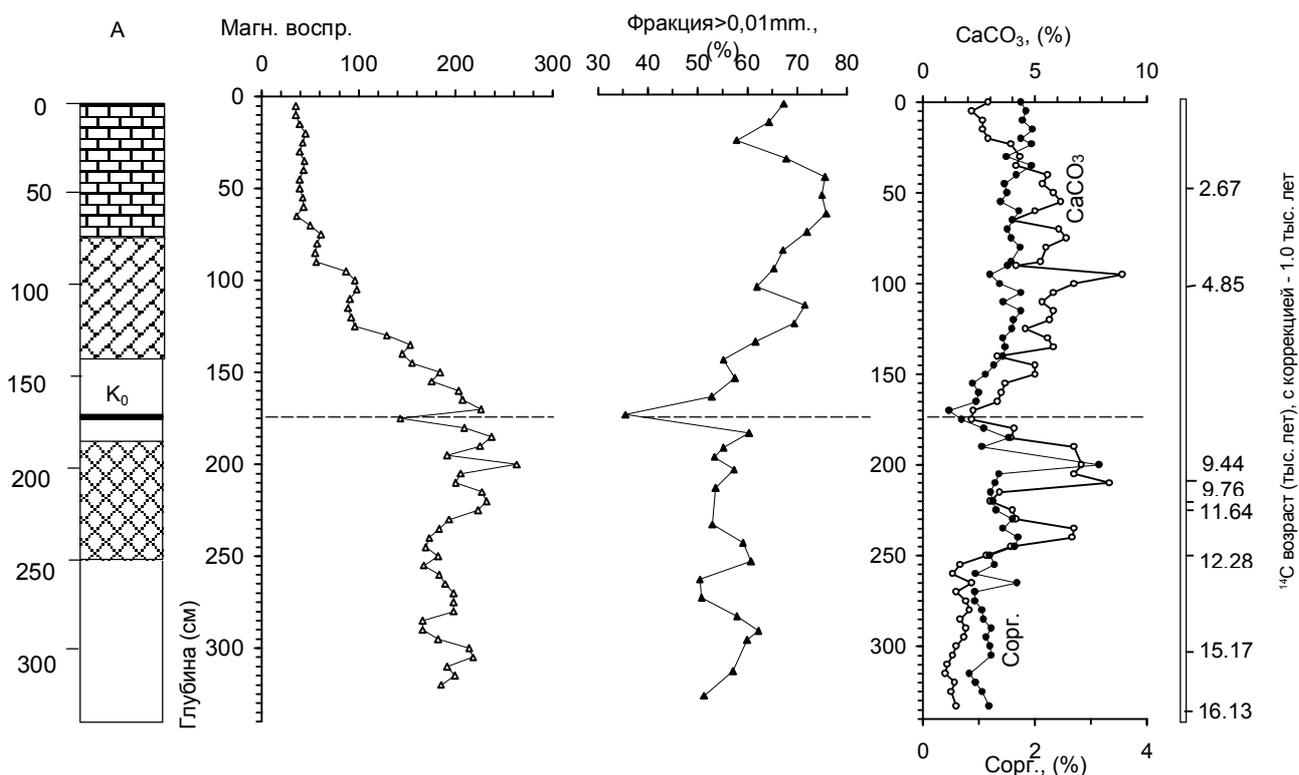
Изменения концентрации  $\text{CaCO}_3$  в осадках этой колонки, как и в других колонках Охотского, Берингова морей и северо-западной части Тихого океана, подчиняются общей для этого региона закономерности [27]. Наблюдается слабое накопление карбоната во время последнего оледенения и начала дегляциации, пик во время терминации оле-

денения T1A по Фейербенксу [28] 12 тысяч лет назад, минимум, соответствующий похолоданию Поздний Дриас 11-10 тыс. лет назад, последующий пик, совпадающий с терминацией T1B 10-9,5 тыс. лет назад [27], последующее за ним снижение карбонатности и плавное увеличение с менее выраженным максимумом около 6-5 тыс. лет назад. Имеющиеся данные радиоуглеродного датирования колонки подтверждают эту региональную закономерность (рис. 2). Выделенный нами по литологическим признакам слабокарбонатный горизонт по сути включает в себя карбонатные пики 1A и 1B и формировался с 12,2 до 8,6 тыс. лет назад. Анализы содержания органического углерода также показывают рост Сорг. синхронно с терминациями T1A и T1B и позволяют предположить, что одновременные пики карбонатного и органического углерода были обусловлены преимущественно увеличением продуктивности вод в эти периоды потепления и некоторым распреснением поверхностных вод в связи с ускоренным глобальным таянием ледников [28].

Изученный нами прослой тефры TR (160-165 см) лежит выше карбонатного пика 1B и выпал около 8,05 тысяч лет назад, согласно интерполяции полученных нами радиоуглеродных дат. Напомним, что возраст извержения на о-ве Онекотан, послужившего источником данного прослоя, по наземным датировкам составляет около 7,5 тыс. лет [25].

Прослой  $K_0$  (колонка V34-98). В этой колонке переход от диатомовых осадков с высоким содержанием аморфного кремнезема к терригенным осадкам постепенный, и поэтому при литостратиграфическом расчленении выделены диатомовый (0-75 см) и слабодиатомовый горизонты (75-135 см, рис. 3). Значения магнитной восприимчивости в диатомовом горизонте очень низкие. Они несколько увеличиваются в слабокремнистом (переходном) горизонте с ростом содержания алевритового и песчаного материала.

Слабокарбонатный горизонт в этой колонке расположен на глубинах 185-245 см. Количественные определения концентрации карбоната кальция показывают карбонатные пики 1A и 1B в пределах слабокарбонатного горизонта и последующее увеличение в среднем голоцене. Карбонатные пики 1A и 1B с возрастом 12,35-11,9 тыс. лет и 9,7-8,6 тыс. лет, соответственно, как и в колонке V34-90 и северо-западной Пацифике, формировались практически одновременно глобальным терминациям последнего оледенения T1A и T1B [28] и разделены низкокарбонатными осадками, сформированными при похолодании Молодой Дриас. Литологически выделенный слабо-



**Рис. 3.** Значения магнитной восприимчивости ( $\cdot 10^{-6}$  ед. CGS), содержания фракции более 0,01мм (%) и концентрации карбонатного и органического углерода (% на сухой вес осадка) колонки V34-98. Слева - литология осадков, справа - датировки, условные обозначения аналогично рис. 2.

карбонатный горизонт здесь, как и в колонке V34-90, объединяет карбонатные пики 1А и 1В.

Радиоуглеродный возраст прослоя тефры  $K_0$  (173-175 см), согласно имеющимся датам, составляет около 8,1 тыс. лет и расположен также выше карбонатного пика Т1В. Возраст извержения озера Курильского, с которым мы идентифицируем данный прослой, по наземным датировкам равен 7,66 тыс. лет [25]. Вулканический прослой резко выделяется в записях магнитной восприимчивости - отрицательный пик до 140 ед. CGS  $\cdot 10^{-6}$  и максимуме содержания алевритовой и песчаной фракций (рис. 3). Следует отметить идентичность стратиграфического положения и возраста прослоев  $K_0$  и TR.

*Прослой  $K_2$  (колонка 936).* В данной колонке выделены диатомовый горизонт на глубине 0-120 см и слабокремнистый - 112-160 см; по описанию микроскопических препаратов в интервале 560-630 см отмечается небольшая примесь (2-8%) диатомей (рис. 4). Изменения магнитной восприимчивости в верхней части колонки аналогичны вариациям в колонках V34-90 и V34-98: низкие величины восприимчивости в диатомовом горизонте и рост в нижележащих терригенных и слабикарбонатных отло-

жениях с увеличением содержания крупных фракций более 0,01 мм и более 0,15 мм. Фракция более 0,15 мм практически представляет весовую долю терригенной компоненты, переносимой плавучими льдами, поскольку вклад крупных планктонных и бентосных фораминифер здесь невелик. Резкие единичные пики этой фракции включают крупные частицы - гравий и гальку. Пиковые значения магнитной восприимчивости и обеих крупных фракций вблизи 300 см, несомненно, связаны с залеганием здесь прослоя тефры (297-300 см). Характер магнитных и гранулометрических кривых резко меняется ниже 300 см. Здесь в терригенных отложениях хорошо выделяются несколько интервалов с четко выраженным синхронным чередованием в изменениях магнитных свойств и гранулометрического состава: интервал 305-460 см с более низкими значениями магнитной восприимчивости и содержания крупных фракций; 460-560 см - высокие величины вышеуказанных физико-механических свойств; 560-640-низкие значения и 640-700 см-вновь повышенные.

Интервал 0-150 см. Изменения измеренных параметров осадков по длине ясно определяет границу изотопных стадий 1 и 2 в основании интервала на глубине 150 см. Аналогично колонкам V34-90 и V34-

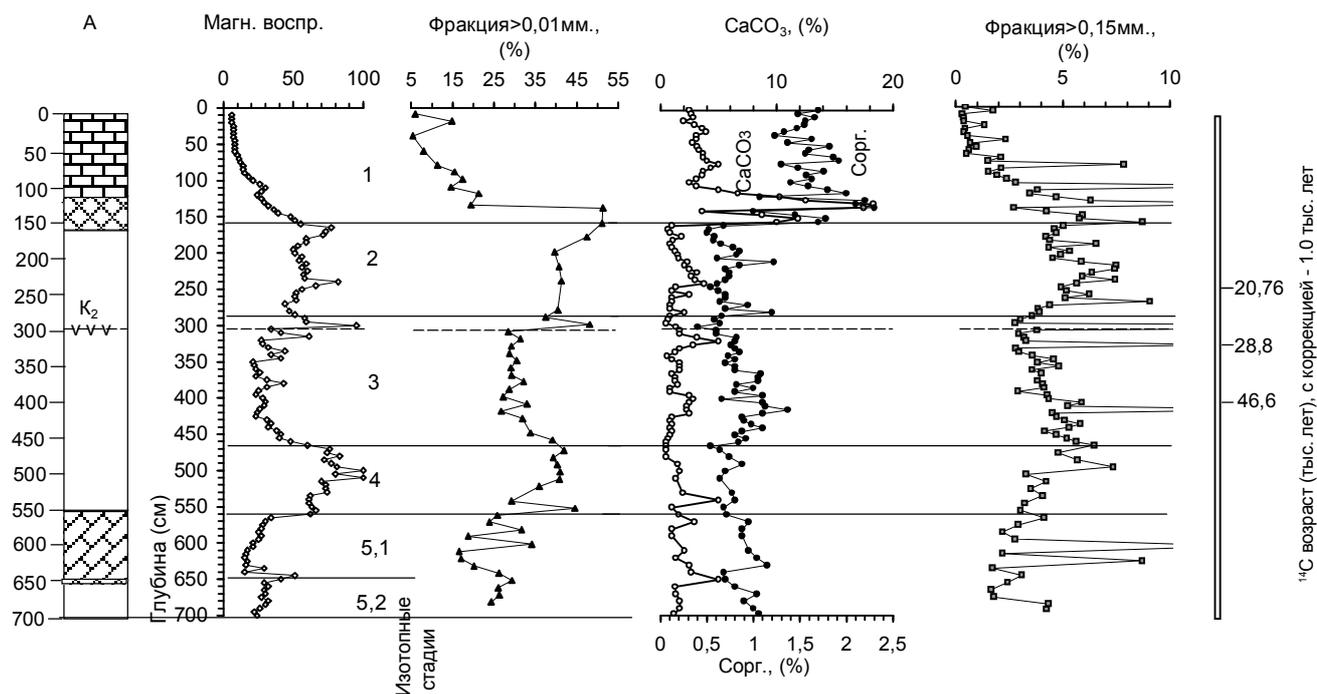


Рис. 4. Значения магнитной восприимчивости ( $\cdot 10^{-6}$  ед. CGS), содержания фракций более 0,01 мм и 0,15 мм (%) и концентрации карбонатного и органического углерода (% на сухой вес осадка) колонки 936. Литология осадков и даты аналогично рис. 2.

98, магнитная восприимчивость здесь после диатомового минимума возрастает до устойчивых максимальных значений, и основание слабокарбонатного горизонта совпадает с основанием карбонатного пика 1А. В нижней части интервала по кривым карбонатности хорошо выделяются пики 1А и 1В и выше - менее выраженный среднеголоценовый пик. Резкое увеличение содержания фракции более 0,01 мм между карбонатными пиками 1А и 1В (терминациями T1А и T1В) связано с наступлением похолодания Молодой Дриас и последующими после терминации T1А ледниковыми условиями и ростом аккумуляции более грубых терригенных частиц.

Нижележащий интервал 150-280 см соответствует изотопной стадии 2 (последнему оледенению и началу дегляциации), сформирован в суровых климатических условиях с интенсивной поставкой крупных терригенных фракций и в том числе в результате ледового разноса. В ледниковых осадках доля крупной фракции, переносимой льдами (более 0,15 мм), возрастает до 5% (рис. 4), что свидетельствует о суровых климатических условиях и интенсивном выносе в акваторию моря грубообломочного материала с нижней части шельфа. Радиоуглеродный возраст границы 2 и 3 изотопных стадий (280 см), подсчитанный путем интерполяции от полученных

дат для горизонтов 240-242 см-20,76 тыс. лет назад и 320 см-28,8 тыс. лет назад, дает значение в 24,78 тыс. лет назад, что близко к возрасту данной границы по Мартинсону и др. [31] (24 тыс. лет назад).

Следующий интервал 290-460 см с низкими значениями восприимчивости и содержания крупных фракций осадка отлагался во время более теплой изотопной стадии 3. Полученная нами для горизонта 400 см радиоуглеродная дата в 46,6 тыс. лет сопоставима с возрастом изотопной стадии 3, равным 29-59 тыс. лет [31].

Интервал 460-560 см с большим содержанием крупнозернистого материала имеет высокие значения магнитной восприимчивости (рис. 4). Вероятно, этот интервал формировался при холодных условиях изотопной стадии 4 - 59 по 79 тыс. лет назад [31].

Интервал 560-640 см имеет низкую магнитную восприимчивость и более тонкий гранулометрический состав. Такое сочетание свойств осадков и отмеченное выше обогащение диатомеями позволяют говорить о формировании этого интервала во время теплой подстадии 5.1 с возрастом 89-91 тыс. лет по [31].

Интервал 640-700 см с повышенным содержанием магнитных минералов, алевритовой и песчаной фракций, вероятно, отлагался при более холод-

ных климатических условиях изотопной подстадии 5.2.

Содержания карбоната кальция в осадках изотопной стадии 1 изменяются аналогично детально описанным вариациям в колонках V34-90 и V34-98. В отложениях нижележащих стадий 2-5.2 карбонатность низкая с незначительными кратковременными пиками, вероятно отражающими более детальные изменения среды моря. Изменения концентрации органического углерода помимо кратковременных незначительных колебаний по длине колонки в среднем связаны с вариациями климата: повышены во время теплых изотопных стадий 1, 3 и 5.1 и низкие во время холодных стадий 2 и 4, что подтверждает ранние предварительные выводы [7].

Прослой тефры K<sub>2</sub> (297-301 см) хорошо выделяется также в записях магнитной восприимчивости и гранулометрического состава. Возраст его, согласно интерполяции имеющихся радиоуглеродных дат (табл. 2), равен 26,8 тыс. лет. При этом возраст осадков на глубине 320 см, определенный по бентосным фораминиферам *Uvigerina* sp. со средним значением 30,81 тыс. лет, был принят равным 28,81 тыс. лет с коррекцией на возраст резервуара поверхностных вод Охотского моря в 1 тыс. лет и средней разницы возраста между бентосными и планктонными фораминиферами, отобранными из одного образца, в 1 тыс. лет [Дж. Р. Соутон, персональное сообщение].

### Магнитная восприимчивость осадков Охотского моря

Магнитная восприимчивость является наиболее экспрессным методом, применявшимся при изучении колонок и их литостратиграфическом расчленении. Значения ее в донных осадках Охотского моря определяются содержанием магнитных минералов, прежде всего магнетита [21]. В глубоководных отложениях зерна его имеют преобладающий алевритовый размер. Кроме того, повышенной магнитной восприимчивостью отличаются обломки некоторых магматических пород, в том числе пирокластик. В ней повышенной магнитной восприимчивостью обладают кристаллокластические и литокластические компоненты. Кислое вулканическое стекло имеет значительно меньшую магнитную восприимчивость, хотя также может выделяться по этому показателю среди глинистых или кремнистых осадков. Минимальной магнитной восприимчивостью отличаются кремнистая, карбонатная и глинистая составляющие осадков. В связи с такой зависимостью магнитных свойств осадков Охотского моря от наличия крупных литогенных компонент, вариации магнитной восприимчивости по колонкам описывают прежде всего изменения гранулометрическо-

го состава, что доказывают данные колонок V34-98 и 936 (рис. 3 и 4).

По данным корреляционного анализа, между содержаниями гранулометрических фракций и значениями магнитной восприимчивости (табл. 3) выявляется высокая положительная корреляция последней с фракцией крупнее 0,01 мм, где концентрируются основные магнитные компоненты осадков. Отдельные фракции внутри этого диапазона также, хотя и в различной степени, коррелируются со значениями магнитной восприимчивости. Лучшую корреляцию имеет мелкоалевритовая (0,01-0,05 мм) фракция, в которой сконцентрирован магнетит. Несколько хуже, но также достаточно устойчиво коррелируются песчаные и мелкогравийная фракции. В них концентрируются менее магнитные зерна - обломки пород, кристаллокластические и литокластические составляющие пирокластики. Необходимо отметить, что физико-механические свойства осадков, также в преимущественной мере определяемые гранулометрическим составом [3], имеют такие же вариации по колонкам, как и магнитная восприимчивость. Плотность осадков имеет значимую положительную корреляцию с магнитной восприимчивостью, а весовая влажность, анализировавшаяся на примере колонки 936 (табл. 3), - отрицательную.

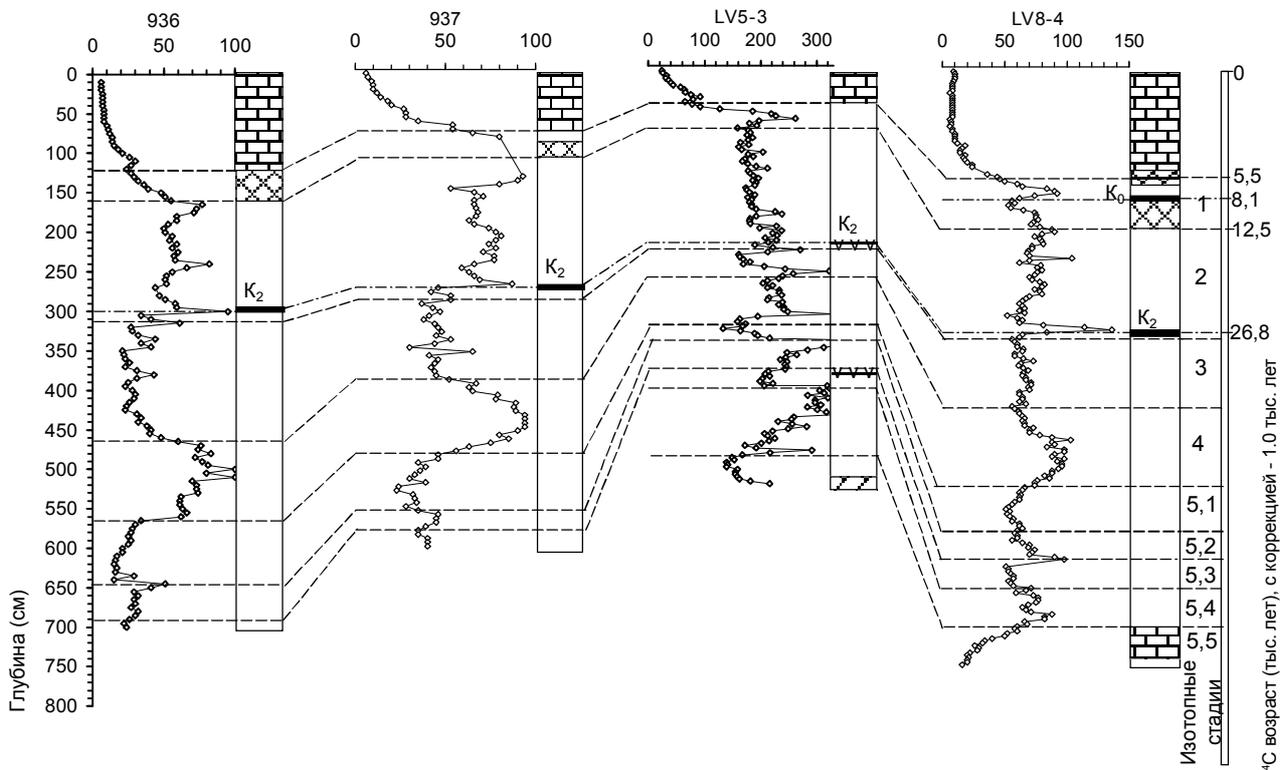
В зависимости от преобладающих источников поступления песчано-алевритового материала в Охотском море выделяются два района с различными значениями магнитной восприимчивости в позднелайстоценовых осадках. В западной части, где поступающий с о-ва Сахалин и с аллювиальными выносами реки Амур песчаный материал имеет аркозовый состав и, следовательно, отличается более низкой магнитной восприимчивостью, вариации магнитных свойств определяются содержанием алевритовых фракций (рис. 5, табл. 3), в которых находится магнетит. Осадки имеют значительно меньшую среднюю магнитную восприимчивость, чем в восточной части (рис. 5), и в них по этому показателю выделяются почти все прослои пирокластики. В восточной части средние значения магнитной восприимчивости осадков в несколько раз выше (рис. 5, табл. 3). В большей мере они определяются обломками магматических пород среднего и основного состава, имеющими песчаную или гравийную размерность и поступившими при ледовом разnose от Курильских островов или Южной Камчатки. По значениям магнитной восприимчивости в этих осадках выделяются лишь некоторые прослои пирокластики, обогащенные кристаллокластикой.

Хорошо проявленная в западной части моря зависимость магнитной восприимчивости осадков от их гранулометрического состава позволяет найти причины выявленной в колонке 936 связи этих

**Таблица 3. Значения коэффициента корреляции между содержаниями гранулометрических фракций, магнитной восприимчивостью и влажностью осадков западной (колонка 936) и восточной (колонка V34-98) частей Охотского моря.**

Гранулометрические фракции, мм; характеристики	Колонка 936 (55 проб)			Колонка V34-98 (33 пробы)	
	Среднее содержание, %	Значения коэффициента корреляции		Среднее содержание фракций, %	Значение коэффициента корреляции с магнитной восприимчивостью
		Магнитная восприимчивость	Влажность		
<0.001	28.23	-0.52	0.54	21.02	0.20
0.001-0.005	29.65	-0.46	0.60	26.10	-0.58
0.005-0.01	15.59	-0.22	0.11	16.38	-0.21
0.01-0.05	15.47	0.76	-0.81	26.04	0.57
0.05-0.1	8.17	0.80	-0.88	6.02	0.10
0.1-0.25	3.38	0.52	-0.53	4.37	0.22
0.25-0.5	0.54	0.52	-0.42	0.92	0.59
0.5-1	0.19	0.38	-0.32	0.46	0.59
1-2	0.18	0.34	-0.30	0.55	0.59
2-5	0.44	-0.23	0.21	1.20	0.43
5-10	0.93	0.01	-0.03	-	-
<0.01	70.46	-0.79	0.85	63.50	-0.19
<0.05	85.93	-0.60	0.66	89.51	-0.01
0.01-1	27.02	0.81	-0.87	32.06	0.62
>0.01	27.94	0.83	-0.88	39.66	0.69
>0.1	5.66	0.00	-0.02	7.56	0.55
MS	38*	-	-0.87	139	-
W, %	64.51	-0.87	-	-	-

Примечание. MS - магнитная восприимчивость; W - весовая влажность, \*  $\cdot 10^{-6}$  ед. CGS.



**Рис. 5.** Корреляция осадков колонок 936, 937, LV5-3 и LV8-4 по магнитной восприимчивости ( $\cdot 10^{-6}$  ед. CGS), и литологии (обозначения литологических горизонтов аналогично рис.2). Штрих-пунктирные линии показывают корреляцию прослоев тефры  $K_0$  и  $K_2$ ; пунктирные - изотопно-кислородных стадий. Справа - изотопно-кислородные стадии, радиоуглеродный возраст прослоев тефры и оснований диатомового и слабокарбонатного горизонтов по полученным скорректированным датам.

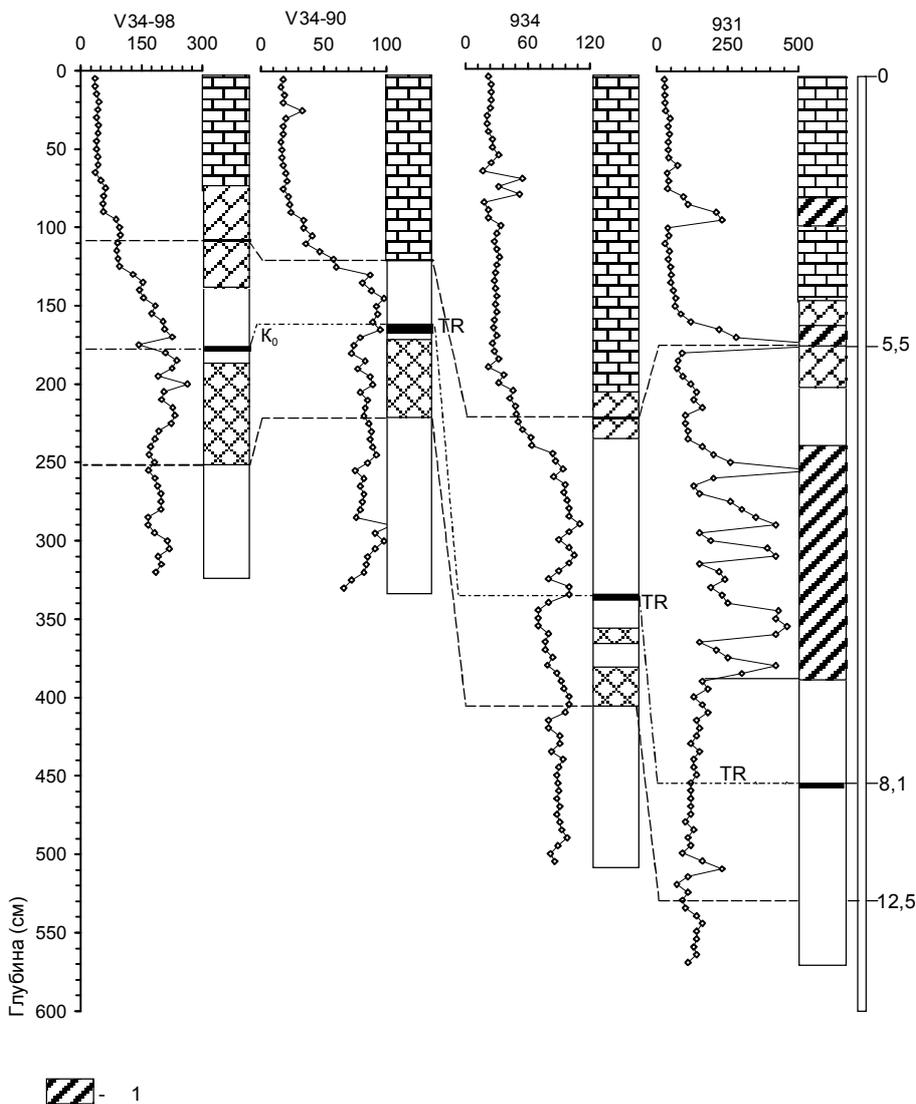
физических свойств с климатическими условиями среды и режимом седиментации: низкие значения магнитной восприимчивости и содержания крупных фракций осадков во время потеплений и высокие величины - при похолоданиях. Физико-географические условия Охотского моря способствовали тому, что во время глобальных оледенений сильно увеличивалась поставка в акваторию моря крупных терригенных фракций, при этом поставка их морскими льдами, вероятно, играла одну из главных ролей. Например, как свидетельствуют данные по колонке 936, содержание фракции, переносимой только льдами (крупнее 0,15 мм) увеличивалось в несколько раз во время холодных периодов. Усиление атмосферной циркуляции в регионе во время оледенений [26] также способствовало более интенсивному переносу алеврита с континента, как на припайный лед зимой, так и непосредственно в акваторию моря. Выведенная и аналитически обоснованная нами за-

висимость магнитных свойств и гранулометрического состава осадков Охотского моря от климатических условий региона в прошлом позволяет использовать данные физико-механических параметров осадков для экспрессной стратиграфии и корреляции осадков данного бассейна на основе датированной изотопно-кислородной шкалы.

### Стратиграфия и корреляция осадков

Выявленные литологические и физико-механические признаки стратиграфии осадков Охотского моря, а также радиоуглеродного возраста идентифицированных прослоев тефры позволяют провести корреляцию осадков в изученных колонках данного окраинного бассейна (рис. 1) и соотнести их с изотопно-кислородными стадиями.

На рисунке 6 показана стратиграфия и корреляция отложений колонок магматических пород V34-98, V34-90, 934 и 931 по данным магнитной вос-



**Рис 6.** Корреляция осадков колонок V34-98, V34-90, 934 и 931 по записям магнитной восприимчивости ( $\cdot 10^{-6}$  ед. CGS), прослоям тефры ( $K_0$  и TR) и литологическим горизонтам. Обозначения литологических горизонтов аналогично рис. 2; 1 - турбидиты. Справа - радиоуглеродный возраст основания диатомового горизонта, прослоя тефры и основания слабокарбонатного горизонта с поправкой на возраст поверхностных вод Охотского моря [10], согласно тексту. Штрих-пунктирные линии показывают корреляцию прослоев тефры  $K_0$  и TR; пунктирные - литологических горизонтов.

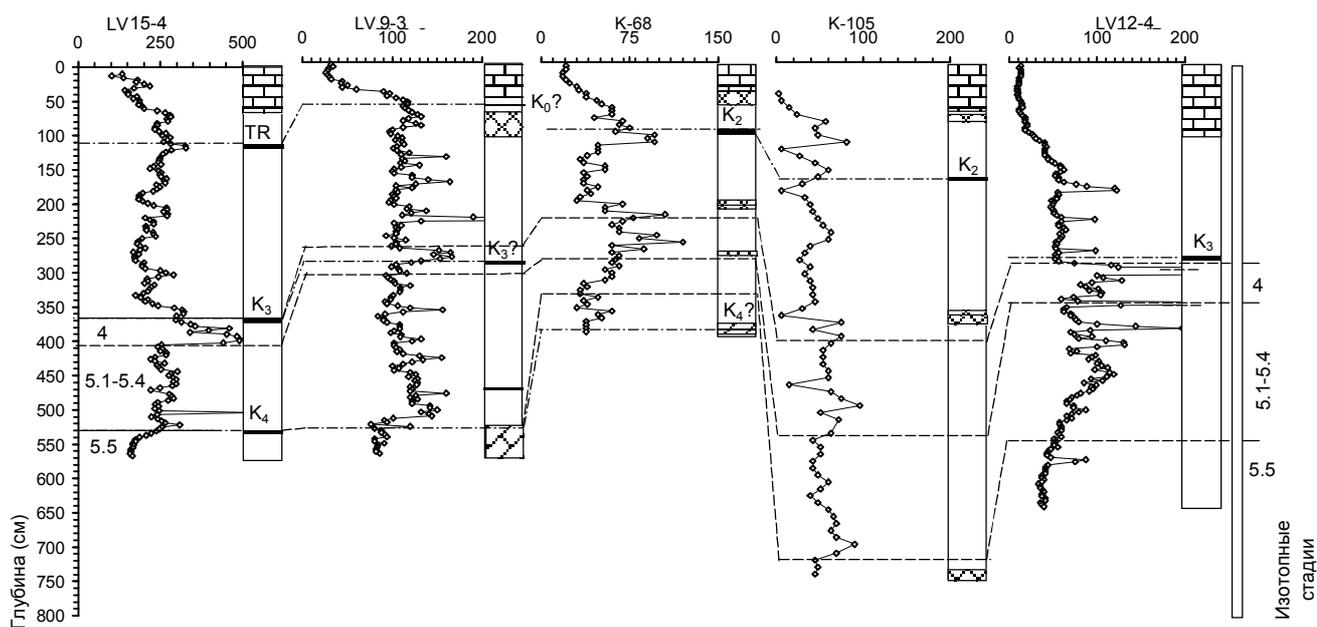


Рис. 7. Корреляция осадков колонок LV15-4, LV9-3, K-68, K-105, LV12-4 по магнитной восприимчивости, литологии и прослоям тефры TR, K<sub>2</sub> и K<sub>3</sub> и K<sub>4</sub>, аналогично рис. 2, 5,6. Справа показаны границы изотопных стадий 4, 5.1-5.4 и 5.5.

приимчивости, положения литологических горизонтов и идентифицированных прослоев тефры K<sub>0</sub> и TR. В тех колонках, где при описании были выделены диатомовые и слабодиатомовые (переходные) горизонты, в качестве стратиграфического репера основания диатомовых осадков мы принимали середину слабодиатомового горизонта. Присутствие турбидитов в колонке 931, отобранной в глубоководной Курильской котловине, привело к высокой скорости седиментации и глубокому положению слоя тефры TR (455 см).

На рисунке 5 показаны аналогичные построения по стратиграфии и корреляции верхнечетвертичных отложений колонок 936, 937, LV 5-3 и LV8-4, включающих прослой тефры K<sub>0</sub> и K<sub>2</sub> с возрастом 8.1 и 26.8 тыс. лет соответственно. С правой стороны показаны корреляция магнитной восприимчивости и литологических горизонтов с изотопно-кислородными стадиями и радиоуглеродные даты литологических границ и вулканических прослоев K<sub>0</sub> и K<sub>2</sub>, согласно установленной выше схемы колонки 936. В верхних частях записей магнитной восприимчивости всех колонок выделяется максимум, соответствующий оледенению стадии 2; а в нижних - холодной стадии 4. Минимум магнитной восприимчивости и слабодиатомовые илы в основании колонок LV5-3 и LV8-4 хорошо коррелируются с наиболее теплой изотопной стадией 5,5.

На рисунке 7 дана корреляция прослой тефры K<sub>3</sub>, магнитной восприимчивости и литологических горизонтов в колонках LV9-3, LV12-4, LV15-4, K-68 и K-105. При стратиграфическом делении и корреляции колонок K-68 и K-105 мы использовали также ранее опубликованные данные радиоуглеродного возраста по методу распада, изотопно-кислородные кривые и аналитические определения содержания органических компонент [9]. По результатам корреляции кривых магнитной восприимчивости колонок LV9-3, 12 и 15 прослой тефры K<sub>3</sub> расположен в верхней части изотопной стадии 4, что соответствует возрасту около 60 тыс. лет, согласно датированной изотопно-кислородной кривой [31].

В ряде колонок в их нижних частях наблюдаются горизонты, значительно обогащенные тефрой - например, прослой K<sub>4</sub> (рис. 7, табл. 1). Однако проводить по ним какую-либо корреляцию, из-за ограниченного количества данных, пока преждевременно.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В изученных колонках на основе первичного описания осадков, сфершлайдов и анализов содержания карбоната кальция, органического углерода и аморфного кремнезема выделены литологические горизонты. Сопоставление литологии осадков с результатами изотопно-кислородного анализа и радиоуглеродными датами, полученными методом ус-

корительной масс - спектрометрии, позволило выявить время формирования карбонатных и диатомовых илов.

Анализ изменений магнитной восприимчивости и гранулометрического состава осадков и сопоставление их с изотопно-кислородной кривой и радиоуглеродными датировками позволило определить роль климата в вариациях магнитной восприимчивости осадков Охотского моря и связать их с изотопно-кислородными стадиями.

По результатам минералогического анализа в осадках Охотского моря выделены и идентифицированы прослойки тефры  $K_0$ , TR,  $K_2$  и  $K_3$ . Сопоставление данных прослоев с результатами литологического, изотопного анализа и радиоуглеродным возрастом определило их стратиграфическое положение и время (соответственно 8,1; 8,05; 26,8 и около 60 тысяч лет) и связь с предполагаемыми извержениями вулканов Камчатки и Курильских островов

Проведена корреляция осадков Охотского моря посредством литостратиграфии, включая магнитную восприимчивость, тефрохронологии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 99-05-64533). Часть колонок получена в совместной Российско-германской экспедиции по проекту КОМЕХ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Араи Ф. Археологические изучения вулканических пеплов Японии // Кадзанхай-кокогаку: Кокон-сёин, 1993. 265 с. (на яп. яз.)
2. Астахов А. С., Вагина Н. К., Горбаренко С. А., Демиденко В. П., Шаповалов В. В., Бирюлина М. Г. Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С.3-14.
3. Астахов А. С. Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря // Тихоокеан. геология, 1991. №2. С. 50-55.
4. Астахов А. С., Горбаренко С. А. Позднечетвертичные климатические изменения и геохимия терригенного осадконакопления в Охотоморском регионе // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, №1. С. 73-82.
5. Безруков П. Л. О распространении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103, № 3. С. 473-476.
6. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. института океанологии. 1960. Т. 32, С. 96-157.
7. Безруков П. Л. и Романкевич Е. А. Стратиграфия и литология донных осадков северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1960. №2. С. 417-420.
8. Горбаренко С. А., Ковалюх Н. Н., Одиноква Л. Ю., Рыбаков В. Ф., Токарчук Т. Н., Шаповалов В. В. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеогеографических условий // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 25-34.
9. Горбаренко С. А. Стратиграфия верхнечетвертичных осадков центральной части Охотского моря и его палеоокеанология по  $\delta^{18}O$  и другим методам // Океанология. 1991. Т. 31, вып. 6. С. 1036-1042.
10. Горбаренко С. А., Чеховская М. П., Соутон Дж. Р. О палеосреде центральной части Охотского моря во время последнего оледенения- голоцена // Океанология. 1998. Т. 38, № 2. С. 305-308.
11. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги, М.: Наука, 1967. 288 с.
12. Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.
13. Камчатка Курильские и Командорские острова, (ред. И. В. Лучицкий) М.: Наука, 1974. 438 с.
14. Кирьянов В. Ю. Гравитационная эоловая дифференциация пеплов вулкана Шивелуч (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1983. №6. С. 30-39.
15. Кирьянов В. Ю., Соловьева Н. А. Изменения вещественного состава вулканических пеплов в результате гравитационной эоловой дифференциации // Вулканология и сейсмология. 1990. №4. С. 10-19.
16. Лисицин А. П. Некоторые данные о распределении грубообломочного материала в современных морских осадках // Докл. АН СССР. 1951. Т. 80. №6. С. 941-943.
17. Лисицин А.П. Осадкообразование в океанах М.: Наука, 1974. 438 с.
18. Мелекесцев И. В., Брайтцева О. А., Сулержицкий Л. Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена-начале голоцена. // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, №1. С. 175-181.
19. Петелин В. П. О выборе метода минералогического анализа песчано-алевритовых фракций донных осадков // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 50. С. 170-173.
20. Петелин В. П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М., Наука, 1967. 125 с.
21. Семаков Н. Н. Палеомагнитное изучение отложений южной части Охотского моря // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976. С. 113-128.
22. Фелицин С. Б., Кирьянов В. Ю. Площадная изменчивость состава тефры некоторых вулканических извержений по данным валового силикатного анализа // Вулканология и сейсмология. 1987. №1. С. 3-14.
23. Фирсов Л. В. Состав и условия отложения вулканического пепла окрестностей г. Магадан // Бюллетень вулканологических станций. 1966. №41. С. 50-58.
24. Эрлих Э. Н. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
25. Braitseva O. A., Sulerzhitsky S. D., Litasova S. N., Melekestsev I. V. Radiocarbon dating and tephrochronology in Kamchatka // Radiocarbon. 1993. V. 35, N. 3. P. 463-476.
26. COHMAP member. Climate changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. // Science. 1988. V. 241. P. 1043-1052.
27. Gorbarenko S. A. Stable isotope and lithological evidence of late-glacial and Holocene oceanography of the Northwestern Pacific and its marginal Seas // Quaternary Research. 1996. V. 46. P. 230-250.

28. Fairbanks R.G., A 17,000 years glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation // *Nature*. 1989. 342. 637-642.
29. Katsui Y., Evolution and magnetic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan // *Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* 1963. Ser. IV. V. 11. P. 631-650.
30. Mangerud, J., Andersen S. T., Berglund, B. E., and Donner, J. J., Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // *Boreas*. 1974. V.3. P. 109-128.
31. Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D., Imbrie J., Moore T. C., and Shackleton N. J. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // *Quatern. Res.* 1987. V.27, №. 1. C. 1-29.

Поступила в редакцию 29 декабря 1998 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

***S.A. Gorbarenko, A.N. Derkachev, A.S. Astakhov, J.R. Sauton, D. Nurnberg,  
V.V. Shapovalov-Chuprynin***

### **Lithostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary deposits in the Sea of Okhotsk**

Lithological horizons have been distinguished in sediments cores from different parts of the Sea of Okhotsk based on the primary description of sediments and smear slides, and analysis of the content of both calcium carbonate and organic carbon, and opal. Established sediment lithology has been correlated with oxygen isotope records and standard isotope scale and radiocarbon data by AMS method for three detailed studied cores. That allowed us to determine in detail the periods of carbonaceous and diatomaceous ooze in the Sea of Okhotsk. Changes in magnetic susceptibility and sediment granulometric composition have been also compared with oxygen-isotope curves and radiocarbon dates. The results obtained confirm that variations of the magnetic susceptibility are related to oxygen-isotope stages thus being influenced by the climatic changes.

Tephra interlayers  $K_0$ , TR,  $K_2$ ,  $K_3$  have been singled out and identified by mineralogical analysis in all studied cores. Stratigraphic location of these tephra in detailed studied cores and their radiocarbon ages (8.1, 8.05, 26.8 and about 60 ka, respectively) provided base correlation between the interlayers and eruptions of the Kamchatka's and the Kurils' volcanoes. That allows us to use the former ones as time markers of the Sea of Okhotsk deep-sea sediments.

New lithostratigraphic and tephrochronologic data obtained, permitted correlation of the Upper Quaternary sediments from the Sea of Okhotsk.