

**БЕРЕГОВЫЕ ДЮНЫ – ИНДИКАТОР ГЛОБАЛЬНЫХ ПОХОЛОДАНИЙ
(О. КУНАШИР, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА).**

**А.М.Короткий, Н.Г.Разжигаева, Л.М.Мохова, Л.А.Ганзей,
Т.А.Гребенникова, В.Б.Базарова**

Тихоокеанский Институт Географии ДВО РАН г.Владивосток

Выделены три генерации эоловых отложений о. Кунашир, отвечающие похолоданиям климата и малоамплитудным регрессиям среднего-позднего голоцена. Их образование происходило при снижении уровня моря за счет подачи песка с осушенной части подводного берегового склона. Первая генерация дюн образовалась при снижении уровня моря во время малого ледникового периода, вторая - во время раннесубатлантического похолодания, третья - на границе атлантик-суббореал, проведена их корреляция с эоловыми

Эоловые формы рельефа широко распространены на побережьях дальневосточных морей [5,7,8, 10,21,22]. Образование голоценовых дюн связывают с малоамплитудными регрессиями среднего-позднего голоцена [9,16,17,18,24]. Хорошая сохранность эоловых отложений в разрезе и четко выраженные фациальные признаки делают эти отложения удобным информативным объектом при изучении эволюции береговых обстановок.

На о. Кунашир эоловые формы рельефа представлены дюнами и эоловыми покровами. Крупные массивы дюн расположены в бух. Головнина, Первухина, на охотоморском побережье Серноводского перешейка, серии небольших дюн тянутся практически на всем протяжении береговой линии острова на участках песчаных пляжей. Наиболее мощные эоловые покровы, перекрывающие древние клифы, развиты на тихоокеанском побережье между Горячим пляжем и устьем р. Лесной, в южной части бухты Головнина. Эоловый материал покрывает поверхность

высоких морских террас в южной части острова и шлаковое поле у подножья вулкана Менделеева.

Исключая современные небольшие гряды в тыловой зоне пляжа, эоловые формы образовывались в различные эпохи голоцена, в настоящее время активно разрушаются морем на многих участках побережья и служат основным источником пляжеобразующего материала.

Первая, наиболее молодая генерация дюн перекрывает суббореальную морскую террасу и образует небольшие эоловые тела на поверхности более древних дюн. К ним относится первая дюнная гряда бух. Первухина. Здесь сохранилась лишь подветренная часть дюн (рис. 1). В дефляционных котловинах на поверхности морской террасы наблюдаются высыпки светло-серой пемзы.

Дюны сложены желтовато-серым мелкозернистым хорошо сортированным песком. Они имеют хорошо выраженную характерную для эоловых форм косую слоистость, подчеркнутую слоями шлихов,

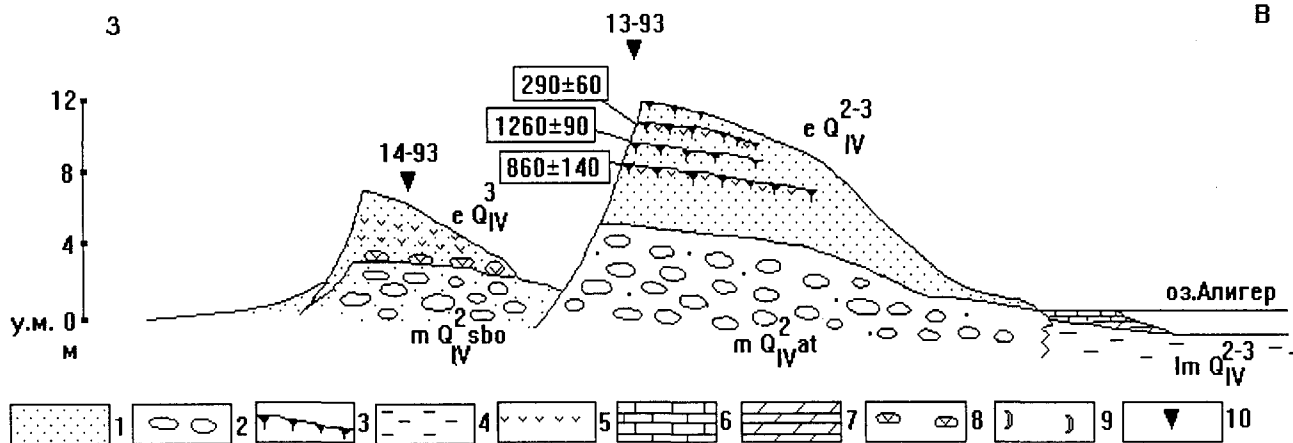


Рис 1. Принципиальный геологический разрез голоценовых отложений бух. Первухина. Горизонтальный масштаб произвольный.

1-песок, 2-галька, валуны, 3-почва, 4-алеврит, 5- вулканический пепел, 6-торф, 7-заторфованный алеврит, 8-пемза, 9-ракуша, 10-точки наблюдения. Генетические типы отложений: m - морские, e - эоловые, lm - озерные, lg - лагунные, sw - болотные.

с клиновидной формой косых серий. Такая слоистость говорит о накоплении песков за счет ветров переменного направления.

В бух. Первухина в нижней части этих дюн выходят два пепловых прослоя (мощностью 0.8-1 см, в котловинах - до 2 см), представленных светло-серым алевритом. Пепел состоит из бесцветного прозрачного вулканического стекла пемзового типа с мелкими пузырьками и полевыми шпатов. В тяжелой фракции преобладают пироксены (моноклинные 40.8%, ромбические 19.4%) и магнетит (36%), присутствует ильменит (1.9%), лейкоксен и гидроокислы железа. Высокое содержание рудных минералов может быть обусловлено ветровым заносом.

Аналогичный по составу пепловый прослой находится под молодым эоловым образованием в кровле первой погребенной почвы в более древних дюнах. Содержание SiO_2 в пепле составляет (%) 64,32-65,82; TiO_2 - 0,3-0,4; Al_2O_3 - 12,54-14,83; Fe_2O_3 - 0,67-1,6; FeO - 2,19-3,05; MnO - 0,08-0,11; MgO - 1,53-2,46; CaO - 4,23-4,6; Na_2O - 3,4; K_2O - 1,66-1,94; P_2O_5 - 0,16-0,2; H_2O - 0,27-0,8; (г/г): Li - 9-11; Rb - 35-49. По-видимому, эти же пеплы обнаружены в озерных отложениях в кальдере вулкана Головнина [14]. По своим характеристикам они близки к продуктам извержения вулкана Камуинупури, кальдера Масю (о. Хоккайдо) и сопоставляются этими авторами с продуктами извержения вулкана, произошедшего 450 и 500 лет назад. Однако ^{14}C -датировки из верхнего горизонта первой погребенной почвы в древней дюнной гряде (190 ± 40 л.н., ГИН-7886; 290 ± 60 л.н., ГИН-7870) позволяют скорректировать время образования более молодого пеплового прослоя. Возраст второго пеплового прослоя из торфяника в кровле 3-4 метровой морской террасы в Южно-Курильской бухте - 510 ± 70 л.н., ГИН-7873. Эти пеплы можно сопоставить с пепловыми прослоями Токоро III, I, широко распространенными в пределах Восточного Хоккайдо. Пепловый прослой Токоро III связывают с извержением вулкана Масю между 1000 и 600 л.н., Токоро I - около 200 л.н. [15, 19].

Эоловые отложения первой генерации наиболее развиты в юго-западной части охотоморского побережья острова. К югу от Серноводского перешейка крупные дюнные гряды (высотой до 25 м) полностью перекрыли долины низкопорядковых водотоков, превратив их в цепочку озер. На месте разгрузки вод происходит образование пластовых конкреций гидроокислов Fe. Строение разреза эоловых отложений говорит о неоднократном перевевании эоловых форм: тыловая часть дюны с двумя пепловыми прослоями на глубине 5-5,5 м перекрыта фронтальной стороной более молодой эоловой гряды.

Большая мощность эоловых накоплений этого возраста на охотоморском побережье может быть

обусловлена направлением господствовавших ветров, а также объясняется развитием здесь обширных бенчей и более пологим подводным береговым склоном по сравнению с тихоокеанским побережьем. Эта генерация дюн, по-видимому, образовалась во время малого ледникового периода при снижении уровня моря и осушении верхней части подводного берегового склона. При малоамплитудной регрессии осушалась большая площадь дна, покрытая рыхлыми наносами, служившими материалом для образования дюн. Широкое развитие эоловых процессов в малый ледниковый период, по-видимому, также обусловлено интенсивной антропогенной нагрузкой на береговые ландшафты, связанной с вырубкой лесов, приведшей к изреживанию растительного покрова.

Молодая генерация дюн о. Кунашир сопоставляется нами с эоловыми отложениями Куросуна К4 (Kurosuna beds) Японских островов, возраст которых менее 500 лет [24]. Дюны малого ледникового периода широко развиты в Японии, их образование связывают с регрессией Идо (Edo regression) конца 16 - 19 столетия [18].

Вторая генерация дюн, перекрывающая суббореальную морскую террасу, сохранилась в бух. Головнина (I дюнная гряда) (рис. 2). Для нее характерны молодой эоловый покров и серия погребенных почв с пепловыми прослоями вулкана Масю. Маршевые отложения и горизонт с пемзой в нижней части разреза фиксируют кровлю морских отложений. Разрез песчаной гряды в бух. Головнина описан в т.н. 5674 (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песок серый, слабо гумусированный с корнями растений 0.40
2. Песок серый косослонистый с разнонаправленными косыми сериями 0.45
3. Погребенная почва (I) - песок темно-коричневый, интенсивно гумусированный с комковатой структурой, с отмершими корнями и включенным гнездами серого пепла 0.15
4. Песок буровато-серый мелкозернистый, хорошо сортированный с двумя горизонтами более гумусированного материала 0.30
5. Погребенная почва (II) - песок темно-коричневый, интенсивно гумусированный 0.10
6. Песок серый мелкозернистый, горизонтально слонистый 0.60
7. Погребенная почва (III) - песок темно-коричневый, интенсивно гумусированный 0.30
8. Песок желтовато-серый среднезернистый, хорошо сортированный 0.40
9. Песок алевритистый, красновато-коричневый, гумусированный 0.10
10. Песок серый мелкозернистый, горизонтально слонистый 1.00
11. Прослой, сложенный хорошо окатанными обломками пемзы размером 1.5-2.0 см 0.20

В этом разрезе вскрыты эоловые отложения первой генерации (слои 1,2), эоловые отложения второй генерации с погребенными почвами (слои 3-8), маршевые отложения (слой 9) и пляжевые пески (слои 10,11).

Спорово-пыльцевые комплексы из первой погребенной почвы отражают развитие темно-хвойных лесов с участием мелколиственных пород. Преобладает пыльца древесной растительности (64.1-87.1%), пыльца трав составляет 6.9-26.2%, споры - 5.4-7.3%. Обильно представлена пыльца елей (*Picea sect. Omorica* 20.4-26.1%, *P. sect. Eupicea* 12.4-46.7%), пихты (15.3-21.4%), кедрового стланика (до 34%). Среди мелколиственных пород отмечена пыльца древесных и кустарниковых видов берез (*Betula sect. Albae* 3.8-9.2%, *B. exilis* 0.9%, *B. middendorffii* 0.7-2.6%), присутствует пыльца ольхи (1%), ольховника (0.7%) и ивы (0.2-1.9%). Небольшое количество пыльцы широколиственных пород (*Quercus* 0.5-1.4%, *Ulmus* 0.3%) говорит о незначительном участии их в составе растительности. Состав трав очень разнообразен: преобладают сложноцветные (36.2-42.4%), полины (до 14.7%), злаковые (8.6-21.2%), *Sangvisorbaceae* (9.1-30.6%), *Thalictrum* (15.2%), присутствуют *Cyperaceae* (до 3%), *Umbelliferae* (до 6.1%), *Ranunculaceae* (1.7%), *Caryophyllaceae* (0.9%), *Lileaceae* (0.4%), *Sacifragaceae* (1.7%), *Convulvulaceae* (1.3%), *Shenopodiaceae* (0.4%). Кустарнички представлены *Rozaceae* (2.2%). Среди спор преобладают папоротники (*Polypodiaceae* 50-61.5%, *P. vulgare* 3.1-11.5%, *Osmunda* 3.1-3.8%) и плауны (*Lycopodium clavatum* 11.5%, *L. pungens* 18.5%, *L. complanatum* 7.7-15.4%), содержание *Sphagnum* составляет 6.2-7.7%.

Такой состав спектра близок к спорово-пыльцевым комплексам, полученным из I погребенной почвы в более древних дюнных грядах, и говорит о достаточно длительном формировании почвенного слоя в условиях лесного ландшафта. Эта погребенная почва хорошо выражена в разнофациальных голоценовых отложениях острова, является региональной почвой и, по-видимому, начала формироваться при стабилизации дюнных массивов во время потепления 1000 л.н.. Почва содержит пепловый прослой Ма-а вулкана Масю .

Вторая погребенная почва содержит мало пыльцы. Встречена пыльца *Abies*, *Picea sect. Omorica*, среди трав - *Compositae*, *Artemisia* и споры.

Третья погребенная почва имеет несколько отличный состав спорово-пыльцевых спектров. В них доминирует пыльца трав (47.1%) и споры (43.4%). Обильно представлена пыльца кустарниковых и древесных берез (*Betula exilis* 22.2%, *B. middendorffii* 5.6%, *Betula sp.* 5.6%), *Alnaster* (33.3%), *Alnus* (11.1%), отмечено высокое содержание пыльцы *Juglans* (11.1%), присутствует пыльца *Picea sect. Omorica*

(5.6%) и *Pinus n/p Haploxyylon* (5.6%). Среди трав преобладает пыльца сложноцветных (74.2%) и полыней (23.6%). Присутствует пыльца *Rozaceae* (1.1%). Преобладают споры папоротников (*Polypodiaceae* 39%, *P. vulgare* 1.2%, *Osmunda* 28%), сфагновых мхов (*Sphagnum* 13.4%) и плаунов (*Licopodium* 9.8%, *L. pungens* 1.2%, *L. complanatum* 7.3%).

Такой спектр говорит об относительном похолодании климата. Побережье Южно-Курильской бухты, находящейся за массивом дюн, вероятно, было осушено за счет снижения уровня моря, и активно заболачивалось. Здесь были развиты кустарниковые виды берез, ольхового стланика, ольхи. Массивы хвойного леса находились на некотором удалении от вершины бухты на склонах сопков.

Наличие многочисленных почв и прослоев гумусированного песка в дюнах второй генерации говорит о нестабильности эоловых процессов. Эти дюнные гряды были образованы в субатлантике, что подтверждает ¹⁴C-датировка 1310±80 л.н. (ГИН-7884), полученная для заторфованных песков, подстилающих эоловые отложения. Активизация эоловых процессов происходила в фазы похолоданий, образование почв - в относительно теплые периоды. Время формирования дюн, по-видимому, совпадает с наиболее длительным за последние 7600 лет холодным периодом Кофун (Kofun cold stage) Японских островов, длившимся от 240 до 732 г. н. э., сопровождавшимся регрессией Накайяма (Nakayama Regression) [18,21]. Дюны этой генерации о. Кунашир коррелируются с эоловыми отложениями Куросуна К3, широко распространенными в Японии [24].

Наиболее древние береговые дюны третьей генерации покрывают поверхность атлантической 5-6 метровой морской террасы (рис. 2). Они хорошо выражены в бух. Головнина, где достигают отметок 20 м, и в бух. Первухина (10-12м). Сохранились лишь тыловые подветренные части дюн, с мористой части они представляют собой древний задернованный уступ размыва, к которому прислонена суббореальная морская терраса.

В бух. Головнина в тыловой части 20-метровой дюны описан следующий разрез. т.н. 5676 (сверху вниз):

Мощность, м

1. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, хорошо сортированный с волнистой линзовидной и диагональной слоистостью 1.50
3. Погребенная почва (I)-темно-коричневый, интенсивно гумусированный комковатый песок с остатками корней, в кровле - прослой серого пепла 0.25
4. Песок желтовато-серый мелкозернистый слабогумусированный с примесью алеврита 0.40
5. Погребенная почва (II)-темно-коричневый гумусированный мелкозернистый песок, в подошве - слой желтовато-серого пепла (мощностью 5-8см) 0.15

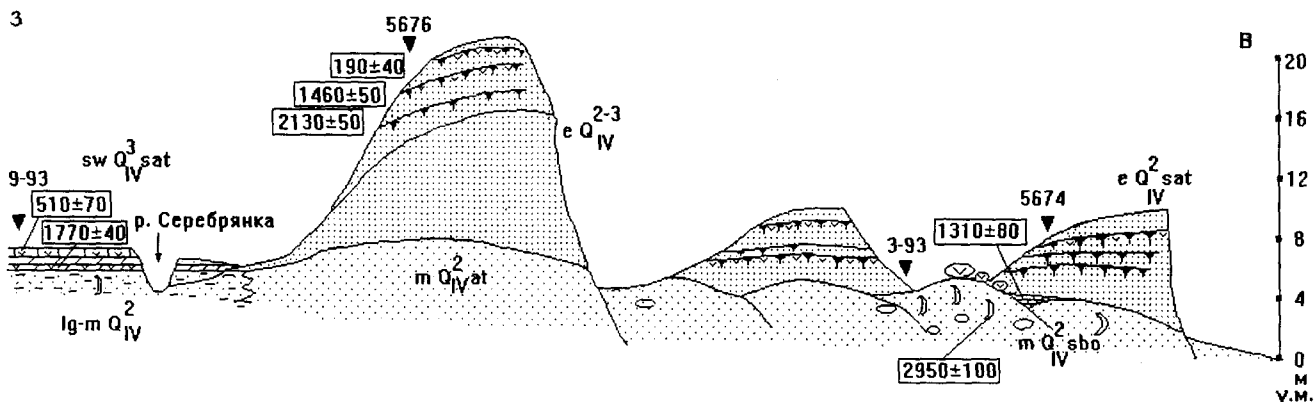


Рис. 2. Принципиальный геологический разрез голоценовых отложений бух. Головнина. Горизонтальный масштаб произвольный. Условные знаки на рис. 1.

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| 6. Песок желтовато-серый мелкозернистый, хорошо сортированный | 1.20 |
| 7. Погребенная почва (III) - темно-коричневый, интенсивно гумусированный, алевритистый мелкозернистый песок с прослоем мелких обломков (до 1 см) пемзы, на контакте с нижней толщей - прослой магнетитового песка | 0.20 |
| 8. Песок желтовато-серый, мелкозернистый с горизонтальной слоистостью | 0.20 |
| 9. Песок светло-серый, обильно насыщенный магнетитом с разными типами мелкой и тонкой слоистости | более 3.60 |

Под золовыми отложениями дюнной гряды вскрываются пляжевые отложения (5-6 метровый штормовой вал) - зеленовато-серые мелкозернистые пески с хорошо выраженной горизонтальной слабо-волнистой слоистостью и лагунные песчанистые алевриты.

Наличие корней ели и характер спорово-пыльцевых спектров из первой погребенной почвы говорит о существовании на дюне лесной растительности. В нижнем горизонте почвы доминирует пыльца трав (46.5%), в верхнем - пыльца древесной растительности (62.3%); пыльца трав составляет 10.6%, споры - 20.4%. Преобладает пыльца хвойных (*Abies* 21.6-29.2%, *Picea sect. Omorica* 19.8-20.4%, *P. sect. Eupicea* 8.9-14.4%, *Pinus n/p Haploxydon* 4.1-5.8%) с участием пыльцы берез (*Betula sect. Albae* 8.3-18.6%, *B. sect. Costatae* 2.5-2.7%, *Betula sp.* 1.1-1.4%, *Betula exilis* 0.2-1.4%). Присутствует пыльца ольхи (6.2-19.8%), ольховника (1.6%), ивы (0.1-0.4%). Доля широколиственных невелика, но состав их разнообразен (*Ulmus* 0.3%, *Quercus* 1.9-2.5%, *Juglans* 0.2%, *Tilia* 0.2%,

Carpinus 0.3%, *Corylus* 0.8%, *Phellodendrin* 0.2%). Такой тип спектров отражает существование темнохвойных лесов с примесью берез и наличие березово-ольховых ассоциаций на осушенном участке Южно-Курильского перешейка. Состав трав очень разнообразен. Преобладают сложноцветные (до 40.5%), злаковые (на начальном этапе формирования почв - до 23.9%), полыни (до 13.9%), кровохлебка (до 13.9%), зонтичные (до 12.5%), присутствуют *Cyperaceae* (6.3%), *Polygonaceae* (0.9%), *Leguminosae* (1.2%), *Ranunculaceae* (0.6%), *Caryophyllaceae* (0.6%), *Thalictrum* (1.7-8.1%), *Liliaceae* (0.6-0.9%), *Crysiferae* (0.3-1.2%), *Convulvulaceae* (4%), *Potamogeton* (0.5%). Из кустарничков отмечена пыльца *Ericaceae* (5.8-6.4%) и *Rozaceae* (1.7-2.8%). Обильны споры папоротников (*Polypodiaceae* 27.6-47.9%, *P. vulgare* 0.6-1.2%, *Osmunda* 3.6-17.7%), плаунов (*Lycopodium* 18%, *L. clavatum* 15.3-22.1%, *L. complanatum* 16.6%, *L. alpinum* 0.6%, *L. pungens* 0.3%) и сфагновых мхов (*Sphagnum* 11-13.2%). ¹⁴C-датировка из верхнего горизонта первой погребенной почвы составляет 190±40 л.н. (ГИН-7886). Пепловый прослой сопоставляется с пеплом Ма-а вулкана Масю. Глинистые минералы этого прослоя представлены гидрослюдой.

В спорово-пыльцевых спектрах из второй и третьей погребенной почвы преобладают споры (72-84.2%), пыльца трав составляет 14.9-23.2%. Среди древесных видов во второй погребенной почве отмечена пыльца *Abies*, *Pinus n/p Haploxydon*, *Alnus*, *Alnaster*, *Phellodendron*, среди трав преобладают злаки (34.5%), сложноцветные (17.2%) и полыни (20.7%), много пыльцы *Rozaceae* (13.8%). Такой состав спектра говорит о достаточно холодных условиях, об изреживании лесной растительности и широком развитии

луговых ассоциаций. Состав спектра близок к спорово-пыльцевому комплексу, полученному из третьей погребенной почвы, первой дюнной гряды. ^{14}C -датировка, полученная из второй погребенной почвы, составляет 1460 ± 50 л.н. (ГИН-7898). Пепловый прослой, лежащий в основании второй погребенной почвы сопоставляется с пеплом Ма-d вулкана Масю, датированным около 1700-1850 л.н., и пепловым прослоем Токоро II восточного побережья о. Хоккайдо [19,23]. ^{14}C -дата, полученная из заторфованных алевритов с гнездами этого пепла в разрезе 3-4 метровой морской террасы бух. Южно-Курильской, составляет 1770 ± 40 л.н., (ГИН-7874). Химический состав пепла близок к пеплам вулкана Масю (%): SiO_2 64.88; TiO_2 0.3; Al_2O_3 16.67; Fe_2O_3 1.06; FeO 3.02; MnO 0.09; MgO 1.65; CaO 5.16; Na_2O 3.11; K_2O 1.45; P_2O_5 0.11; H_2O 0.26; (г/т) Li 10; Rb 32. Мелкие лапилли из основания третьей погребенной почвы ^{14}C -датировкой 2130 ± 50 л.н. (ГИН-7887) сопоставляются с пемзовыми выбросами вулкана Комаготакэ Ко-е около 2000 л.н. [22]. Глинистые минералы в третьей погребенной почве представлены незначительным количеством хлорита.

В разрезе 12-метровой дюны этой генерации обнаружена погребенная почва с остатками кострища - углями и обожженными гальками. Здесь же найдены многочисленные обломки керамики с насечками, обсидиановые орудия и отщепы. ^{14}C -дата по углям составляет 3840 ± 100 л.н. (ГИН-7885). Близкие даты были получены для археологических памятников охотской культуры о. Итуруп [3,4,6,12].

В дюнах охотоморского побережья спорово-пыльцевые комплексы из современной и погребенных почв имеют сходную структуру: преобладает пыльца древесных видов (74.9-94.4%), доля пыльцы трав составляет 4-9%, спор - 5.6-25.1%. В отличие от спектров из дюнных почв бух. Головнина, отражающих во многом растительность Южно-Курильского перешейка, спорово-пыльцевые комплексы из эоловых отложений охотоморского побережья фиксируют, в основном, растительность коренных склонов, близко подходящих к берегу. Как в современной, так и в погребенных почвах преобладает пыльца хвойных пород (*Abies* - до 46.2%, *Picea sect. Omorica* до 56.4%, *P. sect. Euripicea* 1.4-3% в погребенных, до 15% в современной почве, *Pinus n/r Haploxyton* 0.6-7.5%), содержание пыльцы пихты превышает содержание пыльцы ели. ^{14}C -дата из верхнего горизонта первой погребенной почвы составляет 290 ± 60 л.н. (ГИН-7870). Содержание пыльцы других древесных пород в первой погребенной почве невелико. Среди мелколиственных отмечена пыльца берез (*Betula sect. Albae* 1.4%, *Betula sp.*, 0.7%, *B. exilis* 0.7%) и ивы (1%). Пыльца дуба (0.2%), по-видимому, является заносной. Спорово-пыльцевой спектр отражает распространение темнохвойных лесов на побережье. В кровле этой поч-

вы отмечено два окисленных прослоя ожеженного пепла (мощностью 0.5-1 см) - аналоги пеплов из первой гряды дюн. ^{14}C -дата из второй погребенной почвы составляет 1260 ± 90 л.н. (ГИН-7871). Споры и пыльца в ней не обнаружены.

В спектрах третьей погребенной почвы увеличивается содержание пыльцы берез (*Betula sect. Albae* 16.9%, *B. sect. Costatae* 3.9%, *B. exilis* 5.6%, *B. middendorffii* 0.6%), появляется пыльца *Alnaster* (1.4%) и *Alnus* (3.7%), что фиксирует более прохладные и влажные климатические условия. Полученная из этой почвы ^{14}C -дата 860 ± 140 л.н., (ГИН-7872) рассматривается нами как омоложенная. Пепловый прослой из подошвы этой почвы сопоставляется с пеплом Ма-d вулкана Масю. В третьей погребенной почве обнаружены многочисленные отщепы.

В спорово-пыльцевых спектрах из погребенных почв разнообразен состав трав. Если в современной почве преобладает пыльца злаков, полыней и зонтичных, в погребенных обильна пыльца сложноцветных (45.5%), полыней (17.1%), зонтичных (до 26.7%), содержание пыльцы злаков не превышает 6.7%, встречается пыльца *Ranunculaceae* (2.9-13.3%), *Caryophyllaceae* (5.7%), *Sangvisorbaceae* (2.9%). В третьей погребенной почве высокое содержание пыльцы *Rozaceae* (13.3%). Пыльца водного растения *Potamogeton* встречается во всех почвах, что связано с близостью оз. Алигер, расположенного за массивом дюн.

Дюны этой генерации были образованы во время похолодания на границе атлантика - суббореала, когда произошла наиболее крупная регрессия в среднем-позднем голоцене. Уровень моря предположительно опускался до отметки 4 м [9]. Были осушены большие участки подводного склона, покрытого песком, служившего материалом для образования крупных дюнных гряд. Такой интерпретации не противоречит ^{14}C -датировка 3840 ± 100 л.н. (ГИН-7885), полученная из углей археологической стоянки, обнаруженной в разрезе 12-метровой дюны бух. Головнина.

Радиоуглеродное датирование погребенных почв и корреляция находящихся в них пепловых прослоев позволяет говорить о синхронности образования почв в дюнах тихоокеанского и охотоморского побережья.

Эоловые покровы перекрывают древние абразионно-денудационные уступы и тянутся до высоты 20-30 м. Под ними вскрываются отложения обвалов и оползней (глыбы до 2.5-3 м) и пролювиальные шлейфы. Строение разрезов говорит о многократности активизации эоловых процессов.

В верхней части уступа (юг бух. Головнина) эоловый покров (мощностью до 2 м) сложен алевритистыми мелкозернистыми песками с тремя погребенными почвами. Верхняя почва включает два пепло-

вых прослоя, по своим характеристикам близких к пеплу из первой погребенной почвы дюн. Образование этого золотого покрова, по-видимому, произошло во время похолодания на границе атлантик-суббореал. Более молодой золотой покров без погребенных почв, перекрывающий пролювиальный шлейф и низкую морскую террасу, образовался синхронно с наиболее молодыми позднеголоценовыми дюнами. Золотой покров, расположенный к северу от Горячего пляжа, включающий три погребенные почвы, нижнюю - с пеплом, образовался в субатлантике синхронно с дюнами первой гряды бух. Головнина. Переслаивание золотых песков с пролювиальными накоплениями говорит об одновременности этих процессов. На контакте золотых и пролювиальных отложений обнаружена раковинная куча с археологическими находками.

Золотой покров, перекрывающий шлаковое плато на высоте 150 м, изучен у подножья вулкана Менделеева. В разрезе вскрываются два горизонта коричневого гумусированного золотого песка, разделенные погребенной почвой и слоем базальтовой тефры. Из песков получен теплый спорово-пыльцевой комплекс, в котором на фоне пыльцы хвойных (*Abies* 16.3%, *Picea sect. Omorica* 25%) и берез (*Betula sect. Costatae* 9.6%, *P. sp.* 12.5%, *B. sect. Albae* 1.1%, *B. middendorffii* 8.7%) отмечено обилие пыльцы широколиственных пород (*Quercus* 12.5%, *Ulmus* 2.9%, *Juglans* 3.8%, *Corylus* 1%), встречается пыльца ольхи (3.8%) и ольховника (2.9%). Такой спектр говорит о среднеголоценовом возрасте этой части покрова, предположительно границе атлантика-суббореала. Радиоуглеродная датировка 4220 ± 50 л.н., полученная по древесине кедрового стланика, отобраного из лапиллиевых туфов верхней части конуса вулкана Менделеева, свидетельствует об извержении вулкана в среднем голоцене [11]. Этот же возраст (4200 ± 100 л.н.) имеет экстрезивный купол вулкана [13].

В южной части острова золотой покров малого ледникового периода перекрывает поверхность высоких морских террас и мористые склоны сопки. Максимальная мощность навейных песков (до 4 м) наблюдается на поверхности 40 метровой террасы к югу от устья р.Темной. Здесь золотые отложения представлены зеленовато-серыми разнородными алевритистыми песками с отдельными слойками, обильно насыщенными гравием из переотложенной пемзы, и одним пепловым прослоем. В основании разреза выходит погребенный лес, что говорит об очень быстрой и интенсивной фазе золотой аккумуляции. В разрезах высоких морских террас зал. Измены и на юге тихоокеанского побережья острова такой покров отсутствует.

Таким образом выделенные три генерации золотых отложений острова отвечают глобальным

климатическим событиям, зафиксированным во многих регионах мира: раннесуббореальному, раннесубатлантическому похолоданию и малому ледниковому периоду, сопровождавшимся малоамплитудными регрессиями Мирового Океана [1,16,17,18,19,20,23]. Хотя регрессия на границе атлантик-суббореал была наиболее интенсивной и имела максимальную амплитуду (до 4 м ниже современного уровня моря) для среднего-позднего голоцена [9,18], это событие, по-видимому, было относительно кратковременным, и крупные дюнные массивы на островах не успели образоваться, за исключением больших бухт с отмелым подводным склоном. Возможно, это также связано и с преобладанием грубо-обломочного материала на абразионно-бухтовом побережье островов в оптимум голоцена. Подача песка с осушенного берегового склона во время регрессии и последующий размыв дюн во время раннесуббореальной трансгрессии привели к поступлению большого количества песчаного материала в береговую зону и активному построению аккумулятивных форм. Вероятно, именно этот факт - широкое распространение аккумулятивных форм раннего суббореала на островах, объясняет вывод ряда исследователей о совпадении максимума голоценовой трансгрессии с этим рубежом [2,25, Yamasaki, 1983 по 22]. Понижение уровня океана в раннем субатлантике имело меньшую амплитуду, но было более длительным, что при наличии в береговой зоне большого объема песка послужило причиной широкого развития золотого рельефа в это время. Последующий цикл - субатлантическая трансгрессия, вызвавшая частичный размыв дюнных гряд, и регрессия малого ледникового периода усилили развитие золотых процессов и привели к широкому распространению золотых форм, чему способствовало также наличие обширных бенчей, выработанных в периоды неоднократного высокого стояния уровня моря в голоцене, и антропогенная нагрузка на ландшафты побережья.

Работы проводились при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, проект "Террасовые ряды островных территорий Дальнего Востока России" N 93-05-14168. Авторы выражают благодарность директору Южно-Курильского заповедника М.Б.Дыхану и всем сотрудникам, оказавшим помощь в проведении полевых работ. Выражаем свою признательность Л.Д.Сулержицкому (ГИН РАН) за помощь в выполнении радиоуглеродного датирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб.: Гидрометеониздат, 1992.
2. Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской гряды в плейстоцене. Автореф. дисс.... канд.г.н. М., 1994. 20 с.

3. Зайцева Г.И., Кнорозов Ю.В. Абсолютная хронология селений на островах Итуруп и Кунашир// Пробл. краеведения. Арсеньевские чтения. Уссурийск., 1989. С.23-24.
4. Зайцева Г.И., Марков Ю.Н., Кнорозов Ю.В. Абсолютная хронология памятников Курильской гряды// Тез. докл. Всесоюз. совещания "Геохронология четвертич. периода". М., 1985. С. 87.
5. Ивашинников Ю.К., Короткий А.М. О значении эолового процесса в формировании аккумулятивного рельефа Приморья//География и палеогеография климатоморфогенеза. Владивосток, 1976. С. 73-79.
7. Кононова Н.Н. Эоловые процессы и ландшафты побережий. Владивосток: ДВГУ, 1986. 134 с.
8. Кононова Н.Н., Кононов Ю.И. О развитии дюнного пояса северо-западного Сахалина// Вопр. географии Тихого океана и притихоокеан. районов. Владивосток, 1976. С.39-45.
6. Кнорозов Ю.В., Зайцева Г.И., Попов С.Г., Крылов А.П. Радиоуглеродная хронология древних поселений о. Итуруп// Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Геохронология четвертич. периода". М., 1985. С. 102.
9. Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990.
10. Острова вьетнамского шельфа (рельеф, осадки, история развития)/Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Волков В.Г., М.: Наука, 1993.
11. Полунин Г.В. Об абсолютном возрасте высокой террасы и вулкана Менделеева на о. Кунашир// Бюл. вулканолог. станций СО АН СССР. 1969. N 45.
12. Прокофьев М.М., Березкин Ю.Е., Зайцева Г.И. Новые радиоуглеродные определения абсолютного возраста археологических памятников о. Итуруп (Курильские острова)//Древние культуры Дал. Востока СССР (Археолог. поиск). Препринт. Владивосток, 1989. С. 30-34.
13. Современные процессы минералообразования на вулкане Меднелеева. М.: Наука, 1980.
14. Фазлуллин С. М., Батоян В.В. Донные осадки кратерного озера вулкана Головинна (их формирование и геохимия) //Вулканология и сейсмология. 1989. N 2. С. 44-55.
15. Endo K., Uesugi Y. Geomorphology and geology of the Tokoro coastal plain along the Sea of Okhotsk.// Tokoro. 1972. P. 493-504.
16. Faibridge R.W. Effects of Holocene climatic changes on some tropical geomorphic processes// Quaternary Research, 1976. V. 6. P. 529-556.
17. Nunn P.D. Coastal processes and landforms of Fiji: their bearing on Holocene sea-level changes in the south and west Pacific// Journal of Coastal Research. 1990. Vol. 6, N2. P. 279-310.
18. Sakaguchi Y. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation// Bull. of the Department of Geography University of Tokyo. 1983. N15. P.1-31.
19. Sakaguchi Y., Kashima K., Matsubara A. Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments// Bull. of the Department of Geography University of Tokyo. 1985. N17 - P.1-17.
20. Sakaguchi, Okumura K. Interglacial climates and relict red soils in northern Japan based on pollen records of Interglacial deposits in Eastern Hokkaido//Bull. of the Department of Geography University of Tokyo. 1986. N18. P.29-48.
21. Sakaguchi Y., Olsen J.W. The Holocene of Japan, China and Southeast Asia// The Holocene Epoch: Processes and Paleogeography of the last 10000 years (in press).
22. Taira K. Holocene events in Japan : Paleo-oceanology, volcanism and relative sea-level oscillations// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1980. V.32. P.69-77.
23. Taira K. Environmental changes in Eastern Asia during the past 2000 years. Volcanism, tectonism, climate and palaeoceanology// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1980. V.32. P.89-97.
24. Taira K. Radiocarbon dating of shell Middens and Holocene sea-level fluctuations in Japan// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1980. V.32. P.79-87.
25. Yonekura N. Mobile islands in the Pacific Ocean - Comparative studies on their late Quaternary neotectonics. Kagaku, 1982. V. 52. P. 575-583.

Поступила в редакцию 28 января 1995г.

A.M.Korotky, N.G.Razjigaeva, L.M.Mokhova, L.A.Ganzev, T.A.Grebennikova, V.B.Bazarova.

Coastal dunes – indicator of global cooling, Kunashiri island, Kuril Islands

Three generations of eolian deposits of Kunashiri Island, correlating with climatic cooling and Late-Middle Holocene small-magnitude regressions, were recognized. The dunes were formed during sea level lowering due to supply of sand material from drainage nearshore zone. The first dune generation was formed during Little Ice Age regression, the second - during Early Subatlantic cooling, third - in Atlantic-Subboreal boundary. Correlation of these generations with Japan Island eolian deposits was conducted. Pollen assemblages, C-dating, clay mineralogy of buried soils and ash-layers composition were studied. Kunashiri ash-layers were correlated with Hokkaido ashes. Distribution of different generations of coastal dunes and eolian covers with other facies interaction on the island was described. Intensity of eolian processes during Middle-Late Holocene was estimated.