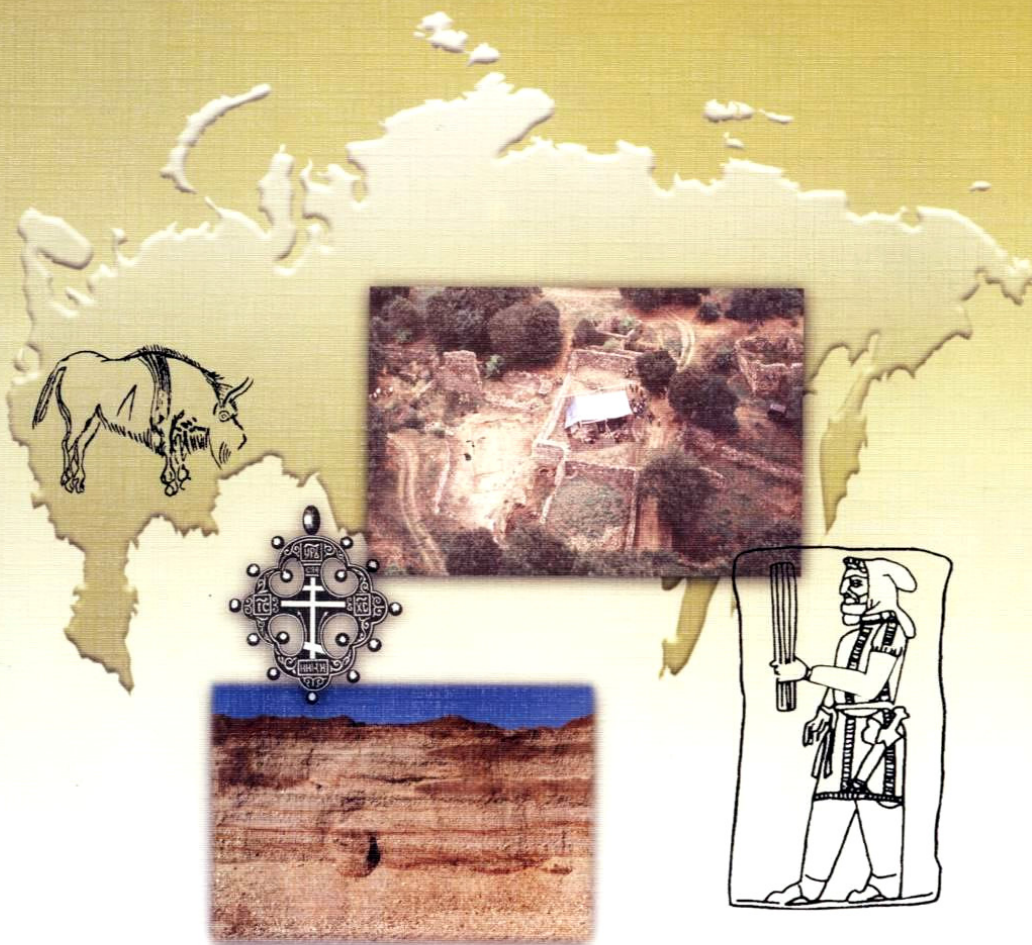




АРХЕОЛОГИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ЕВРАЗИИ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ АРХЕОЛОГИИ И ЭТНОГРАФИИ

АРХЕОЛОГИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ЕВРАЗИИ

Ответственные редакторы
акад. *А.П. Деревянко*, канд. ист. наук *Т.И. Нохрина*

Новосибирск
2004

Модель переноса и выпадения пылевого аэрозоля в южных районах Таджикистана

Введение

Засушливые зоны земного шара генерируют огромное количество частиц пыли, которые проходят различные процессы преобразования, переноса и седиментации. Это затрагивает не только климат, но и влияет на другие процессы естественного формирования окружающей среды. Разрезы лессовых почв содержат значительную геологическую информацию, которая характеризует колебания палеоклимата [Dodonov & other, 1999].

Самые толстые лессово-почвенные отложения Средней Азии расположены в Южном Таджикистане. Причиной таких отложений является географические условия этой и соседних территорий, расположение горных хребтов и особенности климат. Моделирование процессов седиментации и аккумуляции аэрозоля важно для понимания и подтверждения гипотезы о формировании лессов из выпавших из атмосферы пылевых частиц. Для моделирования использовались климатические данные фактических наблюдений, охватывающих только прошлое столетие. Результаты моделирования были представлены на конференциях [Ломов и Финаев, 1994; Finaev, 1995], но логика моделирования описывается впервые.

2. Обоснование и логика моделирования

Определенные особенности переноса пылевого аэрозоля и его седиментации определяются комбинацией физико-географических и климатических условий. Подчиняясь законам глобальной атмосферной циркуляции, основные воздушные массы в этом районе перемещаются с запада, юго-запада на восток, северо-восток. Высочайшие горные цепи Тянь-Шаня и Памиро-Алая образуют замкнутую орографическую нишу, открытую с запада и юго-запада для проникновения воздушных масс. Горные хребты высотой 5000 - 6000 м. н. у. м. в

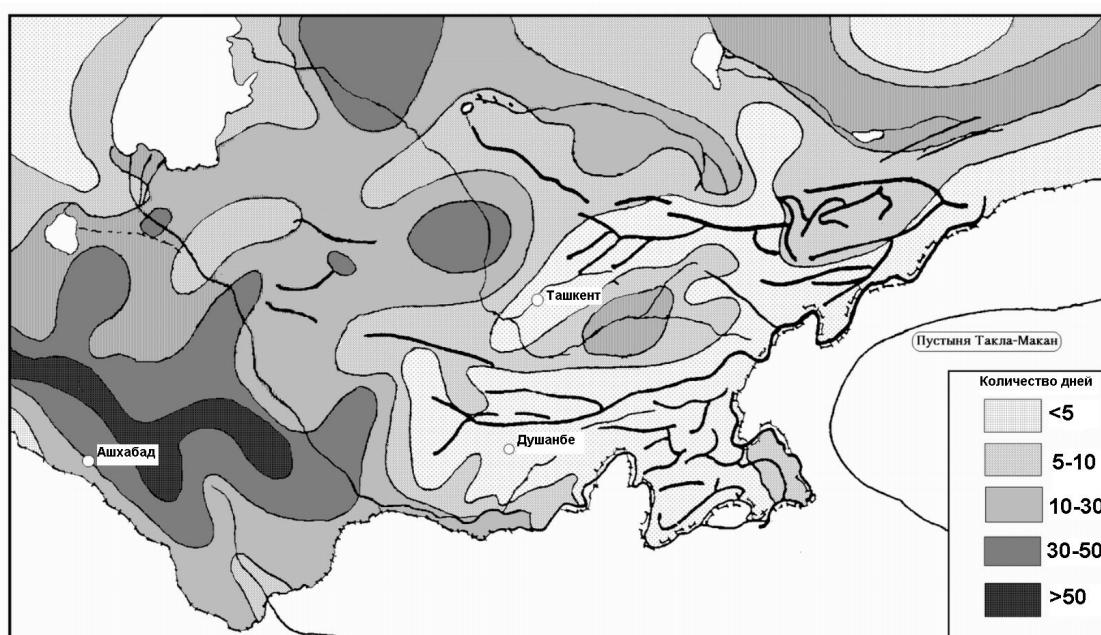


Рис. 1. Продолжительность пыльных штормов в Средней Азии (Количество дней).

восточных и северных частях Таджикистана формируют барьер, являющийся преградой для дальнейшего продвижения воздуха. Таким образом, воздух в нижней тропосфере застаивается в замкнутых долинах. Именно поэтому пыльные штормы, развивающиеся в пустынях расположенных к западу от Таджикистана, поставляют в горные районы Памиро-Алая пыльные воздушные массы, которые застаиваются в долинах. Аэрозоль постепенно выпадает на поверхность, в то время как метеорологические станции отмечают мглу во время этих пылевых эпизодов (рис. 1) [Финаев, 1988, Dodonov & other., 1999].

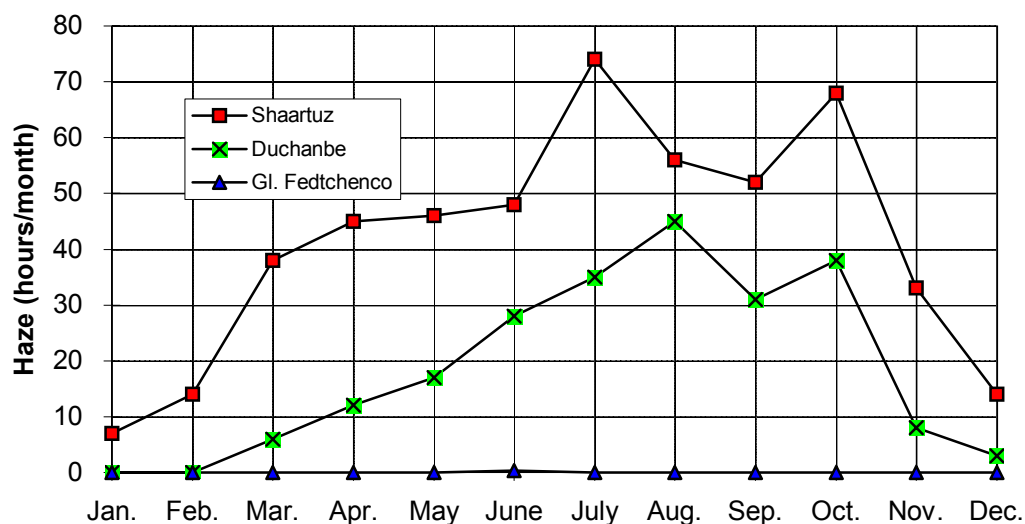


Рис. 2. Продолжительность пыльной мглы (час/месяц).

Благоприятные условия для развития пыльных штормов происходят в пустынях Средней Азии в середине и конце лета. В этот период осадки почти отсутствуют, и пересохшая почва подвержена процессам дефляции, даже если скорость ветра слаба. Поднятая пыль висит в воздухе даже после окончания бури. Эта пыль переносится на большие расстояния воздушными потоками. Крупные частицы, поднятые в воздух, быстро выпадают, в то время как мелкие частицы находятся в воздухе длительное время и образуют мглу. Видимость при этом, колебаться от 4-10 км до 2-4 км. Вертикальная высота пыльного слоя может достигать 3-4 км. Концентрация частиц пыли в воздухе составляет $8,4 \text{ в см}^3$ [Иванов и Финаев, 1987]. Число дней с мглой увеличивается к югу. Если в Северном Таджикистане фиксируется до 10 дней с мглой ежегодно, то в Гиссарской долине 20-27 дней/год, а на крайнем юге 40-70 дней/год. Мгла проникает далеко на восток по речным долинам (в Гарме зарегистрировано до 26 дней с мглой ежегодно). Мгла редко наблюдается на Памире (только 3-6 дней/год) [Климат СССР. Руководство, 1970]. Что касается годового хода, то максимальное число дней с мглой зарегистрировано в июле-октябре, а минимум наблюдается в течение зимы.

Продолжительность пылевых эпизодов увеличивается к югу, так же как и количество дней с мглой. Средняя продолжительность мглы не превышает 40 часов/год на севере, увеличивается до 200-400 часов/год в Гиссарской долине, и далее растет до 500-600 часов/год на крайнем юге. Общая продолжительность мглы на Памире меняется от 4-8 до 30-40 часов/год. Что касается мглы на леднике Федченко, то там она бывает чрезвычайно редко. Это отмечалось только один раз в 25 лет, что составляет продолжительность 0,4 часа/год. Годовой тренд продолжительности мглы аналогичен числу дней с мглой (рис. 2), (данные из Справочника [Климат СССР, 1970]).

Максимум мглы в июле (Шаартуз) и в августе (Душанбе) связан с увеличением штормов и конвекции над сухой почвой во время наибольшего солнечного прогрева и образования летней термической депрессии. Максимум мглы в октябре связан с началом

циклонической деятельности над сухой поверхностью. На леднике Федченко максимум мглы отмечается в июне. В это время конвекция достигает своей максимальной высоты, и пыльный воздух распространяется в высокогорные районы. В зимний период почва становится сырой, и уровень конвекции уменьшается. Именно поэтому, несмотря на ветер во время циклонической деятельности, количество мглы уменьшается.

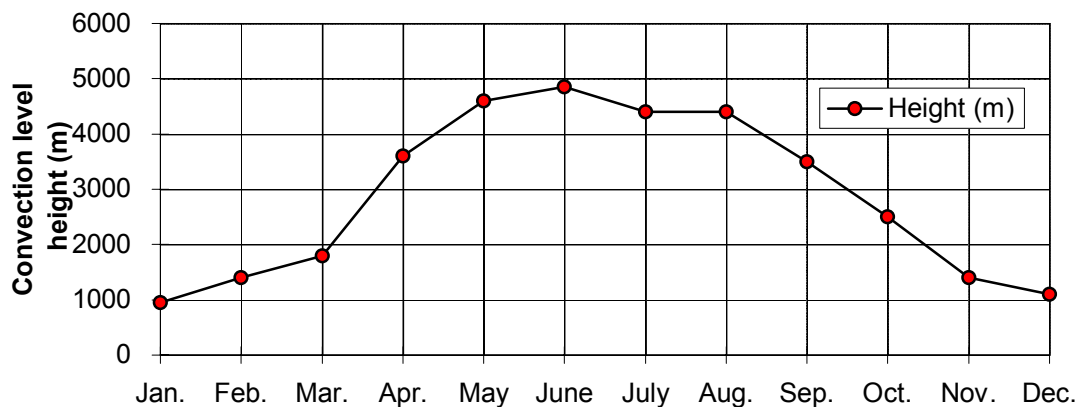


Рис. 3. Высота конвективного слоя. [Финаев, 1987; 1994].

Исследование аэрозоля [Финаев, 1987; Советско-Американский эксперимент по исследованию аридного аэрозоля, 1992] и отложения пыли на леднике [Анохин, 1978] показали, что аэрозоль распространяется в конвективном слое до уровня конвекции. Основная масса аэрозоля состоит из частиц менее 25 μm . Эти частицы отмечены на всех уровнях конвективного слоя и ледниках, которые расположены на той же самой высоте.

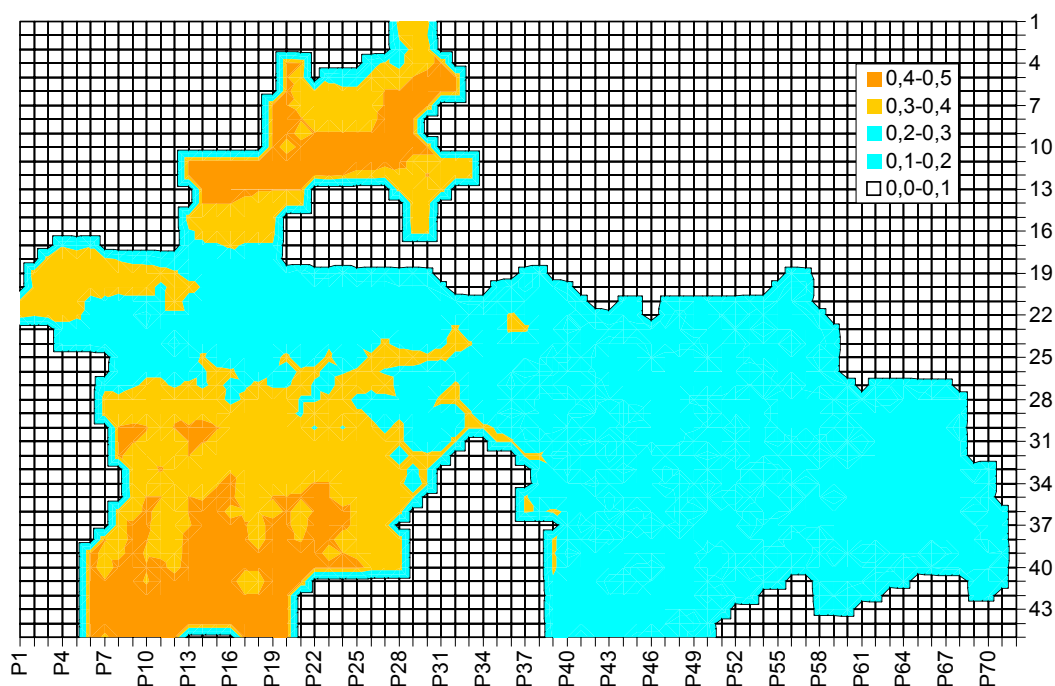


Рис. 4. Распространение аэрозоля (в среднем за год); 0-0,3 - чистый воздух; 0,3-0,5 – пыльный воздух.

Финаевым [1987; 1994] определена средняя ежемесячная высота уровня конвекции. Максимальная высота зарегистрирована в июне (рис. 3). Нагрев поверхности и конвективные потоки увеличиваются в этом месяце. Основываясь на этих данных, была рассчитана среднегодовая карта распределения аэрозоля (рис. 4). Масштаб расчетной сетки составляет 10x10 км.

Анализ имеющихся материалов показал основные процессы, которые происходят в этом регионе во время переноса и выпадения аэрозоля, и их взаимосвязь. Это позволило создать модель переноса и выпадения аэрозоля.

Таким образом, логика моделирования довольно проста. Необходимо оценить количество выпавшего аэрозоля из единичного вертикального столба воздуха. Высота столба ограничена поверхностью земли и верхней границей конвективного слоя. Время осаждения зависит от размера частицы. Влияние вертикальной составляющей ветра не принималось во внимание. Продолжительность действия процесса ограничена временем наблюдения мглы на метеорологических станциях.

Техника расчета

Основываясь на фактах, описанных выше, можно показать процессы переноса и выпадения аэрозоля (рис. 5).

Во время бурь аэрозоль Среднеазиатских пустынь распределяется в тропосфере почти однородно до высоты конвективного слоя (скорость в вихревых потоках по горизонтали и вертикали достигает десятков метров в секунду). Воздушная масса, содержащая аэрозоль, приходит на территорию Таджикистана и заполняет закрытые долины, лежащие ниже конвективного слоя. Поступая на более холодную поверхность и встречая барьер горных

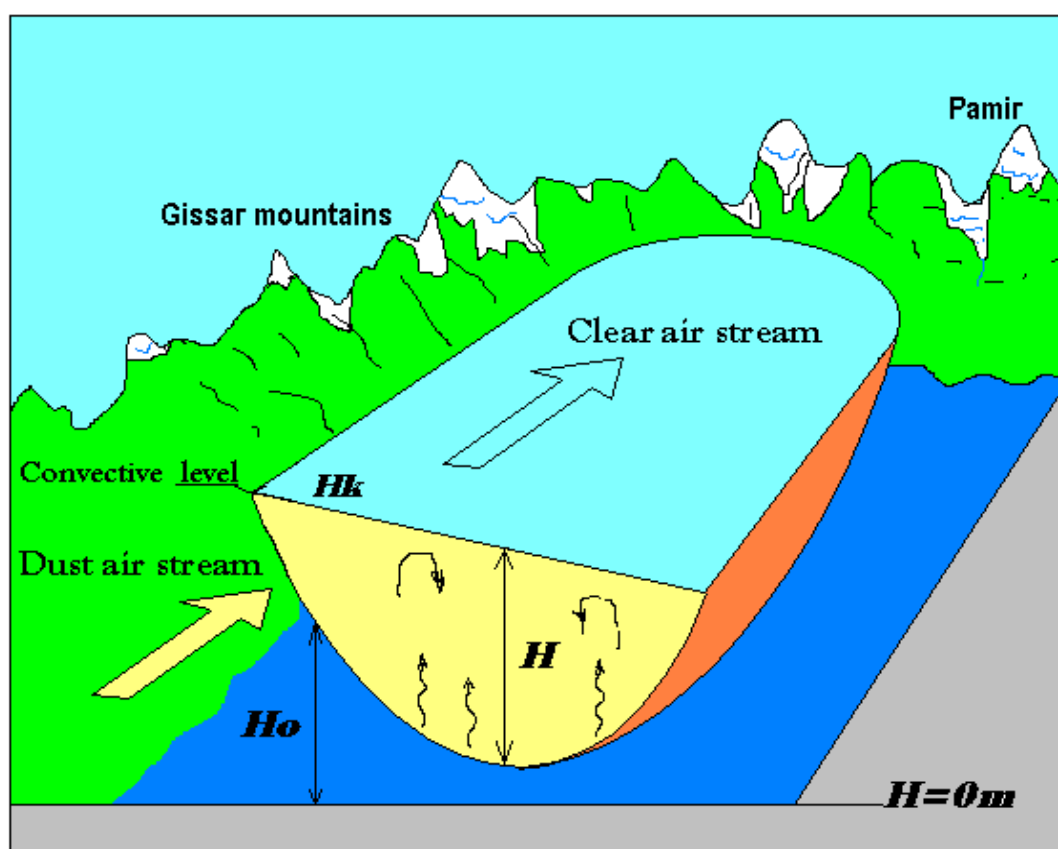


Рис. 5. Диаграмма модели накопления пылевого материала.

цепей, вертикальные скорости конвекции ослабевают, воздух застаивается, и аэрозоль начинает выпадать. Верхняя часть этой массы воздуха переваливает горные хребты, а на ее место поступают новые порции пыльного воздуха. Непрерывное поступление на территорию пыльных масс воздуха происходит в течение всего пылевого эпизода. Это объясняет продолжительность мглы. Основываясь на фактах, логике и схеме модели, показанной выше мы можем вычислить количество выпавшего аэрозоля.

Массу аэрозоля в единице объема воздуха можно рассчитать по формуле:

$$m = \frac{4}{3} P_i P_a \int_{r_1}^{r_N} r^3 N(r) dr ,$$

где m - масса аэрозоля в единичном объеме воздуха, $P_i = 3.14 \dots$, P_a - плотность аэрозоля, r - радиус частицы, $N(r)$ - число частиц радиусом r .

Полная масса аэрозоля в атмосферном столбе:

$$M_o = m H,$$

где H - высота конвективного слоя над подстилающей поверхностью. Эта величина является разницей между верхним уровнем конвекции (H_k) и высотой поверхности над уровнем моря (H_o):

$$H = H_k - H_o.$$

Время осаждения (T_v) рассчитывается как:

$$T_v = H/V,$$

где V - скоростью свободного падения частицы аэрозоля радиусом r . Ее можно определить по формуле Стокса:

$$V = 2/9 r^2 g (P_a - P_w) / \eta$$

где $g = 978,049(1 + 0,0052834 \sin^2(F) - 0,000006 \sin^2(2F))$ – ускорение гравитации на широте F , $\eta(20^\circ\text{C}) = 18,1 \times 10^{-5}$ пуаз (г/см с) - вязкость воздуха при температуре 20°C , P_a - плотность частицы аэрозоля (для кварца: $= 2.65$ г/см³), P_w - плотностью воздуха ($P_w = 0,0012928$ г/см³).

Следует отметить, что метеорологические станции фиксируют продолжительность мглы, за весь период существования пыльной воздушной массы, но это не время выпадения аэрозоля из столба воздуха. Время выпадения может быть гораздо меньше и завершает один цикл выпадения частиц. Следовательно, весь период мглы характеризует число пыльных колонок, из которых выпал аэрозоль. Эту характеристику можно назвать “количеством циклов” или “количеством обращений” (R):

$$R = T / T_v,$$

где T - является продолжительностью мглы за некоторый период (месяц, год). Тогда масса аэрозоля (M) выпавшего на единицу площади на данной территории будет составлять:

$$M = m H R .$$

Отсюда легко вычислить толщину сформированного слоя почвы (L):

$$L = M / P_l$$

где P_l – плотность лесса (1.35 г/см³).

Важным моментом в этих расчетах является оценка высоты уровня высоты пограничного слоя, в котором распространяется аэрозоль. На рисунке 5 показано изменение высоты уровня конвекции в течение года [Финаев, 1987; 1994].

Данные, используемые для модели:

$N(r)$ - функция распределения частиц по размерам. Для Центрально-азиатского аэрозоля это было определено Ивановым и Финаевым [1987] и в Советско-Американском эксперименте по исследованию аридного аэрозоля [1992].

H_o - высота поверхности над у.м. - средняя высота ячейки сетки в масштабе 10×10 км., полученная по карте рельефа.

H_k – верхняя граница конвективного слоя. Зависит от сезона и определяется по модели [Финаев, 1994].

T - продолжительность мглы. [Климат СССР. Справочник, 1970].

Результаты

В основу расчетов скорости выпадения аэрозоля в Таджикистане при помощи методики, описанной выше были положены фактические данные по периодичности и продолжительности пыльной мглы [Климат СССР. Справочник, 1970], и высота поверхности над уровнем моря. Также рассчитывалась толщина конвективного слоя за каждый месяц. Она менялась от 950 м. н.у.м. в январе до 4850 м. н.у.м. в июне. Расчет толщины отложений проводился за каждый месяц на каждой станции, фиксирующей мглу. Высота метеорологической станции над уровнем моря (H_0) и средняя толщина отложений пыли (L) представлены в таблице 1. Анализ данных таблицы показывает, что толщина слоя аккумуляции зависит от высоты станции и места ее расположения (расстояния от района пыльных бурь). Толщина слоя выпавшего аэрозоля в течение года изменяется от 0.04 мм/год до 0.683 мм/год. Усредненная скорость аккумуляции по всей территории составляет 0.2 мм/год. Почти те же самые данные были получены на лессовых разрезах Таджикистана для раннего голоцена (от 0.17 до 0.26 мм/год.) [Ломов, 1991]

Шаклетон и др. [Shackleton & other, 1995] показали, что скорость аккумуляции лесса на разрезе Карамайдан меняется от 0,05 мм/год до 0,22 мм/год. Расчет по данным станции Файзабад, расположенной в районе разреза Карамайдан, показывает скорость аккумуляции 0,22 мм/год. Скорость аккумуляции отложений в пунктах Кангурт, Куляб и Ховалинг - 0,207, 0,338 и 0,273 мм/год соответственно (Таб. 1). Скорость аккумуляции лессового разреза Дараиколон, который расположен в том же самом районе, составляет 0,11-0,31 мм/год и зависит от лессового горизонта [Додонов и другие, 1999]. Для первого и второго педокомплексов скорость накопления составляет 0,31 мм/год, а средняя скорость за 0,8 миллиона лет - 0,25 мм/год. Средняя скорость аккумуляции частиц пыли, рассчитанная по трем станциям данной территории, составляет 0,27 мм/год.

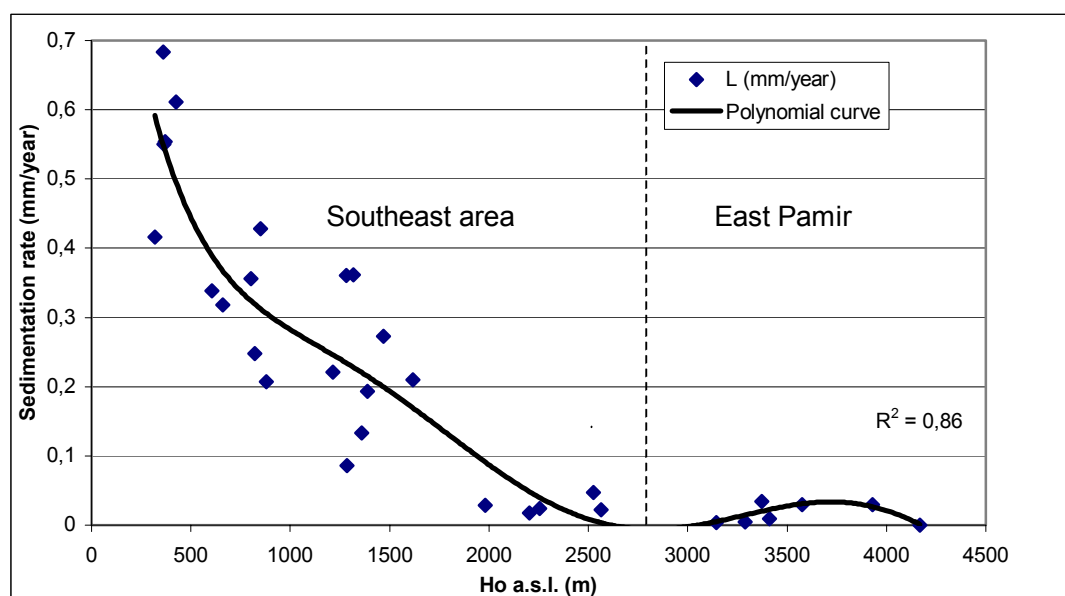


Рис. 6: скорость аккумуляции аэрозоля (мм/год).

Модель позволяет оценить распределение скорости аккумуляции в зависимости от высоты поверхности ландшафта (рис. 6). Результаты такого моделирования показаны в таб. 1, однако пункты Северного Таджикистана были исключены. Они не удовлетворяют условиям. Разброс точек может быть аппроксимирован полиномом шестого порядка с коэффициентом корреляции $R^2=0,86$. Кривая полинома показывает, что процессы накопления материала пыли происходят до высоты 2600 м. Скорость накопления меняется от 0,3 до 0,2 мм/год на высотах 900-1600 м. Это соответствует экспериментальным данным, полученным на разрезах Карамайдан и Дараиколон, которые находятся в диапазоне этих высот. Увеличение скорости аккумуляции на высотах 3000-4200 м. показывает накопление в восточной части Восточного Памира. Перенос аэрозоля в этот район происходит из пустыни Такламакан (Западный Китай).

Таблица 1: Толщина слоя аккумуляции аэрозоля в среднем за год L (мм/год).

Станция	Но над у.м., (м)	L, мм/год
Айвадж	318	0,416
Анзобский пер.	3373	0,034
Гарм	1316	0,362
Гушары	1359	0,133
Дангара	660	0,318
Дехауз	2564	0,022
Джаушангоз	3410	0,009
Душанбе, агро.	803	0,356
Душанбе, гор.	822	0,248
Иол	1283	0,361
Ирхт	3290	0,005
Искандеркуль	2204	0,018
Исфара	841	0,017
Ишкашим	2524	0,047
Калай-Хум	1284	0,086
Кангурт	879	0,207
Каракуль	3930	0,030
Куляб	604	0,338
Курган-Тюбу	426	0,611

Станция	Но над у.м., (м)	L, мм/год
Федченко лед.	4169	0,0004
Ленинабад	410	0,041
Марушкент	2254	0,024
Мургаб	3576	0,030
Оби-Гарм	1387	0,193
Пархар	369	0,554
Пенджикент	1015	0,036
Пяндж	362	0,683
Рушан	1981	0,029
Сангистон	1522	0,014
Тавиль-Дора	1616	0,210
Ура-Тюбе	1004	0,044
Файзабад	1215	0,221
Ховалинг	1468	0,273
Шаартуз	363	0,550
Шахринау	852	0,428
Шахристан пер.	3143	0,004

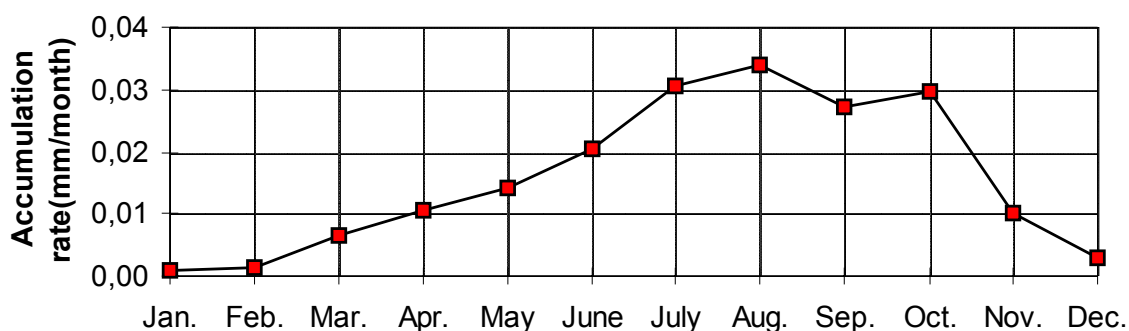


Рис. 7. Средняя месячная толщина слоя аккумуляции (мм/месяц).

Ежегодная скорость аккумуляции пылевого материала не постоянна и зависит от колебаний климата. На рис. 7 показана средняя месячная толщина слоя выпавшего аэрозоля в среднем по всем станциям.

Основываясь на этих результатах легко построить среднегодовую карту толщины слоя аккумуляции аэрозоля (рис. 8). Наибольшая толщина слоя находится в юго-западе территории. На район Восточного Памира влияет поток аэрозоля из пустыни Такламакан. Фактическое распределение лессовых почв показано на рис. 9 (карта была сделана по данным проф. С.П. Ломова). Сравнение модельной и фактической карт показывает хорошую корреляцию, хотя есть и различия. Они связаны с эрозийными процессами, которые происходили в течение геологического периода формирования лессов. Эрозией подвержены отложения осадка в долинах южных районов. На территории имеются много больших рек, которые смывают поверхностные отложения.

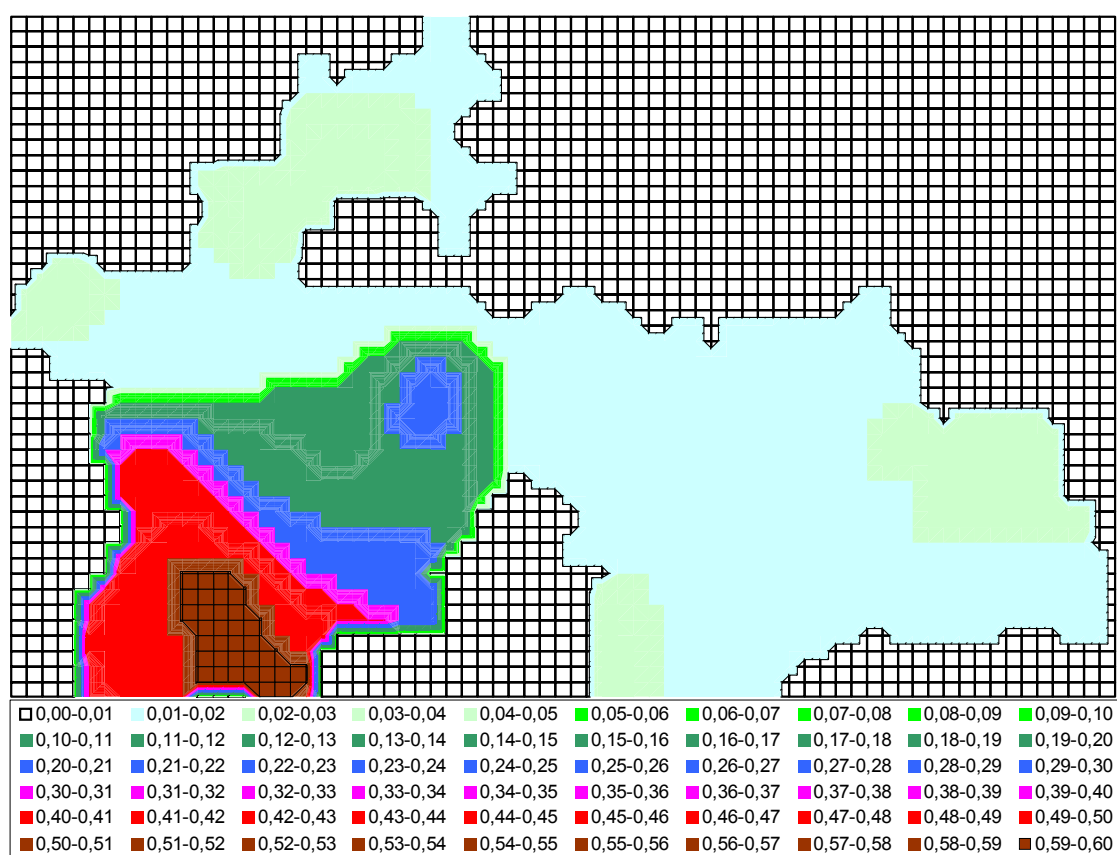


Рис. 8. Распределение слоя аккумуляции аэрозоля (мм/год).

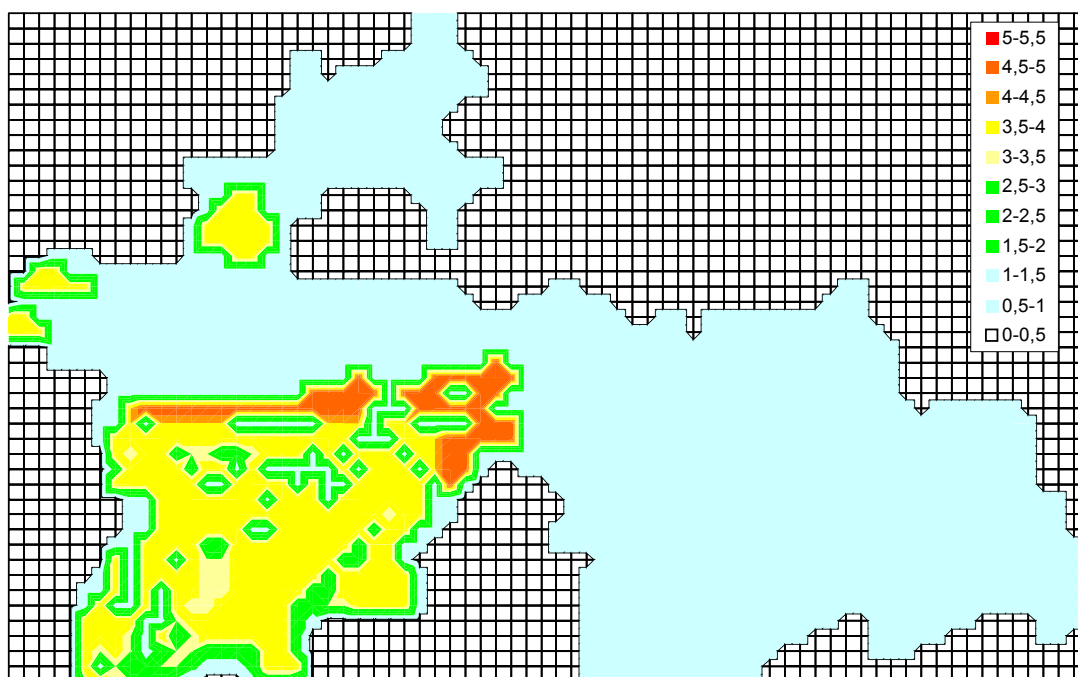


Рис. 9. Фактическое распределение лессовых почв. 0-1 – без лесса; 1-3 – пойменные и луговые почвы; 3-4 – лесс; 4-5,5 – фрагменты древних почв.

Заключение

Процессы дефляции в Среднеазиатских пустынях и выпадение пыли в горных районах Тянь-Шаня и Памир-Алая связаны с особенностями физико-географических и климатических условий.

Анализ этих условий помог создать 3-х мерную модель расчета толщины аэрозольных отложений в области формирования лессов. Результаты расчетов по модели показывают, что самая большая толщина слоя аккумуляции формируется в южных областях и достигает 0.5-0.6 мм/год. Средняя толщина накопления пыли в среднем по Таджикистан составляет 0.2 мм/год. Эта толщина слоя аккумуляции аэрозоля совпадает с данными лессовых разрезов раннего Голоцена.

Литература

Анохин Ю.А., Вронская Г.Н., Казаков Ю.Е., Кислов Б.В., Николишин И.Я. Ноздрюхин В.К. Ледники, как объект изучения динамики атмосферных загрязнений. // Материалы Гляциологических исследований. Институт географии. Москва – 1978. – Вып. 34. – С. 192-197.

Dodonov A.E., Sheckleton N.J., Zhou L.P., Lomov S.P., Finaev A.F. Loess-soil stratigraphy Quaternary Middle Asia: geochronology, correlation and evolution of palaeo environment. // Stratigraphy. Geological correlation. - 1999. - V. 7, № 6. – P. 66-80.

Иванов В.А., Финаев А.Ф. . Концентрация и распределение частиц по размерам аэрозоля горной долины. // Тр. ГГО. – 1987 Вып. 507. С. 121-125.

Климат СССР. Справочник. Облачность и атмосферные явления. – 1970. - Выпуск 31. - Часть V. –С. 214.

Ломов С.П. Эволюция серых и коричневых почв в течении Голоцена. // Конференция Таджикского сельскохозяйственного института. Душанбе. – 1991. - С. 25-28.

Ломов С.П., Финаев А.Ф. Оценка процессов накопления лесса в Таджикистане. // В Книге: Палеоэкология и расселение древнего человека в Северной Азии и Америке. Краткое содержание сообщений Международного симпозиума. Красноярск. – 1994. - С. 166 - 168.

Советско-Американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. Таджикистан, СССР, сентябрь 1989 г. // Сборник статей под ред. Г.С. Голицына. Санкт-Петербург. Гидрометеиздат. - 1992. - 208 с.

Shackleton N.J., An Z., Dodonov A.E., Gavin J., Kukla G.J., Ranov V.A. and Zhou L.P. Accumulation rate of loess in Tajikistan and China: Relationship with Global Ice Volume Cycles. // Quaternary Proceedings. - 1995. – V. 4. P. 1-6.

Финаев А.Ф. Вертикальный профиль коэффициента поглощения атмосферы в горных районах Средней Азии. // Ред. Изд. Изв. Академии Наук Тадж. ССР. Отд. Биол. Наук. Душанбе. – 1987.- Депозит. ВИНТИ 3.09.87. № 6479-Б87. - 10 с.

Финаев А.Ф. Оценка трендов аэрозольного загрязнения в Таджикистане. // Ред. Изд. Изв. Академии Наук Тадж. ССР. Отд. Биол. Наук. Душанбе. – 1987. - Депозит. ВИНТИ 3.09.87. № 6480-Б87. - 10 с.

Финаев А.Ф. Закономерности распределения радиации по территории Таджикской ССР. // Автореферат диссертации кандидата географических наук. Ленинградский гидрометеорологический институт. Ленинград. – 1988. - С. 24.

Финаев А.Ф. . Вертикальный профиль рассеянной радиации и годовой ход высоты уровня конвекции. // Изд. Изв. Академии Наук Республики Таджикистан. Отд. Наук о Земле. – 1994. - № 3.

Finaev A.F. Processes of transportation and sedimentation of dust aerosol. // In book: Global Analysis, Interpretation, and Modelling: First Science conference 25-29 September 1995, Garmisch-Partenkirchen. IGBP Secretariat of Germany in Berlin. - 1995. – С. 22.

Резюме

Известно, что формирование лессовых отложений происходит благодаря выпадению и аккумуляции на поверхности атмосферной пыли. Наиболее толстые отложения находятся в Китае и Таджикистане. Это связано как с географическими, так и с климатическими особенностями этих территорий. Оценка толщины и скорости накопления является важной характеристикой в изучении лессов. Обычно эти величины определяются во время исследований лессовых разрезов.

Климатические и географические данные территории Таджикистана и ранние исследования были положены в основу создания модели выпадения атмосферного аэрозоля и его аккумуляции на поверхности.

Результаты вычислений были представлены на конференциях в Красноярске [Ломов и Финаев, 1994] и в Garmisch-Partenkirchen [Finaev, 1995]. В этой статье представлено обоснование и трехмерная модель используемая в этих расчетах. Сравнение результатов моделирования и фактических данных лессовых разрезов показывает хорошую связь между этими двумя независимыми подходами, что является одним из аргументов концепции формирования лессов из атмосферной пыли.

Существующая статья описывает логику и технику модели для оценки процессов переноса и аккумуляции аэрозоля в Таджикистане.