

<https://doi.org/10.15407/knit2023.02.054>
УДК 551.5:539.104

Л. Ф. ЧОРНОГОР, зав. кафедри, д-р фіз.-мат. наук, проф.
ORCID ID: 0000-0001-5777-2392
E-mail: Leonid.F.Chernogor@gmail.com

Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна
майдан Свободи 4, Харків, Україна, 61022

ФІЗИЧНІ ЕФЕКТИ У СИСТЕМІ ЗЕМЛЯ — АТМОСФЕРА — ІОНОСФЕРА — МАГНІТОСФЕРА, ВИКЛИКАНІ ПОТУЖНИМ ВИБУХОМ ВУЛКАНА ТОНГА 15 СІЧНЯ 2022 р.

Ефектам вибуху вулкана Тонга вже присвячено багато робіт. У них досліджуються ефекти цунамі, повітряна вибухова хвиля, рухомі іоносферні збурення, збурення екваторіальної іонізаційної аномалії, перебудова іоносферних струмів та атмосферної системи вітрів, збурення геомагнітного поля тощо. Надійно встановлено, що вибух вулкана Тонга викликає низку процесів у глобальних масштабах. Проте згадок про моделювання цих процесів у літературних джерелах немає. Вулкан здатен викликати цілий комплекс фізичних процесів у системі Земля (літосфера, тектоносфера, океан) — атмосфера — іоносфера — магнітосфера (ЗАІМ), у всіх геофізичних полях. Аналіз усієї сукупності процесів у системі, викликаних унікальним вибухом і виверженням вулкана, є актуальною науковою задачею. Мета цієї роботи — комплексний аналіз і моделювання головних фізичних процесів у системі ЗАІМ, що супроводжували потужний вибух вулкана Тонга 15 січня 2022 р. Зроблено першу спробу змоделювати або оцінити величину головних ефектів, викликаних вибухом і виверженням вулкана Тонга. Виконано комплексний аналіз і моделювання основних фізичних процесів у системі ЗАІМ, що супроводжували виверження. Оцінено енергетику вулкана та вибухової хвилі. Теплова енергія вулкана сягала $3.9 \cdot 10^{18}$ Дж, а середня теплова потужність — $9.1 \cdot 10^{13}$ Вт. Енергія вибухової хвилі була близькою до 16...18 Мт ТНТ. Встановлено, що вулканічний струмінь з початковим тиском у десятки атмосфер сягав висот у одиниці кілометрів. Вулканічний плюм поширився до висоти 50...58 км та перемістився на захід приблизно на 15 Мм. Оцінено основні параметри плюму. Його середня потужність становила близько 7.5 ТВт, а потік тепла — 15 МВт/м^2 . При такому потоці слід було очікувати на розвиток вогняного смерчу з кутовою швидкістю обертання близько 0.17 с^{-1} та періодом обертання 37 с. Отримано аналітичне співвідношення для оцінки максимальної висоти підйому плюму. Головний внесок у величину цієї висоти дає об'ємна швидкість викидів (продуктивність) вулкана. Вибух вулкана супроводжувався генерацією сейсмічної та вибухової хвиль, цунамі, хвилі Лемба, гравітаційних, інфразвукових і звукових хвиль, які поширювалися у глобальних масштабах. Важливо, що потужна вибухова хвиля була здатна викликати вторинну сейсмічну хвилю та вторинне цунамі. Це було одним із проявів взаємодії підсистем у системі ЗАІМ. Поширення потужних хвиль супроводжувалися нелінійними спотвореннями профілю хвиль і нелінійним загасанням в результаті самовпливу хвиль. Електричні процеси у тропосфері пов'язані з розпиленням продуктів викидів, електризацією частинок плюму, розділенням зарядів, підсиленням атмосферного електричного поля, електропровідності, електричного струму та збуренням глобального електричного кола. Електричні ефекти в іоносфері пов'язані зі збільшенням на один-два порядки напруженості іоносферного електричного поля, що призвело до вторинних процесів у магнітосфері та радіаційному поясі Землі. Встановлено, що магнітний ефект підводного вибуху та виверження

Цитування: Чорногор Л. Ф. Фізичні ефекти у системі Земля — атмосфера — іоносфера — магнітосфера, викликані потужним вибухом вулкана Тонга 15 січня 2022 р. *Космічна наука і технологія*. 2023. 29, № 2 (141). С. 54—77. <https://doi.org/10.15407/knit2023.02.054>

© Видавець ВД «Академперіодика» НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

вулкана був значним (100...1000 нТл), але локальним. Магнітний ефект вулканічного плюму сягав 1...10 нТл. Магнітний ефект у іоносфері був зумовлений збуренням системи струмів під впливом іоносферної «діри» ($\Delta B = 0.1...1$ нТл) та генерацією стороннього струму у полі атмосферних хвиль ($\Delta B = 1...10$ нТл). Запилення атмосфери продуктами викидів вулкана призвело до розсіяння сонячного випромінювання аерозолями, порушення радіаційного балансу у системі земна поверхня — океан — атмосфера, охолодження приземної атмосфери та тригерного ефекту. Вибух вулкана викликав генерацію аперіодичних (іоносферна «діра») та квазіперіодичних (хвильових) збурень. Хвильові збурення мали дві характерні швидкості: порядку 300 м/с (що близько до швидкості хвилі Лемба) та 700...1000 м/с (що властиво атмосферним гравітаційним хвилям у іоносфері). Магнітосферні ефекти, перш за все, викликані потужним електромагнітним випромінюванням з частотою 10...100 кГц десятків — сотень тисяч блискавок, що мали місце у вулканічному плюмі. Їхня енергія та потужність сягали відповідно 40...400 ГДж та 40...400 ГВт. У результаті дії цього випромінювання на високоенергійні частинки радіаційного поясу виникали стимульовані висипання частинок у іоносферу та додаткова іонізація на висотах 70...120 км. Важливо, що ефект висипання був тригерним. Певний вплив на магнітосферу завдавали альвенівські хвилі, що поширювалися від джерела вздовж магнітної силової трубки. Встановлено та обґрунтовано головні прямі та зворотні, позитивні та негативні зв'язки між підсистемами у системі ЗАІМ.

Ключові слова: вибух вулкана Тонга, фізичні ефекти, землетрус, цунамі хвилі, атмосфера, іоносфера, магнітосфера, збурення параметрів.

ВСТУП

Вулканізм — сукупність явищ, зумовлених вибухом та виверженням магми із глибин Землі на її поверхню та в атмосферу, що супроводжується викидами вулканічних бомб, попелу, вулканічних газів і тепла.

Вулкан — геологічне утворення, з кратера якого на земну поверхню вивергається лава, в атмосферу викидаються фрагменти гірських порід, вулканічні бомби, попіл, вулканічні гази та тепло. Вулканічні бомби є фрагментами гірських порід з розміром від 1 мм до 1...10 м. Вулканічний попіл — продукт дроблення та розпилення вулканічної речовини — має розмір від 0.1 мкм до 1 мм. Вулканічні гази складаються з парів H_2O , SO_2 , H_2 , HCl , HF , H_2S , CO_2 , CO та ін.

Розрізняють ефузивні, тобто виливні, та експлозивні, тобто вибухові вулкани [48]. Енергія вулкана в основному визначається термальною енергією викидів і сягає $10^{21}...10^{22}$ Дж, а потужність теплового процесу — $10^{16}...10^{17}$ Вт [11]. Діаметр кальдери (поглиблення) становить 0.1...1 км, а кратера — 10...100 м. Початковий тиск у каналі вулкана сягає $10^7...10^8$ Па, або 100...1000 атмосфер, початкова швидкість викиду — 100...600 м/с та навіть більше [6]. Енергія вибухової хвилі не перевищує 1 % від теплової енергії та наближається до $10^{19}...10^{21}$ Дж, або 2...200 Гт ТНТ. Маючи такий значний викид енергії, вулкан здатен викликати цілий комплекс фізичних процесів у системі Земля (літосфера, тектонос-

фера, океан) — атмосфера — іоносфера — магнітосфера (ЗАІМ), у всіх геофізичних полях. Аналіз усієї сукупності процесів у системі, викликаних унікальним вибухом і виверженням вулкана, є актуальною науковою задачею.

Мета цієї роботи — комплексний аналіз і моделювання головних фізичних процесів у системі ЗАІМ, що супроводжували потужний вибух вулкана Тонга 15 січня 2022 р.

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ВУЛКАН ТОНГА

Повна назва вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай (далі — коротко Тонга). Він розташований на території Королівства Тонга і має такі географічні координати: $20^{\circ}54'$ пд. ш., $175^{\circ}38'$ зх. д. Кратер вулкана розміщується в океані на глибині близько 200 м. Розмір кальдери становить 4...5 км [30].

Вулкан належить до експлозивних. 15 січня 2022 р. в інтервалі часу 04:00...05:00 UT (тут і надалі час всесвітній) мали місце п'ять вибухів, найпотужніший із них рееструвався о 04:15 UT. Вибух спричинив землетрус магнітудою $M = 5.8$ [36, 37]. Останній вибух був о 08:31 UT. Виверження вулкана тривало 12 ± 2 год [56]. За цей час у атмосферу було викинуто продуктів виверження масою $m = 2.9$ Гт, об'ємом $V = 1.9$ км³. Середня швидкість викиду маси $\dot{m} = 67$ кт/с, а середня швидкість збільшення об'єму викиду $\dot{V} \approx 4.5 \cdot 10^4$ м³с⁻¹ [56]. Маса газу SO_2 , викинутого вибухом, дорівнювала 0.4 Мт, а утвореної сірчаної кислоти — 0.8 Мт. Продукти викиду з серед-

ньою швидкістю $v_z \approx 33$ м/с піднялися на рекордну висоту $z_m = 50...58$ км та досягли мезосфери [56]. За висотою викиду вулкан Тонга став рекордним, випередивши такі знамениті вулкани, як Кракатау (1883 р., $z_m = 40...55$ км), Св. Олени (1980 р., $z_m = 19...25$ км), Єль-Чічон (1982 р., $z_m = 30...32$ км) та Пінатубо (1991 р., $z_m \approx 33$ км) [20].

За тепловою енергією вулкан Тонга ($E_T \approx 3.9 \times 10^{18}$ Дж) поступається лише вулканам Кракатау ($E_T \approx 5 \cdot 10^{19}$ Дж) та Пінатубо ($E_T \approx 2 \cdot 10^{19}$ Дж) [20].

Силу вибухових вулканів характеризує індекс вулканічної вибуховості (volcanic explosivity index — VEI). Для вулкана Тонга він становить 5.8. Для найсильніших вулканів VEI = 8. Цей індекс визначає як об'єм, так і висоту викиду z_m .

Недоліком індексу VEI є те, що він дискретно змінюється від 1 до 8. Неперервною характеристикою вулкана є його магнітуда [48]

$$M = \lg m - 7,$$

де маса m дається в кг. Для вулкана Тонга $m \approx 2.9 \times 10^{12}$ кг, а $M \approx 5.5$ (для вулкана Кракатау $M \approx 6.5$).

Швидкість викидів описується інтенсивністю вулкана [48]

$$I = \lg \dot{m} + 3,$$

де \dot{m} дається в кг/с. Для вулкана Тонга середнє значення $\dot{m} \approx 6.7 \cdot 10^7$ кг/с, а $I \approx 10.8$, тоді як для вулкана Кракатау $I \approx 11.7$. За даними [40] $\dot{m}_{\max} \approx 2.1 \cdot 10^9$ кг/с. Тоді $I_{\max} \approx 12.3$.

Ефектам вибуху вулкана Тонга вже присвячено багато робіт. У них досліджуються ефекти цунамі [9, 26, 30, 34—37, 42, 46, 47], повітряна вибухова хвиля [3, 7, 10, 31, 33, 36, 37, 39, 57], іоносферна «діра» [1, 4], рухомі іоносферні збурення [14, 49], збурення екваторіальної іонізаційної аномалії [1, 2], перебудова іоносферних струмів та атмосферної системи вітрів [1, 2, 32, 43], збурення геомагнітного поля [24, 32, 44, 55] тощо. Надійно встановлено, що вибух вулкана Тонга викликав низку процесів у глобальних масштабах. Моделювання цих процесів у літературі, проте, не проводилось. Цьому питанню присвячено нашу роботу, а також тези [14—18].

ЕНЕРГЕТИЧНІ ОЦІНКИ

Основні обчислення. Теплова енергія вулкана дається співвідношенням

$$E_T = C m T,$$

де $C \approx 800$ Дж·кг⁻¹К⁻¹ — питома теплоємність продуктів викиду, m — їхня маса, $T \approx 1700$ К — температура викидів. Для $m = 2.9$ Гт маємо $3.9 \cdot 10^{18}$ Дж.

Середня теплова потужність

$$P_T = C \dot{m} T.$$

Якщо $\dot{m} = 67$ кт/с, то $P_T = 9.1 \cdot 10^{13}$ Вт.

Кінетична енергія

$$E_k = \frac{m v^2}{2},$$

де v — середня швидкість викиду. При $v = 100...300$ м/с маємо $E_k \approx 1.45 \cdot 10^{16}...1.31 \cdot 10^{17}$ Дж.

Потенціальна енергія

$$E_p = m_s g z_s,$$

де m_s — маса продуктів виверження, що досягла висоти z_s . Покладаючи $m_s \approx 0.1 m \approx 2.9 \cdot 10^{11}$ кг, $z_s \approx 50$ км, отримаємо $E_p \approx 1.4 \cdot 10^{17}$ Дж.

За магнітудою землетрусу M та співвідношенням для енергії землетрусу E_{eq} оцінимо його енергію:

$$\lg E_{eq} = \frac{3}{2} M + 4.8. \quad (1)$$

Звідси для $M = 5.8$ отримуємо $E_{eq} \approx 3.2 \cdot 10^{13}$ Дж ≈ 7.6 кт ТНТ.

Енергія вибуху. Енергія вибуху — ключовий параметр вулкана. Саме він визначає величину збурень у атмосфері, іоносфері та магнітосфері та відповідає за взаємодію цих підсистем у системі ЗАІМ.

Оцінюванню енергії вибуху присвячено багато робіт [3, 4, 31, 51, 54]. За даними НАСА [https://earthobservatory.nasa.gov/images/149367/dramatic-changes-at-hunga-tonga-hunga-haapai] енергія вибуху E становила 4...18 Мт. У роботі [54] на основі методики оцінки енергії, розробленої для ядерних вибухів, за даними про надлишковий тиск Δp у вибуховій хвилі та часовий інтервал $T_{1,2}$ між піками у тиску було отримано значення $E \approx (20 \pm 8) \cdot 10^{18}$ Дж $\approx 478 \pm 191$ Мт ТНТ.

У роботі [31], яка також базувалася на емпіричних формулах, отриманих зі спостережень за вибуховими хвилями від ядерних випробувань, було отримано оцінку $E = (1.15...1.38) \cdot 10^{18}$ Дж = 275...330 Мт ТНТ, а за даними про $T_{1,2}$ — значення $E \approx 149$ Мт ТНТ. У роботі [51] отримано оцінку $E \approx 18$ Мт ТНТ. У роботі [4] за даними вимірювань збурень повного електронного вмісту

(ПЕВ) у іоносфері та з використанням відповідної регресії встановлено, що $E = 9...37$ Мт ТНТ.

Наведені дані про енергію вибухової хвилі дуже різні, і тому необхідна більш коректна її оцінка.

Наведемо результати нашого оцінювання. Будемо виходити із закону збереження енергії, даних про амплітуду надлишкового тиску Δp у вибуховій хвилі та її залежності від відстані до вулкана. Амплітудні вимірювання для оцінки енергії вибуху необхідно використовувати дуже обережно, оскільки амплітуда хвилі зазнає сильного впливу атмосфери та атмосферної погоди на трасі поширення. Так, амплітуда вибухової хвилі змінюється під дією вітру, хвиля розсіюється на атмосферних неоднорідностях, вона послаблюється у процесі поширення. Що більшою є довжина траси, то більшими є варіації значень Δp . Наприклад, на відстані від вулкана $r \approx 16$ Мм амплітуда вибухової хвилі різнилася до 2 разів [20]. Тому довжину траси або відстань r не рекомендується брати більшою за 2 Мм. Не бажано вибирати значення r дуже малим ($r < 100$ км), оскільки залежність $\Delta p(r)$ при цьому досить складна і достовірно невідома. У інтервалі відстаней 0.5...2 Мм можна вважати, що вибухова хвиля має циліндричну розбіжність фронту, тобто $\Delta p \propto r^{-0.5}$ [20, 21].

Встановлено, що вибухова хвиля від вулкана Тонга поширювалася як хвиля Лемба. Ця хвиля належить до поверхневих, їхня амплітуда при збільшенні висоти зменшується за законом

$$\Delta p(z) = \Delta p(0)e^{-I_L}, \quad I_L = \int_0^z \frac{dz}{H_L(z)}, \quad (2)$$

де $\Delta p(0) = \Delta p|_{z=0}$, $H_L = 2\gamma H / (2 - \gamma)$ — масштаб загасання хвилі Лемба, H — висота однорідної атмосфери.

Вибухова хвиля є двополярною. На певній відстані від вулкана першою спостерігається фаза стиснення з амплітудою Δp_+ та тривалістю ΔT_+ , а потім — фаза розрідження з амплітудою Δp_- та тривалістю ΔT_- .

Об'ємна щільність енергії для цих фаз становить

$$\varepsilon_+ = \frac{\Delta p_+^2}{\rho_0 v_s^2}, \quad \varepsilon_- = \frac{\Delta p_-^2}{\rho_0 v_s^2},$$

де ρ_0 — щільність повітря на висоті $z = 0$, v_s — швидкість звуку.

Для елемента об'єму

$$dV = 2\pi r \Delta l dz = 2\pi r v_s \Delta T dz.$$

Маємо закон збереження енергії

$$E = \int_V (\varepsilon_+ + \varepsilon_-) dV = \frac{\pi r H_L}{2\rho_0 v_s} (\Delta p_+^2 \Delta T_+ + \Delta p_-^2 \Delta T_-). \quad (3)$$

Тут враховано, що

$$\int_{\Delta T} \Delta p_{\pm a}^2 dt \approx \frac{1}{2} \Delta p_{\pm a} \Delta T,$$

де $\Delta p_{\pm a}$ — максимальне збурення.

Співвідношення (3) використовувалося для оцінки енергії вибухової хвилі. Результати обчислень наведено в табл. 1.

Як видно з табл. 1, значення енергії змінюються у межах від 9 до 20 Мт ТНТ, у середньому $E = 16.1 \pm 3.2$ Мт ТНТ.

Без станції AFI маємо $E = 17.6 \pm 2.7$ Мт ТНТ.

Наша оцінка енергії вибуху близька до оцінок НАСА (4...18 Мт ТНТ) [https://earthobservatory.nasa.gov/images/149367/dramatic-changes-

Таблиця 1. Параметри вибухової хвилі

Станція	r , Мм	Δp_+ , Па	ΔT_+ , с	Δp_- , Па	ΔT_- , с	E , Мт ТНТ	Літературне джерело
FUTU	0.744	600	1440	450	1440	19	[40]
MSVF	0.754	525	1440	550	1440	20	[40]
AFI	0.823	505	1440	375	1440	9	[40]
IS22	1.847	350	1440	375	1440	13	[40]
WIZ	2.015	408	1270	224	1270	18	[29]
NEZ	2.307	380	1270	210	1270	18	[29]

at-hunga-tonga-hunga-haapai], робіт [51] (18 Мт ТНТ) та [4] (9...37 Мт ТНТ).

Оцінки енергії вибуху, наведені у роботах [54] і [31], сильно завищені. Це свідчить про незастосовність емпіричних співвідношень, отриманих для ядерних вибухів, до вибухів вулканів. Це і зрозуміло, тривалість ядерного вибуху становить порядку 1 мкс, а вибух вулкана розтягнутий у часі. Для ядерного вибуху фаза стиснення набагато коротша від фази розрідження, а для вулкана ці фази мають приблизно однакову тривалість.

ВУЛКАНІЧНИЙ СТРУМІНЬ

Початковий радіус струменя R_0 , його площа S і початкова швидкість v_0 точно невідомі. Тому далі оцінки виконано для ймовірних інтервалів зміни цих параметрів. Оскільки швидкість викиду маси

$$\dot{m} \approx \rho_0 S_0 v_0,$$

де $\rho_0 \approx 1.5 \cdot 10^3$ кг/м³ — початкова щільність викидів, то

$$S_0 v_0 = \frac{\dot{m}}{\rho_0} \approx 4.5 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Таблиця 2. Ймовірні значення початкових параметрів вулканічного струменя

v_0 , м/с	100	150	200	250	300
S_0 , м ²	450	300	225	180	150
R_0 , м	12	9.8	8.5	7.6	6.9

Таблиця 3. Значення початкового тиску

v_0 , м/с	100	150	200	250	300
p_{d0} , МПа	7.5	16.9	30	46.9	67.5

Таблиця 4. Значення початкової сили напору (ГН)

v_0 , м/с	R_0 , км						
	10	15	20	25	30	35	40
100	2.4	5.4	9.6	15	21.6	29.4	38.4
150	5.3	11.9	21.2	33.1	47.7	64.9	84.8
200	9.4	21.2	37.7	58.9	84.8	115.4	150.7
250	14.7	33.1	58.8	91.9	132.3	180	235
300	21.2	47.7	84.8	132.5	190.8	260	339

Результати обчислень S_0 і R_0 для різних значень v_0 наведено у табл. 2. Як видно, радіус R_0 змінюється у відносно невеликих межах, у середньому $R_0 \approx 10$ м.

Якби на початку виверження $\dot{m}_{\max} \approx 1.5 \cdot 10^9$ кг/с, $\dot{V} \approx 10^6$ м³/с, то при $R_0 \approx 10$ м ми б мали $v_0 \approx 3.2$ км/с, що малоймовірно. Отже, малоймовірними є значення $1.5 \cdot 10^9$ кг/с та 10^6 м³/с.

Гідродинамічний тиск у струмені становив

$$p_{d0} \approx \frac{1}{2} \rho_0 v_0^2.$$

Результати розрахунків тиску показано у табл. 3. Сила початкового напору вулканічного струменя дається співвідношенням

$$F_0 = p_{d0} S_0.$$

Результати обчислень наведено у табл. 4.

Із табл. 3 видно, що тиск $p_{d0} = 7.5 \dots 67.5$ МПа = $75 \dots 675$ атм. Тиск води p_w на глибині $h \approx 200$ м становить 20 атм. Видно, що $p_{d0} \gg p_w$. Тому вулканічний струмінь з незначним послабленням проривався через товщу води. Його радіус по мірі підйому збільшувався згідно із законом

$$R \approx R_0 \left(1 + \frac{h+z}{R_0} \operatorname{tg} \alpha \right), \quad (4)$$

де $\alpha \approx 12.5^\circ$ — півширина струменя [11]. На глибині $z \approx -200$ м маємо $R \approx R_0$, а на поверхні води, де $z \approx 0$ км, $R \approx R_0 + 40$ м ≈ 50 м.

Максимальна висота струменя не перевищує значення

$$z_j \approx \frac{v_0^2}{2g}.$$

При $v_0 = 100 \dots 300$ м/с маємо $z_j = 0.5 \dots 4.5$ км. При цьому $R = 0.1 \dots 0.9$ км.

ЕФЕКТ ПЛЮМУ

Енергетика плюму. На більших висотах гарячі продукти виверження утворювали високотемпературний (сотні градусів) термік або плюм, який продовжував підйом за рахунок конвекції. Перші 10...20 хв радіус плюму збільшувався відповідно до формули (4). Одночасно плюм деформувалася та розширювалася у горизонтальному напрямку під впливом вітру та турбулентності. За даними спостережень [56] середня швидкість підйому плюму $v_z \approx 33$ м/с. Потужність процесу конвекції становить

$$P_k = C_p S v_z \Delta T,$$

де ρ — щільність продуктів викиду, S — площа перерізу плюму, $\Delta T = T - T_0$ — надлишок температури у плюмі, T_0 — температура навколишнього середовища.

Кількість тепла у плюмі дорівнює

$$Q_k = C m_s \Delta T,$$

де $m_s = k_s m$, k_s — відносна маса продуктів вибуху у плюмі, а потік тепла —

$$\Pi_k = \frac{P_k}{S} = C_p v_z \Delta T.$$

Коефіцієнт $k_s \ll 1$, оскільки тільки легкі частинки з розмірами $r_p = 0.1...100$ мкм беруть участь у конвективному підйомі. Більш масивні частинки, як і вулканічні бомби, випадають на поверхню Землі.

Наведемо результати обчислень Π_k , P_k і Q_k . Вважалося, що $C = 800$ Дж·кг⁻¹·К⁻¹, $\Delta T = 1400$ К, $T_0 = 300$ К, $k_s \approx 0.1$. Тоді $Q_k \approx 3.2 \cdot 10^{17}$ Дж, $P_k \approx 7.5 \cdot 10^{12}$ Вт. Для $z_j \approx 2$ км маємо $R \approx 400$ м, $S \approx 5 \cdot 10^5$ м², а $\Pi_k \approx 1.5 \cdot 10^7$ Вт/м². Важливо, що $\Pi_k \gg \Pi_{kr} \approx 10$ кВт/м², за якого виникають вогняні смерчі.

Вогняний смерч. Якщо у процесі виверження вулкана Тонга вогняний смерч виникав, то його кутова швидкість дається співвідношенням

$$\omega = \frac{a}{R} \sqrt{2gz \frac{\Delta T}{T_0}},$$

де $a \approx 0.16$ — емпіричний коефіцієнт. При $z \approx z_j \approx 2$ км, $\Delta T \approx 1400$ К, $R \approx 400$ м маємо $\omega \approx 0.17$ с⁻¹, а період обертання 37 с.

Максимальна висота підйому плюму. Для максимальної висоти z_m отримано таке співвідно-

шення [14, 18]:

$$z_m \approx 2\pi^2 \left(\frac{C_p \Delta T \dot{V} L_t^{3/2}}{C_a \rho_a T_0 g^{1/2}} \right)^{1/4},$$

де L_t — зовнішній масштаб турбулентності, C_a і ρ_a — теплоємність і щільність повітря на поверхні Землі. Для $L_t = 1.8...2.2$ км маємо співвідношення

$$z_m \approx (1.50...1.75) \dot{V}^{1/4}, \quad (5)$$

де z_m дається в км, а \dot{V} — в м³/с. Для середнього значення $\dot{V} \approx 4.5 \cdot 10^4$ м³/с отримуємо $z_m \approx 22...25$ км. Щоб плюм досягнув максимальної висоти $z_m \approx 47...55$ км, необхідно, щоб незабаром після вибуху $\dot{V}_{\max} \approx 10^6$ м³/с. Таке значення є дуже мало ймовірним, оскільки при цьому $\dot{m} \approx 1.5 \cdot 10^9$ т/с, а характерний час викиду $t_{ch} = m / \dot{m} \approx 2 \cdot 10^3$ с.

Аномальне значення $z_m \approx 50...58$ км пояснюється не величиною \dot{V} , а механізмом вибуху вулкана. При цьому головну роль грали продукти викиду та їхня взаємодія з океанічною водою.

Додамо, що наша формула (5) добре відповідає емпіричному співвідношенню, наведеному у роботі [48]. Воно має вигляд

$$z_m [\text{км}] \approx 1.67 \cdot \dot{V}^{0.259}.$$

Тут z_m вимірюється в км, а \dot{V} — в м³/с.

За рахунок вітру та турбулентних процесів продукти викиду поширювалися у горизонтальному напрямку. Так, за перші чотири доби площа атмосфери, покрита цими продуктами, становила близько 12 млн км², а за сім діб продукти викиду спостерігалися на відстані $r \approx 15$ Мм [47]. Їхня швидкість переносу становила близько 25 м/с. Таку швидкість має переважний вітер на висотах стратосфери.

ХВИЛЬОВІ ЕФЕКТИ

Вибух вулкана Тонга згенерував низку хвиль різної фізичної природи, які спостерігалися у глобальних масштабах за допомогою наземних та космічних засобів. Отримано безпрецедентний обсяг вимірювань [36, 37, 40].

Сейсмічні хвилі. Вибух вулкана призвів до землетрусу з магнітудою $M = 5.8$ та генерації сейсмічних хвиль, що спостерігалися на відстані в тисячі — десятки тисяч кілометрів від вулкана [36, 37, 40]. Цікаво, що сейсмографи зафіксу-

вали сейсмічні хвилі двох типів. Перші з них мали швидкість порядку 3.6 км/с, тобто швидкість поверхневих хвиль Релея. Другий тип мав швидкість 0.3 км/с та частоту $f \approx 3.7$ мГц [36]. Ця частота відповідає частоті нормальної моди Землі ${}_0S_{29}$ [36]. Механізм генерації цих сейсмічних хвиль пов'язаний з атмосферно-літосферною взаємодією, а саме атмосферні хвилі, згенеровані вибухом вулкана, збуджували хвилі у твердій оболонці Землі. Оцінимо їхню енергію. Для цього спочатку обчислимо ефективність передачі енергії від атмосферної хвилі до сейсмічної. Відомо, що френелівський коефіцієнт відбиття на межі атмосфера — літосфера становить [11]

$$R_F = \frac{\rho_2 / \rho_1 - v_1 / v_2}{\rho_2 / \rho_1 + v_1 / v_2}, \quad (6)$$

де ρ_1 і v_1 — щільність повітря та швидкість звуку у повітрі, ρ_2 і v_2 — те ж у літосфері. Врахуємо, що $\rho_1 \approx 1$ кг/м³, $v_1 \approx 0.3$ км/с, $\rho_2 \approx 3 \cdot 10^3$ кг/м³, $v_2 \approx 3$ км/с. Тоді для $v_1 \rho_1 \ll v_2 \rho_2$ із (6) маємо

$$R_F \approx 1 - 2 \frac{v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2}.$$

Енергетичний коефіцієнт відбиття дорівнює

$$R_{Fe} \approx R_F^2 \approx 1 - 4 \frac{v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2},$$

а коефіцієнт проходження —

$$D_F = 1 - R_{Fe} \approx 4 \frac{v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2} \approx 1.33 \cdot 10^{-4}.$$

При енергії атмосферної хвилі $E \approx 17.6$ Мт ГНТ $\approx 7.4 \cdot 10^{16}$ Дж маємо енергію землетрусу

$$E_{eq} = D_F E \approx 9.6 \cdot 10^{12} \text{ Дж}.$$

Із формули (1) випливає, що магнітуда землетрусу, викликаного вибуховою хвилею, становить $M \approx 5.45$. Це значення близьке до значення магнітуди землетрусу, що супроводжував вибух вулкана (5.8).

Хвиля цунамі. Цунамі, викликане вибухом вулкана Тонга, спостерігалось у глобальних масштабах [9, 26, 30, 34—37, 42, 46, 47]. Поблизу вулкана висота хвилі $h_{ts} \approx 15$ м, біля берегів Чилі — до 3 м, поблизу Перу — до 2 м, біля Японії — до 1.2 м, біля США — до 1 м, в Атлантичному океані та Середземному морі — 0.1...0.3 м. Ця подія була першою із зареєстрованих багатьма інстру-

ментами під час вибуху такого потужного вулкана. Величину амплітуди цунамі від вулкана Тонга можна порівняти з аналогічним параметром для вулкана Кракатау (1883 р.). Це означає, що подібне потужне цунамі не спостерігалось впродовж 139 років.

Цунамі було викликане трьома механізмами. По-перше, підводним вибухом вулкана. Цей механізм був найбільш ефективним поблизу джерела, де висота цунамі за даними [25] сягала 90 м. По-друге, вибухова ударна хвиля завдяки взаємодії підсистем атмосфера — океан та перетворенню частини енергії ударної хвилі в енергію цунамі призвела до генерації цунамі. По-третє, атмосферна хвиля, яка огинала земну кулю декілька разів, була генератором глобальних найбільш слабких хвиль цунамі.

Оцінимо початкову потенційну енергію цунамі поблизу джерела. За даними моделювання [25] найбільший сплеск води над кратером становив $h_{ts} \approx 90$ м, а його довжина — $L \approx 12$ км. Апроксимуємо поверхню купола води такою функцією:

$$z(x, y) = h_{ts} \left[1 - \frac{4}{L^2} (x^2 + y^2) \right],$$

де x і y — горизонтальні координати, z — вертикальна координата. Тоді об'єм купола з водою дорівнює

$$V_{ts} = \frac{7}{12} h_{ts} L^2.$$

Центр ваги утворення $h_c = 0.4 h_{ts}$. Потенційна енергія цунамі над вулканом становила

$$E_{pts} = \rho_w V_{ts} g h_c = \frac{7}{30} \rho_w g h_{ts}^2 L^2,$$

де $\rho_w \approx 10^3$ кг/м³ — щільність води. Енергія цунамі E_{pts} пропорційна квадрату його висоти та площі $S_{ts} \sim L^2$. Обчислення дали $E_{pts} \approx 2.7 \cdot 10^{15}$ Дж. При енергії вибуху $E \approx 7.4 \cdot 10^{16}$ Дж маємо ККД

$$\eta_{ts} = \frac{E_{pts}}{E} \approx 3.6 \cdot 10^{-2},$$

або близько 3.6 %. Цікаво, що енергія цунамі на два порядки більша від енергії землетрусу, тобто підводний вибух вулкана не був ефективним джерелом землетрусу.

У міру поширення цунамі на відстань r його площа збільшується за законом

$$S_{ts} = \pi r L.$$

Тоді [11]

$$E_{pts} = \frac{1}{2} \rho_w g S_{ts} h_{ts}^2 = \frac{\pi}{2} \rho_w g r L h_{ts}^2.$$

Звідси

$$h_{ts} = \left(\frac{2E_{pts}}{\pi \rho_w g r L} \right)^{1/2}.$$

Наприклад, для $r = 1$ Мм маємо висоту цунамі $h_{ts} \approx 3.8$ м, а для $r = 15$ Мм — $h_{ts} \approx 1$ м. Такі результати добре підтверджуються даними спостережень [9, 26, 34, 35, 42, 46, 47].

Додамо, що швидкість цунамі, викликаного підводним вибухом, дається співвідношенням

$$v_{ts} \approx \sqrt{gh_0},$$

де h_0 — глибина океану. При $h_0 \approx 4$ км маємо $v_{ts} \approx 200$ м/с. Швидкість цунамі, згенерованою атмосферою хвилею, близька до швидкості хвилі Лемба:

$$v_L \approx \sqrt{\gamma \frac{kT_0}{M_m}},$$

де γ — показник адиабати, T_0 — середня температура повітря у приземному хвилеводі, M_m — середня маса молекули повітря. За $T_0 \approx 230$ К, $M_m \approx 4.6 \cdot 10^{-26}$ кг маємо $v_L \approx 313$ м/с. Швидкості приблизно 200 м/с та 313 м/с згадуються в роботах [9, 30, 34, 46].

Вибухова хвиля. Енергію вибухової хвилі оцінено вище ($E \approx 7.4 \cdot 10^{16}$ Дж). Характерний розмір R_0 , де надлишок тиску дорівнює атмосферному тиску на поверхні Землі ($p_0 \approx 10^5$ Па), дається таким співвідношенням [11]:

$$R_0 = \sqrt[3]{\frac{E}{p_0}} \approx 9 \text{ км}.$$

Оскільки $R_0 > H \approx 7$ км, то вибухова хвиля «проривається» через атмосферу. Нелінійна вибухова хвиля у горизонтальному напрямку поступово перетворюється у лінійну на відстані $R_L \approx 3.16R_0 \approx 28$ км. У вертикальному напрямку картина зовсім інша.

Для сферичного фронту вибухової хвилі відносний надлишок тиску збільшується з висотою за законом

$$\frac{\Delta p}{p} = \left(\frac{\Delta p}{p} \right)_{R_L} \frac{R_L}{z} e^{I_e},$$

де

$$I_e = \int_{R_L}^z \frac{dz}{2H(z)}.$$

Якщо на висоті $z \approx R_0 \approx 9$ км $\Delta p/p \approx 3$, то без врахування поглинання ця відносна амплітуда становила б 30, 300 та 3000 на висотах близько 40, 70 та 110 км. Насправді цього не відбувається, оскільки нелінійна вибухова хвиля з пилоподібним профілем ефективно поглинається за рахунок самовпливу, нагріваючи повітря. Якщо у атмосфері щільність енергії вибухової хвилі стає сумірною зі щільністю внутрішньої енергії повітря, то це призводить до генерації вторинних атмосферних хвиль, що поширюються у атмосфері. За оцінками відносна амплітуда цих хвиль становить 1...3 %. Сама вибухова хвиля на всіх висотах залишається досить слабкою, тобто $\Delta p/p$ не перевищує 0.2...0.3.

За даними роботи [34] надлишок тиску поблизу вулкана становить $\Delta p \approx 3$ МПа, а число Маха більше за 6, тобто швидкість вибухової хвилі більша від 2 км/с. При цій швидкості час поширення на відстань R_0 становить 5 с. Для середньої швидкості $v \approx 1$ км/с маємо $t_L = R_L/v \approx 28$ с.

Хвиля Лемба. Хвиля цього типу генерується тільки під час значного енерговиділення (не менш ніж 1...10 Мт ТНТ). Джерел з таким енерговиділенням мало. До них належать ядерні вибухи мегатонного класу та вибухи вулкана [23].

Енергія вибуху вулкана Тонга була близькою до 16...18 Мт ТНТ. Хвилі Лемба присвячено роботи [3, 7, 39, 50]. Хвиля Лемба, поширюючись без загасання та дисперсії вздовж земної поверхні, обігнула планету п'ять разів і спостерігалася упродовж семи діб. Як поверхнева хвиля, вона загасала у вертикальному напрямку. Згідно з формулою (2) її абсолютна амплітуда зменшувалась за експоненціальним законом при збільшенні висоти. Важливо, що відносна амплітуда хвилі при цьому збільшувалась за законом

$$\frac{\Delta p}{p} = \frac{\Delta p(0)}{p(0)} \exp\left(\frac{3\gamma - 2}{2\gamma} I_H\right),$$

$$I_H = \int_0^z \frac{dz}{H(z)}.$$

Це означає, що хвиля Лемба проникає на висоти верхньої атмосфери, викликаючи там хвильові процеси.

Оцінку значення коефіцієнта підсилення хвилі Лемба з висотою

$$k_L = \frac{\Delta p}{p} / \frac{\Delta p(0)}{p(0)}$$

наведено у табл. 5.

Видно, що $k_L \gg 1$. Звичайно, збільшення k_L зі збільшенням висоти можливе доти, поки $\Delta p/p \ll 1$. Наприклад, для $r \approx 20$ Мм $\Delta p(0) \approx 100$ Па, а $\Delta p(0)/p(0) \approx 10^{-3}$. Тоді умова $\Delta p/p \leq 0.1$ виконується лише для $z \leq 40$ км. При $\Delta p/p > 0.1 \dots 0.2$ починають даватися знаки нелінійні спотворення профілю хвилі, які призводять до збагачення спектру високими частотами. Що більша частота спектральної складової, то на менших висотах вона поглинається. Тобто, за рахунок нелінійного поглинання у верхній атмосфері $\Delta p/p \ll 1$.

Хвиля Лемба належить до циліндричних [20, 21, 23]. Це означає, що зі збільшенням відстані r від вулкана її амплітуда зменшується вздовж поверхні Землі за законом $\Delta p \propto r^{-0.5}$.

Гравітаційні хвилі. За значного енерговиділення в атмосфері генеруються також гравітаційні хвилі [22, 31, 36, 37, 50, 54]. Їхня частота $f < f_{BV} \approx 3$ мГц, де f_{BV} — частота Брента — Ваясяля. Період $T_g > T_{BV} \approx 330$ с. Для $T_g \approx 10 \dots 120$ хв швидкість гравітаційних хвиль наближається до швидкості звуку v_s , яка у атмосфері змінюється від 340 м/с до 1 км/с на висотах 300...400 км. За даними роботи [54] швидкість гравітаційних хвиль у стратосфері становила 238...269 м/с. Гравітаційні хвилі мають чітко виражену анізотропію, вони поширюються у глобальних масштабах під кутом до горизонту.

Інфразвук. Вибух вулкана супроводжувався також генерацією інфразвукових коливань з частотою від $f_a \approx 4$ мГц до 20 Гц та періодом від $T_a \approx 250$ с до 0.05 с [29, 37, 50]. Інфразвук поши-

рюється ізотропно також у глобальних масштабах. Його швидкість приходу становить 220...320 м/с. Вона залежить від орієнтації траси, сили та напрямку вітру, атмосферної погоди. Інфразвук зазвичай поширюється у хвилеводах, утворених зверху стратосферою або термосферою, а знизу — поверхнею Землі. Для стратосферного хвилевода швидкість приходу інфразвуку 270...320 м/с, а для термосферного — 220...270 м/с [50]. Інфразвук від вибуху вулкана Тонга обігнув земну кулю вісім разів і спостерігався упродовж 13 діб після вибуху [50]. Його амплітуда становила приблизно 100, 25, 20 Па для відстані 1.847, 2.6, 4 Мм відповідно [50]. Для $r \approx 64$ км $\Delta p \approx 2$ кПа [50]. Тривалість інфразвукового сигналу була близькою до 30 хв.

Звукова хвиля. Звук має частоту $f \approx 20$ Гц ... 20 кГц. Звукові хвилі з такою частотою поширюються на відстані в десятки — сотні кілометрів. Проте за даними [36, 37] звук від вибуху вулкана («гул») було чути на Алясці, тобто на відстані $r \approx 10$ Мм. Для порівняння вкажемо, що звук від вибуху вулкана Кракатау було чути на відстані 4.8 Мм [11, 36, 37]. Поширення звуку на відстань 10 Мм не можна пояснити у межах лінійної теорії поширення звукових хвиль. Швидше за все, при поширенні мало місце нелінійне укручення профілю хвилі Лемба та збагачення спектру звуковими частотами на великих (~10 Мм) відстанях від вулкана. Про це свідчить швидкість поширення звуку, що становила 309 м/с (для $r \approx 10$ Мм час запізнювання $\Delta t \approx 9$ год). Це значення дуже близьке до швидкості хвилі Лемба ($v_L \approx 313 \pm 3$ м/с) [20, 21].

ЕЛЕКТРИЧНИЙ ЕФЕКТ

Механізми електричних явищ у межах плюму та на висотах іоносфери різні. Розглянемо їх окремо [15].

Електричний ефект у тропосфері. У незбурених умовах об'ємна щільність електричного

Таблиця 5. Коефіцієнт підсилення відносної амплітуди хвилі Лемба

z , км	15	30	45	60	80	100	120	150	200	300
I_H	2.3	4.6	6.9	9.2	11.5	13.8	16.1	18.4	20.7	23
k_L	6.1	37.1	226	$1.4 \cdot 10^3$	$8.4 \cdot 10^3$	$5.1 \cdot 10^4$	$3.1 \cdot 10^5$	$1.9 \cdot 10^6$	$1.15 \cdot 10^7$	$7 \cdot 10^7$

заряду $q_{e0} \approx 10^{-10}$ Кл/м³. У тропосфері питома електропровідність $\sigma_0 = 2 \cdot 10^{-14}$ Ом⁻¹м⁻¹. Має місце вертикальний електричний струм, щільність якого $j_0 = 3 \cdot 10^{-12}$ А/м². Напруженість електричного поля $E_{e0} \approx 100$ В/м [5].

Виверження вулкана призводить до різкої зміни електричного стану атмосфери у межах плюму. Викиди продуктів виверження суттєво активізують процеси електризації, розділення зарядів, підсилення електричного струму тощо.

Головну роль відіграють пилові частинки та аерозолі. Механізм електризації частинок описано в роботі [41]. Він, перш за все, пов'язаний з розпиленням речовини, що інjektується в атмосферу. Гарячий висхідний потік продуктів виверження, швидкість якого поступово зменшується від 100 м/с до 10 м/с, підіймає вгору позитивно заряджені частинки. Більш масивні частинки осідають донизу. Вони мають негативний заряд. Розділення зарядів супроводжується підсиленням щільності електричного струму до $j = 10^{-8} \dots 10^{-7}$ А/м². Величина q_e збільшується до $10^{-9} \dots 10^{-8}$ Кл/м³. При цьому різко збільшується напруженість електричного поля. Оцінимо значення E_e . Скористаємося законом Гаусса:

$$\oint_S \mathbf{E}_e dS = \frac{1}{\epsilon_0} \oint_V q_e dV, \quad (7)$$

де S — площа, що охоплює об'єм V із щільністю q_e , ϵ_0 — електрична стала. Апроксимуємо плюм циліндром з висотою h_{pl} і радіусом r_{pl} . Тоді із закону (7) маємо

$$2\pi r_{pl}^2 E_e = \pi r_{pl}^2 h_{pl} \frac{q_e}{\epsilon_0}.$$

Звідси

$$E_e = \frac{q_e h_{pl}}{2\epsilon_0}.$$

Результати оцінок E_e (у МВ/м) наведено у табл. 6.

Видно, що значення напруженості електричного поля могли сягати 1...11 МВ/м. Відомо, що пробій чистого повітря на поверхні Землі настає при $E_{ecr} \approx 3$ МВ/м, а на висоті $z = 10 \dots 20$ км — при $E_{ecr} = 0.8 \dots 0.2$ МВ/м. У забрудненому продуктами виверження вулкана значення E_{ecr} ще менші. Це означає, що у вулканічному плюмі постійно виникали блискавки, оскільки $E_e > E_{ecr}$. Саме про це свідчать результати роботи [56], де було встановлено, що за п'ять годин виверження вулкана Тонга спостерігалось близько 400 000 блискавок. Найбільша інтенсивність блискавок мала місце з 05:00 до 05:15 УТ. При цьому їхня частота становила 20 000 хв⁻¹, або 333 с⁻¹.

Якщо безпосередньо у плюмі напруженість електричного поля збільшувалась на 3-5 порядків, то за межами плюму вона збільшувалась лише на 1-2 порядки. Можна стверджувати, що виверження вулкана призвело до суттєвого збурення глобального електричного кола та низки вторинних процесів.

Електричний ефект у іоносфері. Процеси у проміжку Земля — іоносфера мають характерний час становлення

$$t_{ch} = \frac{\epsilon_0}{\sigma_0} \approx 440 \text{ с.}$$

Тому електричні процеси у цьому проміжку можна розглядати як квазістаціонарні.

Відповідно до робіт [27, 28] для оцінки напруженості електричного поля на висотах іоносфери, породженого діяльністю вулкана, прийдемо до такого співвідношення:

$$E_{ei} = E_{e0} \frac{\sigma_0 j}{\sigma_i j_0},$$

Таблиця 6. Напруженість електричного поля у плюмі (МВ/м)

h_{pl} , км	$q_e, 10^{-9}$ Кл/м ³					
	1	2	4	6	8	10
5	0.28	0.56	1.1	1.7	2.2	2.8
10	0.57	1.1	2.3	3.4	4.5	5.7
15	0.85	1.7	3.4	5.1	6.8	8.5
20	1.1	2.2	4.6	6.8	9.0	11.3

де $\sigma_i \approx 10^{-6} \text{ Ом}^{-1}\text{м}^{-1}$ — питома електропровідність на межі іоносфери ($z \approx 60 \text{ км}$). При $E_{e0} \approx 150 \text{ В/м}$, $j_0 = 3 \cdot 10^{-12} \text{ А/м}^2$, $j = 10^{-8} \dots 10^{-7} \text{ А/м}^2$, $\sigma_0 = 2 \cdot 10^{-14} \text{ Ом}^{-1}\text{м}^{-1}$ маємо $E_{ei} = 10 \dots 100 \text{ мВ/м}$. У незбурених умовах це поле становить $0.1 \dots 1 \text{ мВ/м}$, тобто виверження вулкана призводить до збільшення на два порядки величини іоносферного електричного поля. Важливо, що електричне поле майже без загасання переноситься вздовж магнітних силових ліній до магнітосфери, викликаючи вторинні процеси у магнітосфері та радіаційному поясі Землі.

Додамо, що максимальне збурення електричного поля виникало не безпосередньо над вулканом, а дещо збоку. Зміщення пов'язане з впливом атмосферних вітрів і переносом збурення магнітними силовими лініями з висот порядку 100 км на більші висоти. Згідно з даними робіт [27, 28] зміщення може сягати $600 \dots 800 \text{ км}$.

МАГНІТНИЙ ЕФЕКТ

Механізми магнітних ефектів в океані, атмосфері та іоносфері відрізняються. Розглянемо це детальніше [17].

Магнітний ефект в океані. Океанічна вода має питому електропровідність $\sigma_0 \approx 4 \text{ Ом}^{-1}\text{м}^{-1}$. Океанам властиві течії, швидкість v яких зазвичай не перевищує $1 \dots 3 \text{ м/с}$. Течії генерують електричне поле напруженістю

$$E_e = vB_0,$$

де B_0 — індукція геомагнітного поля. При $B_0 \approx 2 \cdot 10^{-5} \text{ Тл}$ та $v \approx 1 \text{ м/с}$ маємо $E_{e0} = 2 \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$ та щільність струму

$$j_{e0} = \sigma_0 E_e,$$

близьку до $8 \cdot 10^{-5} \text{ А/м}^2$.

Із рівняння Максвелла

$$\text{rot}\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{j}_{e0},$$

де μ_0 — магнітна стала, отримаємо оцінку збурення магнітного поля течією:

$$\Delta B_0 \approx \mu_0 j_{e0} L.$$

Тут L — характерний вертикальний розмір течії. Для $L = 1 \dots 10 \text{ км}$ маємо $\Delta B_0 = 10^{-7} \dots 10^{-6} \text{ Тл}$.

За відсутності крупної течії є лише флуктуації швидкості $v \sim 0.1 \text{ м/с}$ та розміру течії $L = 1 \dots 100 \text{ м}$. Тоді $\Delta B_0 = 10^{-11} \dots 10^{-9} \text{ Тл} = 0.01 \dots 1 \text{ нТл}$, тобто фоновий магнітний ефект є незначним.

Вибух підводного вулкана генерує струмінь зі швидкістю $v = 100 \dots 300 \text{ м/с}$ та діаметром $10 \dots 100 \text{ м}$. При цьому збільшується напруженість індукованого електричного поля, питома електропровідність σ (до $8 \text{ Ом}^{-1}\text{м}^{-1}$ [11]) та щільність електричного струму, а значить і величина локального магнітного ефекту. Результати обчислення ΔB наведено в табл. 7.

Як видно з табл. 7, магнітний ефект підводного вибуху та виверження вулкана є дуже значним. Але він є практично локальним, оскільки належить до квазімагнітостатичних. При цьому зі збільшенням відстані r значення змінюється за законом

$$\Delta B(r) = \Delta B(L) \left(\frac{L}{r} \right)^3.$$

Наприклад, при $\Delta B = 1000 \text{ нТл}$, $L = 100 \text{ м}$ і $r = 1 \text{ км}$ маємо $\Delta B(r) \approx 1 \text{ нТл}$.

Магнітний ефект цунамі. Рух великих мас води зі швидкістю $v_{ts} \approx 200 \text{ м/с}$ призвів до генерації електричного поля з напруженістю

$$E = v_{ts} B_{0z},$$

Таблиця 7. Збурення магнітного поля (нТл) струменем вулкана

$v_0, \text{ м/с}$	$L, \text{ м}$									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
100	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
150	150	300	450	600	750	900	1050	1200	1350	1500
200	200	400	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000
250	250	500	750	1000	1250	1500	1750	2000	2250	2500
300	300	600	900	1200	1500	1800	2100	2400	2700	3000

де B_{0z} — вертикальна складова індукції геомагнітного поля. За $v_{ts} \approx 200$ м/с, $B_{0z} = 2 \cdot 10^{-5}$ Тл маємо $E \approx 4$ мВ/м. Вектор \mathbf{E} перпендикулярний до вектора швидкості. Вектор щільності електричного струму, паралельного вектору \mathbf{E} , дорівнює

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E},$$

де $\sigma = 4 \text{ Ом}^{-1}\text{м}^{-1}$ отримуємо $j = 16$ мА/м². Циркуляція вектора збурення магнітного поля

$$\oint \Delta \mathbf{B} d\mathbf{l} = \mu_0 \oint \mathbf{j} d\mathbf{S},$$

де $d\mathbf{l}$ — елемент контура, $d\mathbf{S}$ — елемент площі, через яку втікає та витікає електричний струм.

Виберемо контур з горизонтальним розміром L , що дорівнює розміру цунамі в напрямку його поширення та вертикальним розміром z , що дорівнює висоті над незбуреною поверхнею океану. Тоді довжина контура $l = 2(L + z)$. При висоті цунамі h площа $S = Lh$. Звідси

$$\Delta B = \frac{1}{2} \mu_0 j \frac{Lh}{L+z} = \frac{1}{2} \mu_0 \sigma v_{ts} B_{0z} \frac{Lh}{L+z}.$$

Оскільки $L \approx 1...2$ Мм, то при $z \ll L$ маємо

$$\Delta B \approx \frac{1}{2} \mu_0 j h \approx \frac{1}{2} \mu_0 \sigma v_{ts} B_{0z} h.$$

Аналогічне співвідношення отримано в роботі [11]. Для $j \approx 16$ мА/м², $h = 1$ м отримуємо $\Delta B \approx 10$ нТл. Коли $z = L$, маємо $\Delta B \approx 5$ нТл.

Отримане значення збурення магнітного поля видається завищеним більш ніж на порядок. Причин для цього дві. По-перше, магнітний ефект визначається не горизонтальною проекцією швидкості цунамі, а її вертикальною складовою v_{tsz} , яка дається співвідношенням

$$v_{tsz} \approx \frac{2h}{T},$$

де T — тривалість або період цунамі. При $T \approx 2000$ с, $h \approx 1$ м маємо $v_{tsz} \approx 10^{-3}$ м/с, що набагато менше за $v_{ts} \approx 200$ м/с. По-друге, магнітне збурення швидко «розпливається» у просторі за рахунок дифузії. Рівняння для вертикальної складової B_z збурення магнітного поля має такий вигляд [38]:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = (\mathbf{B}_0 \nabla) v_{tsz} + D \nabla^2 B_z,$$

де $D = (\mu_0 \sigma)^{-1} \approx 2 \cdot 10^5$ м²/с — коефіцієнт дифузії. Джерело збурення при $B_0 \approx 2 \cdot 10^{-5}$ Тл та $h \approx 1$ м має такий порядок:

$$|(\mathbf{B}_0 \nabla) v_{tsz}| \approx 2 \cdot 10^{-8} \text{ Тл/с}.$$

Характерний час дифузії при $h \approx 1$ м становить

$$\tau_D = \frac{h^2}{D} \approx 5 \text{ мкс}.$$

Тому дифузійний член навіть для $B_z \approx 10^{-10}$ Тл має такий порядок:

$$|D \nabla^2 B_z| \approx \frac{D}{h^2} B_z \approx 2 \cdot 10^{-5} \text{ Тл/с}.$$

Тобто, дифузійний член значно переважає за величиною член, який є джерелом збурення.

За даними спостережень навіть для землетрусів з магнітудою $M \approx 8...9$ величина магнітного ефекту не перевищувала 0.1...1 нТл [38].

На відміну від магнітного ефекту вулканічного струменя, магнітний ефект цунамі є великомасштабним (~ 1 Мм). Зі збільшенням h значення ΔB збільшується пропорційно висоті цунамі.

Додамо, що висота цунамі, згенерованого хвилею Лемба, *a priori* менша від висоти цунамі, згенерованого безпосередньо вибухом вулкана. Тому і величина магнітного ефекту менша.

Переміщення цунамі та його періодичність з періодом $T \approx 2000$ с викликало коливання магнітних силових ліній, що призводило до вторинних процесів у магнітосфері та радіаційному поясі Землі.

Магнітний ефект в атмосфері. Електричне поле, індуковане струменем, становить

$$E_e = v B_0.$$

Для $B_0 = 2 \cdot 10^{-5}$ Тл, $v = 100...300$ м/с маємо $E_e = 2...6$ мВ/м. Індукований струм є дуже незначним, оскільки у незбурених умовах $\sigma_0 \approx 2 \cdot 10^{-14}$ Ом⁻¹м⁻¹. Тоді $j_0 \approx (4...12) \cdot 10^{-17}$ А/м², тобто $j \ll j_0 = 3 \cdot 10^{-12}$ А/м².

Магнітний ефект в атмосфері пов'язаний, перш за все, з різким збільшенням щільності вертикального струму у струмені та плюмі за рахунок електризації продуктів вибуху. При цьому j збільшується до значень порядку $10^{-7}...10^{-6}$ А/м².

Оцінимо магнітний ефект вулканічного струменя та плюму в атмосфері. Циркуляція вектора магнітної індукції вздовж зовнішньої межі струменя (плюму), що має радіус R , дається таким співвідношенням:

$$\oint \mathbf{B} d\mathbf{l} = \mu_0 \mathbf{j} S,$$

де $l = 2\pi R$, $S = \pi R^2$.

Звідси

$$\Delta B \approx \frac{1}{2} \mu_0 j R. \quad (8)$$

Для струменя з радіусом $R = 100 \dots 1000$ м та $j \approx 10^{-6}$ А/м² маємо $\Delta B = 0.06 \dots 0.6$ нТл.

Для плюму радіус R сягає сотень кілометрів і величина магнітного ефекту значно більша (1...10 нТл).

Магнітний ефект у іоносфері. Для магнітного ефекту у іоносфері можуть бути суттєвими два механізми. Перший з них пов'язаний зі збуренням системи струмів у динамо-області іоносфери (висоти $z = 90 \dots 130$ км) за рахунок генерації вулканом іоносферної «діри», описаної в роботі [4]. Другий механізм збурення магнітного поля зумовлений генерацією стороннього електричного струму у полі атмосферних хвиль, викликаних як безпосередньо вибухом вулкана, так і цунами, породженим вибухом. Перший з механізмів є аперіодичним, другий — квазіперіодичним.

Для оцінки магнітного ефекту іоносферної «діри» скористаємося формулою (8), де замість R фігурує товщина динамо-області $\Delta z_i \approx 40$ км, а замість j — $\Delta j = j_{i0} \delta_N$, j_{i0} — незбурене значення щільності іоносферного струму, δ_N — відносне зменшення концентрації електронів у «дірі». Тоді

$$\Delta B \approx \frac{1}{2} \mu_0 \Delta j \Delta z_i. \quad (9)$$

Результати обчислень ΔB наведено у табл. 8. Видно, що магнітний ефект «діри» міг бути суттєвим.

Хвиля щільності (хвиля Лемба, гравітаційна хвиля, хвиля від цунамі) в атмосфері породжує сторонній струм з щільністю

$$j_w = e N v_w,$$

де e — заряд електрона, v_w — швидкість частинок у полі хвилі. При $N \approx 10^{11}$ м⁻³, $v_w = 10 \dots 100$ м/с маємо $j_w = 1.6 \cdot 10^{-7} \dots 1.6 \cdot 10^{-6}$ А/м². Для амплітуди квазіперіодичного збурення ΔB_a отримуємо формулу

$$\Delta B_a \approx \frac{1}{2} \mu_0 j_w \Delta z_i.$$

Результати оцінок ΔB_a наведено у табл. 9.

Порівняння даних у табл. 8 і 9 свідчить про те, що магнітний ефект у другому випадку на порядок більший, ніж у першому.

ЕФЕКТИ ЗАПИЛЕННЯ АТМОСФЕРИ

Динаміка вулканічних частинок. У продуктах вибуху містилися фрагменти з радіусом r_p від 1 м до 1 мкм. Масивні фрагменти (масою понад 1 г) випали на поверхню планети. Частинки з $r_p = 10^{-7} \dots 10^{-3}$ м конвективним потоком піднялися вгору на висоти аж до $z_m \approx 58$ км. При загальній масі викиду $m = 2.9$ Гт маса частинок m_s була порядку 1 Гт.

У подальшому частинки брали участь у трьох процесах. По-перше, у повільному осіданні на поверхню Землі. По-друге, у турбулентному перемішуванні з навколишнім повітрям. По-третє, у перенесенні переважними вітрами навколо планети, здійснюючи повний оборот приблизно за 10 діб (за середньої швидкості вітру 40 м/с).

Початковий горизонтальний розмір продуктів викиду в атмосфері був близьким до 500 км [46]. 19 січня 2022 р. площа запылення становила 12 млн км². 22 січня 2022 р. хмара пилу досягла Східної Африки, здолавши відстань у 15000 км [47]. Швидкість осідання частинок дається відомим співвідношенням [11]:

$$v_p = \frac{2\rho_p g}{9\eta} r_p^2,$$

Таблиця 8. Обчислені значення ΔB магнітного ефекту в іоносфері

$\Delta j, 10^{-8}$ А/м ²	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ΔB , нТл	0.25	0.50	0.75	1.0	1.25	1.50	1.75	2.0	2.25	2.5

Таблиця 9. Обчислені значення ΔB_a магнітного ефекту у полі хвилі щільності

$j_w, 10^{-7}$ А/м ²	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ΔB_a , нТл	2.5	5	7.5	10	12.5	15	17.5	20	22.5	25

де $\rho_p \approx 1.5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ — об’ємна щільність частинок, $\eta = 1.7 \cdot 10^{-5} \text{ Па} \cdot \text{с}$ — коефіцієнт динамічної в’язкості повітря. Час осідання частинок $\tau_p = z_p/v_p$ наведено у табл. 10.

Вважалося, що середня висота $z_p = 50 \text{ км}$. Із табл. 10 видно, що найдрібніші частинки з $r_p = 10^{-7} \dots 10^{-6} \text{ м}$ можуть перебувати в атмосфері роками. Насправді цього не відбувається. За рахунок турбулентного перемішування з повітрям ці частинки осідають на землю за час

$$\tau_{pt} = \frac{z_p^2}{D_{t0}},$$

де D_{t0} — коефіцієнт турбулентної дифузії. Вважаючи, що $z_p = 50 \text{ км}$, а $D_{t0} = (1 \dots 3) \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$, отримаємо $\tau_{pt} = 9.6 \dots 29 \text{ діб}$.

Таким чином, частинки вулканічного походження з розміром $0.1 \dots 10 \text{ мкм}$ залишались в атмосфері не менш ніж $10 \dots 30 \text{ діб}$.

Охолодження поверхні Землі та приземної атмосфери. Частинки вулканічного походження в атмосфері розсіюють сонячне випромінювання, екрануючи приземну атмосферу та поверхню Землі. При цьому щільність потоку сонячної радіації на поверхні планети зменшиться на величину [11]

$$\Delta P_s = P_{s0}(0)(1 - e^{-\gamma_s}) \cos \chi,$$

де $P_{s0}(0)$ — незбурена вибухом вулкана щільність потоку сонячного випромінювання для зенітно-

Таблиця 10. Залежність швидкості та часу осідання аерозолів від їхнього радіуса

$r_p, \text{ мкм}$	$v_p, \text{ м/с}$	$\tau_p, \text{ с}$	$\tau_p, \text{ діб}$
0.1	$1.7 \cdot 10^{-5}$	$2.9 \cdot 10^9$	$3.3 \cdot 10^4$
0.2	$6.9 \cdot 10^{-5}$	$7.2 \cdot 10^8$	$8.3 \cdot 10^3$
0.3	$1.6 \cdot 10^{-4}$	$3.1 \cdot 10^8$	$3.6 \cdot 10^3$
0.5	$4.3 \cdot 10^{-4}$	$1.2 \cdot 10^8$	$1.4 \cdot 10^3$
1	$1.7 \cdot 10^{-3}$	$2.9 \cdot 10^7$	330
2	$6.9 \cdot 10^{-3}$	$7.2 \cdot 10^6$	83
3	0.016	$3.1 \cdot 10^6$	36
5	0.43	$1.2 \cdot 10^6$	14
10	0.17	$2.9 \cdot 10^5$	3.3
20	0.69	$7.2 \cdot 10^4$	0.83
30	1.6	$3.1 \cdot 10^4$	0.36
50	4.3	$1.2 \cdot 10^4$	0.14
100	17	$2.9 \cdot 10^3$	0.03

го кута $\chi = 0$, γ_s — оптична товщина розсіяння сонячного випромінювання. В свою чергу [11],

$$\gamma_s \approx 0.225 \frac{\alpha_s m_s s}{V_s} = 0.225 \frac{\alpha_s m_s \Delta z_s}{V_s \cos \chi},$$

де $\alpha_s = 3 \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{кг}$ — коефіцієнт екстинкції при розсіянні сонячної радіації, m_s — маса пилинок, що розсіюють, $s = \Delta z_s / \cos \chi$, Δz_s — товщина шару атмосфери з пилинками, $V_s = S \Delta z_s$ — об’єм цього шару, S — його площа.

Співвідношення для γ_s перепишемо в такому вигляді:

$$\gamma_s \approx 0.225 \frac{\alpha_s m_s}{S \cos \chi} = \frac{S_s}{S \cos \chi}, \quad (10)$$

де $S_s = 0.255 \alpha_s m_s$ — характерна площа.

Для перших декількох діб $S \approx 10^{13} \text{ м}^2$, $m_s \approx 10^{12} \text{ кг}$. Тоді для $\chi = 0^\circ$ маємо $\gamma_s \approx 7.65$, тобто $\gamma_s \gg 1$ та $\Delta P_s \approx P_{s0}(0)$. Екранування сонячного випромінювання було сильним. Це призвело до зниження температури повітря на величину ΔT . Оцінимо ΔT . Недоотримана енергія сонячного випромінювання в середньому за добу становить

$$E_s = \frac{1}{2} P_{s0}(0) S \Delta t_s \cos \chi,$$

а зменшення внутрішньої енергії повітря —

$$Q = C_a m_a \Delta T = C_a \rho_a S H \Delta T,$$

де m_a — маса повітря в об’ємі $S H$, H — висота однорідної атмосфери, ρ_a — щільність повітря. Тоді з рівності $E_s = Q$ маємо

$$\Delta T = \frac{P_{s0}(0) \Delta t_s \cos \chi}{2 C_a \rho_a H}.$$

Для $P_{s0}(0) \approx 630 \text{ Вт/м}^2$ [11], $\Delta t_s \approx 3 \cdot 10^5 \text{ с}$, $\cos \chi = 0.5$, $C_a \approx 10^3 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \text{ К}^{-1}$, $H \approx 7.5 \text{ км}$, $\rho_a \approx 1.25 \text{ кг/м}^3$ отримаємо $\Delta T \approx 5 \text{ К}$. Насправді зменшення температури повітря було помітно меншим через демпферний вплив океану, який не встигає охолоджуватися.

Через $10 \dots 30 \text{ діб}$ після виверження вулкана запилення поширилося практично на всю атмосферу, а маса m_s зменшилася до $3 \cdot 10^{11} \text{ кг}$. Тоді $\gamma_s \approx 0.5$, зменшення $\Delta T \approx 2 \text{ К}$, а реальне значення не перевищувало $0.5 \dots 0.6 \text{ К}$.

Коефіцієнт тригерності. Під енергією первинного процесу розуміємо теплову енергію вулкана:

$$E_T = C_m T \approx 3.6 \cdot 10^{19} \text{ Дж}.$$

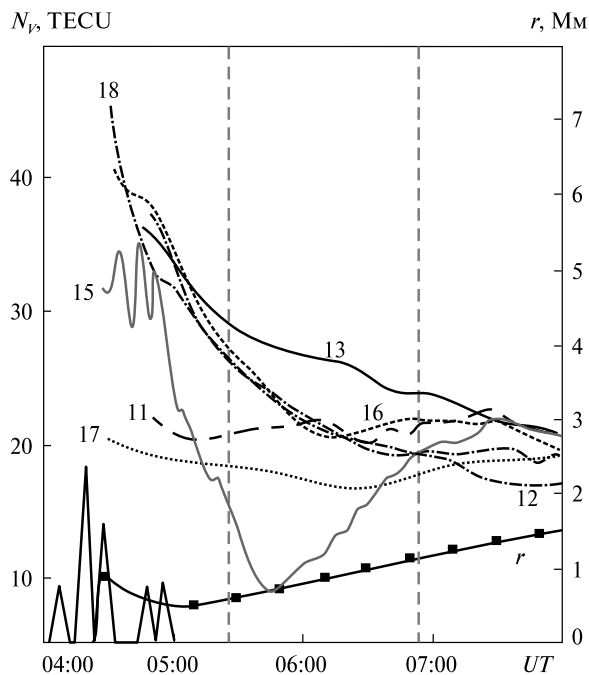


Рис. 1. Часова залежність ПЕВ за даними станції SKIS та супутника G32 для 11, 12, 13, 15, 16, 17 та 18 січня 2022 р. (числа біля кривих). Вертикальні лінії — моменти заходу Сонця на висотах $z = 0$ і $z = 350$ км. На горизонтальній осі показано п'ять моментів вибуху вулкана

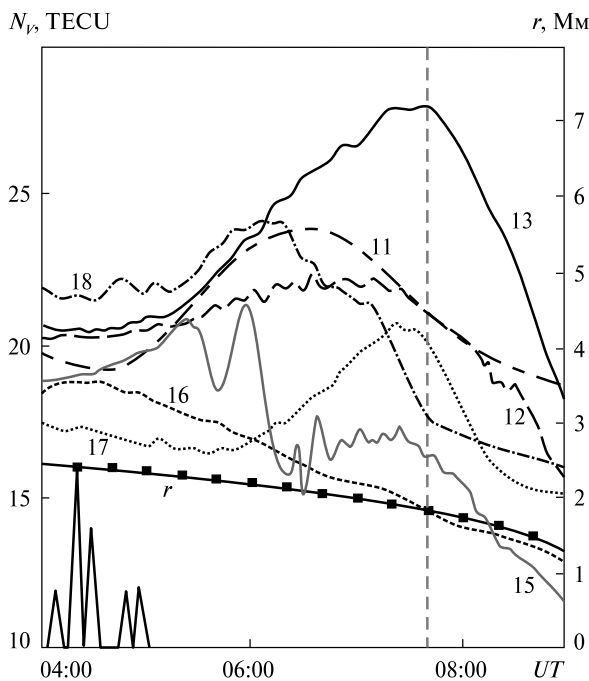


Рис. 2. Те, що і на рис. 1, для станції AUCK і супутника G10

Недоотримання енергії E_s є вторинним процесом. Для характеристики енергетики вторинних процесів зручно ввести спеціальний коефіцієнт [11]:

$$K_{tr} = \frac{E_s}{E_T}$$

Якщо $\gamma_s \gg 1$, то

$$K_{tr} = \frac{\Pi_s(0)S\Delta t_s \cos\chi}{2CmT} = \frac{\Pi_s(0)S\Delta t_s \cos\chi}{2\varepsilon_T m} \quad (11)$$

де $\varepsilon_T = CT$ — питомий енерговміст продуктів виверження вулкана. Якщо $\gamma_s \ll 1$, то

$$K_{tr} = \frac{\Pi_s(0)\gamma_s S\Delta t_s \cos\chi}{2\varepsilon_T m} = \frac{\Pi_s(0)S_s \Delta t_s}{2\varepsilon_T m} \quad (12)$$

З урахуванням (10) замість (12) маємо

$$K_{tr} = 0.255 \frac{\Pi_s(0)\alpha_s m_s \Delta t_s}{2\varepsilon_T m} \approx 0.127 \frac{\Pi_s(0)\alpha_s k_s}{\varepsilon_T} \Delta t_s \quad (13)$$

де $k_s = m_s/m$. Оцінимо K_{tr} для $\Pi_s(0) = 630$ Вт/м², $\alpha_s \approx 3 \cdot 10^3$ м²/кг, $k_s = 0.1$, $\varepsilon_T \approx 1.36 \cdot 10^6$ Дж/кг і $\Delta t_s = 10^5 \dots 3 \cdot 10^6$ с. Виходячи з виразу (13), отримаємо $K_{tr} = 1.8 \cdot 10^3 \dots 5.3 \cdot 10^4$. Важливо, що $K_{tr} \gg 1$, тобто енергетика вторинних процесів значно більша за енергетику первинного процесу (виверження вулкана). Виверження слугує тригером для запуску більш енергійних процесів. Тому в роботі [11] автор назвав коефіцієнт K_{tr} коефіцієнтом тригерності. Як впливає зі співвідношення (13), при $\gamma_s \ll 1$ цей коефіцієнт пропорційний відносній масі k_s і часу тривалості заповнення атмосфери. При $\gamma_s \gg 1$ коефіцієнт тригерності K_{tr} практично пропорційний Δt_s^2 , оскільки $S \propto \Delta t_s$, тобто площа S збільшується зі збільшенням інтервалу часу Δt_s .

ІОНОСФЕРНІ ЕФЕКТИ

Вибух вулкана Тонга призвів як до аперіодичних, так і квазіперіодичних (хвильових) збурень у іоносфері [19].

Іоносферна «діра». Ми дослідили часові варіації повного електронного вмісту (ПЕВ), який вимірювався за допомогою Глобальної супутникової навігаційної системи. Для цього було використано 42 наземні станції та низку супутників (G01, G03, G07, G08, G10, G15, G18, G23, G24, G26, G27, G29, G31 і G32). Відстань від вулкана до станцій змінювалась у межах 57...5021 км.

Встановлено, що для станцій, віддалених на відстань не більше 3 Мм, приблизно з 05:00... 05:30 до 07:00...08:00 мало місце зниження ПЕВ на 3...10 TECU (в середньому на 5 TECU) (рис. 1). Для більш віддалених станцій ефект був слабшим або його не було. У роботі [4] ефект зменшення ПЕВ приблизно через 45 хв після вибуху був названий іоносферною «дірою». Механізм генерації «діри» залишається невідомим.

Хвильові ефекти в іоносфері. Хвильові процеси в атмосфері не могли не викликати квазіперіодичні збурення в іоносфері. Спостерігалися два типи хвильових збурень. Найбільші за амплітудою (до 1.5...2 TECU) збурення мали найбільшу швидкість (~1 км/с). Така швидкість у F -області іоносфери властива гравітаційним хвилям. Найімовірніше, збурення були згенеровані вибуховою хвилею безпосередньо над вулканом і поширювалися у всі боки від джерела. Збурення складалося з двох періодів: спочатку фаза стиснення, а потім фаза розрідження, знову фаза стискання, на зміну якій приходила фаза розрідження. За першим збуренням спостерігалось друге. Воно мало значно меншу швидкість, амплітуду та період. Приклади хвильових процесів у іоносфері наведено на рис. 1 і 2. Видно, що тільки 15 січня 2022 р. мали місце квазіперіодичні збурення ПЕВ. Залежність $N_V(t)$ для 14 січня не наведено тому, що в цей день була іоносферна буря.

Із рис. 1 видно, що перше збурення мало час запізнювання $\Delta t_1 \approx 40$ хв, тривалість $\Delta T_1 \approx 80...90$ хв, амплітуду $\delta N_{Va} \approx 1.3...1.6$ TECU. Для відстані від вулкана $r_1 \approx 2.6$ Мм отримуємо швидкість $v_1 \approx 1$ км/с. Друге збурення мало час запізнювання $\Delta t_2 \approx 125$ хв, тривалість $\Delta T_1 \approx 120...130$ хв і $\delta N_{Va} \approx 0.6$ TECU. Для $r_2 \approx 2.4$ Мм отримуємо швидкість $v_2 \approx 320$ м/с. З 05:30 до 07:30 спостерігалось зменшення тренду $N_V(t)$ на 3...4 TECU, що було зумовлено генерацією іоносферної «діри».

Іоносферні процеси на більшій відстані (3...3.2 Мм) якісно були подібні до описаних вище процесів (рис. 2). Перше збурення мало такі параметри: $\Delta t_1 \approx 50$ хв, $\Delta T_1 = 105...110$ хв, $\delta N_{Va} \approx 2$ TECU, а $v_1 \approx 1$ км/с для $r \approx 3$ Мм. Параметри другого збурення: $\Delta t_2 \approx 165$ хв, $\Delta T_2 \approx 180$ хв, $\delta N_{Va} \approx 0.5$ TECU, а $v_2 \approx 320$ м/с для $r \approx 3.2$ Мм. «Діра» виражена слабше: $\Delta N_V = 2...3$ TECU.

Таким чином, перше збурення було безпосередньо пов'язане з вибухом вулкана, а друге — з поширенням хвилі Лемба у приземній атмосфері та проникненням частини її енергії на іоносферні висоти. Про це свідчить близькість швидкості $v_2 \approx 320$ м/с до швидкості $v_L \approx 313 \pm 2$ м/с [20, 21].

Збурення іоносфери електромагнітним випромінюванням блискавок. 15 січня 2022 р. з 05:00 до 05:15 UT частота блискавок у вулканічному плюмі сягала 20 тисяч за хвилину, або 333 за секунду [56]. При потужності однієї блискавки $P_1 \approx 10^9$ Вт та її тривалості $\tau_1 \approx 1$ с маємо сумарну потужність близько $3.33 \cdot 10^{11}$ Вт. У електромагнітне випромінювання перетворюється частка $\eta_e = 10^{-4}...10^{-3}$ [52]. Тоді для $\eta_e \approx 3 \cdot 10^{-3}$ маємо потужність електромагнітного випромінювання 10^9 Вт. Частка цього випромінювання вздовж магнітної силової лінії поширюється до іоносфери та магнітосфери. Будемо вважати, що ця частка становить 10^8 Вт. Такої потужності впродовж 15 хв вистачало для збурення температури і концентрації електронів у іоносфері на сотні процентів [13]. Збурення у магнітній силі трубі призвело до генерації альвенівських хвиль, які поширювалися вздовж трубки. Крім того, повинен був мати місце і повільний процес переносу тепла та концентрації електронів у напрямку до магнітоспряженої області. Цьому сприяла досить мала довжина магнітної силової трубки (~5 Мм).

МАГНІТОСФЕРНІ ЕФЕКТИ

Дія на магнітосферу. Магнітосферні ефекту вулкана Тонга, перш за все, пов'язані з інтенсивним впливом електромагнітного випромінювання блискавок [16]. Активна електризація продуктів виверження вулкана призвела до того, що кількість розрядів блискавок за п'ять годин досягла 400 тисяч [56]. Найбільша інтенсивність блискавок спостерігалась із 05:00 до 05:15 UT. При цьому частота розрядів становила близько 20 тисяч за хвилину [56]. Оцінимо енергетику блискавок. При середній енергії однієї блискавки порядку 10^9 Дж та середній потужності 10^9 Вт маємо сумарну енергію близько $4 \cdot 10^{14}$ Дж та сумарну потужність порядку $4 \cdot 10^{14}$ Вт. Більша частина енергії витрачалась на нагрівання та іонізацію

повітря. У енергію електромагнітного випромінювання перетворилася частка $\eta_e = 10^{-4} \dots 10^{-3}$ [52]. Тоді сумарна енергія та потужність електромагнітного випромінювання відповідно становили $4 \cdot 10^{10} \dots 4 \cdot 10^{11}$ Дж та $4 \cdot 10^{10} \dots 4 \cdot 10^{11}$ Вт.

Частота випромінювання $10 \dots 100$ кГц. Електромагнітні хвилі такого діапазону ефективно поширюються у порожнині Земля — іоносфера та, головне, вздовж магнітних силових ліній у так званих дактах, сягаючи радіаційного поясу Землі, де збуджують циклотронну нестійкість. У радіаційному поясі випромінювання взаємодіє з високоенергійними електронами ($\sim 10 \dots 100$ кеВ), викликаючи їхнє часткове висипання з магнітосфери в іоносферу на висотах $z = 70 \dots 120$ км. При цьому збурується струмова система динамо-області іоносфери, генеруються збурення геомагнітного поля та альвенівські хвилі. Останні, поширюючись до магнітосфери, взаємодіють із високоенергійними електронами радіаційного поясу Землі. Так активується іоносферно-магнітосферна взаємодія [16].

Динаміка електромагнітного випромінювання та високоенергійних частинок. Система рівнянь, що описує динаміку електромагнітного випромінювання та високоенергійних частинок у магнітній силовій трубці, має вигляд [11]

$$\frac{dw}{dt} = I_w + \Gamma n w - v_w w, \quad (14)$$

$$\frac{dn}{dt} = I_n - \gamma n w, \quad (15)$$

де w — об'ємна щільність енергії електромагнітного випромінювання, I_w — об'ємна щільність потужності джерела цього випромінювання, $\Gamma = 2.5 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2/\text{с}$ — коефіцієнт зв'язку, n — число високоенергійних частинок у магнітній силовій трубці, v_w^{-1} — час становлення щільності енергії випромінювання, I_n — джерело високоенергійних частинок, $\gamma = 10^{12} \text{ м}^3 \text{ Дж}^{-1} \text{ с}^{-1}$ — коефіцієнт зв'язку.

До вибуху вулкана $I_w = I_{w0}$, $I_n = I_{n0}$ та $d/dt = 0$. Тоді розв'язок системи (14) і (15) має вигляд

$$w_0 = \frac{I_{w0} + I_{wcr}}{v_w}, \quad n_0 = \frac{I_{n0} v_w}{\gamma(I_{w0} + I_{wcr})},$$

де критичне значення $I_{wcr} = \Gamma I_{n0} \gamma$.

Далі оцінимо часи $\tau_w = v_w^{-1} \approx 1 \text{ с}$,

$$\tau_n = \frac{1}{\gamma w_0} = \frac{v_w}{\gamma(I_{w0} + I_{wcr})}.$$

Для $I_{w0} \ll I_{wcr}$ час

$$\tau_n \approx \frac{v_w}{\gamma I_{wcr}} = \frac{v_w I_{n0}}{\gamma}.$$

Для $I_{n0} = 10^9 \dots 10^{11} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ [11] маємо $\tau_n = 10^{-3} \dots 10^{-1} \text{ с}$. Час дії блискавки був значно більшим за τ_w та τ_n . Тому в системі (14) і (15) $d/dt \approx 0$. Тоді

$$w = \frac{I_w + I_{wcr}}{v_w}, \quad n = \frac{I_n v_w}{\gamma(I_w + I_{wcr})}.$$

Якщо $I_w \ll I_{wcr}$, то $n \approx n_0$, і процес висипання частинок несуттєвий. Якщо $I_w \gg I_{wcr}$, то $n \ll n_0$.

Оцінимо I_{wcr} . Для $I_{n0} = 10^9 \dots 10^{11} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ маємо $I_{wcr} = 2.5 \cdot 10^{-15} \dots 2.5 \cdot 10^{-13} \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-3} \text{ с}^{-1}$. При сумарній потужності випромінювання $4 \cdot 10^{10} \dots 4 \cdot 10^{11} \text{ Вт}$ та об'ємі магнітної силової трубки $4 \cdot 10^{17} \text{ м}^3$ маємо об'ємну щільність потужності $I_w = 10^{-6} \dots 10^{-7} \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-3} \text{ с}^{-1}$, тобто $I_w \gg I_{wcr}$. Це означає, що під дією електромагнітного випромінювання майже всі високоенергійні частинки повинні були залишити радіаційний пояс Землі.

Тригерний ефект. Уведемо коефіцієнт тригерності

$$K_{tr} = \frac{\Delta n \varepsilon_e}{I_{wcr} I_w},$$

де $\Delta n = n_0 - n$, ε_e — енергія електрона в радіаційному поясі, L_w — довжина магнітної силової трубки. Максимальне значення

$$K_{tr \max} = \frac{n_0 \varepsilon_e}{I_{wcr} L_w}.$$

Для $I_{w0} \ll I_{wcr}$ отримаємо $n_0 \approx v_w / \Gamma$ та

$$K_{tr \max} = \frac{v_w \varepsilon_e}{\Gamma I_{wcr} L_w} = \frac{v_w \gamma \varepsilon_e}{\Gamma^2 I_{n0} L_w}.$$

Для $v_w = 1 \text{ с}^{-1}$, $\gamma = 10^{12} \text{ м}^3 \text{ Дж}^{-1} \text{ с}^{-1}$, $\varepsilon_e = 10 \dots 100 \text{ кеВ}$, $\Gamma = 2.5 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, $I_{n0} = 10^{-10} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ і $L_w = 4 \cdot 10^7 \text{ м}$ маємо $K_{tr \max} = 6.4 \cdot 10^2 \dots 6.4 \cdot 10^3$.

Таким чином, електромагнітне випромінювання, згенероване виверженням вулкана, є тригером магнітосферних процесів, які суттєво збурюють стан радіаційного поясу Землі.

Альвенівський механізм. Є ще один механізм дії на магнітосферу. Південна півкуля, де лежить

вулкан Тонга, на відміну від Північної півкулі, була освітлена Сонцем. Вибухова хвиля від вулкана, досягнувши іоносфери, на висотах динамо-області ($z \approx 90...130$ км) згенерувала збурення концентрації електронів і електричного поля, точніше альвенівський імпульс. Останній з альвенівською швидкістю порядку 300 км/с вздовж магнітної силової лінії перемістився у Північну півкулю, викликавши там збурення електричного поля та потоків плазми з плазмосфери в іоносферу. Для швидкості потоку $v \sim 100$ м/с маємо індуковане електричне поле $E_e \approx vB_0 \approx 2$ мВ/м.

Описані ефекти дійсно спостерігалися у дослідженні [45], коли було виявлено збурення у магнітоспрямленій області, що перебувала над Японією. Швидкість потоку плазми була $100...110$ м/с, а $E_e = 2.8...3.1$ мВ/м, що повністю узгоджується з нашими оцінками.

ВЗАЄМОДІЯ ПІДСИСТЕМ

Вибух і виверження вулкана Тонга супроводжувалися генерацією сейсмічних хвиль, цунамі, вибухової хвилі, хвилі Лемба, гравітаційної, інфразвукової та звукової хвилі. Суттєвого збурення зазнали баричне, магнітне та електричне поля Землі. Викиди попелу та аерозолів змінили прозорість атмосфери, помітно порушили радіаційний баланс і взаємодію підстильної поверхні (океану) з приземною атмосферою, викликавши вторинні процеси. Вибух та виверження вулкана змінили параметри глобального електричного кола, виникли збурення атмосферно-іоносферного електричного поля. Ці збурення передалися до магнітосфери. Підсилення електричного поля в іоносфері, викликане порушенням динаміки вітру, призвело до джоулевого нагрівання атмосферної плазми, низки плазмових проце-

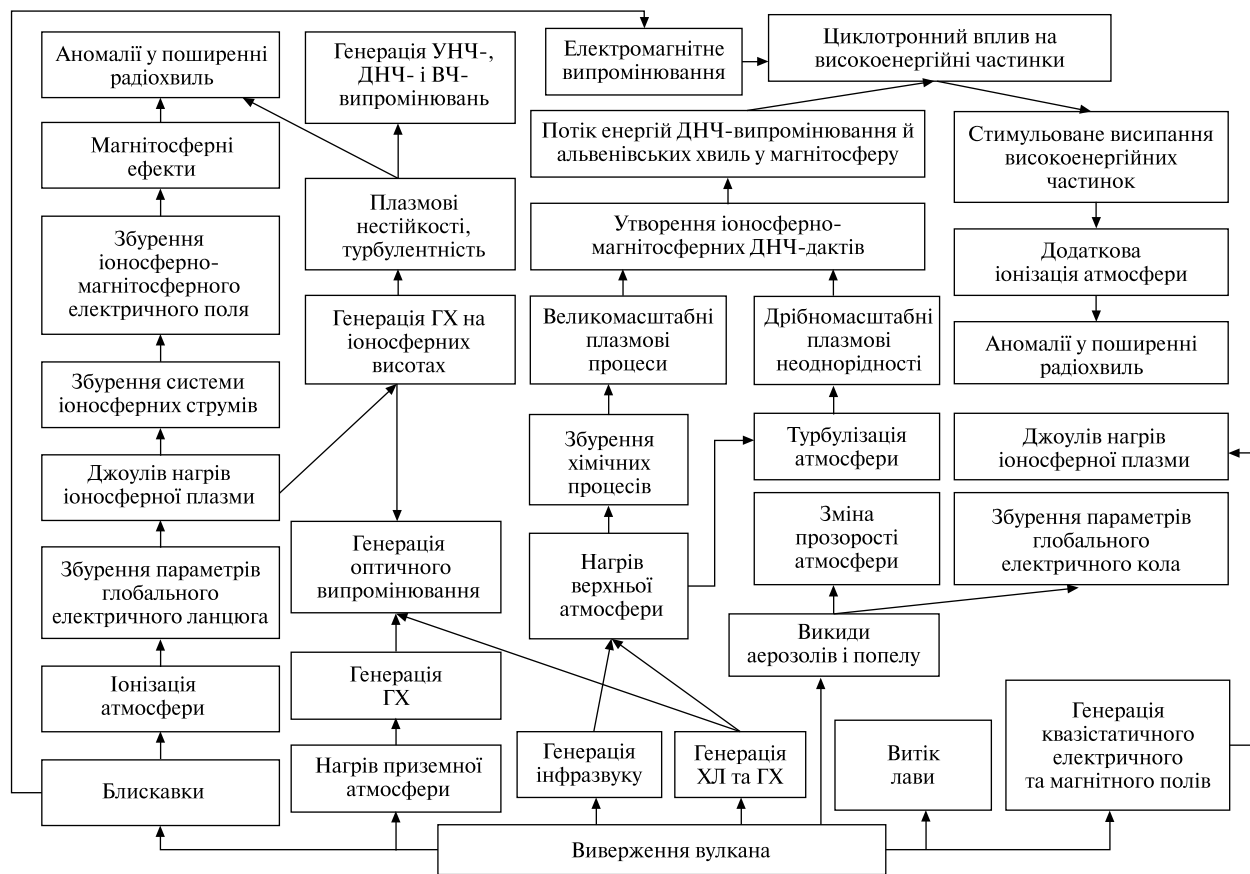


Рис. 3. Взаємодія підсистем та основні фізичні процеси під час вибуху та виверження вулкана (УНЧ, ДНЧ і ВЧ — ультранизькочастотні, дуже низькочастотні та високочастотні випромінювання, ХЛ — хвилі Лемба, ГХ — гравітаційні хвилі)

сів, збурення системи іоносферних струмів, які вплинули на магнітосферні процеси [11].

Вибухова хвиля, хвиля Лемба, гравітаційна та інфразвукова хвилі, поширюючись до іоносфери, модулювали її параметри, призводячи до генерації МГД-хвиль. Останні взаємодіяли з високоенергійними частинками, стимулюючи їхне висипання з радіаційного поясу в атмосферу (іоносферу).

Найбільше на магнітосферу та радіаційний пояс вплинуло електромагнітне випромінювання блискавок, що мали місце у вулканічному плюмі.

Схему взаємодії підсистем у системі ЗАІМ показано на рис. 3. Видно, що вибух і виверження вулкана викликали цілу низку складних фізико-хімічних процесів, активізували взаємодію підсистем у системі ЗАІМ, спрацювання прямих і зворотних зв'язків, позитивних і негативних зв'язків, появу вторинних і третинних процесів, прояв тригерних механізмів вивільнення енергії тощо.

ОБГОВОРЕННЯ

Вибух і виверження вулкана Тонга призвели до цілого комплексу складних взаємопов'язаних процесів. Їхній детальний опис є справжньою проблемою. Для її вирішення необхідно застосувати міждисциплінарний підхід. Вирішенню проблеми сприяє багатий набір результатів спостережень наземними та космічними засобами [36, 37].

Складність моделювання фізичних процесів, викликаних вибухом і виверженням вулкана, полягає у тому, що вулкан є підводним. Згенеровані хвилі були потужними, що призвело до нелінійного характеру їхнього поширення, до нелінійного самовпливу та перетворення, до взаємодії мод тощо.

Сейсмічні, гідродинамічні, аеродинамічні процеси доповнені електричними, магнітними та електромагнітними процесами. Збурення від літосфери та океану поширилися в атмосферу, іоносферу та навіть у магнітосферу. Все це супроводжувалося активізацією прямих і зворотних, позитивних і негативних зв'язків. Особлива роль належала тригерним механізмам взаємодії підсистем.

Очевидною є складність детального моделювання усього комплексу фізико-хімічних процесів у системі ЗАІМ.

У статті зроблено першу спробу промоделювати або оцінити величину головних ефектів, викликаних вибухом і виверженням вулкана Тонга. У майбутньому подібні дослідження будуть продовжені. Уже сьогодні можна стверджувати, що сама природа подарувала безцінний науковий матеріал для вулканологів, сейсмологів, океанологів, спеціалістів із фізики атмосфери, іоносфери та магнітосфери.

ГОЛОВНІ РЕЗУЛЬТАТИ

1. Виконано комплексний аналіз і моделювання основних фізичних процесів у системі ЗАІМ, що супроводжували потужний вибух і виверження вулкана Тонга 15 січня 2022 р.

2. Оцінено енергетику вулкана та вибухової хвилі. Теплова енергія вулкана сягала $3.9 \cdot 10^{18}$ Дж, а середня теплова потужність — $9.1 \cdot 10^{13}$ Вт. Енергія вибухової хвилі була близькою до 16... 18 Мт ТНТ.

3. Встановлено, що вулканічний струмінь з початковим тиском у десятки атмосфер сягав висоти в одиниці кілометрів. Вулканічний плюм поширився до висоти 50...58 км та перемістився на захід приблизно на 15 Мм.

4. Оцінено основні параметри плюму. Його середня потужність становила близько 7.5 ТВт, а потік тепла — 15 МВт/м². За такого потоку слід було очікувати на розвиток вогняного смерчу з кутовою швидкістю обертання близько 0.17 с^{-1} та періодом обертання 37 с.

Отримано аналітичне співвідношення для оцінки максимальної висоти підйому плюму. Головний внесок у величину цієї висоти дає об'ємна швидкість викидів (продуктивність) вулкана.

5. Вибух вулкана супроводжувався генерацією сейсмічної та вибухової хвиль, цунамі, хвилі Лемба, гравітаційних, інфразвукових і звукових хвиль, які поширювалися в глобальних масштабах. Важливо, що потужна вибухова хвиля була здатна викликати вторинну сейсмічну хвилю та вторинне цунамі. Це було одним із проявів взаємодії підсистем у системі ЗАІМ.

Поширення потужних хвиль супроводжувалися нелінійними спотвореннями профілю хвиль і нелінійним загасанням у результаті самовпливу хвиль.

6. Електричні процеси у тропосфері пов'язані з розпиленням продуктів викидів, електризацією частинок плюму, розділенням зарядів, підсиленням атмосферного електричного поля, електропровідності, електричного струму та збуренням глобального електричного кола.

7. Електричні ефекти в іоносфері пов'язані зі збільшенням на один-два порядки напруженості іоносферного електричного поля, що призвело до вторинних процесів у магнітосфері та радіаційному поясі Землі.

8. Встановлено, що магнітний ефект підводного вибуху та виверження вулкана був значним (100...1000 нТл), але локальним.

9. Магнітний ефект вулканічного плюму сягав 1...10 нТл.

10. Магнітний ефект у іоносфері був зумовлений збуренням системи струмів під впливом іоносферної «діри» ($\Delta B \sim 0.1...1$ нТл) та генерацією стороннього струму у полі атмосферних хвиль ($\Delta B \sim 1...10$ нТл).

11. Запилення атмосфери продуктами викидів вулкана призвело до розсіяння сонячного випромінювання аерозолями, порушення радіаційного балансу у системі земля поверхня — океан — атмосфера, охолодження приземної атмосфери та тригерного ефекту.

12. Вибух вулкана викликав генерацію аперіодичних (іоносферна «діра») та квазіперіодичних

(хвильових) збурень. Хвильові збурення мали дві характерні швидкості: 300 м/с (що близько до швидкості хвилі Лемба) та 700...1000 м/с (що властиво атмосферним гравітаційним хвилям у іоносфері).

13. Магнітосферні ефекти викликані насамперед потужним електромагнітним випромінюванням з частотою 10...100 кГц десятків — сотень тисяч блискавок, що мали місце у вулканічному плюмі. Їхня енергія та потужність сягали відповідно 40...400 ГДж та 40...400 ГВт. У результаті дії цього випромінювання на високоенергійні частинки радіаційного поясу виникали стимульовані висипання частинок у іоносферу та додаткова іонізація на висотах 70...120 км. Важливо, що ефект висипання був тригерним.

Певний вплив на магнітосферу завдавався альвенівськими хвилями, що поширювалися від джерела вздовж магнітної силової трубки.

14. Встановлено та обґрунтовано головні прямі та зворотні, позитивні та негативні зв'язки між підсистемами у системі ЗАІМ.

Дослідження проведено в рамках проекту Національного фонду досліджень України (номер 2020.02/0015 «Теоретичні та експериментальні дослідження глобальних збурень природного і техногенного походження в системі Земля — атмосфера — іоносфера»). Робота виконувалась за часткової підтримки держбюджетних НДР, заданих МОН України (номери держреєстрації 0121U109881 та 0122U001476).

REFERENCES

1. Aa E., Zhang S.-R., Erickson P. J., Vierinen J., Coster A. J., Goncharenko L. P., Spicher A., Rideout W. (2022). Significant ionospheric hole and equatorial plasma bubbles after the 2022 Tonga volcano eruption. *Geophys. Res. Letters*. **20**(7), e2022SW003101. DOI:10.1029/2022SW003101
2. Aa E., Zhang S.-R., Wang W., Erickson P. J., Qian L., Eastes R., Harding B. J., Immel T. J., Karan D. K., Daniell R. E., Coster A. J., Goncharenko L. P., Vierinen J., Cai X., Spicher A. (2022). Pronounced suppression and X-pattern merging of equatorial ionization anomalies after the 2022 Tonga volcano eruption. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* **127**(6), e2022JA030527. DOI:10.1029/2022JA030527
3. Amores A., Monserrat S., Marcos M., Argüeso D., Villalonga J., Jordà G., Gomis D. (2022). Numerical simulation of atmospheric Lamb waves generated by the 2022 Hunga-Tonga volcanic eruption. *Geophys. Res. Lett.* **49**(6), e2022GL098240. DOI:10.1029/2022GL098240
4. Astafyeva E., Maletckii B., Mikesell T. D., Munaibari E., Ravanelli M., Coisson P., Manta F., Rolland L. (2022). The 15 January 2022 Hunga Tonga eruption history as inferred from ionospheric observations. *Geophys. Res. Letters*. **49**(10), e2022GL098827. DOI:10.1029/2022GL098827

5. *Atmosphere. Handbook. (Reference Data and Models)*. Eds Avdyushin S. I., Sedunov Yu. S., Borisenkov E. P., et al. (1991). Leningrad: Gidrometeoizdat [in Russian].
6. Brodsky E. E., Kanamori H., Sturtevant B. (1999). A seismically constrained mass discharge rate for the initiation of the May 18, 1980 Mount St. Helens eruption. *J. Geophys. Res.* **104**(B12), 29387–29400. DOI:10.1029/1999JB900308.
7. Burt S. (2022). Multiple airwaves crossing Britain and Ireland following the eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha’apai on 15 January 2022. *Weather. Special Issue: The January 2022 eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha’apai*. **77**(3), 76–81. DOI: 10.1002/wea.4182
8. Carr J. L., Horváth Á., Wu D. L., Friberg M. D. (2022). Stereo plume height and motion retrievals for the record-setting Hunga Tonga-Hunga Ha’apai eruption of 15 January 2022. *Geophys. Res. Letters*, **49**, e2022GL098131. DOI:10.1029/2022GL098131
9. Carvajal M., Sepúlveda I., Gubler A., Garreaud R. (2022). Worldwide signature of the 2022 Tonga volcanic tsunami. *Geophys. Res. Letters*, **49**(6), e2022GL098153. DOI:10.1029/2022GL098153
10. Chen C.-H., Zhang X., Sun Y.-Y., Wang F., Liu T.-C., Lin C.-Y., Gao Y., Lyu J., Jin X., Zhao X., Cheng X., Zhang P., Chen Q., Zhang D., Mao Z., Liu J.-Y. (2022). Individual wave propagations in ionosphere and troposphere triggered by the Hunga Tonga-Hunga Ha’apai underwater volcano eruption on 15 January 2022. *Remote Sensing*, **14**(9), 2179. DOI:10.3390/rs14092179
11. Chernogor L. F. (2012). *Physics and ecology of the catastrophes*. Kharkiv, Ukraine: V. N. Karazin Kharkiv National University Publ. [in Russian].
12. Chernogor L. F. *Physics of powerful radio emission in geospace*. Kharkiv, Ukraine: V. N. Karazin Kharkiv National University Publ. [in Russian].
13. Chernogor L. F. (2020). Parameters of the infrasonic signal generated in the atmosphere by explosion of powerful volcano. *Physics of atmosphere and geospace*. **1**(1), 5–20.
14. Chernogor L. F. (2022). Effects of the Tonga volcano explosion on January 15, 2022. *International Conference “Astronomy and Space Physics in the Kyiv University” in part of the World Science Day for Peace and Development. October 18 –21, 2022. Kyiv, Ukraine. Book of Abstracts*. 12–13.
15. Chernogor L. F. (2022). Electrical effects of the Tonga volcano unique explosion on January 15, 2022. *International Conference “Astronomy and Space Physics in the Kyiv University” in part of the World Science Day for Peace and Development. October 18 –21, 2022. Kyiv, Ukraine. Book of Abstracts*. 79–80.
16. Chernogor L. F. (2022). Magnetospheric effects that accompanied the explosion of the Tonga volcano on January 15, 2022. *International Conference “Astronomy and Space Physics in the Kyiv University” in part of the World Science Day for Peace and Development. October 18 –21, 2022. Kyiv, Ukraine. Book of Abstracts*. 81–82.
17. Chernogor L. F. (2022). Magnetic effects of the unique explosion of the Tonga volcano. *International Conference “Astronomy and Space Physics in the Kyiv University” in part of the World Science Day for Peace and Development. October 18 –21, 2022. Kyiv, Ukraine. Book of Abstracts*. 89–90.
18. Chernogor L. F. (2022). The Tonga super-volcano explosion as a subject of applied physics. *International Scientific Conference “Electronics and Applied Physics”, APHYS 2022. 18–22 October, 2022. Kyiv, Ukraine*.
19. Chernogor L. F., Mylovanov Y. B., Dorohov V. L. (2022). Ionospheric effects accompanying the January 15, 2022 Tonga volcano explosion. *International Conference “Astronomy and Space Physics in the Kyiv University” in part of the World Science Day for Peace and Development. October 18 –21, 2022. Kyiv, Ukraine. Book of Abstracts*. 83–84.
20. Chernogor L. F., Shevelev M. B. (2023). A statistical study of the explosive waves launched by the Tonga super-volcano on January 15, 2022. *Space Science and Technology*.
21. Chernogor L. F., Shevelev M. B. (2022). Statistical characteristics of atmospheric waves, generated by the explosion of the Tonga volcano on January 15, 2022. *International Conference “Astronomy and Space Physics in the Kyiv University” in part of the World Science Day for Peace and Development. October 18 –21, 2022. Kyiv, Ukraine. Book of Abstracts*. 85–86.
22. Ern M., Hoffmann L., Rhode S., Preusse P. (2022). The mesoscale gravity wave response to the 2022 Tonga volcanic eruption: AIRS and MLS satellite observations and source backtracing. *Geophys. Res. Letters*. **49**(10), e2022GL098626. DOI:10.1029/2022GL098626
23. Gossard E. E., Hooke W. H. (1975). *Waves in the Atmosphere*. New York: Elsevier, 456 p.
24. Harding B. J., Wu Y.-J. J., Alken P., Yamazaki Y., Triplett C. C., Immel T. J., Gasque L. C., Mende S. B., Xiong C. (2022). Impacts of the January 2022 Tonga volcanic eruption on the ionospheric dynamo: ICON-MIGHTI and swarm observations of extreme neutral winds and currents. *Geophys. Res. Letters*, **49**(9), e2022GL098577. DOI:10.1029/2022GL098577
25. Heidarzadeh M., Gusman A. R., Ishibe T., Sabeti R., Šepić J. (2022). Estimating the eruption-induced water displacement source of the 15 January 2022 Tonga volcanic tsunami from tsunami spectra and numerical modelling. *Ocean Engineering*, **261**, 112165. DOI:10.1016/j.oceaneng.2022.112165

26. Imamura F., Suppasri A., Arikawa T., Koshimura S., Satake K., Tanioka Y. (2022). Preliminary observations and impact in Japan of the tsunami caused by the Tonga volcanic eruption on January 15, 2022. *Pure and Applied Geophys.*, **179**, 1549–1560. DOI:10.1007/s00024-022-03058-0
27. Isaev N. V., Sorokin V. M., Chmyrev V. M., Serebryakova O. N. (2002). Ionospheric electric fields related to sea storms and typhoons. *Geomagnetism and Aeronomy*, **42**(5), 638–643.
28. Isaev N. V., Sorokin V. M., Chmyrev V. M., Serebryakova O. N., Yaschenko A. K. (2002). Disturbance of the electric field in the ionosphere by sea storms and typhoons. *Cosmic Res.* **40**(6), 591–597.
29. Johnson J. B. (2003). Generation and propagation of infrasonic airwaves from volcanic explosions. *J. Volcanology and Geothermal Res.*, **121**, № 1–2, 1–14. DOI:10.1016/S0377-0273(02)00408-0.
30. Kubota T., Saito T., Nishida K. (2022). Global fast-traveling tsunamis driven by atmospheric Lamb waves on the 2022 Tonga eruption. *Science*, **377**(6601), 91–94. DOI:10.1126/science.abo4364
31. Kulichkov S. N., Chunchuzov I. P., Popov O. E., Gorchakov G. I., Mishenin A. A., Perepelkin V. G., Bush G. A., Skorokhod A. I., Vinogradov Yu. A., Semutnikova E. G., Šepić J., Medvedev I. P., Gushchin R. A., Kopeikin V. M., Belikov I. B., Gubanova D. P., Karpov A. V., Tikhonov A. V. (2022). Acoustic-gravity Lamb waves from the eruption of the Hunga-Tonga-Hunga-Hapai volcano, its energy release and impact on aerosol concentrations and tsunamis. *Pure and Applied Geophys.*, **179**, 1533–1548. DOI:10.1007/s00024-022-03046-4
32. Le G., Liu G., Yizengaw E., Englert C. R. (2022). Intense equatorial electrojet and counter electrojet caused by the 15 January 2022 Tonga volcanic eruption: Space- and ground-based observations. *Geophys. Res. Letters*, **49**(11), e2022GL099002. DOI:10.1029/2022GL099002
33. Lin J.-T., Rajesh P. K., Lin C. C. H., Chou M.-Y., Liu J.-Y., Yue J., Hsiao T.-Y., Tsai H.-F., Chao H.-M., Kung M.-M. (2022). Rapid conjugate appearance of the giant ionospheric Lamb wave signatures in the northern hemisphere after Hunga-Tonga volcano eruptions. *Geophys. Res. Letters*, **49**(8), e2022GL098222. DOI:10.1029/2022GL098222
34. Lynett P. (2022). The tsunamis generated by the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcano on January 15, 2022. PREPRINT (Version 1) available at Research Square. DOI:10.21203/rs.3.rs-1377508/v1.
35. Lynett P., McCann M., Zhou Z., et al. (2022). Diverse tsunamigenesis triggered by the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai eruption. *Nature*, **609**, 728–733. DOI:10.1038/s41586-022-05170-6
36. Matoza R. S., Fee D., Assink J. D., Iezzi A. M., Green D. N., Kim K., Toney L., Lecocq T., Krishnamoorthy S., Lalande J. M., Nishida K., Gee K. L., Haney M. M., Ortiz H. D., Brissaud Q., Martire L., Rolland L., Vergados P., Nippress A., Park J., Shani-Kadmiel S., Witsil A., Arrowsmith S., Caudron C., Watada S., Perttu A. B., Taisne B., Mialle P., Le Pichon A., Vergoz J., Hupe P., Blom P. S., Waxler R., De Angelis S., Snively J. B., Ringler A. T., Anthony R. E., Jolly A. D., Kilgour G., Averbuch G., Ripepe M., Ichihara M., Arciniaga-Ceballos A., Astafyeva E., Ceranna L., Cevuard S., Che I. Y., De Negri R., Ebeling C. W., Evers L. G., Franco-Marin L. E., Gabrielson T. B., Hafner K., Harrison R. G., Komjathy A., Lacanna G., Lyons J., Macpherson K. A., Marchetti E., McKee K. F., Mellors R. J., Mendo-Pérez G., Mikesell T. D., Munaibari E., Oyola-Merced M., Park I., Pilger C., Ramos C., Ruiz M. C., Sabatini R., Schwaiger H. F., Tailpied D., Talmadge C., Vidot J., Webster J., Wilson D. C. (2022). Atmospheric waves and global seismoacoustic observations of the January 2022 Hunga eruption, Tonga. *Science*, **377**(6601), 95–100. DOI:10.1126/science.abo7063
37. Matoza R. S., Fee D., Assink J. D., Iezzi A. M., Green D. N., Kim K., Toney L., Lecocq T., Krishnamoorthy S., Lalande J. M., Nishida K., Gee K. L., Haney M. M., Ortiz H. D., Brissaud Q., Martire L., Rolland L., Vergados P., Nippress A., Park J., Shani-Kadmiel S., Witsil A., Arrowsmith S., Caudron C., Watada S., Perttu A. B., Taisne B., Mialle P., Le Pichon A., Vergoz J., Hupe P., Blom P. S., Waxler R., De Angelis S., Snively J. B., Ringler A. T., Anthony R. E., Jolly A. D., Kilgour G., Averbuch G., Ripepe M., Ichihara M., Arciniaga-Ceballos A., Astafyeva E., Ceranna L., Cevuard S., Che I.-Y., De Negri R., Ebeling C. W., Evers L. G., Franco-Marin L. E., Gabrielson T. B., Hafner K., Harrison R. G., Komjathy A., Lacanna G., Lyons J., Macpherson K. A., Marchetti E., McKee K. F., Mellors R. J., Mendo-Pérez G., Mikesell T. D., Munaibari E., Oyola-Merced M., Park I., Pilger C., Ramos C., Ruiz M. C., Sabatini R., Schwaiger H. F., Tailpied D., Talmadge C., Vidot J., Webster J., Wilson D. C. (2022). Supplementary materials for atmospheric waves and global seismoacoustic observations of the January 2022 Hunga eruption, Tonga. *Science*, **377**(6601). DOI:10.1126/science.abo7063
38. Minami T. (2017). Motional induction by tsunamis and ocean tides: 10 years of progress. *Surv. Geophys.*, **38**, 1097–1132. DOI:10.1007/s10712-017-9417-3
39. Otsuka S. (2022). Visualizing Lamb waves from a volcanic eruption using meteorological satellite Himawari-8. *Geophys. Res. Letters*, **49**(8), e2022GL098324. DOI:10.1029/2022GL098324
40. Poli P., Shapiro N. M. (2022). Rapid characterization of large volcanic eruptions: measuring the impulse of the Hunga Tonga Ha'apai explosion from teleseismic waves. *Geophys. Res. Letters*, **49**(8), e2022GL098123
41. Raist P. (1987). *Aerosols. Introduction to the Theory*. Moscow: Mir [in Russian].

42. Ramírez-Herrera M. T., Coca O., Vargas-Espinosa V. (2022). Tsunami effects on the coast of Mexico by the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcano eruption, Tonga. *Pure and Applied Geophys.*, **179**, 1117–1137. DOI:10.1007/s00024-022-03017-9
43. Saito S. (2022). Ionospheric disturbances observed over Japan following the eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai on 15 January 2022. *Earth, Planets and Space*, **74**, 57. DOI:10.1186/s40623-022-01619-0
44. Schnepf N. R., Minami T., Toh H., Nair M. C. (2022). Magnetic signatures of the 15 January 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic eruption. *Geophys. Res. Letters*, **49**(10), e2022GL098454
45. Shinbori A., Otsuka Y., Sori T., Nishioka M., Perwitasari S., Tsuda T., Nishitani N. (2022). Electromagnetic conjugacy of ionospheric disturbances after the 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic eruption as seen in GNSS-TEC and Super-DARN Hokkaido pair of radars observations. *Earth Planets Space*, **74**, № 106. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01665-8>
46. Tanioka Y., Yamanaka Y., Nakagaki T. (2022). Characteristics of the deep sea tsunamis excited offshore Japan due to the air wave from the 2022 Tonga eruption. *Earth, Planets and Space*, **74**, 61. DOI:10.1186/s40623-022-01614-5
47. Terry J. P., Goff J., Winspear N., Bongolan V. P., Fisher S. (2022). Tonga volcanic eruption and tsunami, January 2022: globally the most significant opportunity to observe an explosive and tsunamigenic submarine eruption since AD 1883 Krakatau. *Geosci. Letters*, **9**, 24. DOI:10.1186/s40562-022-00232-z
48. *The Encyclopedia of Volcanoes* (2015). Second Edition, Academic Press, 1421 p. DOI:10.1016/B978-0-12-385938-9.00063-8
49. Themens D. R., Watson C., Žagar N., Vasylykevych S., Elvidge S., McCaffrey A., Prikryl P., Reid B., Wood A., Jayachandran P. T. (2022). Global propagation of ionospheric disturbances associated with the 2022 Tonga volcanic eruption. *Geophys. Res. Letters*, **49**(7), e2022GL098158. DOI:10.1029/2022GL098158
50. Vêrgoz J., Hupe P., Listowski C., Le Pichon A., Garcés M. A., Marchetti E., Labazuy P., Ceranna L., Pilger C., Gaebler P., Näsholm S. P., Brissaud Q., Poli P., Shapiro N., De Negri R., Mialle P. (2022). IMS observations of infrasound and acoustic-gravity waves produced by the January 2022 volcanic eruption of Hunga, Tonga: A global analysis. *Earth and Planetary Sci. Letters*, **591**, 117639. DOI:10.1016/j.epsl.2022.117639
51. Wall M. Tonga undersea volcano eruption released up to 18 megatons of energy. 2022. <https://www.space.com/tonga-volcano-eruption-18-megatons#>. Accessed 25 Jan 2022.
52. Watt A. D. (1967). *International series of monographs in electromagnetic waves*. New York: Pergamon, 724 p.
53. Witze A. (2022). Why the Tongan volcanic eruption was so shocking. *Nature*, **602**, 376–378. <https://media.nature.com/original/magazine-assets/d41586-022-00394-y/d41586-022-00394-y.pdf>
54. Wright C. J., Hindley N. P., Alexander M. J., Barlow M., Hoffmann L., Mitchell C. N., Prata F., Bouillon M., Carstens J., Clerbaux C., Osprey S. M., Powell N., Randall C. E., Yue J. (2022). Surface-to-space atmospheric waves from Hunga Tonga-Hunga Ha'apai eruption. *Nature*, doi:10.1038/s41586-022-05012-5
55. Yamazaki Y., Soares G., Matzka J. (2022). Geomagnetic Detection of the Atmospheric Acoustic Resonance at 3.8 mHz During the Hunga Tonga Eruption Event on 15 January 2022. *J. Geophys. Res.: Space Phys.*, **127**(7), e2022JA030540. doi:10.1029/2022JA030540
56. Yuen D. A., Scruggs M. A., Spera F. J., Zheng Y., Hu H., McNutt S. R., Thompson G., Mandli K., Keller B. R., Wei S. S., Peng Z., Zhou Z., Mulargia F., Tanioka Y. (2022). Under the surface: Pressure-induced planetary-scale waves, volcanic lightning, and gaseous clouds caused by the submarine eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcano. *Earthquake Res. Advs.*, **2**(3), 100134. doi:10.1016/j.eqrea.2022.100134
57. Zhang S.-R., Vierinen J., Aa E., Goncharenko L. P., Erickson P. J., Rideout W., Coster A. J., Spicher A. (2022). 2022 Tonga Volcanic Eruption Induced Global Propagation of Ionospheric Disturbances via Lamb Waves. *Frontiers in Astron. and Space Sci.*, **9**, 871275. doi:10.3389/fspas.2022.871275

Стаття надійшла до редакції 24.10.2022

Після доопрацювання 26.02.2023

Прийнято до друку 01.03.2023

Received 24.10.2022

Revised 26.02.2023

Accepted 01.03.2023

L. F. Chernogor, Head of the Department of Space Radiophysics, Dr. Sci. in Phys. & Math., Professor

ORCID ID: 0000-0001-5777-2392

E-mail: Leonid.F.Chernogor@gmail.com

V. N. Karazin Kharkiv National University

4 Svoboda Sq., Kharkiv, 61022 Ukraine

PHYSICAL EFFECTS OF THE POWERFUL TONGA VOLCANO EXPLOSION

IN THE EARTH – ATMOSPHERE – IONOSPHERE – MAGNETOSPHERE SYSTEM ON JANUARY 15, 2022

The Tonga volcano explosion has already been considered in many papers, which investigate the effects of tsunamis, explosive-atmospheric waves, traveling ionospheric disturbances, the perturbations of the equatorial anomaly, rearrangement of the ionospheric currents and of the atmospheric wind pattern, disturbances in the geomagnetic field, etc. It is reliably established that the explosion of the Tonga volcano caused a number of processes on a global scale. However, the modeling of these processes is absent in the literature. The volcano is able to launch a whole complex of physical processes in all geophysical fields of the Earth (lithosphere, tectonosphere, ocean) – atmosphere – ionosphere – magnetosphere (EAIM) system. Analysis of the entire set of processes in the system caused by a unique explosion and volcanic eruption is a pressing scientific issue. The scientific objective of this study is to perform a comprehensive analysis and modeling of the main physical processes within the EAIM system, which accompanied the powerful explosion of the Tonga volcano on January 15, 2022. The article attempts to model or estimate the magnitude of the main effects caused by the explosion and eruption of the Tonga volcano. A comprehensive analysis and modeling of the main physical processes in the EAIM system, which accompanied the powerful explosion and eruption of the Tonga volcano on January 15, 2022, has been performed. The energetics of the volcano and the explosive atmospheric wave has been estimated.

The thermal energy of the volcano attained $\sim 3.9 \times 10^{18}$ J, while the mean thermal power has been estimated to be 9.1×10^{13} W. The energy of the explosive atmospheric wave was about 16–17 Mt TNT. The volcanic flow with an initial pressure of tens of atmospheres was determined to reach a few kilometers height, while the volcanic plume attained the peak altitude of 50–58 km and moved 15 Mm westward. The main parameters of the plume have been estimated. The plume's mean power was 7.5 TW, and its heat flux was 15 MW/m^2 . With such a flux, one should have expected the appearance of a fire tornado with an $\sim 0.17 \text{ s}^{-1}$ angular frequency or a 37 s tornado rotation period. An analytical relation has been derived for estimating the maximum altitude of the plume rise. The main contribution to the magnitude of this altitude makes the volumetric discharge rate. The volcano explosion was accompanied by the generation of seismic and explosive atmospheric waves, tsunamis, Lamb waves, atmospheric gravity waves, infrasound, and sound, which propagated on a global scale. It is important to note that the powerful explosive-atmospheric wave could launch a secondary seismic wave and a secondary tsunami, which was one of the manifestations of subsystem couplings in the EAIM system. The propagation of powerful waves was accompanied by non-linear distortions of the wave profiles and non-linear attenuation as a result of the self-action of the waves. The electric processes in the troposphere are associated with spraying the eruption products, the electrification of the constituent particles in the plume, a charge separation, perturbations in the global electric circuit, and with an increase in the atmospheric electric field, the electric conductivity, and the electric current. The electric effect in the ionosphere is due to an increase in the strength of the ionospheric electric field by one or two orders of magnitude, which resulted in the secondary processes in the magnetosphere and the inner radiation belt. The magnetic effect of the submarine volcano explosion and eruption was established to be significant (~ 100 – $1,000$ nT) but local. The magnetic effect in the ionosphere was due to the perturbations of the ionospheric dynamo current system under the action of the ionospheric hole ($\Delta B \sim 0.1$ – 1 nT) and due to the generation of the external current in the field of atmospheric waves ($\Delta B \sim 1$ – 10 nT). Dusting the atmosphere with the eruption plume led to the scattering of solar radiation by aerosols, the disturbance of the radiation balance in the Earth's surface–ocean–atmosphere system, the cooling of the atmosphere at the air-earth boundary, and the trigger effect. The volcano explosion caused the generation of aperiodic (ionospheric hole) and quasi-sinusoidal (wave) perturbations. Wave perturbations exhibited two characteristic speeds, ~ 300 m/s, which is close to the speed of the Lamb wave, and 700 – $1,000$ m/s, which are typical for atmospheric gravity waves at ionospheric heights. The magnetospheric effects, first of all, are caused by powerful electromagnetic waves in the ~ 10 – 100 kHz range from tens to hundreds of thousands of lightning discharges that occurred in the volcanic plume. The energy and power of these radio emissions have been estimated to be 40 – 400 GJ and 40 – 400 GW, respectively. These emissions acted to cause precipitation of relativistic electrons from the radiation belt into the ionosphere and to enhance the ionization in the ~ 70 – 120 km altitude range. It is important to note that the burst of precipitation was triggered. The Alfvén waves that propagated from their source along magnetic field lines had a certain effect on the magnetosphere. The direct and reverse, positive and negative couplings between the components of the EAIM system have been determined and validated.

Keywords: *Tonga volcano explosion, physical effects, earthquake, tsunami, waves, atmosphere, ionosphere, magnetosphere, parameter disturbance.*