ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО АЕРОЗОЛІ

Вже давно і достатньо надійно встановлено вплив аерозоля природнього походження на клімат. Найбільш чітко це проявилося в періоди після великих вулканічних вивержень, коли спостерігалося зниження температури повітря. Навпроти - відсутність на протязі декількох десятиріч потужних вивержень розглядається як головна причина підвищення температури в першій половині двадцятого сторіччя. Вплив вивержень на температуру повітря дуже чітко виявляється в стратосфері нижніх широт, що обумовлено прямим впливом поглинення сонячної радиації аерозолем. Останнім часом накопичується все більше даних про значний зріст інтенсивності вибросів в атмосферу індустріальних аерозолей. Разом з тим спроба аналізу даних вимірювань прозорості атмосфери з початкуXX віку призвела до висновку, що, якщо виключити спорадичні варіації, обумовлені вулканічною активністю, будь-яких помітних глобальних тенденцій зміни прозорості за останні 50 років не виявлено. В таблиці 1.1 представлено порівняльну характеристику о ролі різноманітних джерел аерозольних часток, які не є дуже точними і можуть використовуватись для приблизної характеристики ролі окремих джерел [3].

Табл1.1 Порівняння вибросів в атмосферу чи виникнення в атмосфері часток радіуса < 20 мкм

|  |  |
| --- | --- |
| Джерела | 106 тон/год |
| природні джерела : |  |
| - частки грунту і горних порід (вивітрювання) | 100 – 500 |
| - продукти лісових пожарів і спалювання сільсько – господарських остатків | 3 – 150 |
| - морська сіль | 300 |
| - частки вулканічних вивержень | 20 – 150 |
| частки, що були образовані внаслідок емісій газів та послідуючих реакцій: |  |
| - сульфати з H2S | 130 – 200 |
| - солі амміака з NH3 | 80 – 270 |
| - нітрати з NОX | 60 – 430 |
| - вуглеводні сполуки, які є продуктами життєдіяльності рослинності | 75 – 200 |
|  | 770 – 2200 |
| Індустріальні джерела: |  |
| - прямий виброс часток | 10 – 90 |
| Частки, що утворені внаслідок газового забруднення: |  |
| - сульфат з SO2 | 130 – 200 |
| - Вуглеводнi сполуки | 15 – 90 |
| - нітрати з NОX | 30 – 35 |
|  | 185 – 415 |
|  | Вс.: 97 – 2615 |

Дуже важливим в цьому е проблема роздільної оцінки внесків індустріальних і природніх джерел аерозолей. В таблиці 1.2 приведена зводна характеристика компонент і джерел атмосферного забруднення.

Табл.1.2 Компоненти і джерела атмосферного забруднення [3]

|  |  |
| --- | --- |
| CO2 | вулкани, спалювання палива, тварини |
| окис вуглецю | двигуни внутрішнього сгорання, вулкани |
| сполуки сірки | бактерії, спалення палива, вулкани, випарення морських бризок |
| вуглеводні сполуки | двигуни внутрішнього сгорання, бактерії, рослинність |
| сполуки N | бактерії, горіння |
| частки | вулкани, вітряна ерозія, горіння, промислова обробка, метеори, випарення краплин морських бризк, лісові пожежі |

Табл.1.3 Характеристика відношення між компонентами забруднення природнього та антропогенного походження [3]

|  |  |
| --- | --- |
| Компонента | Вміст компонентів кг/рік |
|  | природніх | Антропогенних |
| О3 | 1.8\*1012 | Мало |
| СО3 | 7.2\*1013 | 1.4\*1012 |
| Н20 | 4.5\*1017 | 9\*1012 |
| СО |  | 1.8\*1011 |
| SN | 1.3\*1011 1.4\*1012 | 6.8\*1010 1.8\*1010 |

Актуальність проблеми можливого впливу аерозолей на клімат визвала великий інтерес до цієї проблеми і породила цілу серію досліджень, присвячених приблизним оцінкам впливу аерозолей. Однак, відсутність адекватних даних про планетарний аерозоль та ного характеристики ( концентрація, мікроструктура, форма часток, хімічний состав, оптичні параметри) роблять поки що нездійсненними спроби достатньо надійного опису і прогнозу впливу аерозоля на клімат. Існуючі результати дозволяють, однак, дивитись на окремі аспекти цієї проблеми як, наприклад, на вплив аерозолей на перенос випромінювання [ 3 ].

Важливе вивчення аерозолей:

1) як фактора забрудненості атмосфери;

2) як фактора, що впливає на радіаційні та енергетичні процеси в атмосфері;

3) вплив аерозоля на електричні властивості атмосфери[3].

2 ЗАГАЛЬНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРНОГО АЕРОЗОЛЯ

2.1 Форма та розміри аерозолей

Розміри аерозольних часток в більшості випадків визначається через розмір радіусу або діаметра сферичних часток, що мають площу перетину, яка дорівнює площі перетину реальних аерозольних часток. Це виправдовується тим, що більшість аерозольних часток в атмосфері мають форму, яка не дуже відрізняється від сферичної і завислі в повітрі, не будучи зорієнтованими електромагнітним або гравітаційним полями. Діапазон розмірів аерозольних часток дуже широкий: від часток з декількох молекул, радіуса приблизно 10-7 , до розмірів в декілька мікрон. Верхній кордон розмірів аерозольних часток визначається можливістю тривалого існування цих часток в атмосфері, тобто в першу чергу швидкість осідання. Існують різноманітні класифікації атмосферних аерозольних часток по розміру [3].

Фракцію часток с радіусом ≤ 0.1 мкм прийнято називати **дрібнодісперсною** або **високодісперсною**. Ця фракція відіграє важливу роль в електричних атмосферних явищах, а також у фотохімічних процесах, що відбуваються в атмосфері, наприклад, у слої озону.

**Середньодісперсна** фракція атмосферних аерозолей, або **великі** чистки, включає частки в діапазоні розмірів 0.1 мкм ≤ r < 1 мкм. Ця фракція визначається оптичними властивостями атмосферного аерозоля у видимій та близькій інфрачервоній області спектру, а саме обумовлює як розсіяння, так і поглинання сонячної радіації атмосферою.

**Грубодісперсною** фракцією атмосферних аерозолей, або **гігантськими частками,** називаються частки із r ≥ 1 мкм. Вони відіграють важливу роль в процесах хмаротворення, а також істотно впливають на оптичні властивості атмосферних аерозолей в інфрачервоній області спектру. Вони є головною компонентою, яку виміряють при вивченні атмосферної аерозольної забрудненності.

Фазовий стан аерозольних часток обумовлений механізмом їх утворення і багато в чому визначають форму часток. Рідкі частки мають сферичну форму, тоді коли терді - в загальному випадку - неправильну форму [ 3 ].

2.2 Хімічний склад та основні джерела аерозольних часток

Хімічний склад аерозольних часток визначається природою та потужністю різних джерел цих часток, а також механізмом виведення часток різного походження із атмосфери [3].

Основні джерела аерозольних часток: **грунт** являє собою найбільш потужне джерело аерозольних часток. В прикордонному шарі атмосфери, далеко від моря і промислових районів, вони майже повністю визначають хімічний склад аерозольних часток. Непрямі оцінки дозволяють припустити, що по масі грунт дає 50 - 80 % усiх аерозольних часток. Однак хімічний склад цих часток не ідентичен хімічному складу грунтів, так як не всі мінерали та інші грунтові продукти однаково диспергуються . В основному це кварц, інші сполуки Sі, глиноземи, карбонати і кальцити, окісли заліза. Кількість органічних сполук в аерозолях ґрунтового походження порівняно невелике, десь біля 10%. Значна кількість аерозоля в атмосфері пов'язано з пиловими бурями.

**Морська поверхня** дає по масі 10 - 20% часток. Хімічний склад цих часток відповідає приблизному хімічному складу сухого остатка морської води: KaCl - 78%, МgСl2 - 11%, CaSO4, Na2SO4, K2SO4 -11%. Концентрація соляних часток над океаном може досягати 100 см-3, але в середньому 1см-3. По розмірам максимум в розподілі приходиться на частки з діаметром біля 0.3 мкм.

**Вулкани** викидають в атмосферу до 75 млн.м3 диму, вулканічного попелу та більш дрібних часток. Вони можуть підійматися в стратосферу на висоту більше 20км. Найбільш дрібні оберігаються в стратосфері впродовж декількох років. Середньорічна потужність вивержень (1 - 5)\*108 тон. 60 - 80% кремнію, 30 - 10% сульфатів, 3 - 10% кальцитів, 0 - 20%) сполук алюмінію, заліза - 1 - 10%.

**Неземного** походження.Кожний рік на Землю потрапляє 1 - 5\*106 тон космічної речовини. Вміст елементів по масі приблизно такий: О - 33%, Fe - 29%), Si - 17%, Mg - 14%, S - 2,1%о, Ni - 1,7%, Са - 1,4%о, Аl - 1%, Nа - 0,7%, а також Cr,Мn,K,Р,Ті,Со.

Біосфера щорічно виділяє в атмосферу 108 тон терпеноподібного або слабо окисленого вуглеводня.

Фотохімічні та хімічні реакції можуть бути відповідальні за виникнення дрібнодісперсної фракції.

Дуже істотним джерелом аерозолей є продукти лісових пожеж: сажа. попіл, можуть поглинати помітну долю потрапляючої на Землю радіації.

У випадку промислових аерозолей найбільша доля часток прихопиться на продукти спалювання: сажа - 48 - 27%, смола - біля 1%, зола - 51-62%.

У вихлопних газах автомобілей сконцентрована велика кількість різних часток діаметром 0.02 - 0.06 мкм і невелика кількість великих часток. Як джерело аерозолів в стратосфері і верхніх шарах тропосфери можна вважати продукти сгорання авіаційного палива, приблизно (1 - 5)\*106 тон/рік. Таким чином загальна кількість аерозольної матерії, що виділяється в земну атмосферу, складає приблизно 109 - 1010 тон/рік.

Виведення аерозолів із атмосфери сдійснюється, в основному, за рахунок вимивання хмарами [3].

Очищення повітря опадами є одним з головних процесів виведення газових, рідких та твердих забруднювачив з атмосфери у грунт. Цей процес має 3 головних аспекта :

1) переміщення домішок до місця очищення;

2) внутріхмарне очищення елементами хмари;

3) підхмарне очищення опадами, яке зазвичай називають вимиванням.

Вимивання у хмарі та вимивання у підхмарному шарі визначаються головним чином такими 5 параметрами, як :

1) розміром та концентрацією часток в атмосфері;

2) розмірами та концентрацією хмарних та дощових крапель, діючих як коллектори;

3) запасом рідкої води у хмарі при безперервній конденсації;

4) значенням рН та хімічним складом хмарної та дощової води;

 5) ступінню можливості газів та часток розчинятися у водяних краплях [4 ].

2.3 Оптичні параметри аерозолей

Аналіз даних по хімічному складу атмосферних аерозолів показує, що неможливо запропонувати універсальну модель комплексого показника заломлення аерозолей. Можливі, однак, наближення. Один 5 варіантів моделі можна отримати в припущенні ідеальної механічної перемішуваності всих хімічних сполук в кожній аерозольній частці, якщо відомі показники заломлення всих складових частки. Така модель, основана на використанні метода Крамера - Кронига, була розрахована для моделі хімічного складу аерозолей приземного шару [3]

Якщо вважати вірним припущення про ідеальну перемішуваність для води, то можна розрахувати показники заломлення моделі аерозоля при різному вмісті в аерозолі води і, отже, при різній вологості.

Основні риси моделі комплексного показника заломлення:

1) Для "сухого" аерозоля реальна частина показника заломлення в видимій області спектру дорівнює 1,65±0,02, а уявна- біля 0.005±0,003.

2) Існують потужні полоси поглинення аерозольною речовиною поблизу хвиль 3,6,7,9,2 і 11,5мкм.

3) При збільшенні вологості повітряного середовища величини реальної частини показника заломлення аерозоля зменшується, наближаючись до значення реальної частини показника для води [ 3 ].

Ще один варіант побудови моделі оптичних параметрів аерозоля полягає у використанні набора оптичних констант для різних хімічних компонент полідісперсного аерозоля. Цей варіант вельми незручний для проведення розрахунків оптичних характеристик, так як потребує тання функції розподілу часток по розмірам для кожної компоненти. Крім цього, він припускає, що ці компоненти аерозоля не перемішуються між собою. Для окремих сполук й при певних умовах таке припущення може бути близьким до істини. Подібним, дуже важливим по своїй ролі у формуванні радіаційного режиму атмосфери, а також по впливу на живі організми і предмети людської діяльності, компонентами є: сажа, сірчана кислота, сульфат аммонію, вода і лід, окісли заліза, органіка. Одна з можливостей визначення комплексного показника заломлення постає в тому, щоб вирішувати цю проблему, як зворотню задачу атмосферної оптики [ 3 ].

Розподіл аерозольних часток по розмірам більше залежить від походження цих часток, їх хімічної природи і різноманітних метеорологічних (особливо мікрофізичних) характеристик середовища, чим від концентрації часток, хоча в загальному випадку і справедливо твердження, що збільшення рахункової концентрації призводить за рахунок підсилення коагуляції до перебудови спектру розмірів. Можна припускати, що первісне аерозольні частки певної природи мають власні характерні нормально - логаріфмічні розподіли з певними модальними розмірами. Потім коагуляційні ефекти між всима частками і вилучення часток з атмосфери призводять до трансформації спектру. Оцінки дій цих факторів на частки різних розмірів були зроблені Х.Юнге, В.Мартеллом, Д.Хайді, Д.Жилеттом, І.Бліффордом та Ч.Фекстером. На малюнку .1 зображено зміну тривалої швидкості процесів вибування часток в залежності від розмірів часток по І. Бліффорд[3].

Використовуючи для початкової мікроструктури розподіл Х.Юнге, I.Бліффорд розрахував зміну спектру розмірів часток з часом під впливом цих факторів. Розподіл має тенденцію з часом звужуватись як і боку малих розмірів часток, так і з боку великих часток. Модальний розмір з часом переміщується в сторону більших часток до розмірів г = 0.1 - 0.2 мкм. Такі вимоги можуть реалізовуватися, наприклад, у сухій чистій тропосфері [ 3 ].

Мал. 2.1.Тривала швидкості процесів вибування часток, обумовленного різними механізмами, в залежності від розмірів часток [ 3 ].

Наприклад, швидкість очищення атмосфери від SO2 зростає з підвищенням інтенсивності опадів; при незмінній інтенсивності дощу швидкість вимивання зменшується із збільшенням крапель; із збільшенням рН швидкість збільшується [4].

Експериментальні дані, що засвідчують залежність оптичних властивостей аерозолів від величини відносної вологості, починаючи з рівня 20 - 30% вологості. При цьому необхідно помітити, що, наприклад, зріст коефіцієнтів аерозольного послаблення радіації з вологістю до значень 60 - 70%. При вологості 60 - 85% помітного .росту коефіцієнта послаблення не досліджується і часто зустрічається навіть зменшення. Конденсаційна теорія зросту часток не може пояснити такої залежності коефіцієнтів послаблення радіації від вологості. Послідовним і логічним треба вважати припущення про конденсаційне - коагуляційний механізм зросту часток, коли коагуляція виявляється залежною від величини відносної вологості середовища і фізико-хімічних властивостей поверхні аерозольних часток. З цього припущення випливають, наприклад, висновки про вибір показника заломлення речовини атмосферного аерозоля і про залежність функцій розподілу аерозольних часток від величини відносної вологості. Так, наприклад, стає зрозумілим ефект зменшення коефіцієнта послаблення радіації при вологостях > 60 - 70%, обумовлений зменшенням показника заломлення речовини і можливим покриттям часток тонкою

водною плівкою [ 3 ].

Найбільш мінлива структура дрібнодісперсної фракції аерозолей, що може визвати значні варіації спектрального ходу коефіцієнтів аерозольного послаблення і поглинання. Мінлива компонента дрібнодісперсної фракції аерозолей може складатись з сажи, гематіту і органіки. Усі ці складові обумовлюють поглинення короткохвильової радіації. Доля короткохвильової радіації, що поглинається частками, може бути дуже значною: для сажи - 50 – 60%, гематіту - 25 - 30%, органіки - 15 - 40%) від ослаблення радіації цими частками [ 3 ].

3 ВПЛИВ АЕРОЗОЛЯ НА КЛІМАТ

Таким чином з всього вищесказанного робимо висновок, що ж таке

аерозолі.

**Аерозолем** називається дісперсна система, яка складається з газоподібного дісперсійного середовища й твердої або рідкої дісперсної фази, інакше кажучи, це завислі в газі тверді або рідкі частки. Прикладів природніх та антропогенних аерозолей дуже багато. Це й хмари в небі, тумани, пил над шляхом, хмари вулканічних вивержень, смог над містами, дим від пожеж та заводських труб, грибовидна хмара ядерного вибуху і навіть саме чисте повітря, яким ми дихаємо вдома[5].

Присутність аерозольних часток визначає багато властивостей газових середовищ, в тому числі найважливіші для існування людини властивості атмосферного повітря, як средовища проживання. Навіть маленька концентрація часток може радикально змінити властивості газу. Наприклад, саме існування ядер конденсації, яких у повітрі не більше ніж атомів самого рідкісного з інертних газів — ксенона, визначає можливість утворення хмар, що дуже важливо для життя на Землі. Прозорість атмосфери, що обмежує доступ сонячної радіації до земної поверхні і тим самим визначає клімат планети, залежить від вмісту аерозолей в повітрі [ 5].

**Кліматом** називається сукупність закономірностей, що визначають розподіл погодних умов на земній кулі, і закономірностей сезонного чергування цих умов.Він визначається циркуляцією атмосфери, океанічними течіями, взаємодією між потоками тепла, що переносяться масами води та повітря. Тепло потрапляє із сонячним випромінюванням і виділяється із нагрітих надр Землі. Але часть випромінювання Сонця відбивається хмарами та земною поверхнею назад у світовий простір. Сама по собі Земля випромінює тепла в 7 разів менше, ніж отримує від Сонця. Відношення між притоком тепла і його випромінюванням в світовий простір називається **радіаційним балансом планети.** Саме ця величина визначає клімат на Землі. Величина радіаційного балансу визначається двома параметрами:

альбедо і прозорістю атмосфери. Прозорість в свою чергу залежить від вмісту в атмосфері аерозолів, що поглинають сонячні промені[5].

Великих часток в атмосфері немає, а є лише частки, що добре розсіюють ультрафіолетове та видиме випромінювання, але не інфрачервоне, Нижні шари атмосфери добре пропускають навіть червоне випромінювання. Як результат, атмосферний аерозоль може послабити приток сонячного тепла, але не заважає випромінюванню земного тепла у світовий простір. Роль взаємодії часток атмосферних аерозолей із сонячним випромінюванням змінюється в залежності від того, поглинаючі ці частки чи розсіюючі і де вони знаходяться - в тропосфері чи в стратосфері. Непоглинаючі частки розсіюють випромінювання в передню полусферу в сотні разів більше, ніж в задню, тому вони мало послабляють потік сонячного випромінювання до поверхні, мало впливають на радіаційний баланс. Лише товсті шари аерозолей, такі, як потужні хмари водяних крапель, відбивають значну частину сонячної енергії назад, внося вклад в збільшення альбедо Землі[5].

Поглинаючі частки, в першу чергу сажеві, нагріваються випромінюванням і немешкаючи передають тепло навколишньому повітрю. Якщо вони завислі в стратосфері, то цей процес зашкоджує надходженню тепла в приземний шар. А нагрів стратосфери призводить до випромінювання тепла в світовий простір. В нижніх шарах атмосфери присутність поглинаючих часток може сприяти їх прогріву. Але в цілому збільшення вмісту аерозолей в атмосфері змінює радіаційний баланс у від'ємний бік, в бік похолодання клімату [ 5].

Антропогенні викиди сірки, які збільшувались у північній півкулі протягом останнього століття як результат горіння палива, утворюють аерозолі, які впливають на оптичні властивості хмар, що викликає охолодження Землі. Про величину цього впливу важко робити висновки, але можна припускати, що в нашому столітті він порівняний з парниковим ефектом. Іншими словами, якби не сіркові викиди, то підвищення температури від 0,3 до 0,6 градусів Цельсія, яке ми спостерігаємо, можливо було б вдвічі більшим [ 1 ].

Вплив на клімат антропогенних викидів сірки не слід роздивлятись як можливий вклад у послаблення глобального потепління, а слід як частину проблеми. Викиди двуокісі сірки, які викликають утворення центрів конденсації хмар, сприяють процесу збільшення вмісту аерозольних часток кислоти в атмосфері. Пошкодження лісних екосистем шляхом випадіння кислотних дощів фактично наражає на небезбеку важливий природній резервуар в вуглеродному циклі. Цей фактор може збільшити вміст двуокісі вуглецю в атмосфері [ 1 ].

Але існує фактор, що впливає в протилежний бік ніж аерозолі. Це накопичення в атмосфері двуокису вуглецю. Основні компоненти атмосфери - азот, кисень, інертні гази - не поглинають ані видимого, ані інфрачервоного випромінювання, а водяна пара та двуокис вуглецю мають широкі полоси поглинання в інфрачервоній області, що заважає випромінюванню земного тепла в космос . Тому накопичення в атмосфері двуокису вуглецю повинно вести до потеплення, так названого парникового ефекту. Надходження двуокису вуглецю в атмосферу зростає з кожним роком за рахунок зросту енергетики та промисловості. З іншого боку, постійно зменшується площа лісів, що дають основну частину кисню. Поки що можливе похолодання внаслідок приросту кількості аерозолей в атмосфері перекривається парниковим ефектом, обумовленим зростом вибросів С02. Але існує небезпека, що в деяких умовах всеж таки ефект аерозолей буде більшим і призведе до багаторічної зими на всій території Північної півкулі. Так, наприклад, в 1815 році відбулося гігантське виверження вулкана Тамбора в Індонезії. Десятки, якщо не мільйони тон пилу були заброшені в стратосферу. В результаті 1816 рік уввійшов в історію, як "рік без літа". В окремих районах Європи та Північної Америки температура на протязі року неодноразово падала нижче -20°С [ 5 ].

Дуже великі зміни клімату планети можуть статися в результаті ядерної війни. Неодноразові ядерні вибухи призведуть не тільки до зараження навколишнього середовища але й до вибросу великої кількості аерозолів у стратосферу, звідки вони виводяться дуже довго. Земна куля вкриється непрозорим "покривалом" з аерозолей, які не будуть пропускати сонячне випромінювання до земної поверхні. Внаслідок цього земна поверхня не буде нагріватися і наступить так звана "ядерна зима". Без тепла не зможе рости рослинність, багато тварин, що харчується тільки рослинністю загине. Так як всі тварини і рослинність пов'язані в екологічний ланцюжок, а зима буде довгою, го на Землі може не залишитись ніяких форм життя. Ці фактори поки що зупиняють людство від найбільшої катастрофи світу [ 5].

4 ДОСЛІДНИЦЬКІ ЦЕНТРИ ПО ВИЗНАЧЕННЮ ВМІСТУ МАЛИХ ДОМІШОК В АТМОСФЕРІ

У міжнародній сіті ВМО передбачено виділення "базових станцій" як дослідницьких центрів по вимірюванню з високою точністю якомога більшої кількості малих домішок для визначення довгоперіодних вимірювань їх вмісту та "регіональні станції" (фонові) для відображення змін складу атмосфери, що визвані місцевими умовами та діяльністю людини. На регіональних станціях проводяться найбільш прості та засвоєні вимірювання : оптичної мутності повітря (фактора мутності) та хімічного складу атмосферних опадів. На базових станціях крім цих повинні проводитись більш складні та точні вимірювання вмісту малих газових домішок атмосфери, перш за всих CO2 [2].

Час перебування в атмосфері CO2, CO та вуглеводнів - роки, а H20. SO2, H2S та майже всих аерозолей — від доби до декількох місяців. Концентрація домішок, що довго знаходяться у великих частинах атмосфери змінюються порівняно мало, тому вимірювання проводяться на базових станціях. Концентрація домішків, що мало часу находяться в атмосфері більш мінлива. Для вимірювань цих домішків потрібна більш густа сіть регіональних станцій. Базових станцій всього 10, регіональних біля 100, розташованих на відстані не менш 1000) км одна від іншої[2].

5 АСТРОЗОЛІ ТА ЇХ УЧАСТЬ У ВИНИКНЕННІ ВСЕСВІТУ

Для хмар часток у вакуумі було запропоновано найменування "**астрозолi".** Це теж дуже важливий об'єкт для наукових досліджень. Усі небесні тіла виникли з космічного пороху, тому вивчення його властивостей необхідно для розуміння процесів формування й еволюції планетних та зіркових систем[5].

У теперішній час більшість астрофізиків вважають, що процес творення Всесвіту почався вибухом первинного ядра. Ніхто точно не знає як проходили ранні стадії вибуху, якими були його первинні продукти. Але ясно, що через деякий час , коли Всесвіт трохи охолов, утворились елементарні частки, потім атомні ядра, потім нейтральні атоми, а коли температура досягла порядку тисяч градусів стало можливим виникнення молекул. Усі спеціалісти сходяться в думці, що холодні тіла — планети, астероїди і т.д. — виникли шляхом конденсації міжзіркового газу, а багато вчених вважають, що так виникли й зірки [ 5 ].

Конденсація — це послідовна агломерація у все більш крупні утвори: спочатку кластери, потім мікроскопічні порошинки, потім мікроскопічні тіла. Останню стадію було б вірніше називати коагуляцією, але теж не завжди[5].

Теким чином, хмари пилу у космічному просторі — астрозолі — є попередниками виникнення небесних тіл і середовищем, в якому ці тіла продовжують шлях[5].

У космічному просторі знаходиться велика кількість астрозольних порошинок, і їх роль в житті Всесвіту дуже велика. Усі хімічні реакції протікають на цих частках ( у свободному просторі вони неможливі за причини необхідності участі третьої молекули в елементарному акті реакції). Присутність часток полегшує справу. Молекули речовини при зіткненні із порошинкою адсорбуються і мають змогу знаходитись на ній сколь завгодно довго. Потім сорбуються молекули інших речовин, і в адсорбованому стані, особливо під впливом випромінювань, можуть проходити різноманітні реакції[5]

В останні десятиріччя виникла ідея, що у космосі могло зародитись якщо не життя, то, хоча б необхідні для виникнення життя амінокіслоти, з яких вже в атмосфері виникла біологічна речовина[5].

Участь ядер атомів вуглерода в процессі термоядерного синтеза, протікаючого в зірках, давно відомо, у всякому випадку достовірно відомо, що зірки вміщують в себе вуглерод. Можливо, генерація астрозолей - універсальна властивість зірок. Треба відзначити, що зірка, хоча її гравітація в десятки разів більша, ніж планетна, не в силах утримати ці частки: світловий тиск, а в атмосфері зірок і фотофорез набагато перевищують гравітацію [5].

Генерують астрозолі й холодні безатмосферні тіла. Наприклад, вулкани супутника Юпітера Іо викидають пари сірки, які конденсуються в астрозоль, що притягується до Юпітера. В результаті Навколо Юпітера існує кільце сірного астрозоля [ 5 ].

Великий масшаб має формування астрозолей при наближенні до Сонця комет. Вважається, що комета — це небесне тіло, що складається з речовин, які легко випаровуються[5].

Астрозолі можуть мати антропогенну природу. Одним з джерел — конденсація продуктів сгорання палива у двигунах космічних апаратів. Розвиток космічної технології також повинен привести до появи нових джерел астрозолей. Такі процеси, як плавка, сварка, вирощування кристалів, пов'язані з нагріванням матерії, а отже, з послідуючим виникненням космічних часток[5].

 Деякі вчені вважають, що окрім "ядерної зими" можлива і "космічна зима".

 Коли астероїд зіткнеться з безатмосферним супутником планети, він перетвориться в пар, який з дуже великою швидкістю буде розповсюджватись у космічний простір і потягне за собою мiсячний пил та уламки лунних порід, східно з тим як відбувається утворення пилової хмари при наземному ядерному вибусі. Швидкість газів буде такою, що хмара вирветься з поля мiсячного тяжіння. Випарена речовина сконденсується, і виникнуть частки, що мають найбільшу здатність розсіювати світло та інфрачервоне випромінювання. Хмару захопить поле земного тяжіння і воно змінить свою форму і поступово прийме форму диска[5].

Існування такої хмари пилу обов'язково подіє на зміну радіаційного балансу Землі. Хмара має змогу не тільки екранувати сонячне світло, але й відбивати додаткову кількість сонячної енергії на Землю, тому зміни клімату Землі будуть проходити поступово і не обов'язково в сторону похолодання[5 ].

До зміни радіаційного балансу планети може призвести й виникнення антропогенних астрозолей, наприклад внаслідок технологічної діяльності на Місяці. У кінці 50-х років американські генерали обмірковували ідею вибуху атомної бомби на Місяці. А це загрожує зруйнуванням геофізичного середовища на самій планеті, а також геофізичному стані навколоземного простору [ 5 ].

ВИСНОВОК

Аерозолі можуть як наносити шкоду так й приносити користь для людини. Так, наприклад, зберігається велика кількість врожаю завдяки знищенню комах-шкідників. Штучні аерозолі використовуються для лікування людей та тварин, викликання дощу, запобігання граду.

Від успішного розвитку учення об аерозолях залежить вирішення багатьох проблем, навіть таких, які визначають можливість подальшого існування людини на Землі, а можливо й самого життя нашої планети.

Вирішення проблеми глобальної зміни клімату, полягає, головним чином, у збереженні природи, та вирішенні проблеми безвідходного виробництва. Тоді зміни клімату будуть відбуватися за природніми процесами, а людина буде лише слідкувати, щоб ці зміни не призвели до загибелі людства на Землі.

Але ця проблема поки що вважається нездійсненною і ми повинні наближати час її вирішення.