

ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ ПРИМОРЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

Территория юга Дальнего Востока с муссонным климатом, для которого характерен мощный пик летних осадков и почти повсеместное развитие растительного покрова, неблагоприятна для развития эоловых процессов на большей его части [1, 2]. Вероятно, однако, что в геологическом прошлом этой территории были эпохи накопления эоловых отложений, на что указывают сохранившиеся древние песчаные формы рельефа. Анализ распространения мест локализации этих форм и современной дефляции позволяют выделить на юге Дальнего Востока зоны, где зафиксированы эоловые процессы в осадках плейстоцена–голоцена [3–6].

Региональные особенности распространения эолового рельефа

Континентальная часть Дальнего Востока. По условиям ветрового режима и наличию участков с избытком песчаного материала выделяются три крупных района, где эоловые процессы имели развитие в позднем плейстоцене–голоцене [5].

I. Прибрежная зона с хорошо выраженной среднеголоценовой аккумулятивной морской равниной и останцами древних морских террас, сформировавшаяся за счет выноса рек и продуктов абразии на участках развития осадочных пород и кор выветривания.

II. Прибрежные озерные равнины Ханкайской котловины, куда песчано-алевритовый материал поступал за счет речного стока, абразии песчано-галечных толщ неогена и коры выветривания на среднепалеозойских гранитоидах с последующим перераспределением этого материала вдольбереговыми течениями [7].

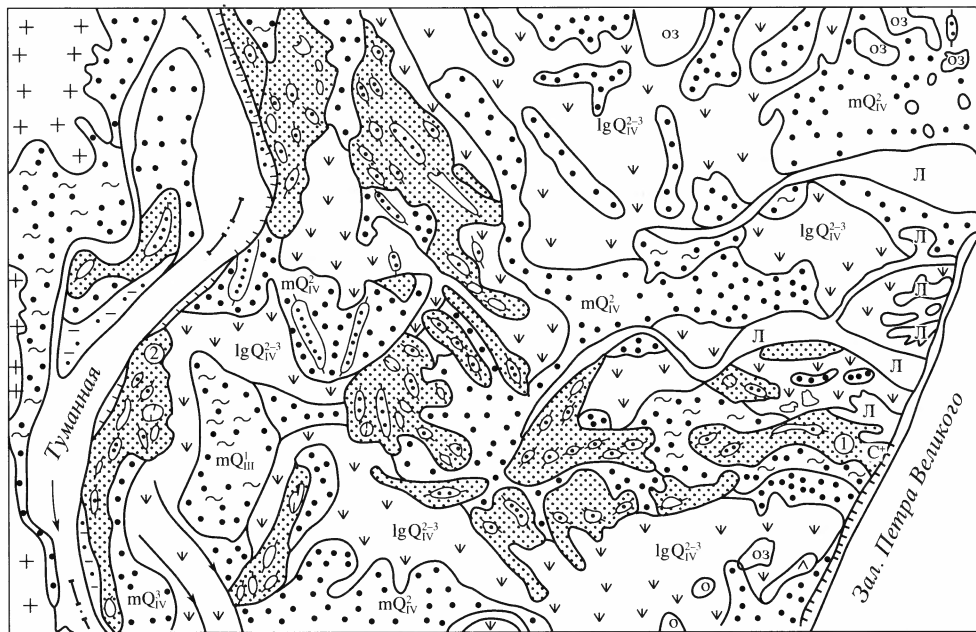
III. Днища и обрамление крупных речных долин, где наблюдаются сильные ветры и имеются большие запасы песка.

Эоловые формы рельефа на побережье Японского моря в Приморье приурочены: а) к устьям крупных рек, выносящих в море достаточное количество песчаного материала (реки Туманная, Киевка, Черная, Зеркальная, Джигитовка, Серебрянка, Самарга и др.), б) к участкам абразионных берегов, сложенных неогеновыми галечниками и песками (п-ов Песчаный, мыс Поворотный и др.), в) к местам интенсивной абразии мощных кор выветривания, которые чаще всего совпадают с полями гранитоидов.

Эоловые аккумулятивные образования представлены: а) грядовыми формами в устьях крупных рек, б) плащеобразными покровами на поверхности морских террас, в) крупными песчаными холмами-дюнами и покровами на береговых склонах до высоты 30–60 м над уровнем моря [4, 8].

Хасанская низменная равнина. Система эоловых форм здесь занимает площадь примерно 10 × 15 км. Ее западная граница проходит вдоль русла р. Туманной, северная представлена мелкосопочными массивами палеозойского кристаллического фундамента, а расплывчатая восточная оконечность ограничена реликтами древней дельты. К югу эоловый рельеф также постепенно деградирует и достигает моря вдоль русла р. Туманной. Аналогичные грядовые и дюнные формы рельефа, по данным Р.И. Никоновой, известны и на правобережье Туманной в пределах КНДР.

Эоловые пески левобережья низовьев р. Туманной прослеживаются от верховий р. Карасик и ст. Хасан и до самого устья реки. Простираение эолового рельефа в северной части совпадает с направлением современного русла р. Туманной (южнее ее древнего русла), что свидетельствует о первично аллювиальной природе эоловых песков. Их образование связано с сильными долинными ветрами, которые, вероятно, были



0 1 2 км

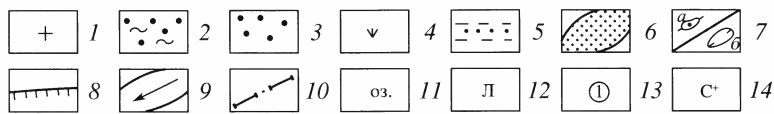


Рис. 1. Палеогеографическая схема нижнего течения р. Туманной на участке распространения эолового рельефа (Хасанское взморье, зал. Петра Великого, Японское море)

1 – денудационный рельеф; террасы: 2 – позднечетвертичная морская (Q_{111}^1), 3 – среднеголоценовая морская ($m Q_{IV}^2$), 4 – лагунная ($lg Q_{IV}^{2-3}$), 5 – пойменная; эоловые образования: 6 – поля песчаных накоплений, 7а – гряды, 7б – дефляционные котловины; 8 – эрозионные и абразионные уступы; 9 – русло реки (стрелка – направление течения); 10 – госграница; 11 – озера; 12 – лагуны; 13 – песчаная гряда Молочный вал; 14 – скважина

сходны с борой. В рельефе они слагают асимметричные узкие гряды, вытянутые с северо-запада на юго-восток. Южнее ст. Хасан они постепенно разворачиваются к востоку (более древняя северная ветвь – Молочный вал) и к югу (южная ветвь – Песчаный вал). Длина дюн и валов, расположенных фестончато или кулисообразно, от 0.5 до 1.5–2.0 км и шириной до 150 м, абсолютная высота гряд от 5–6 до 18 м. Северная и южная ветви эолового рельефа разделяются понижениями, в которых прослеживаются древние меандры р. Туманной (рис. 1).

Хасанская равнина близ устья Туманной (Туманган) образована тремя геоморфологическими комплексами: 40-метровой аллювиальной (эоплейстоцен) и 10–12-метровой морской (рисс-вюрм) террасами и прибрежной низменной заболоченной среднеголоценовой равниной с абс. высотами поверхности 2–4 м [9]. На поверхности этих уровней высажены эоловые гряды, наиболее крупные из них – Молочный и Песчаный валы.

В разрезе полигенетической равнины скважиной, пробуренной на Молочном валу вблизи берега моря (рис. 2), вскрыты 4 пачки различных по генезису отложений (от кровли к подошве): 1) эоловые пески с прослоями гумусированной супеси (погребенные почвы) – 7.75 м, 2) пляжевые пески – 3.10 м, 3) лагунные иловатые пески и торфя-

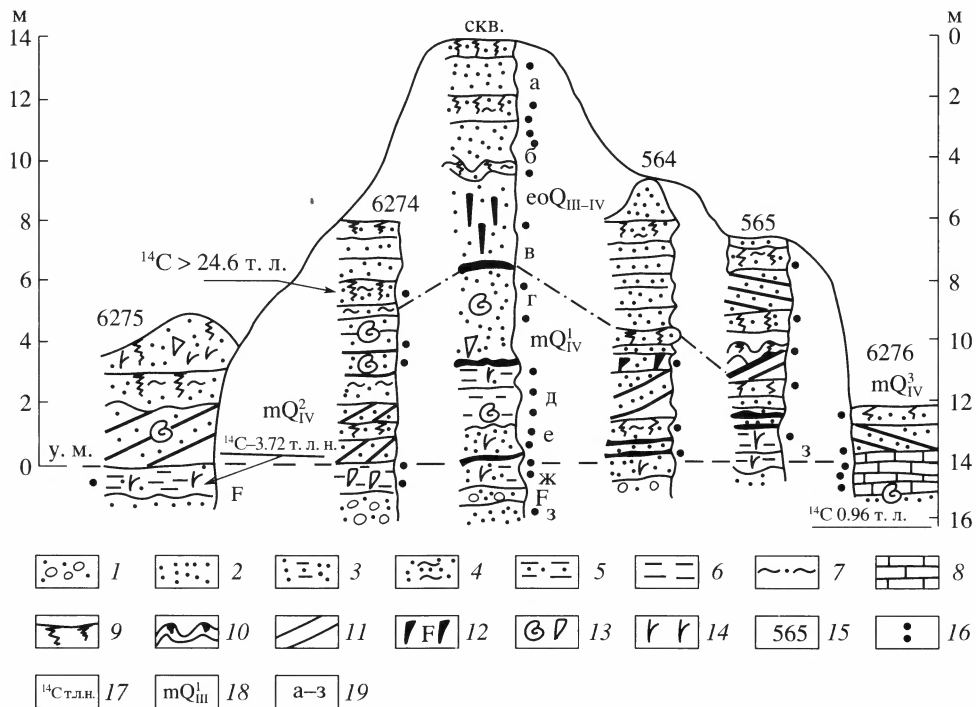


Рис. 2. Геологический разрез четвертичных отложений в урочище Молочный вал (нижнее течение р. Туманной – Хасанское взморье)

1 – галька с песком, 2 – песок, 3 – песок с алевритом, 4 – глинистый песок, 5 – алеврит песчанистый, 6 – алеврит, 7 – суглинок песчанистый, 8 – торф и торфянистый алеврит, 9 – почвы, 10 – криотурбированные почвы, 11 – прослой темноцветных минералов, 12 – вертикальные гумусированные полосы и пластовое ожелезнение (F), 13 – раковины моллюсков, раковинный детрит, 14 – растительные остатки, 15 – номера разрезов, 16 – места отбора проб, 17 – датировки ^{14}C (тыс. л.н.), 18 – генезис осадков, 19 – палинозоны (сверху – вниз): а – *Quercus–Pinus–Carpinus*, б – *Betula–Alnaster–Ulmus*, в – *Betula M.–Alnaster*, г – *Ulmus–Quercus–Betula–Alnaster*, д – *Quercus–Carpinus–Pinus–Betula*, е – *Betula–Ulmus–Quercus*, ж – *Quercus–Pinus–Carpinus–Betula*, з – *Betula–Alnaster*

нистые алевриты – 4.70 м, 4) пляжевые песчано-галечные отложения – на забое. Выделенные по результатам изучения спор и пыльцы палинозоны показаны на рис. 2. Накопление эоловых песков происходило, вероятнее всего, в позднем плейстоцене – раннем голоцене в условиях умеренно холодного климата (палинозоны *Ulmus–Quercus–Betula–Alnaster* и *Betula M.–Alnaster–Ulmus*), когда из-под уровня моря обнажался шельф Японского моря [6, 10]. Нижний возрастной предел эоловых отложений, образующих Молочный и Песчаный валы, сопоставляется с возрастом кровли 10–12-метровой морской (рисс-вюрм) террасы, верхний – с возрастом среднеголоценовой поребренной почвы [6, 9, 10].

Нижний возрастной предел эоловых отложений, перекрывающих голоценовую лагунную террасу (2–4 м), определяется как рубеж атлантика–суббореала [10]. Отсутствие почвы на контакте лагунных и эоловых отложений свидетельствует о накоплении последних сразу же после осухания лагун, вызванных кратковременной регрессией Японского моря [11–13], а опесчаненность кровли лагунных отложений – о значительном поступлении эолового материала в обмелевшие лагуны. Верхний возрастной рубеж эоловых форм, перекрывающих среднеголоценовую лагунную террасу, устанавливается по возрасту позднеголоценовой лагунной террасы (C^{14} -дата – 0.96 ± 0.2 тыс. л.н.) [14].

Оптимальный режим для развития эоловых процессов в голоцене совпадает с рубежом атлантик–суббореал, началом и концом суббореала, климатический режим которых был более сухим в сравнении с современными условиями, а уровень моря был ниже современного [10, 15]. Источником питания эоловых форм послужили: 1) усиленный вынос песчаного материала р. Туманной – прежде всего при снижении уровня Японского моря, 2) продолжающаяся абразия неогеновых песков на берегах лагун (оз. Лотос), 3) разрушение ветром песчаных форм, не закрепленных растительностью.

Хасанская высокая равнина. Второй крупный участок развития эоловых форм совпадает с площадью распространения песчаных отложений 40–60-метрового аккумулятивно-денудационного уровня, имеющего плиоцен–зоплейстоценовый возраст [16]. На поверхности этой террасы в результате эоловых процессов сформировались грядовые песчаные формы и дефляционные котловины. В разрезе песчаных гряд вскрываются эоловые суглинки, иногда погребенные почвы, указывающие на значительные перерывы в образовании песчаных эоловых форм. Беспорядочная ориентировка гряд, вплоть до их пересечения, и различная степень их сохранности свидетельствуют о большей древности эолового рельефа в этой части Хасанской равнины, чем на поверхности морских террас рисс–вюрма и голоцена. Этому предположению соответствует сильное ожелезнение песчаного материала, мерзлотные дислокации в верхней части эоловой толщи. Спорово-пыльцевой комплекс палинозоны *Betula–Pinus sect. Cembrae–Ulmus* по возрасту отвечает среднему плейстоцену [10].

Другие участки побережья Японского моря. К северу от Хасанской равнины эоловые формы, большей частью приуроченные к поверхностям рисс–вюрмской и среднеголоценовой морских террас, образуют локально-прерывистую зону с развитием в устьях наиболее крупных рек и на отдельных участках абразионного выровненного и абразионно-бухтового типов берегов. Максимальная интенсивность эоловых процессов отвечает здесь позднему вюрму, границе атлантика–суббореала и началу субатлантика, совпадая с регрессивными этапами и фазами Японского моря. Формирование эоловых отложений происходило в основном за счет перевевания морских песков на поверхности морской прибрежной равнины.

Особенно мощный (до 10–15 м) плащеобразный песчаный покров наблюдается в бухте Шеполова (Юго-Восточное Приморье), где он перекрывает древние морские террасы и абразионно-денудационный склон от уровня моря и до водораздела, сложенного выветрелыми гранитами (до 60 м над у. м.). Формирование покрова происходило за счет развевания песков с мелководного шельфа (при понижении уровня) и морских террас юго-западными и западными ветрами [5]. Часть песка поступала в результате размыва древних кор выветривания. О значительной древности эоловых отложений, перекрывающих рисс–вюрмские морские террасы, свидетельствует их умеренная литифицированность и красноцветность. В основании верхней погребенной почвы эоловой толщи, по данным Л.П. Карауловой, установлен пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца *Pinus–Ulmus–Quercus*, а в ее кровле – *Betula M.–Alnaster*, свидетельствующие о доголоценовом возрасте эолового покрова.

Подобный песчаный эоловый покров, установленный на подветренном склоне в бухте Триозерья (Юго-Восточное Приморье), расположен на высоте 20–30 м над у. м. и имеет мощность 6–8 м. Спорово-пыльцевой комплекс из этих отложений, соответствующий, по данным Л.П. Карауловой и И.Г. Гвоздевой, палинозоне *Betula M.–Alnaster–Pinus–Ulmus*, свидетельствует о холодных климатических условиях.

Массивы эолового рельефа в бух. Валентина и Черной представлены грядово-бугристыми формами, слагающие покровы высотой до 12–20 м над у. м. Эоловые отложения здесь перекрыли поверхности рисс–вюрмской и среднеголоценовой террас, а в южном углу бухты Черной проникли высоко вверх по трещинам коренных пород на скалистых склонах мелкогорья. Максимальная протяженность форм эолового рельефа в бух. Черной до 250 м, а ориентировка накоплений совпадает с простираем берега и малых речных долин. В центре бухт Валентина и Черной такой рельеф не имеет широкого распространения, так как на этих участках нет препятствий на пути вет-

ропесчаного потока. Непосредственное поступление золотого песка в приустьевые лагуны определяет накопление здесь песчано-илистых осадков [5].

Современные золотые процессы на морском побережье наблюдаются локально в устьях рек и на берегах бухт (Соколовская, Заря, Прямая, Ольга и др.). Здесь золотые формы приурочены к углам заполнения бухт. Условиями их развития являются: широкий песчаный пляж, отмельный берег и постоянная подача песчаного материала со дна за счет морских волн. Преобладание ветров южных румбов летом и наличие препятствий движению песчаных частиц благоприятствуют накоплению золотого материала.

Золотые формы рельефа внутриконтинентальных территорий

Приханкайская равнина. Золотые формы встречаются по побережью оз. Ханка [2, 4]. Здесь выделяются три наиболее представительных участка: а) западное побережье – в районе пос. Турий Рог, между устьями рек Грязнуха, Комиссаровка и Мельгуновка; б) на территории КНР – на косе, разделяющей акватории озер Ханка и Мал. Ханка [18]; в) восточное побережье – к северу и к югу от устья р. Спасовки. На этих участках развиты вдольбереговые гряды, валы и курганы, сложенные хорошо сортированными светло-желтыми мелкозернистыми золотыми и озерно-золотыми песками. Часто вдоль берега выделяются параллельные гряды, протяженность которых превышает 2–3 км, ширина составляет от 20 до 200–300 м, а относительная высота – 3–10 м.

Наиболее характерной формой рельефа озерной равнины к северу от устья р. Комиссаровки является курган правильной эллипсоидальной формы радиусом 250 м и высотой 18.5 м над у. оз. – т. н. Паклова Гора (рис. 3). Первоначально предполагалось его золотое происхождение [4]. Летом 2006 г. при детальном обследовании Пакловой Горы автором совместно с В.И. Росликовой (ИВЭП ДВО РАН) и Н.А. Рыбачук (БПИ ДВО РАН) было установлено, что ее основу вплоть до вершины образует останец кварцевых диоритов. В нижней части останец перекрыт песчаным золотым чехлом мощностью 8–10 м, а на его вершине шурфом выше древних щебнистых красноцветов был вскрыт слой гумусированного песка мощностью 25–30 см.

В этом районе южнее урочища Паклова Гора развиты песчаные бугристые гряды, гряды-дюны и плоские холмы, ориентированные вдоль озера с северо-запада на юго-восток (рис. 3). Их протяженность 250–800 м, ширина 175–250 м, а относительная высота над уровнем озера 7–10 м.

Северное окончание гряды с отметкой 78 м подвержено абразии во время штормов и представлено 6-метровым обрывом. В ее южном крыле карьером при прокладке магистрального оросительного канала был вскрыт разрез (сверху вниз, в м): 1) почвенно-растительный слой – 0.2; 2) супесь светло-серая – 0.3; 3) погребенная почва – гумусированный песок – 0.1; 4) мелкозернистый желто-серый песок; в интервале 0.7–0.9 м гнезда белесого плотного песка, на глубине 1.5–2.0 м – волнистая прерывисто-полосчатая и перекрестно-диагональная слоистость – 4.0; 5) однородный желтый мелкозернистый песок с линзами синего алеврита, редко – гравий и остатки древесины – 2.6.

Из слоя 5 Е.М. Назаренко получен спорово-пыльцевой спектр с преобладанием пыльцы *Ulmus–Betula–Alnaster*, а среди диатомей, по данным Е.И. Царько, отвечающих мелководному водоему эвтрофного типа, на фоне преобладания бентоса, отмечены планктонные виды рода *Melosira*. Возраст осадков слоя 5 – раннеголоценовый ($^{14}\text{C}–9.69 \pm 0.17$ тыс. л.н., КИ-1889).

Параллельно описанной дюне наблюдается вторая, более древняя, с высотной отметкой 79 м и длиной около 1 км. Ширина ее основания 170–300 м, а относительная высота – до 10 м. Форма поперечного сечения дюны пологовыпуклая. Осевая линия сдвинута к тыловой части, т. е. склон, обращенный к озеру, более пологий (5–8°), чем противоположный (10–15°).

На золотых покровах сформирована мощная (до 0.9 м) полигенная супесчаная почва. В ее основании встречены округлые гнезда белесого плотного песка, напоминаю-

щего разрушенный горизонт луговых подбелов. Поверхность дюн задернована и покрыта растительностью: доминируют дуб монгольский, береза даурская, осина, липа, ива, яблоня маньчжурская; высота деревьев до 10–15 м. В подлеске – леспедеца двухцветная, лещина, шиповник. Вдоль побережья распространена плавневая терраса, поросшая преимущественно тростником обыкновенным.

Подобные эоловые аккумулятивные формы прослеживаются в виде цепочки на юг вдоль берега оз. Ханка с постепенным уменьшением их ширины и высоты: протяженность 100–300 м, ширина 10–20 м, высота 3–5 м. Нами вслед за [17] предполагается озерно-эоловый генезис отложений этих форм. Эоловые пески перекрывают поверхность 3–4-метровой озерной террасы, по возрасту относимой к позднему вюрму–раннему голоцену (рис. 3). На более высокой озерной террасе, где известны находки бивней мамонта (^{14}C –15.3 ± 0.14 тыс. л.н., КИ-1130) [19], эоловые отложения развиты локально.

Вдольбереговые валы и эоловый грядово-холмистый рельеф имеют распространение и на северном и восточном побережьях оз. Ханка. Непосредственно на косе, разделяющей озера Ханка и Мал. Ханка, в середине девятнадцатого века наблюдалась цепочка песчаных островов высотой до 18 м, соединенных низкой озерной террасой [18]. Эти грядовые образования, наблюдающиеся на расстоянии почти 25 км и имеющие ширину до 400 м, представляют собой древние эоловые накопления. Асимметрия этих валов, южный склон которых более крутой, вероятно, отвечает поступлению песка со дна озера во время ранне–среднеголоценовой регрессии под воздействием ветров южных румбов [19]. Дюнообразные песчаные формы прослеживаются к северо-востоку от устья р. Спасовки, а эолово-озерные валы отмечены к югу вплоть до устья р. Илстой.

Время формирования эоловых и озерно-эоловых аккумулятивных форм, развитых на Приханкайской равнине, сопоставляется нами с ранне–среднеголоценовой регрессией оз. Ханка, которой отвечает крупный перерыв в осадочном ритме голоцена [19]. Регрессия озера имела своим следствием два важных события, определявших развитие эоловых процессов: 1) резко расширились площади озерной террасы, сложенные песками и алевритами и незакрепленные растительностью; 2) смещение устьевых районов ханкайских притоков в пределы обнажившегося дна озера привело к формированию древнеголоценовых дельт, сложенных преимущественно песками, что зафиксировано на карте современных донных осадков [7, 19]. Избыток мелкозернистых песков и алевритов в пределах осушенного дна озера в период регрессии способствовал развитию эоловых процессов на участках сопряженных крупных речных дельт и в местах активного размыва песков плиоценовой террасы. Такое происхождение имеет эоловый массив к северу от Турьего рога на территории КНР, на поверхности и в разрезе которого установлен поздненеолитический памятник возрастом около 6000 лет. Подобные артефакты и раковины моллюсков (^{14}C –5.05 ± 0.75 тыс. л.н., КИ-1915) были собраны Е.П. Денисовым и автором в 1964 г. из разреза песчаной гряды высотой до 5 м на берегу р. Тур непосредственно вблизи госграницы.

Современные эоловые процессы в береговой зоне оз. Ханка протекают локально и только на участках, сложенных мелкозернистыми песками и не закрепленных растительностью. Подобные условия существуют на о-ве Сосновом и весьма незначительно проявляются в засушливый весенне-летний период в дельтах рек Комиссаровки и Мельгуновки. Этому способствует избыток наносов, приносимых реками, мелководность озера, значительные колебания его уровня, преобладание песчаных фракций на пляже и алевритовых на дне озера. Именно эоловые процессы способствовали накоплению песчаного материала в акватории зал. Мал. Ханкайчик, где почти метровая пачка песка перекрывает илистые озерно-болотные отложения. В настоящее время большие массы песка перемещаются в зимнее время по поверхности льда при сильных ветрах северных румбов. Так, в марте 1971 г. в центре озера в разрезах ледово-снеговых торосов автором наблюдались несколько прослоев, обогащенных серым песком и бурой супесью (мощностью 2–8 см) [7].

Распространение “плавней” в сублиторали сокращает арену действия эоловых процессов. Лишь на участках активной деятельности человека в пределах аккумулятивно-го рельефа озерно-эолового генезиса наблюдается возникновение очагов дефляции.

Долина реки Амур. За пределами Сихотэ-Алиня и Западного Приморья эоловые формы встречаются во внутриконтинентальных районах на побережье озер и крупных рек, прежде всего в нижнем течении р. Амур, на высоте от 8 до 100 м над дном долины. Эоловые процессы в плейстоцене развивались в местах постоянного накопления песка в речных долинах. Значительное поле эоловых отложений наблюдается в долине р. Амур в районе пос. Жеребцово, Зеленый Бор, Вознесенское, Малмыж и к югу от оз. Болонь [20, 21]. Во всех разрезах на разных высотных отметках вскрыты мощные толщи (до 20 м) крупно-диагонально-слоистых, хорошо сортированных песков с прослоями ожелезнения на контакте слоев. Для этих поверхностей характерен бугристо-грядовый рельеф, особенно в южном обрамлении оз. Болонь – на перешейке между долиной р. Амур и озером.

Эоловые формы рельефа островных территорий

За пределами континентальной части юга Дальнего Востока эоловые процессы в плейстоцене развивались в местах постоянного выноса в прибрежную зону песка на о-ве Сахалин, Японских и Курильских островах [22–27].

Сахалин. Крупное поле песков развито на западе о-ва Сахалина вдоль побережья Японского моря почти на 250 км, его ширина – до 10 км [28]. В позднем вюрме усиление эрозии привело к формированию песчаной равнины на месте пролива Невельского и северной части Татарского пролива, явившейся мощным источником эолового материала на севере Сахалина [21]. Эоловые отложения, по данным [28], в этом районе распространены на поверхности голоценовой морской террасы. По материалам [24], эти отложения перекрывают весь комплекс четвертичных морских террас, но с наиболее активным проявлением эоловых процессов в позднем плейстоцене. Совпадение времени образования эоловых отложений на материковом и островных побережьях Японского моря позволяет считать, что в обоих случаях решающую роль сыграли колебания его уровня на протяжении последних 125 тыс. лет [12].

Южные Курилы. Значительная активность эоловых процессов отмечена на побережьях океанических островов. Видимо, эти процессы были проявлены на всех этапах плейстоцена, но наиболее активно – во время регрессий позднего плейстоцена и голоцена. Предварительное изучение эоловых отложений о-ва Кунашир в зал. Головнина позволило выделить три генерации осадков, отвечающих похолоданиям климата и малоамплитудным регрессиям во второй половине голоцена. Предполагалось, что первая генерация дюн образовалась при снижении уровня моря на границе атлантик–суббореал, вторая – во время раннесубатлантического похолодания, третья – во время малого ледникового периода [23]. Однако детальный анализ геологического строения побережья на участках распространения дюн, проведенный автором в 1993–94 гг., приводит к выводу о более древнем возрасте отложений в основании третьей и второй эоловых гряд о-ва Кунашир. Так, в основании третьей гряды (абс. высота 22 м) залегают предположительно более древние эоловые отложения, перекрывающие хорошо окатанные гравийники на абс. высоте 8 м. В разрезе этой гряды установлено не менее 7 погребенных почв, в пяти из которых наблюдались остатки корневой кустарников и деревьев. Возраст верхней почвы, перекрытой 1.5-метровой пачкой эоловых песков, 0.19 ± 0.40 тыс. л.н., средней (2.2 м) – 2.13 ± 0.50 тыс. л.н. Эти две почвы разделены слоем песка мощностью 0.35 м. Нижняя почва, вскрытая в карьере, представляет собой ожелезненный плотный комковатый песчанистый суглинок с остатками водных растений. Ниже этой почвы наблюдаются пятнисто-ожелезненные пески с горизонтальной слоистостью и прослоями торфянистой сечки. Высота кровли этих слоев над уровнем моря не менее 8.5 м. На этом же уровне с западной стороны дюн, подрезан-

ных морем в среднем голоцене, залегают пляжевые гравийники, перекрытые гумусированным песком с остатками трав и корней кустарников.

На о-ве Кунашир в заливе Головнина установлены наклонные эоловые покровы, перекрывающие древние абразионные уступы от уровня моря на всю высоту (до 30–40 м) морской террасы и содержащие мощные почвы. В свою очередь, эоловые толщи прорезаны ложками и частично перекрыты пролювиальными шлейфами. В отдельных местах на поверхности высокой террасы наблюдается покров темно-серого песка с 2–3 погребенными почвами и с повышенными содержаниями черного шлиха в их подошве, возникших за счет дефляции. Образование этой эоловой толщи произошло в позднем плейстоцене, о чем свидетельствует пласт хорошо окатанных валунишков в ее подошве, а ее подрезание морем произошло в среднем голоцене.

Покров аналогичных слабо ожелезненных, предположительно эоловых песков мощностью до 5 м изучен к северу от Горячего пляжа на нескольких участках морских террас высотой от 40 до 100 м. Более молодые эоловые накопления на этом участке побережья (мощностью 3–8 м) прислонены к голоценовому клифу, где они перекрывают 4–5-метровую морскую террасу и древние конусы выноса со следами археологических стоянок.

Ряд геологических признаков, как это установлено на о-ве Итуруп для донного поля вблизи оз. Малого в устье р. Куйбышевки, свидетельствует о значительной интенсивности эоловых процессов в позднем плейстоцене. Ниже приводятся результаты изучения разреза гряды к северу от оз. Малого: в его составе вскрывается несколько разновозрастных и генетически неоднородных пачек отложений, представленных песками, алевритами и торфом.

Изменение структуры спорово-пыльцевых комплексов позволяет выделить в этом разрезе, по данным Л.П. Карауловой, следующие пыльцевые зоны (сверху вниз):

1). 0.0–0.95 м – палинозона *Pinus–Betula* соответствует эолово-почвенному чехлу, возраст – поздний голоцен (Q_{IV} SAT).

2). 0.95–1.15 м – палинозона *Betula* установлена в озерно-болотных отложениях (плотный торф). Структура комплекса сопоставима с раннеголоценовыми или более древними спектрами для южной части о-ва Итуруп. В пользу этого свидетельствует холодный спорово-пыльцевой спектр, полученный из нижней части непрерывного разреза в интервале 0.95–1.7 м (палинозона *Betula M.–Alnaster*).

3). 1.7–2.0 м – в слое песка отмечено обилие пластовых и крупно-трубчатых конкреций железа. Их образование, скорее всего, происходило в условиях умеренно теплого климата с активной миграцией окислов железа. Подобные конкреции неизвестны в отложениях голоцена.

4). 2.40–6.40 м – пачка песка по облику и структуре сопоставима с эоловыми отложениями, в кровле – горизонт уплотнения, предположительно имеющий мерзлотное происхождение, в подошве – черная супесь (почва) с прослоем пепла.

5). 6.40–8.75 м – песок умеренно ожелезненный, с прослоями и линзами точно ожелезненных алевритов и оливково-желтых суглинков (прослой пепла – ?); в основании – слои темноцветных минералов.

Таким образом, в разрезе донной гряды с абс. отметкой до 12–16 м, эоловые отложения представлены двумя пачками – 0.0–0.95 и 2.40–6.40 м, остальная часть разреза имеет озерно-болотный (слои 23) или прибрежно-морской генезис (слой 5). Расчетная высота кровли морских отложений примерно равна 8.4 м. Поэтому не исключается возникновение эолового рельефа в устье реки Куйбышевки за счет разрушения древней морской террасы, с чем связано образование “грибов” в местах бронирования песка пластовыми феррикретами и древними почвами.

Накопление мощного эолового покрова произошло, вероятнее всего, в доголоценовое время. Этому предположению соответствует наличие эолового рельефа на побережье и на дне озера Благодатного в заливе Касатка. Время образования мощных эоловых накоплений на востоке о-ва Итуруп, где с этим процессом связано возникновение озер на месте дефляционных котловин, сопоставимо с поздним плейстоценом –

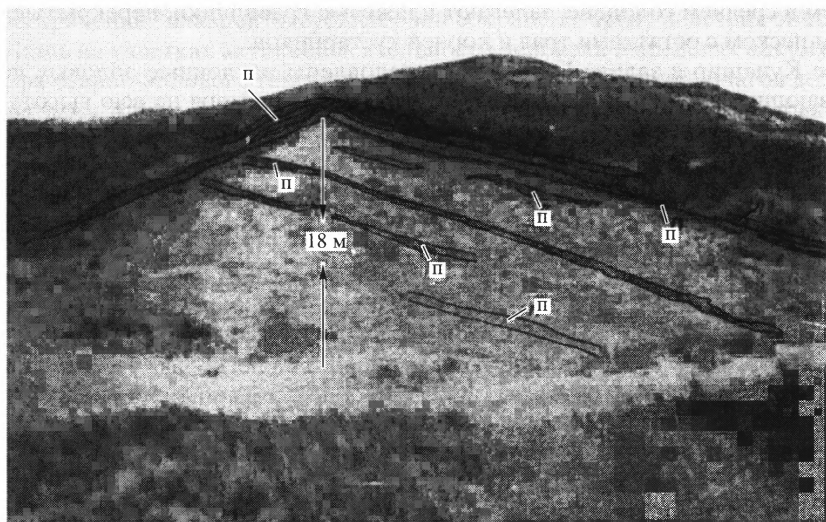


Рис. 4. Общий вид эоловых накоплений в устьевой части оз. Куйбышевского (западный берег о-ва Итуруп, Курилы) (фото автора, 1963 г.)

18 м – мощность вскрытого разреза, п – погребенная почва

ранним голоценом. Здесь из эоловых почв выделены как умереннохолодные комплексы (*Pinus–Betula–Picea*), так и более холодные (*Betula–Alnaster*).

Мощные накопления эолового песка наблюдаются на западном побережье о-ва Итуруп в устье оз. Куйбышевского, где они представлены разновозрастными и разнообразными по форме образованиями – передовыми береговыми и параболическими дюнами, одиночными щитовидными скоплениями и плащеобразными покровами, достигающими водораздельных поверхностей. В этих отложениях наблюдается несколько погребенных почв как на крутом, так и пологом склонах дюны (рис. 4). Углы падения почв на мористом склоне в нижней части крупного песчаного холма (высотой свыше 40 м) составляют 24–26°, а на противоположном – 15–20°, что соответствует перемещению песка в сторону моря за счет ветров с Тихого океана. Небольшие дюны на вершине плащеобразного покрова (высотой свыше 6 м) обращены крутым склоном в сторону суши, что свидетельствует об их формировании ветрами с Охотского моря. Несколько прослоев темноцветных минералов, наблюдаемых в разрезе, интерпретируются как горизонты дефляции. Дюнные накопления подрезаны морем на уровне 4-метровой морской террасы, что доказывает более ранний, чем средний голоцен возраст эоловых песков.

Эоловые отложения на островах и побережье Вьетнама. Значительное накопление песчаных отложений установлено в прибрежной зоне континента и островов Восточной и Юго-Восточной Азии [3, 29]. Объем песка на отдельных участках материкового побережья Южного Китая и Вьетнама, о-ва Хайнань, архипелага Байтылонг, о-ва Кондао и мелководного шельфа Тонкинского залива исчисляется миллионами кубометров на погонный километр побережья и подводного склона (рис. 5). Эоловые отложения на побережье и островах вьетнамского шельфа представлены фациями ближнего (песчаные накопления) и дальнего перемещения (суглинки и супеси на уплотненных водоразделах) [29].

Наиболее крупные площади эоловых песчаных накоплений характерны для островов Тонкинского залива и Центрального Вьетнама. Некоторые из островов архипелага Байтылонг на три четверти площади заняты дюнными массивами, как, например, о-в Куаньлан. Более того, мелководный пролив, отделяющий этот остров от о-ва Фонвонг, образовался на месте разрушения морем огромного дюнного массива. Об

этом свидетельствует грядово-бугристый рельеф дна пролива. На материковом побережье Вьетнама к югу от м. Рон наблюдаются крупные дюнные массивы. Южнее г. Донгхой высота песчаных холмов достигает 80 м. Эта полоса дюнных накоплений тянется вплоть до г. Гуэ и далее к югу еще на 75 км. Скопление песков в Центральном Вьетнаме является одним из крупнейших массивов береговых дюн в мире [3, 30].

Значительное накопление песчаных отложений в прибрежной зоне, объем которых на отдельных участках побережья и мелководного шельфа исчисляется миллионами кубометров на погонный километр побережья и подводного склона, объясняется сочетанием нескольких факторов: 1) наличием мощных источников песка (продукты абразии и эрозии кор выветривания на гранитах и осадочных комплексах), 2) накоплением в прибрежной зоне песчаного аллювия, 3) активной дефляцией песчаных отложений во время регрессий Южно-Китайского моря, 4) периодической аридизацией климата и значительным разреживанием растительного покрова во время ледниковых эпох.

Различают три разновозрастные **толщи эоловых отложений** [29, 30]: “красные пески” (средний плейстоцен–рисс–вюрм), “желтые пески” (ранний–поздний вюрм) и “белые пески” (голоцен). Условия накопления и структурно-вещественный состав рассмотрен для конкретных районов [29].

Толща “красных песков” изучена автором в пределах континентального побережья Вьетнама (район п-ова Камрань, бух. Фанри, Фанранг), на островах групп Кондао и Фукуок. В районе бух. Фанри эта толща образует плато высотой от 30 до 60 м. В ее основании залегает пачка прибрежно-морских песков с фауной моллюсков предположительно среднеплейстоценового возраста. Вскрываемые в вышележащей толще эоловых песков (мощностью до 12 м) ферраллитные почвы свидетельствуют о пульсационном режиме накопления. Формирование этих песков происходило за счет морских отложений, о чем свидетельствует сходство структуры и вещественного состава нижней (морской) и верхней (эоловой) пачек в толще “красных песков”. Особенно мощная аккумуляция эоловых красноцветных песков наблюдалась в районе п-ова Камрань и на пляже Тхюичьеу (к югу от г. Нячанг), где сформировались плащеобразные покровы, бугры, гряды, крупные параболические дюны высотой до 80 м. Абсолютная высота дюн достигает 110–190 м, причем наиболее активное накопление песков происходило на подветренных склонах мелкогорных массивов, где с этим процессом связано возникновение подпрудных озер.

На о-ве Кондао толща “красных песков” изучена на перешейке между бухтами Донгбао и Дамчак, где эоловые отложения в виде плаща мощностью 8–12 м отмечены на денудационных склонах (до 80 м над уровнем моря). Для толщи характерна мозаичность окраски с усилением красноцветности на контакте с коренными породами и в кровле разрезов. Подобное распределение окислов железа с образованием гематитовых корочек позволяет связать их накопление с миграцией грунтовых вод. Минеральный состав песков характеризуется преобладанием ильменита и лейкоксена и присутствием неустойчивых минералов – амфиболов и пироксенов (до 3.3%).

Толща “желтых песков” изучена на островах Кондао, Фукуок и на материковом побережье в районе п-ова Камрань и бух. Фанри. Характерные особенности песков этой толщи, формирование которой предположительно происходило в раннем–среднем вюрме: мозаичность окраски (горизонты лимонитизации приурочены к подошвам погребенных почв), весьма слабая литификация и хорошая сортировка материала. Эта толща обычно залегает на погребенной почве в кровле морской террасы (высотой 8–10 м) или перекрывает частично разрушенную денудацией толщу “красных песков”. Вещественный состав “желтых песков” менее зрелый по сравнению с более древними эоловыми отложениями, что объясняется поступлением в ветропесчаный поток продуктов абразии разрушения умеренно выветрелых коренных пород.

Толща “белых песков” относится к позднему вюрму–голоцену. Различаются три типа накоплений. Первый из них представляет собой крупные поперечные гряды и холмы (высотой до 20 м), распространенные на шельфе и подводном береговом скло-

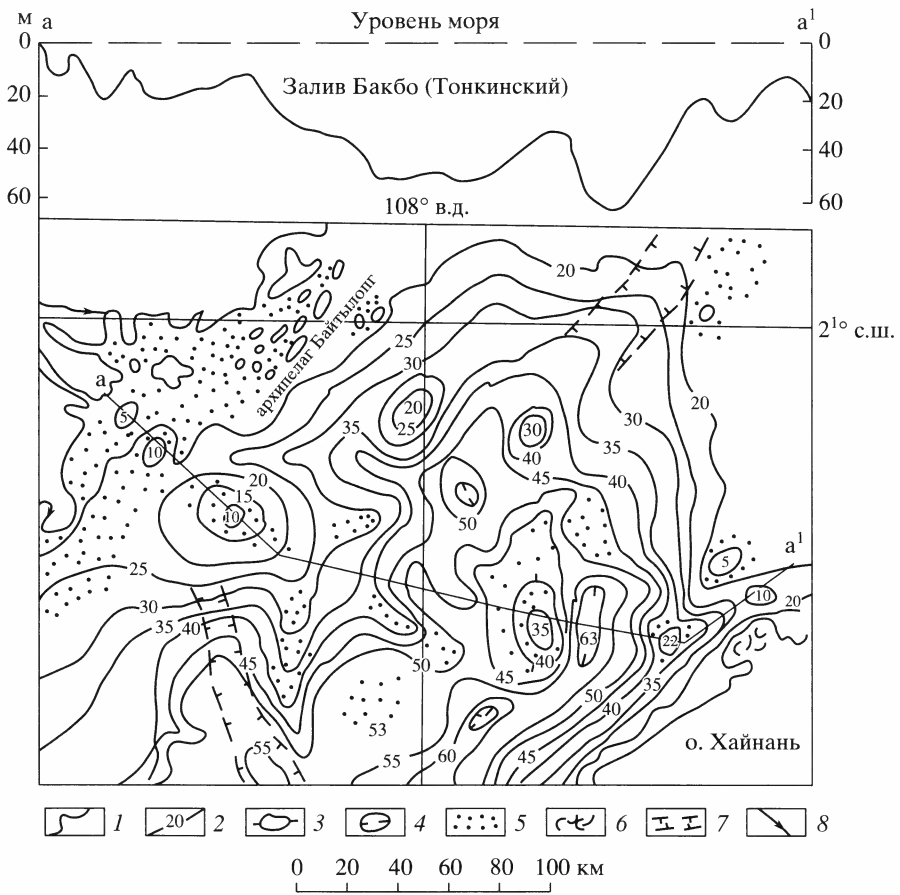


Рис. 5. Распределение песчаных форм на внутреннем шельфе Тонкинского залива (Южно-Китайское море) 1 – границы суши; 2 – изобаты; формы подводного рельефа: 3 – положительные, 4 – отрицательные; 5 – песчаные поля; 6 – дюнный рельеф (суша); 7 – палеодолины; 8 – реки; а-а¹ – батиметрический профиль

не Тонкинского залива и возникшие за счет перевеивания аллювия р. Красной (рис. 5). Второй тип эоловых накоплений связан с крупными поперечными грядами (высотой до 15–23 м над у. м.) в глубине бухт и на открытых побережьях (южный берег о-ва Фу-куок), которые возникли при уровне моря ниже современного. Эти пески содержат в своем разрезе погребенные почвы, залегают на поверхности сильно разрушенной морской террасы (8–10 м) или перекрывают поверхность древнего абразионно-денудационного склона и пролювиальный шлейф у его подножия (западное побережье о-ва Кондао, бух. Донгбак). По вещественному составу эти пески (за исключением о-вов Че и Ре) преимущественно терригенные и сходны с толщей “желтых песков”.

Третий тип эоловых накоплений, отвечающих дефляции во второй половине голоцена, обычно перекрывает поверхность низкой морской террасы (до 4 м) и имеет широкое распространение на всех типах побережий как материковой, так и островной суши. Мощность этой пачки песков (по составу карбонатно-терригенной с примесью крупного раковинного материала) колеблется в пределах 4–15 м (бухты Байдатзек, Донгбак, о-в Кондао). Их образование связано с активной дефляцией пляжевых и подводно-склоновых песков во время малых регрессий голоцена, о чем свидетельствует возраст подстилающих морских отложений. Как правило, эти пески насыщены раковинным детритом, раковинами моллюсков и обломками кораллов, поступивших сюда

в результате перемещения ветром (на севере Тонкинского залива они составляют 10–15% от общей массы песка).

Особенности формирования эоловых песков

Определение характеристик ветрового режима затруднительно (особенно для теплых эпох позднего плейстоцена) из-за отсутствия надежных критериев распознавания как в составе фоссилий, так и среди литогенетических признаков геологических процессов, фиксируемых в осадках. Более уверенно определяются характеристики ветрового потока для холодных эпох и фаз похолоданий климата внутри теплых эпох. В холодные эпохи позднего плейстоцена в прибрежной зоне и в пределах осушившегося шельфа с интенсивной ветровой деятельностью связано образование эоловых форм рельефа. Особенно значительное распространение они имеют в пределах Северного Сахалина, Курильских и Японских островов, островов вьетнамского шельфа и на отдельных участках континентального побережья дальневосточных морей [3, 4, 25, 28, 29]. Максимум эолового накопления соответствует холодным фазам позднего плейстоцена. Постоянное присутствие эолового плаща на поверхности рисс-вюрмской морской террасы в пределах Среднего Сахалина и в Юго-Западном Приморье свидетельствует о том, что интенсивность развевания в раннем вюрме была более сильной, чем в сартанское время. Слой эолового материала выше каргинской почвы (Q_{III}^3) в целом маломощен, а иногда и полностью отсутствует, заменяясь осадками низинных болот. Возможно, что развевание в суровом климате позднего вюрма ограничивалось быстрым развитием вечной мерзлоты в пределах прибрежных равнин, как это установлено для Западного Сахалина и Восточного Сихотэ-Алиня [24, 34].

В условиях менее значительных голоценовых похолоданий климата усиление ветровой деятельности установлено как в осадках внутреннего шельфа, где зафиксированы горизонты волновой переработки на глубинах в 14–18 м [34], так и выше. Например, это накопление маломощных эоловых плащей на высотах до 80–100 м над у. м. [34]. Возраст голоценовых почв, разделяющих отдельные пачки эоловых наносов, соответствует оптимальным климатическим фазам среднего голоцена (^{14}C -даты: 4.98 ± 0.13 тыс. л.н.; 6.8 ± 0.15 тыс. л.н.). Присутствие в составе супесей достаточного количества песчаного материала (до 15–20%), поднятого с берега моря на высоту свыше 80 м, является доказательством значительной силы ветра и возникновением вертикальных вихрей [6]. Подобные вихри способствовали появлению в поздневюрмских–раннеголоценовых эоловых песках на поверхности 60–80-метровой морской террасы Западного Сахалина мелкого пластинчатого щебня дацитов, выходящих в ее цоколе [24].

Типы фаций эоловых песчаных отложений. Места накопления эоловых песчаных отложений – поверхности разных прибрежно-морских фаций (пляжи, марши, лагуны, болота). Примером отложений, сформировавшихся под воздействием ветра и моря, являются эолово-морские отложения террасы (высотой 8–10 м) в устье р. Зеркальной [32]. Они образовались, вероятно, за счет перемещения песка в пределах маршей или мелководной лагуны, попеременно перекрывавшихся морскими и пресными водами. Об этом свидетельствует обилие в диатомовом комплексе лагунно-морских (*Campylo-discus echeneis* Ehr., *Actinocyclus octonarius* Ralfs и др.) и пресноводных (*Pinnularia borealis* Ehr., *P. viridis* (Nitzsch) форм.

Иногда наблюдается накопление эолового материала в лагунных и болотных отложениях. Изучение основных фаз формирования ландшафтов на участке морского побережья в бухте Северной (Славянский залив Японского моря) позволило установить связь аккумуляции эоловых песков в лагунных и болотных отложениях с изменениями климата. Этот процесс зафиксирован в структуре диатомовых и спорово-пыльцевых комплексов на разных рубежах голоцена [33].

Рубеж 6.0–5.0 тыс. л.н. – максимальная морская трансгрессия с наибольшим про-никновением морских вод в речные долины, возникновение низкой морской террасы; эоловые процессы не проявлены.

Рубеж 5.0–4.0 тыс. л.н. – понижение уровня моря (до отметки –3 м), образование низинных болот на лагунной террасе. В лагунных илах и торфе обильно (до 40–55%) встречен кварц-полевошпатовый песок, сходный с осадками современного пляжа. Здесь же в составе диатомей, наряду с болотными формами, по заключению Т.А. Гребенниковой, встречены типично прибрежно-морские виды *Campylodiscus echeneis Ehr.*, *Actinocyclus octonarius Ralfs*, *Thalassiosira bramaputrae (Ehr.) Hak.* и др.

Рубеж 4.0–2.6 тыс. л.н. – новая трансгрессивная фаза с заболачиванием лагунной террасы. В конце фазы – образование почвы, сложенной интенсивно гумусированным илесто-торфянистым песком с комплексом почвенных и прибрежно-морских диатомей.

Рубеж 2.6–1.8 тыс. л.н. – понижение уровня моря с осушением лагун и уменьшением заболоченности с формированием песчано-эоловой почвы в дубово-широколиственных лесов на придолинных склонах и в днищах долин.

Рубеж 1.8–1.0 тыс. л.н. – малая трансгрессия сопровождается заболачиванием лагунной террасы и сокращением эоловых процессов.

Рубеж 1.0 тыс. л.н. – современность – строительство дорог и разрушение растительного покрова привело к резкому усилению эоловых процессов. Усиление ветра в условиях замерзших водоемов способствует дальнему переносу песка в лагунах и на болотах. Во время зимних полевых наблюдений в 2001–02 гг. установлено дальнейшее (на сотни метров) перемещение песка по поверхности льда.

Литологические критерии эоловых отложений. Гранулометрический состав эоловых песков при значительном сходстве с пляжевыми отложениями имеет и существенные отличия, хорошо заметные на классификационном треугольнике [5].

1. Эоловые пески лучше сортированы ($S_0 = 1.15–1.30$), монодисперсны с преобладанием фракции мелкозернистых (до 96%) в Приморье и среднезернистых песков на Северном Сахалине.

2. В эоловых песках доминирующая фракция, по сравнению с пляжевыми отложениями, сдвинута вправо по шкале крупности. В ветропесчаном потоке, изученном с помощью наносоуловителя, установленного на контакте пляжа с низкой морской террасой, преобладала фракция +0.1(80%) при резком уменьшении доли фракции +0.2.

3. В древних эоловых песках появляется пылеватая фракция (в погребенных почвах до 35%), что, вероятно, связано как с ее осаждением по мере развития травяного покрова, так и с пелитизацией полевых шпатов в процессе почвообразования.

4. В эоловых песках, которые прислоняются к древним абразионным уступам, подрезающим сапролиты, отмечается примесь крупнозернистого песка, поступающего за счет разрушения выветрелых пород.

5. В эоловых отложениях почти всегда отсутствуют хорошо окатанные валуны и галька, которые обычны для пляжевых, в том числе и песчаных, осадков на побережье Японского моря [5].

Текстуры эоловых отложений, по сравнению с пляжевыми осадками, отличаются разнообразием наклона слоев. Так, эоловые пески открытых побережий характеризуются крупной пологонаклонной волнистой и диагональной слоистостью, причем контакты между слоями выражены слабо, в основном в местах формирования почв. Плащеобразные покровы у подножия и на склонах абразионных уступов характеризуются четко выраженной крутой слоистостью с многочисленными линзовидными раздувами с гумусовыми горизонтами на контакте слоев.

Вещественный состав эоловых отложений в прибрежной зоне сходен с таковым для пляжевых песков. В зависимости от источника питания меняется и минералогический состав тяжелой фракции. Так, на участках разрушения гранитов и кор выветривания в тяжелой фракции эоловых песков отмечено значительное количество весьма устойчивых минералов (15.8–54.5%). Содержание магнетита местами увеличивается

до 50%. Доля неустойчивых минералов (в основном роговые обманки) в целом невелика (4–15.7%) при почти полном отсутствии слюд и пироксенов. В легкой фракции эоловых песков уменьшена доля обломков горных пород при сходном содержании кварца (39–63%) и общем возрастании доли полевых шпатов (15–41%).

В вещественном составе эоловых отложений, сформировавшихся за счет выноса обломочного материала большими реками, преобладают неустойчивые минералы, в основном роговые обманки. Из других минералов в эоловых песках присутствуют магнетит (до 28.6%) и в отдельных пробах ильменит – до 17.8%. Увеличение содержания этих минералов характерно для нижних частей разрезов эоловых форм. При сравнении содержания тяжелой фракции в пляжевых и эоловых отложениях отмечается их взаимовлияние: на участках интенсивного развевания наблюдается увеличение концентрации этих минералов в составе пляжевых песков.

Для современных и древних пляжевых осадков характерно накопление основной части тяжелых минералов (до 95%) во фракции 0.2–0.1 мм. Эоловые отложения даже при умеренном содержании алевритов (11%) отличаются высоким содержанием тяжелых минералов в этой фракции.

В наибольшей мере меняется минеральный состав тяжелой фракции эоловых отложений из-за различной подвижности и скорости истираемости отдельных минералов; в ее составе накапливаются наиболее легкие минералы преимущественно с уплощенной формой кристаллов. Так, в эоловых отложениях Хасанского взморья по сравнению с исходными аллювиальными отложениями р. Туманной отмечено почти пятикратное увеличение количества роговых обманок и переход наиболее тяжелых минералов в пылеватую фракцию. По сравнению с корами выветривания, склоновыми и аллювиальными отложениями в легкой фракции эоловых песков наблюдается увеличение доли кварца, полевых шпатов и обломков пород. Очевидно, выветрелые минералы при эоловом переносе измельчаются и удаляются в виде пыли за пределы зоны дефляции.

Изменение морфологии зерен минералов в эоловых отложениях по сравнению с пляжевыми незначительно, что объясняется малой длиной переноса. Матовость поверхности зерен, типичная для эоловых отложений с длительным транзитом наносов, в прибрежной зоне дальневосточных морей проявлена слабо, но характерна для эоловых песков побережий тропических морей.

Заключение

Несмотря на редкую встречаемость эоловых отложений в регионах с гумидным климатом, их палеогеографическая информативность весьма значительна. Помимо того, что эоловые отложения – индикаторы относительно сухого климата или усиления ветров (в прибрежной зоне морей, озер и крупных речных долин), они являются критериями распознавания динамических состояний рельефа, а их вещественный состав – показателем интенсивности процессов выветривания [7].

Анализ пространственно-временного распределения эоловых песков в обрамлении горных стран с гумидным климатом устанавливает связь эпох интенсивного развевания и накопления с положением уровня приемных бассейнов и амплитудой их колебаний. Так, накопление эоловых песков в прибрежной зоне и на шельфе дальневосточных морей увязывается с позднечетвертичными регрессиями [34]. Массивы эоловых песков, соответствующие этим регрессиям, наиболее хорошо сохранились выше уровня моря. На шельфе этих морей подобные отложения в ходе последующей трансгрессии были частично переработаны морем. Сохранившиеся же от размыта в настоящее время вскрываются при бурении на шельфе, где принимаются за отложения пляжей, что затрудняет восстановление положения древних береговых линий. Изучение вещественного и гранулометрического состава таких песков показало их сходство с эоловыми и отличие для пляжевых отложений (шельф к востоку от мыса Поворотного, в Татарском проливе и Тонкинском заливе).

Сохранившиеся в прибрежной зоне Японского и Охотского морей хорошо сортированные эоловые пески мощностью до 10–15 м поднимаются над современным уровнем моря до отметок + 60–80 м. Эти образования некоторые исследователи рассматривают как отложения древних береговых линий, свидетельствующие о высоком стоянии моря [35]. Поэтому генетическая интерпретация песчаных отложений в прибрежной зоне и на шельфе требует сопоставления их характеристик с современными эоловыми и пляжевыми накоплениями. Следует отметить, что во время активного проявления эоловых процессов возникают смешанные эолово-маршевые, эолово-лагунные, эолово-болотные, эолово-почвенные и другие отложения [32, 34]. При палеогеографической интерпретации геологических разрезов в обрамлении горных стран необходима постоянная корректировка результатов с учетом конвергентности осадков [5].

Накопление эоловых песков в среднем–позднем голоцене по времени совпадает с малоамплитудными понижениями уровня дальневосточных морей. Погребенные почвы, разделяющие пачки эоловых песков, формировались при более теплом климате и высоком уровне моря, повышения которого на 1–2 м выше современного сокращали площади дефляции и приводили к стабилизации ранее возникших эоловых форм [15].

Участки развития эоловых форм совпадают с площадями распространения песчано-алевритовых отложений и встречаются в узкой полосе побережий дальневосточных морей. Оптимальные условия возникали в фазы регрессии водоемов в устьях крупных рек, когда из-под воды обнажались большие площади песчаных отложений, незакрепленных субаквальной растительностью.

Во внутриконтинентальных районах накопление эоловых песков по времени хорошо совпадает с резким сокращением площади озер. Интенсивному развеванию способствовали, во-первых, большие объемы песков, накопившихся вблизи устьев крупных рек, во-вторых, большая скорость регрессии [34]. Наблюдающиеся в Ханкайской котловине крупные формы эолового рельефа хорошо сопряжены с раннеголоценовыми дельтами рек, местами размыва и дефляции третичных песков.

Следует добавить, что развитие эоловых процессов на последнем этапе голоцена, видимо, определяется деятельностью человека – разрушение древних эоловых и возникновение новых дефляционных котловин в пределах береговых поселений, в местах интенсивного выпаса скота и разработки нефтяных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Южная часть Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 424 с.
2. Никольская В.В. Морфоскульптура бассейна Амура. М.: Наука, 1972. 281 с.
3. Берега Тихого океана. М: Наука, 376 с.
4. Иващенко Ю.К., Короткий А.М. О значении эолового процесса в формировании аккумулятивно-рельефа Приморья // География палеогеография климоморфогенеза. Владивосток: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 73–79.
5. Короткий А.М. Палеогеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока). М.: Наука, 1983. 246 с.
6. Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.
7. Литология и геохимия озерных отложений гумидной зоны (на примере озера Ханка). М.: Наука, 1979. 124 с.
8. Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1957. Т. 4. 135 с.
9. Короткий А.М. Позднечетвертичные морские террасы в прибрежной зоне Японского моря (северо-западный сектор) // Геоморфология. 2005. № 3. С. 72–86.
10. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья: Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. 234 с.
11. Первые рыболовы в заливе Петра Великого. Владивосток: Изд. ДВО РАН, 1998. 390 с.
12. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.

Автор искренне благодарен сотруднику лаборатории палеогеографии ТИГ ДВО РАН Коробову В.В. за большую помощь в сборе информации и компьютерном оформлении данной статьи.

13. Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 146 с.
14. Короткий А.М., Ковалюк Н.Н., Волков В.Г. Радиоуглеродное датирование четвертичных отложений (Юг Дальнего Востока). Владивосток: Изд. ТИГ ДВО РАН, Препринт. 1989. 60 с.
15. Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря и ландшафты прибрежной зоны (этапы развития и тенденции) // Вестн. ДВО РАН. 1994. № 3. С. 29–42.
16. Короткий А.М. Эоплейстоценовые отложения речных террас Южного Приморья // Тихоокеан. геол. 2004. Т. 23. № 3. С. 60–75.
17. Берсенев И.И., Сохин В.К. Геоморфология // Геология СССР. Приморский край. М.: Недра, 1969. Т. 32. Ч. 1. С. 612–627.
18. Пржевальский Н.М. Путешествие в Уссурийском крае. М.: Огиз–Географгиз, 1947. 311 с.
19. Короткий А.М., Караулова Л.П., Ромашикова Н.И. Озерные трансгрессии и режим позднекайнозойского осадконакопления в Уссури-Ханкайской депрессии // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 162–181.
20. Махинов А.Н. Новые представления о формировании рельефа Нижнего Приамурья в конце четвертичного периода // Геогр. исслед. на Дальнем Востоке. Владивосток: Изд. ДВО РАН, 1997. С. 33–34.
21. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. 261 с.
22. Александров С.М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 184 с.
23. Короткий А.М., Разжигаяева Н.Г., Мохова Л.М. и др. Береговые дюны как индикатор глобальных полоданий климата. О. Кунашир, Курильские острова // Тихоокеан. геол. 1996. № 1. С. 53–59.
24. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина / А.М. Короткий, В.С. Пушкарь, Т.А. Гребенникова и др. Владивосток: Дальнаука, 1997. 195 с.
25. Joshino M., Urushibara K. Paleoclimate in Japan since the last Ice Age // Climatol. Notes. 1978. № 22. P. 1–24.
26. Kimura M., Fujiyama H., Kondo et al. On the ancient dunes in the Tokachi Plain Hokkaido 2 // Quatern. Res. 1972. № 11. P. 161–170.
27. Sakaguchi Y., Kashima K., Matsubara A. Holocene Marine Deposits in Hokkaido and their Sedimentary Environments // Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo. 1985. № 17. P. 1–17.
28. Кононова Н.Н. Эоловые процессы и ландшафты побережий. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1986. 132 с.
29. Острова вьетнамского шельфа/А.М. Короткий, Н.Г. Разжигаяева, Л.А. Ганзей, В.Г. Волков. М.: Наука, 1993. 136 с.
30. Ле Дык Ан. Геоморфология Вьетнама: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: ИГРАН, 1985. 45 с.
31. Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен–голоцен)/А.М. Короткий, С.П. Плетнев, В.С. Пушкарь и др. М.: Наука, 1988. 240 с.
32. Короткий А.М., Пушкарь В.С. Ритмика колебаний уровня Японского моря в ресс–вюрме // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: Изд. ДВО АН СССР, 1988. С. 61–71.
33. Korotky A.M. Palynological characteristics and radiocarbon data of late Quarternary deposits of the Russian Far East (Lower Amur valley, Primor'ye, Sakhalin Island, Kuril Islands) // Late Quarternary Vegetation and Climate of Siberia and the Russian Far East (Palynological and Radiocarbon Database). Magadan: NESCFEB RAS, 2002. P. 257–369.
34. Климатические смены на территории Юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен–плейстоцен). Владивосток: Изд. ДВО РАН, 1996. С. 57.
35. Крапивнер Р.Б., Данилина Г.С. Морские террасы Южного Приморья // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 115–123.

ТИГ ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию
13.10.2006

THE EOLIAN RELIEF OF PRIMORYE AND CONTIGUOUS TERRITORIES OF EASTERN ASIA (PALEOGEOGRAPHICAL ASPECT)

A.M. KOROTKY

S u m m a r y

The analysis of special-temporal distribution of eolian sands surrounding highlands with humid climate reveals a connection between active deflation-accumulation processes and the level of receiving basins – seas and lakes. Accumulation of eolian sands in the sea coastal zone in the Far East corresponds to Early and Late Wurm regressions and even to small regression in Holocene. The conditions most favorable for eolian processes took place during regressions in the mouths of large rivers with the vast areas of sandy ground without mantle of submersed plants. Such conditions existed in Late Pleistocene and Holocene in different climates but in similar situations – regression of basins.