

УДК 551.435.7→551.311.3

© 2013 г. А.Н. САЖИН, Ю.И. ВАСИЛЬЕВ, В.П. ЧИЧАГОВ, Г.А. ЛАРИОНОВ

**ЭОЛОВЫЙ МОРФОГЕНЕЗ И СОВРЕМЕННЫЙ КЛИМАТ ЕВРАЗИИ
(СТ. 2. КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ,
ДИНАМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ
СОВРЕМЕННОЙ И ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХ)¹****Введение**

В продолжение первой части работы рассмотрим, в каких синоптических условиях минеральное вещество из аридного пояса Азии может поступать как на восточную окраину континента, так и на запад, попытаемся дать ответ на принципиально важный вопрос о направлении ветра во время выдувания минерального вещества и о его дальнейшем перемещении в пространстве, а также рассмотрим различия в динамике эоловых процессов ледниковой и современной эпох.

Так как в пограничном слое направление ветра чрезвычайно неустойчиво, то за короткий отрезок времени (нередко за несколько часов) при прохождении холодного фронта направление ветра может измениться от Ю и ЮЗ на З и СЗ. От того, какая периферия циклона пришла – южная или северная – зависит направление ветра, и в результате оно может быть практически противоположным, чаще всего западным или восточным. Не случайно известные исследователи аридной Азии, упоминавшиеся в первой части нашей работы, отмечали сильные пыльные бури и при западных, и при восточных ветрах. Дальний перенос эоловой взвеси вообще возможен только в средней и верхней тропосфере. Известно также, что для тропосферы умеренного пояса характерен западный перенос воздушных масс. Однако если таковой заблокирован стационарным антициклоном (это явление было рассмотрено в первой части работы [1]), установившимся над средними широтами Евразии в секторе от 30 до 100° в. д., западный перенос сменяется восточным над территорией Средней Азии, Южного и Западного Казахстана, Нижнего Поволжья и Предкавказья. В такие периоды при восточном ветре происходят сильные пыльные бури и перенос минерального вещества.

Заключительным вопросом нашей работы будет анализ изменения динамической ситуации в современную эпоху на противоположную по сравнению со временем плейстоценовых оледенений, когда проявление процессов блокирования воздушных масс на юго-востоке европейской части России вызывало перенос минерального вещества из степной зоны в область зандровых равнин и даже центров оледенения.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00054).

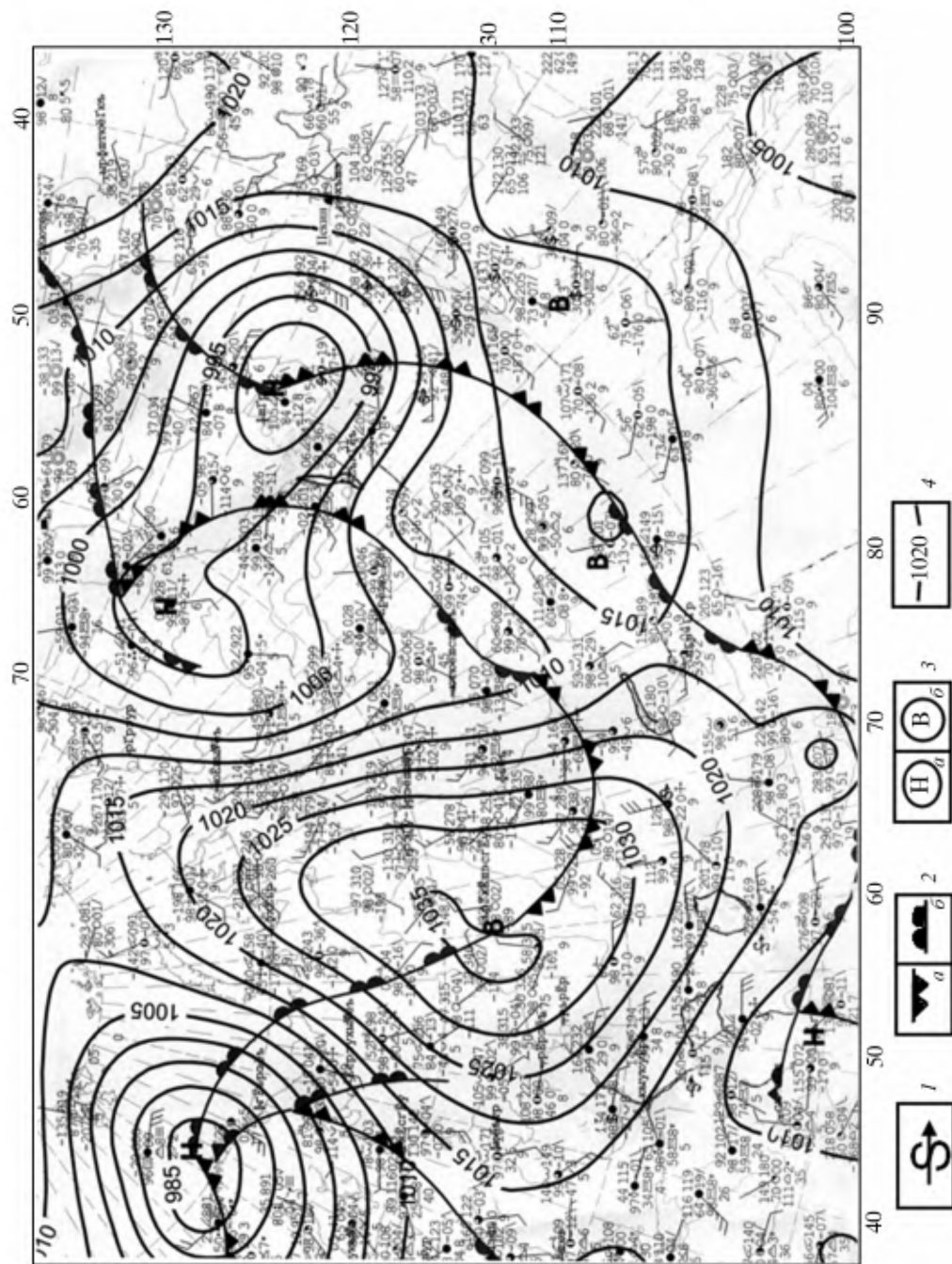


Рис. 1. Синоптическая карта в период сильных бурь в аридной Азии (6 апреля 2001 г. в 12 ч.)
 1 – пыльные бури, 2 – атмосферный фронт (а – холодный, б – теплый), 3 – область низкого давления (а) – циклон и высокого (б) – антициклон, 4 – изобары, гПа

Катастрофические проявления эоловых процессов

Особое место в эоловом морфогенезе в настоящее время отводится катастрофическим проявлениям ветровой деятельности, что связано с мощной и разнообразной работой сильного ветра, геологические и географические последствия которой были изучены в свое время Д.В. Наливкиным [2].

Ураган 1980 г., возникший над Восточной Монголией, сопровождался очень сильной песчано-пыльной бурей, имевшей катастрофические последствия. В районе зарождения урагана и на территории его перемещения наблюдались серьезные нарушения в состоянии подстилающей поверхности, а в Восточном Китае произошло отложение значительного количества пыли [3]. В 90-е гг. прошлого и в начале текущего столетия также неоднократно отмечались явления катастрофического характера, как, например, 11 и 26 апреля 2006 г.

Последний раз очень сильная пыльная буря в этом регионе наблюдалась 20 марта 2010 г., она охватила территорию с населением 270 млн. человек. На улицах Пекина отмечалась настолько высокая запыленность воздуха, что его жители вынуждены были использовать марлевые повязки.

При определенных синоптических условиях минеральное вещество из аридного пояса Азии может поступать не только на восточную окраину континента, но и в западном направлении – в Прикаспийский регион, на юго-восток и юг Европы. Так, в конце первой декады апреля 2001 г. (8–10 апреля) в Прикаспийском регионе, включая Нижнее Поволжье, наблюдалась очень сильная мгла, обусловленная высоким содержанием в воздухе минерального вещества. Если его фоновая концентрация составляет обычно $0.1\text{--}0.3\text{ мг/м}^3$, то 8 апреля в 4 ч. утра она достигала 3.08 мг/м^3 (данные муниципального учреждения г. Волгограда “Городское управление аналитического и оперативного контроля качества окружающей природной среды”). Мгла отмечалась целым рядом метеостанций: Эльтон, Волгоград СХИ, Харабали, Элиста (кольцевая карта погоды Северо-Кавказского УГМС 8 апреля 22 ч. по моск. времени) на общей площади около 0.3 млн. км^2 . Очевидно, это явление наблюдалось также в соседних районах Казахстана. Горизонтальная видимость составляла 1–1.5 тыс. м и менее. Сильное помутнение атмосферы наблюдалось в течение 3 суток (8–10 апреля).

Текущие погодные условия со слабым восточным ветром не могли способствовать образованию этого явления в местных условиях, следовательно, пыль, взвешенная в воздухе, была вынесена из другого региона. В это же время сильная дымка отмечалась метеостанциями Причерноморья и даже Балканского п-ова. Уникальность описываемого явления заключалась в том, что очень сильные пыльные бури прошли 5–7 апреля на огромной территории, как в восточно-азиатском (Забайкалье, Восточная Монголия, Северо-Восточный Китай, пустыня Гоби), так и в центральноазиатском (пустыня Такла-Макан, Джунгария, Средняя Азия) регионах широкого развития эоловых процессов в аридной Азии (рис. 1). На вторые–третьи сутки после прошедших пыльных бурь минеральная взвесь достигла Прикаспия и Нижнего Поволжья, распространилась по всей Великой Китайской равнине, а мелкая аэрозольная пыль всего через неделю была отмечена на западном побережье США.

Очень редкое природное явление было обусловлено необычной синоптической ситуацией: 8–9 апреля – в момент выпадения пыли в Прикаспийском регионе и на востоке Китая – мощный блокирующий антициклон с давлением до 1050 гПа занимал огромную территорию – от бассейна Волги до Приамурья и от среднего течения Оби и Енисея до южной половины Тибета (рис. 2). Устойчивость барического образования и его распространение на огромную территорию поддерживалось мощной адвекцией более холодного полярного воздуха по типу вторичных холодных вторжений (фронтов), при прохождении которых резко возрастает скорость ветра, что сопровождается сильными штормами и пыльными бурями.

Особенно сильными пыльные бури были 5–6 апреля. В это время центр антициклона располагался над Западным Казахстаном и Южным Уралом. Восточнее его над

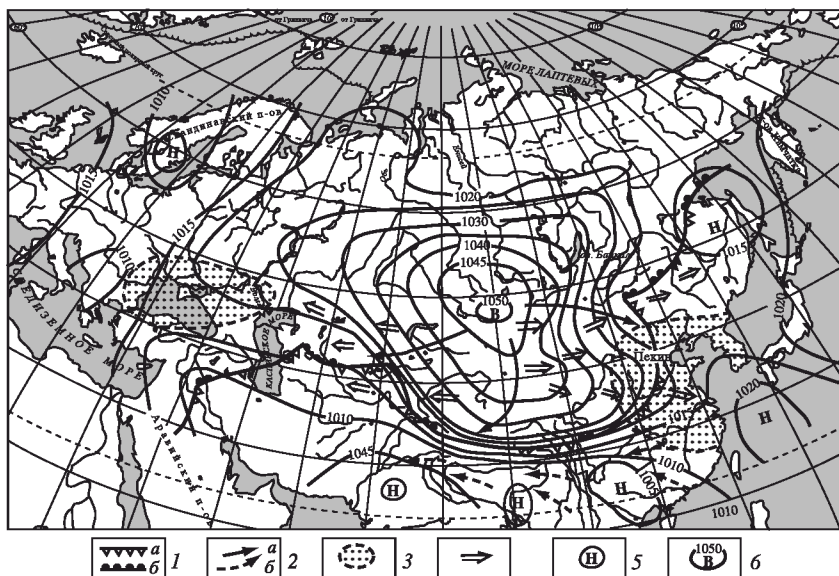


Рис. 2. Синоптическая карта с атмосферными фронтами (9 апреля 2001 г.)

1 – атмосферный фронт (а – холодный, б – теплый); 2 – направление ветра у земной поверхности (а – в антициклоне, б – в циклоне); 3 – зона мглы и сильной дымки; 4 – направление воздушного потока на высоте 3 тыс. м; область давления: 5 – низкого (Н), 6 – высокого (В)

Забайкальем находился очень глубокий и обширный циклон. В зоне сближения этих барических образований над территорией Восточного Казахстана, Западного Китая, Монголии – всей аридной Азии – прошла серия холодных атмосферных фронтов со шквалами и пыльными бурями (рис. 1).

Вторичные вторжения холодного воздуха с более высоким давлением не только усиливали антициклон, но и способствовали перемещению его центра в восточном направлении – из района Южного Урала – Западного Казахстана – на территорию Алтае-Саянской горной страны и Монголии, т.е. в центральный регион огромной Евразии с самым высоким давлением в зимнее время.

На В, Ю и ЮЗ периферии этого барического образования с огромным запасом энергии, а также на отдельных ветвях полярного фронта (ПФ) происходила генерация циклонических образований, на холодных фронтах которых и в зоне конвергенции воздушных потоков происходило резкое увеличение скорости ветра, выдувание мелкого зема с подстилающей поверхности и формирование его взвеси в приземном слое атмосферы. В зоне развитой турбулентности над атмосферным фронтом и в области восходящих токов в центральной части циклона мелкие аэрозоли поступали в среднюю и верхнюю тропосферу (вплоть до высотной фронтальной зоны и струйных течений) и включались в систему глобального переноса вещества.

Активному образованию волновых возмущений способствовали термодинамические условия ранневесеннего периода: сравнительно невысокий температурный фон в области воздействия антициклона и интенсивное прогревание воздушных масс в тропических и субтропических широтах после дня весеннего равноденствия усиливали температурные контрасты и термическую составляющую атмосферного давления. Отдельные ветви полярного фронта проходили от бассейна Амура и Забайкалья через равнины Китая до центральных районов Тибета (примерно до координаты 30° с. ш. и 90° в. д.), далее на пустыню Такла-Макан и через пустыни Средней Азии, южную половину Каспийского моря – на восток Малой Азии.

В середине–конце первой декады апреля на периферии антициклона на фронтальном разделе сформировалось не менее 7–8 барических возмущений циклонического типа, удаленных одно от другого на расстояние 1–2 тыс. км (характерный размер фронтальных волн и внетропических циклонов). Циклонические образования не являются стационарными в пространстве и времени, они перемещаются в соответствии с воздушным потоком в направлении общей ориентации главного (или климатологического), в данном случае – полярного, фронта. Поэтому очаги выдувания и зоны взвешивания минерального вещества перемещаются в пространстве и охватывают всю прифронтальную зону. В результате этого процесса вдоль всего фронтального раздела и в пределах зон конвергенции образовался мощный пылевой пояс шириной 500–700 км (размер атмосферного фронта внетропического циклона), протянувшийся от Хингана и Тибета в Прикаспийский регион (рис. 2).

В пределах этого пояса в зависимости от географического положения барического образования и в соответствии с динамикой атмосферы происходит последовательная смена трех стадий эоловой экзогенной морфодинамики: выдувание и формирование взвеси минерального вещества (холодный фронт и центральная область циклона), транзитный перенос в пределах штормовой зоны (периферия антициклона) и выпадение на подстилающую поверхность в зоне дивергенции воздушных потоков. В рассматриваемом случае выдувание мелкого песка и пыли могло происходить на всех волновых образованиях (на холодных фронтах) полярного фронта: с поверхности равнин Забайкалья и Восточной Монголии, пустыни Алашань и плато Ордос, межгорных котловин и речных долин аридного Восточного Тибета, песчаной поверхности пустыни Такла-Макан и пустынь Средней Азии, солонцов Приаралья.

Возможности солевого выноса и поступлению других опасных веществ на Европейскую территорию России, Южный Урал со дна высохшего Аральского моря уделяется особое внимание. В свое время этот вопрос рассматривали Б.А. Федорович, Д.В. Наливкин, И.Е. Бучинский, Н.Ф. Глазовский и ряд других исследователей.

Уникальность события апреля 2001 г. заключается в том, что вынос минерального вещества из аридного пояса Азии происходил одновременно в восточном и западном направлениях. Разделение воздушного потока и направления перемещения эоловой взвеси на восточную и западную составляющую произошло, очевидно, в районе Центрального Тибета – на крайней южной периферии блокирующего антициклона (около 30° с. ш. и 90° в. д.), где полярный фронт и, следовательно, штормовая зона поменяли ориентацию, с СЗ (от Прикаспия на юг Тибета) на СВ (от Тибета на Забайкалье и Приамурский регион).

Поступившее в Прикаспийский регион 8–10 апреля 2001 г. минеральное вещество выдувалось, очевидно, с поверхностей пустынь Средней Азии и Такла-Макан, где 5–6 апреля прошли пыльные бури, и восточными ветрами по ЮЗ периферии антициклона перемещалось через территорию Западного Китая, Средней Азии и Казахстана на расстояние в несколько тысяч километров. На вторые–третьи сутки после прошедших пыльных бурь минеральное вещество достигло юго-востока европейской части России, где в зоне расходимости воздушных потоков образовалась мгла. Это подтверждается и анализом карты абсолютной топографии АТ-700, что соответствует высоте около 3 км, на уровне которой в этом регионе наблюдались ветры восточной ориентации (рис. 2). Наиболее мелкие частицы достигали Причерноморского региона и даже Балкан, где на значительной площади отмечалась сильная дымка.

На восточной периферии Азиатского антициклона в средней тропосфере наблюдались устойчивые и сильные западные ветры. Поэтому минеральное вещество, выдутое с равнин Забайкалья, Восточной Монголии и пустыни Гоби, перемещалось в восточном направлении. Наиболее мелкая его фракция на уровне аэрозолей в системе струйных течений достигала тихоокеанского побережья США. Классическое положение субтропического струйного течения над 40-ми широтами при средней скорости ветра 30–40 м/с позволяет всего за неделю преодолеть расстояние в 10–12 тыс. км от Забайкалья до штата Невада [4].

В.П. Чичаговым отмечено, что на востоке Монголии и в Китае сильные ветры и ураганы, вызывающие пыльные бури, описываются с глубокой древности [3, 5]. Известно до 20 и более таких событий в весенние периоды. Очень часто это явление принимало глобальный характер, при котором значительная масса аэрозольного материала поступала в воздушное пространство над Тихим океаном и перемещалась далее на восток. Основным механизмом функционирования дефляционно-аккумулятивных систем этого региона является воздействие сильных ураганов, сформировавшихся в зоне конвергенции потоков, на подстилающую поверхность, как, например, сильная пыльная буря 20 марта 2010 г., охватившая территорию Восточной Гоби, Ордоса и Лёссового плато.

Общий вывод из анализа ранее выполненных работ сводится к тому, что на возвышенных равнинах аридной Центральной Азии преобладает дефляция, которая расчленяет исходный рельеф и выравнивает его. Тонкодисперсный материал, мелкий песок и пыль, которые образуются в результате физического и механического выветривания, работы стекающих с гор водных потоков, выносятся воздушными течениями в соседние районы и накапливаются в виде лёссовых покровов.

Лёссовые покровы широко распространены на территории Евразии. В пределах Западной и Центральной Европы они представлены отдельными массивами, а на востоке Русской равнины для них характерно сплошное распространение.

В Азии примером развития классических лёссов является, прежде всего, территория Восточного Китая (Лёссовое плато), а также покровы лёссов в Центральной и Средней Азии, Южном Казахстане. Кроме того массивы лёссов имеются в Западной Сибири (Приобское плато), на северо-востоке Китая, в Центральной Якутии.

В целом, при большом разнообразии климатических и ландшафтных условий Азии, в распространении лёссовых пород здесь намечаются две субширотные зоны: субтропическая пустынно-лёссовая и умеренная перигляциально-лёссовая [6].

Субтропическая пустынно-лёссовая зона протягивается от Северного Китая до Ближнего Востока примерно между 30 и 45° с. ш. В ее пределах могут быть выделены следующие лёссовые провинции: Центральноазиатская (Синьцзян), Северо-Китайская, Среднеазиатская и др. Открытые пространства с разреженной растительностью, большие массивы пылеватого и супесчаного материала обуславливают в этой зоне благоприятную обстановку для ветровой переработки тонкодисперсных осадков.

Перигляциально-лёссовая зона Азии приурочена к умеренным широтам – примерно от 45 до 60° с. ш. В пределах этой зоны могут быть выделены следующие провинции: Западно-Сибирская, Алтае-Саянская, юго-востока Сибири и Забайкальская [6].

Образование лёссовых покровов на территории Евразии непосредственно связано с динамикой атмосферы, скоростью и направлением ветра, определяемыми территориальным расположением азиатского антициклона, степенью его выраженности, а также положением полярного фронта и волновых возмущений на нем. В соответствии с этим на территории Азии в пределах субтропического и южной половины умеренного пояса выделяется две крупные области формирования лёссовых отложений: юго-восточная и юго-западная (относительно азиатского антициклона). Западная область, более компактная по территории, располагается севернее климатического положения иранской ветви ПФ (южнее она не может располагаться в принципе) в широтном поясе от 40 до 50° с. ш. и включает в себя субаридные провинции Западного Китая (Восточный Тянь-Шань, Джунгарию) и подгорные равнины Средней Азии. Восточная область, более значительная по площади и более монолитная, располагается севернее и западнее монгольско-китайской ветви ПФ, в основном в пределах широтного круга от 30 до 40° с.ш. и включает в себя лёссовые образования Восточного Китая и Восточного Тибета.

Динамические различия эоловых процессов современной и ледниковой эпох

В палеогеографических исследованиях плейстоцена Северной Евразии наиболее проблемным представляется вопрос о механизме образования непрерывной толщи лёссовых пород на огромной территории в пределах Европы – от северных склонов гор альпийского поднятия до полосы зандровых равнин (Мещера, Полесье, Северо-Польская низменность) и от Волги и Урала на востоке до атлантических берегов на западе.

В целях проводимого исследования гипотезы о происхождении лёсса можно объединить в три группы: эоловую, водную и почвенно-элювиальную. Существенным моментом во всех изложенных гипотезах является вопрос об источнике и механизме перемещения в пространстве минерального вещества и его покровном отложении на подстилающей поверхности, не зависимо от формы и элементов рельефа.

Наиболее достоверной авторам представляется версия о перемещении в пространстве пыли и мелкозема воздушным путем. Основателем теории субаэрального происхождения лёссов являлся Ф. Рихтгофен, детально изучавший лёссы Китая. Он считал, что лёссовое вещество приносится в бессточные впадины ветром и дождевой водой, а затем закрепляется степной растительностью. Работы Ф. Рихтгофена нашли признание и получили дальнейшее развитие в работах русских исследователей Средней и Центральной Азии – И.В. Мушкетова, В.А. Обручева, В.М. Синицына, в последнее время – В.П. Чичагова [3, 5]. Оригинальных взглядов на эоловое происхождение лёссов придерживался П.А. Тутковский [7]. Он считал, что европейский лёсс образовался за счет процессов развевания ледниковых отложений стоковыми ветрами и перемещения пыли на значительное расстояние от ледникового покрова.

При обсуждении эоловой версии образования лёссовых покровов необходимо иметь в виду ряд обязательных исходных условий, определяющих особенности циркуляции атмосферы в ледниковые и межледниковые эпохи очередного цикла оледенения и возможные направления и дальность переноса минеральной взвеси воздушными потоками. В частности:

- направление и скорость ветра в ледниковую фазу, когда под воздействием блуждающих водных потоков формировались флювиальные отложения, с поверхности которых выдувался мелкодисперсный материал;

- сочетание стоковой и фронтальной (циклонической) циркуляции, определяющих дальность и направление переноса эолового вещества и возможный район выпадения и аккумуляции взвеси на подстилающей поверхности;

- преобладающее направление ветра в период эоловой переработки слабо закрепленного растительностью минерального вещества аллювиальных и флювиальных отложений и образование параболических дюн на территории зандровых равнин.

Основываясь на принципе актуализма и используя метод аналогий, можно допустить, что циркуляция атмосферы, определяемая зональным распределением температуры на Земле, во время плейстоценовых оледенений и в современную эпоху на территории Евразии не имела принципиальных различий (т.е. также наблюдались западный перенос воздушных масс и процессы блокирования), хотя температурные контрасты возрастали, климатические пояса перемещались к экватору и несколько сжимались по широте, существенно изменялось в пространстве географическое положение главных (или климатологических) фронтов, а степень выраженности барических образований усиливалась.

Принятая гипотеза позволяет обратиться к современным аналогам, которые будут соответствовать палеоклиматическим условиям, определяющим характер интересующих нас экзогенных процессов: развевание моренных и аллювиальных толщ, образование форм микро- и мезорельефа на песчаных отложениях, наконец, формирование области непрерывных покровных отложений минеральной массы. Ключевым моментом в этих построениях является понимание механизма, который определяет последо-

вательность трех классических стадий любого экзогенного процесса: изъятие субстрата, его перемещение в пространстве и накопление на подстилающей поверхности.

Исследователями четвертичного периода отмечается, что образование валдайских лёссов началось около 60–70 тыс. л. н., т.е. по существу одновременно с началом оледенения, когда край ледникового щита соответствовал моренам Салпаусселькя [8, 9]. Простирающиеся лёссовые образования всего плейстоцена на огромной территории Восточной Европы – от верховий Волги до склонов Кавказа – свидетельствует о том, что в формировании этой минеральной толщи принимали участие воздушные потоки различного генезиса: и стоковые ветры, и фронтальные процессы.

Известно, что стоковые ветры, достигая скорости шторма и урагана (от 20 до 30–40 м/с и более), быстро затухают, т.к. они связаны с воздействием силы гравитации и соответствуют антициклональной циркуляции, для которой характерны нисходящие токи воздуха [10]. Поэтому при этой форме циркуляции минеральная взвесь, захватываемая с подстилающей поверхности, не может подниматься выше пограничного слоя и переноситься на расстояние тысяч километров, а выпадает из воздушного потока по мере снижения скорости ветра в непосредственной близости от края ледника.

При фронтальных процессах на разделе воздушных масс с разными свойствами и с различной температурой образуются хорошо выраженные восходящие токи, попадая в которые, пыль и тонкие минеральные частицы могут подниматься не только в среднюю, но и в верхнюю тропосферу, вплоть до струйных течений, а затем переноситься ведущим потоком на большие расстояния.

При существовании ледника над ним формировалась холодная воздушная масса типа арктического или антарктического воздуха с высоким атмосферным давлением. Во все эпохи покровных оледенений это барическое образование располагалось над севером Центральной и Восточной Европы и над Скандинавией. Это приводило к существенному изменению зональной циркуляции, нарушало западный перенос воздушных масс. Восточнее, южнее и юго-западнее господствовал полярный воздух (воздух умеренных широт). Фронтальный раздел между ними проходил примерно по линии от юга Великобритании до северных Карпат, затем строго на восток немного южнее широты 50° до излучины Дона и по Заволжью почти строго на север до предгорий Урала. На этом фронтальном разделе в силу воздействия термической причины возникали циклонические барические образования, на холодном фронте которых скорость ветра усиливалась, что приводило к выдуванию мелкозема с земной поверхности.

Одно из таких образований могло располагаться с центром над бассейном Камы и Среднего Урала. В этом случае, в дополнение к стоковой циркуляции в зоне сходимости воздушных потоков при резком увеличении скорости ветра и его вертикальной составляющей в районе Мещеры и Полесья происходило выдувание минерального вещества и взвешивание его в воздушном потоке. В соответствии с характерным размером внетропических циклонов твердая фракция в двухфазном потоке в средней и верхней тропосфере переносилась С и СВ ветрами в полосе по фронту до 500 км на расстояние 1–2 тыс. км и при резком снижении скорости потока и ослаблении его несущей силы в зоне расходимости линий тока выпадала на подстилающую поверхность на месте современной степной зоны юга России. Этот же механизм определял возможность отложения мелкозема на наветренных склонах (северной экспозиции) гор Кавказа, Средней и Западной Европы на высотах до 2–3 тыс. м [6].

В зависимости от размера территории, занимаемой ледником и антициклоном в стадию разрастания или сокращения оледенения, и перемещения в пространстве атмосферного фронта подобный механизм обеспечивал образование лёссовой толщи на всей огромной площади ее современного распространения – от Урала до северной половины Западной Европы. Эоловая взвесь переносилась по ЮВ, Ю и ЮЗ периферии антициклона в пределах штормовой зоны С, СВ и В воздушными потоками. Географическое положение волнового образования на атмосферном фронте определяло возможность формирования покровных отложений Украины, бассейна Дуная, Западной Европы (рис. 3).

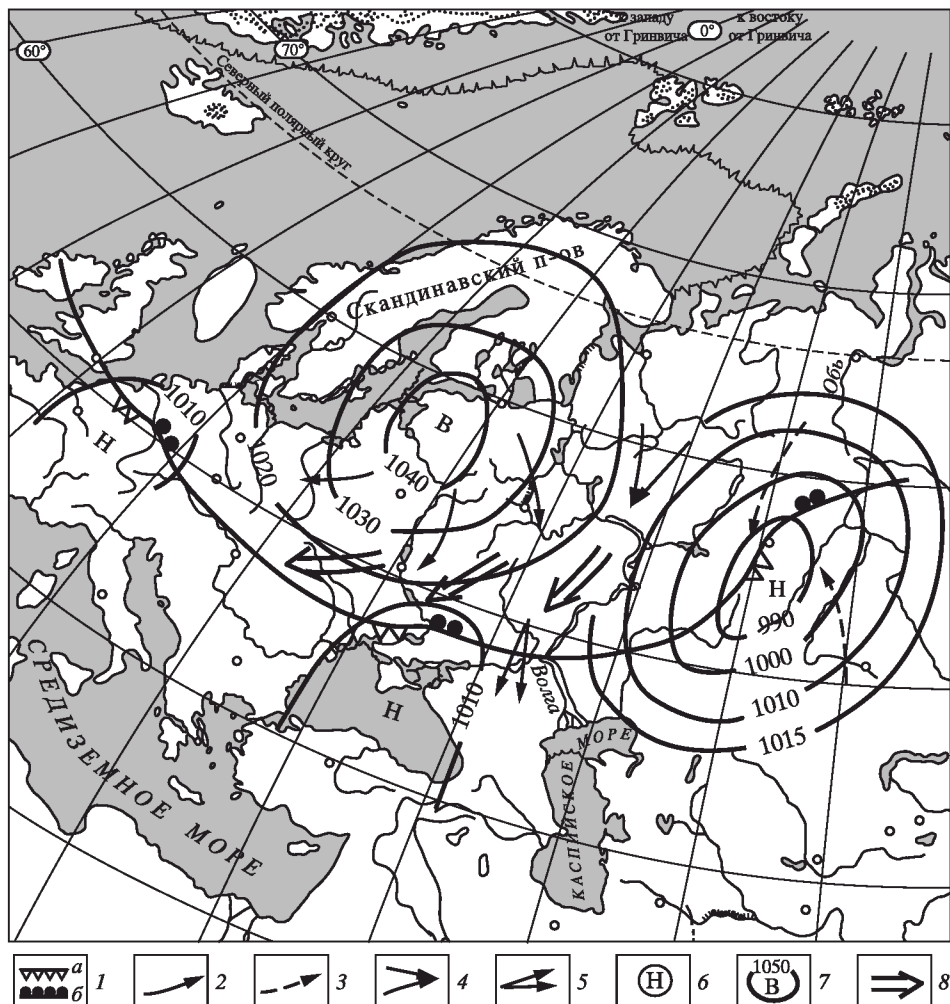


Рис. 3. Принципиальная схема распределения давления и направление воздушных потоков в эпоху плейстоценовых оледенений в пограничном слое атмосферы

1 – холодный (а) и теплый (б) фронты; направление: 2 – стоковых ветров и циркуляция воздуха в антициклоне, 3 – ветра в циклоне; зона: 4 – сходимости потоков, 5 – расходимости потоков; область давления: 6 – низкого (Н), 7 – высокого (В); 8 – направление перемещения эоловой взвеси

Необходимо согласиться с мнением П.А. Тутковского [7], который считал, что образование лёссовых покровов происходило при восточных ветрах. На южной периферии блокирующего антициклона, который сформировался над ледником, в соответствии с направлением горизонтального барического градиента и отклоняющей силы вращения Земли могут быть ветры только восточной четверти горизонта.

Обобщенная синоптическая ситуация, показанная на рис. 3, убедительно свидетельствует об этом. Анализ реальной приземной синоптической карты от 27 ноября 1963 г. показывает то же самое. Область высокого атмосферного давления занимала территорию над СЗ Восточной Европы и Скандинавией, что соответствует центральной зоне плейстоценовых оледенений. На В, Ю и ЮЗ антициклона на деформациях атмосферного фронта образовалась серия циклонов: над Западной Европой, южной Украиной и Средним Уралом. Усиление ветра западной четверти горизонта – от С и СЗ до З и ЮЗ – на холодных фронтах этих циклонов может обуславливать выдувание

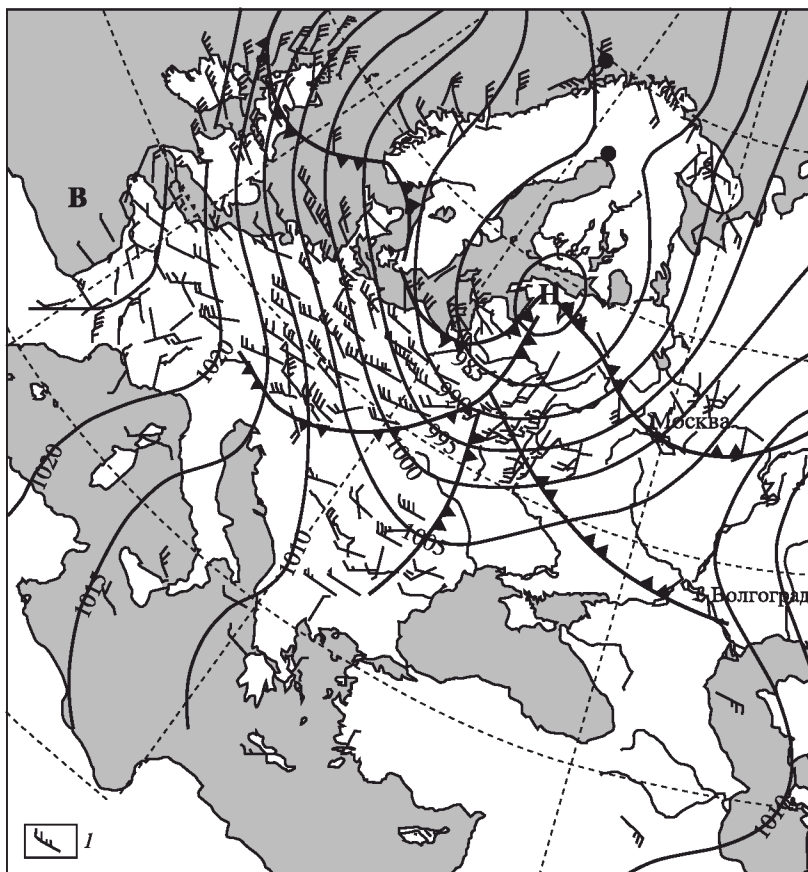


Рис. 4. Синоптическая ситуация при сильных западных ветрах (16 декабря 2005 г.)
 1 – западное направление и скорость ветра: длинная черта – 5 м/сек, короткая – 2–3 м/сек

мелкозема на существующих участках разветвления в пределах зоны лёссовых покровов и южнее, но в целом эти воздушные потоки имеют противоположную ориентацию по отношению к ветрам во время формирования лёссовых покровов и направлены от области покровного осадконакопления к зандровым равнинам – источникам эоловой взвеси того времени. Участие западных ветров в образовании лёссовых покровов, таким образом, принципиально невозможно. Эти ветры характерны для южного сектора и передней части циклона, тогда как раздувание и формирование взвеси минерального вещества происходит в зоне сходимости потоков на СЗ периферии циклона, где происходит сближение и непосредственный контакт с воздушной массой антициклона и направление воздушных потоков приобретает восточную составляющую.

Что-то аналогичное наблюдается в атмосфере над современной Антарктикой: область высокого давления над континентом, стоковые ветры по его периферии и активная циклоническая деятельность над прилегающими морями. В результате в ревущих сороковых широтах южного полушария наблюдаются устойчивые западные ветры. В эпоху покровных оледенений и формирования лёссовой толщи в Европе в аналогических термобарических условиях в 40–50-х широтах Северного полушария господствовали подобные ветры, но дующие с востока. Это связано с воздействием на направление ветра силы Кориолиса, которая направлена противоположно в северном и южном полушарии. Поэтому в приледниковой зоне Северного полушария, в отличие

от Южного (приантарктического), должен преобладать восточный перенос воздушных масс.

Однако игнорирование участия западного переноса и ветров соответствующего направления в эоловой морфодинамике на подстилающей поверхности в эпоху оледенений является необоснованным. Используя принцип аналогии, можно показать синоптическую ситуацию, при которой образовались материковые дюны или обширные поля перевеянных зандровых и ледниковых озерных отложений перигляциального пояса (рис. 4). Среди этих образований встречаются параболические дюны, обращенные к западу своей вогнутой стороной. В работе К.К. Маркова и А.А. Величко показано, что эти формы рельефа образовались при западных ветрах. Это не вызывает сомнения, т. к. антициклоническая циркуляция над ледником примерно в половине-третьей части времени может нарушаться циклонической, т. е. вполне допустимы прорывы циклонов в область, занятую антициклоном, что происходит в современной Антарктиде и на северо-востоке Сибири [8].

Перевевание зандровых равнин, возможно, было бы и в современную эпоху, если бы легко развеваемые песчаные образования не были задернованы. При зимнем положении арктического фронта серия циклонов, образующихся на нем, перемещается через Балтийское море в восточном направлении. В этом случае аккумулятивные низменные образования от Нидерландов до Мещеры оказываются в области воздействия холодных фронтов с резким усилением скорости ветра, что имело место, например, в середине декабря 2005 г. и могло сопровождаться перевеванием рыхлого несцементированного материала. Очень сильные западные ветры воздействовали на подстилающую поверхность в пределах широтной зоны от 47 до 55° с.ш. – в полосе шириной до 500 км и более, где распространены современные нелёссовые отложения зандровых равнин, т. е. по П.А. Тутковскому [7] и В.В. Колпакову [11] – в области распространения ископаемых пустынь Северного полушария. Можно считать, что зандровые равнины являлись не только источником минеральной взвеси, которая переносилась воздушными потоками и привела к образованию лёссовых покровов, но и одновременно с этим ветер сформировал на их поверхности аккумулятивные формы мезорельефа.

Таким образом, участие воздушной среды в перемещении минерального вещества и формировании покровных отложений не должно вызывать сомнений. Эти процессы определяются динамикой атмосферы, связанной с характерными размерами барических образований и их географическим положением в соответствующую палеогеографическую эпоху. Со временем ход экзогенных рельефообразующих процессов на Земле может существенно изменяться. В современную геологическую эпоху по отношению ко времени плейстоценовых оледенений ситуация изменилась на противоположную: при процессах блокирования на юго-востоке ЕТР минеральное вещество из степной зоны лёссовых отложений переносится в область зандровых равнин и даже центров оледенения. Возможность этого процесса, т. е. эоловый привнос мелкозема в лесотатажную зону Русской равнины из континентальных арен развеивания, показана в работе [12].

Заключение

Сильные пыльные бури в зоне эолового морфогенеза Евразии и ориентация эоловых потоков минерального вещества связаны с блокированием циклонической циркуляции стационарным азиатским антициклоном. Перемещение центра этого барического образования от Среднего и Нижнего Поволжья, Западного Казахстана до Алтае-Саянской горной страны, Северной и Центральной Монголии и образование на его периферии циклонических вихрей определяет возникновение штормов, ураганов и сильных пыльных бурь в зоне сходимости воздушных потоков на территории всей аридной и семиаридной Евразии. Особой силы эти процессы достигают в ранневесенний период (март–апрель), когда температурные контрасты достигают максимальной величины и резко активизируется циклоническая деятельность на полярном фронте.

При такой синоптической ситуации золотая взвесь выносится из центральных районов Азии воздушными потоками восточного и западного направления в средней и верхней тропосфере и осадконакопление происходит на территории этого континента в областях формирования лёссовых покровов.

Наиболее сильными эти процессы бывают при сближении барических образований, когда центр антициклона находится над Центральной Монголией, а циклон – над Желтым морем и Кореей. В этом случае на востоке пустыни Гоби, на плато Ордос и Лёссовом в области конвергенции воздушных потоков наблюдаются сильнейшие пыльные бури.

В отдельные годы (с повторяемостью около 10%) при хорошо выраженном западном отроге азиатского антициклона дефляционные процессы и сильные пыльные бури могут распространяться на степные районы Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин, т. е. выходить за пределы азиатского аридного пояса. В этом случае минеральное вещество выносится из континентальных арен развевания (с поверхности распаханых степей) в гумидный пояс Евразии.

Очень редко, с повторяемостью не более 2–3%, когда блокирующий антициклон занимает огромную территорию от Среднего и Нижнего Поволжья до Забайкалья, минеральное вещество из аридной Азии может поступать не только на восточную окраину континента и прилегающие моря, но и в западном направлении – в Прикаспийский регион и на юг Европы. Разделение воздушного потока и направления перемещения взвеси на восточную и западную составляющие происходит в средней тропосфере над Южным и Центральным Тибетом (около 30° с. ш. и 90° в. д.), где полярный фронт меняет ориентацию с СЗ на СВ.

Формирование лёссовых покровов в период плейстоценовых оледенений также связано с преобладающим направлением воздушных потоков, определяемых географическим положением антициклона над покровом льда и циклонов, образовавшихся на атмосферном фронте по его периферии.

Таким образом, современные климатические условия способствуют активному проявлению золотой морфодинамики на территории Евразии. Более того, в голоцене продолжается “подпитка” минеральным веществом областей формирования классических лёссов. Однако в семиаридном поясе, по крайней мере в европейских степях, процесс накопления минерального вещества в современную эпоху, в том числе и под воздействием антропогенных факторов, поменял знак: при блокирующих процессах минеральная взвесь выносится из распаханых степей в область зандровых равнин и даже центров оледенения. В толще дерново-подзолистых почв в лесотасажной зоне Русской равнины на мощных покровных суглинках Клиско-Дмитровской гряды в почвах эталона установлено избыточное накопление фракции физического песка, который мог поступать сюда, очевидно, только золотым путем. Но вынос минерального вещества в какой-то степени компенсируется его возможным поступлением из аридной Азии: лёссы Ергеней, Предкавказья и Приазовья могли формироваться не только в ледниковые эпохи, но и в ксеротермических условиях при участии этого процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сажин А.Н., Васильев Ю.И., Чичагов В.П., Ларионов Г.А. Золотый морфогенез и современный климат Евразии (ст. 1. Динамика атмосферы, блокирующие и золотые процессы) // Геоморфология. 2012. № 3. С. 10–20.
2. Наливкин А.В. Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1969. 487 с.
3. Чичагов В.П. Ураган 1980 года в Восточной Монголии и особенности золотого рельефообразования в Центральной и Восточной Азии. М.: ИГРАН, 1998. 205 с.
4. Пылевые бури // Природа. 2002. № 10. С. 85.
5. Чичагов В.П. Золотой рельеф Восточной Монголии. М.: ИГРАН, 1999. 269 с.

6. Лёссовый покров Земли и его основные свойства / В.Т. Трофимов, С.Д. Балыкова, Н.С. Болиховская и др. М.: Изд-во МГУ, 2001. 464 с.
7. Тутковский Л.А. Ископаемые пустыни Северного полушария. М.: 1910. 108 с.
8. Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период (ледниковый период – антропогенный период). Т. III. Материки и океаны. М.: Недра, 1967. 440 с.
9. Лёссовые породы СССР. Т. 1. М.: Недра, 1986. 232 с.
10. География Антарктиды. М.: Мысль, 1968. 439 с.
11. Колпаков В.В. Новое о дефляции в антропогене Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1995. Т. 39. № 1. С. 109–112.
12. Ильичев Б.А., Таргульян В.О. Эоловый привнос пыли в лесной зоне Русской равнины в голоцене // Процессы почвообразования и эволюции почв. М.: Наука, 1985. С. 202–215.

Волгоградский кооперативный ин-т
Российского университета кооперации,
ВНИАЛМИ Россельхозакадемии,
Ин-т географии РАН,
Географический факультет МГУ

Поступила в редакцию
10.01.2012

EOLIAN MORPHOGENESIS AND RECENT CLIMATE OF EURASIA (PAPER 2. DISASTROUS EOLIAN PROCESSES, DYNAMIC DIFFERENCES OF EOLIAN PROCESSES IN RECENT AND GLACIAL EPOCHS)

A.N. SAZHIN, YU.I. VASIL'EV, V.P. CHICHAGOV, G.A. LARIONOV

Summary

Heavy dust storms within the area of eolian morphogenesis in Eurasia and orientation of eolian mineral flows are related to formation of Asian anticyclone and its influence on atmosphere. Its centre is moving from Middle and Lower Volga, Western Kazakhstan to Altai-Sayan Mountains and Northern and Central Mongolia. Formation of cyclonic whirlwinds by its periphery determines the formation of storms, hurricanes and strong blowing dust. These processes are especially strong during early spring (March-April) when contrasts of temperatures are maximal and cyclonic activity is most intensive at the polar front. When center of anticyclone is over Central Mongolia and cyclone is over the Yellow Sea and Korea eolian processes are extremely strong; in such case there happen severe dust storms in the areas of air currents convergence over the eastern Gobi, plateau Ordos, and Loess plateau.

УДК 551.435.14

© 2013 г. А.В. ЧЕРНОВ

РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ И РЕЧНЫЕ РУСЛА (ОПЫТ СОВМЕСТИМОЙ ТИПИЗАЦИИ)¹

Речная долина – самостоятельная геоморфологическая система, представленная четырьмя основными составляющими: речным руслом, поймой, террасами и склонами (коренными бортами долин и уступами террас) (рис. 1). Система является открытой, но теснота и взаимность связей между ее составляющими, которые определяются процессами переноса вещества и энергии, значительно превышает тесноту внешних связей долины.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента РФ для государственной поддержки ведущих научных школ РФ (проект НШ-79.2012.5) и РФФИ (проекты № 11-05-00179-а и №10-05-00955-а).