

О. І. Ляшук*, Є. В. Карягін

Головний центр спеціального контролю НЦУВКЗ ДКА України,
вул. Космічна, 1, смт. Городок, Радомишльський р-н, Житомирська обл., 12265

* Corresponding author: alex_liashchuk@ukr.net

ОСОБЛИВОСТІ СЕЙСМІЧНОСТІ В РЕГІОНІ АРХІПЕЛАГУ АРГЕНТИНСЬКІ ОСТРОВИ, ОБУМОВЛЕНОЇ ПРОЦЕСАМИ АЙСБЕРГОУТВОРЕННЯ

РЕФЕРАТ. Протягом року в регіоні розташування Української антарктичної станції «Академік Вернадський» (УАС) реєструється досить велика кількість локальних та регіональних сейсмічних сигналів. **Метою** роботи є визначення джерел їх генерації та динаміки режиму сейсмічності в районі розташування УАС. До отриманих за допомогою трикомпонентної цифрової сейсмічної станції Guralp CMG-40TDE даних застосовані поляризаційні методи визначення напрямків на джерела сигналів. В роботі запропонований алгоритм автоматичного виявлення сейсмічних сигналів та визначення їх параметрів. **Результатом** робіт є проведення азимутально-часового розподілу зареєстрованих сигналів та встановлення джерел їх генерації. Отримані **висновки**, що основними джерелами сейсмічних сигналів навкруги Української антарктичної станції «Академік Вернадський» є розтріскування найближчих льодовиків архіпелагу, снігові обвали та лавини, процеси айсбергоутворення в результаті сходу в море найближчих до станції льодовиків Антарктичного півострову, основні з яких — льодовики Вігінса, Труз, Басей, Лей. Найбільшу кількість сигналів отримано саме від процесів айсбергоутворення, що можуть бути пов'язані із змінами клімату та навколишнього середовища. Подальшим продовженням робіт має стати аналіз змін режиму сейсмічності регіону протягом останніх десятиріч із залученням сейсмічних даних сусідніх антарктичних станцій, визначення зв'язку сейсмічності із змінами клімату. Найбільший інтерес спостереження за варіаціями темпів деструкції льодовиків в полярних районах можуть представляти для оцінки впливу коротко- і середньострокових змін клімату планети на навколишнє середовище. Сейсмічні спостереження є відносно дешевим, цілорічним та всепогодним інструментом для вирішення завдання спостереження за льодовиками, та явищами з ними пов'язаними.

Ключові слова: сейсмічність, поляризація, айсберг, льодовик, деструкція, клімат, айсбергоутворення.

ВСТУП

Безперервні сейсмічні спостереження на Українській антарктичній станції (УАС) «Академік Вернадський» проводяться, починаючи з 2000 року. В середньому протягом року реєструється до декількох сотень сейсмічних сигналів, джерелами яких є землетруси на всій земній кулі. Найбільш близьким до станції сейсмічним регіоном є район моря Скоша, найближчі землетруси реєструвалися на відстані 150 кілометрів до станції (Ляшук

та ін. 2014). Разом з тим існує величезна кількість високочастотних сейсмічних сигналів, джерела яких мають локальний характер. Викликане це особливостями розташування архіпелагу Аргентинські острови, де знаходиться УАС. Насамперед, архіпелаг оточений морською акваторією, що сковується кригою у зимовий період і спричиняє сезонну зміну мікросейсмічного шуму (Ляшук та ін. 2006). Крім того, на великих островах архіпелагу залягають льодовики, що покривають до 50 % їх площі. Східніше архіпелагу знаходиться Антарктичний півострів і сама його найближча частина — півострів Київ. Гірські вершини вкриті сні-

гом, між ними знаходяться льодовики, що мають вихід до моря, основні з яких — льодовики Віггінса, Труз, Бассей, Лей. Помічено, що процеси динаміки льодовиків, такі як великомасштабні переміщення тіла льодовика (сьорджі) (Neave et al, 1970, Vanwormer and Berg, 1973), розтріскування льодовикового тіла (Vanwormer and Berg, 1973), обвалення вивідної кромки льодовика з утворенням айсбергів (калвінг) (Weaver and Malone, 1979) або процеси дренажу талих вод (O’Neel et al, 2007), можуть генерувати сейсмічні сигнали (Федоров и др, 2016). Крім того, такі сигнали можуть генерувати лавини, що сходять з найближчих вершин півострову та удари утворених айсбергів в морське дно в результаті прибою. Сейсмічний моніторинг льодовиків останнім часом активно проводиться у Гренландії та на архіпелазі Шпіцберген (Федоров и др, 2016, Podolskiy et al, 2016, Kohler et al, 2012). Найбільш детальні огляди щодо сейсмічних методів спостережень за криогенними процесами наведені в (Podolskiy and Walter, 2016, Veitch, 2016). Спостереження за активністю льодовиків, темпами деструкції і зміною балансу мас важливі з позиції фундаментальних кліматологічних досліджень. Однак найбільший інтерес спостереження за варіаціями темпів деструкції льодовиків в полярних районах можуть представляти для оцінки впливу коротко- і середньострокових змін клімату планети на навколишнє середовище. Сейсмічні спостереження є відносно дешевим, цілорічним та всепогодним інструментом для вирішення завдання спостереження за льодовиками, та явищами з ними пов’язаними. У роботі наведені результати ретроспективної обробки сейсмічних записів, отриманих на УАС із застосуванням алгоритмів автоматичного виявлення і локації локальних сейсмічних подій.

МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ

Збір інформації про сейсмічний стан в регіоні здійснюється цілодобово за допомогою цифрової трикомпонентної сейсмічної станції Guralp-40TDE. Формат даних — miniSEED. Попереднє виявлення сигналів ведеться за допомогою про-

грами Scream_4.5, у якій можливо встановити необхідні параметри виявлення. Однак програма більше пристосована для обробки телесейсмічних явищ, ніж локальних. Сигнали від таких явищ повторно підлягають ручній обробці оператором. Водночас велика кількість локальних сигналів після відсіювання процедурою частотної фільтрації лишається поза увагою оператора. Локальні сигнали високочастотні, лежать у смузі 2—20 Гц, однак ми обмежилися смугою 2—7 Гц для кожної компоненти. Після фільтрації проводиться виявлення корисних сигналів амплітудним детектором, визначення напрямку на джерело сигналу, підрахунок їх кількості та створення бази даних з інформацією про просторово-часовий розподіл виявлених сигналів.

Для виявлення сигналів використовувався алгоритм LTA/STA (Withers et al, 1998, Trnkoczy, 2009). Суть його полягає у тому, що два зіткнених один з одним масиви LTA та STA, які містять поточні значення відліків хвильових форм, послідовно переміщуються від початку до кінця числового ряду. У процесі переміщення проводиться перевірка відношення значень STA до LTA. Якщо це відношення перевищує значення порогу спрацювання SNR, то вважається, що відбулося виявлення корисного сигналу.

$$STA = \frac{\sum_0^n x_i}{n_{sta}} \quad LTA = \frac{\sum_n^{n+lta} x_i}{n_{lta}}$$

де x_i — амплітуда i -того відліку в каналі, n_{sta} , n_{lta} — кількість відліків у масиві STA до LTA відповідно. Умова спрацювання порогу:

$$SNR \geq \frac{STA}{LTA}$$

Для практичного використання тривалість масиву STA дорівнює 2 секунди, LTA — 10 секунд відповідно. Тривалість масиву STA вибраний виходячи із середньої тривалості сигналу такого типу, що не перевищує 10 секунд. Поріг спрацювання для підвищення достовірності виявлення вибраний значенням 5. Для зменшення впливу вже виявленого сигналу на подальший процес вияв-

лення, проводиться закриття виявлення на 10 секунд. Після закінчення 10 секундного «мовчання» процес виявлення наступних сигналів продовжується.

Для визначення параметрів траєкторії коливання часток ґрунту у просторі проводиться поляризаційний аналіз результатів трикомпонентної реєстрації сейсмічного сигналу (Bataille et al, 1991). Якщо траєкторія руху часток ґрунту в поляризованій хвилі описується рівнянням еліпсоїда крутіння, то у якості його параметрів, а також параметрів поляризації обрані:

G_1 – ступінь лінійності (еліптичності),

β, α – кути орієнтації еліпсоїда відносно системи координат, яка зв'язана вертикальною та горизонтальними частинами сейсмометру.

Кут у горизонтальній площині (α) відповідає азимуту сейсмічної хвилі Р на джерело сигналу, кут у вертикальній площині (β) відповідає куту виходу сейсмічної хвилі, пов'язаному у Р-хвилі з епіцентральною відстанню. Для визначення вказаних параметрів використовується метод Флінна (Flinn, 1965), в основу якого покладено канонічне перетворення системи трьох випадкових значень з відомою коваріаційною матрицею. Розрахункові співвідношення для визначення параметрів G_1, α та β отримуються при рішенні системи характеристичних рівнянь способом пошуку коренів кубічного рівняння.

На кожному кроці обробки розраховуються коефіцієнти коваріації та автоковаріації (a_{ii}).

$$a_{11} = \frac{1}{N_s} \sum_{i=1}^{N_s} x_i^2 \quad a_{21} = a_{12} = \frac{1}{N_s} \sum_{i=1}^{N_s} x_i \cdot y_i$$

$$a_{22} = \frac{1}{N_s} \sum_{i=1}^{N_s} y_i^2 \quad a_{31} = a_{13} = \frac{1}{N_s} \sum_{i=1}^{N_s} x_i \cdot z_i$$

$$a_{33} = \frac{1}{N_s} \sum_{i=1}^{N_s} z_i^2 \quad a_{32} = a_{23} = \frac{1}{N_s} \sum_{i=1}^{N_s} z_i \cdot y_i$$

де x_p, y_p, z_i – амплітуди i -того відліку на сейсмічній компоненті X, Y, Z відповідно, N_s – кількість відліків у масиві.

З розрахованих коефіцієнтів будується матриця коваріації A_k :

$$A_k = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{vmatrix}$$

Значення $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ визначаються шляхом одностороннього крутіння зі зсувом. Ці значення визначаються послідовним наближенням до діагонального виду, для чого розраховуються наступні параметри:

$$B = -(a_{11} + a_{22} + a_{33})$$

$$C = -(a_{12}^2 + a_{13}^2 + a_{23}^2 + a_{11} + a_{22} + a_{11} \cdot a_{33} + a_{22} \cdot a_{33})$$

$$D = (a_{11} + a_{23}^2 + a_{22} \cdot a_{13}^2 + a_{33} \cdot a_{12}^2 - a_{11} \cdot a_{22} \cdot a_{33} - 2 \cdot a_{12} \cdot a_{13} \cdot a_{23})$$

$$F = 0.5 \cdot \left(2 \cdot \frac{B^3}{27} - \frac{B \cdot C}{3} + D \right)$$

$$P = \frac{1}{3} \cdot \left(C - \frac{B^2}{3} \right)$$

$$H = \begin{cases} \sqrt[3]{P}, & F \geq 0 \\ \sqrt[3]{-P}, & F < 0 \end{cases}$$

$$\varphi = \arccos\left(\frac{F}{H^3}\right)$$

$$\lambda_1 = -2 \cdot H \cdot \cos\left(\frac{\varphi}{3}\right) - \frac{B}{3}$$

$$\lambda_2 = 2 \cdot H \cdot \cos\left(\frac{\pi - \varphi}{3}\right) - \frac{B}{3}$$

$$\lambda_3 = 2 \cdot H \cdot \cos\left(\frac{\pi + \varphi}{3}\right) - \frac{B}{3}$$

Значення $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ рангуються з метою виявлення максимального λ_{\max} та середнього λ_{cp} значень для розрахунку параметру G_1 -ступеню лінійності (або еліптичності) поляризації:

$$G_1 = 1 - \sqrt{\frac{\lambda_{cp}}{\lambda_{\max}}}$$

Вектор, що характеризує напрямок великої напіввісі еліпсу, дозволяє оцінити азимут α на епіцентр та величину умовного кута виходу β сейсмічної хвилі у пункті реєстрації.

$$I = a_{12} a_{23} - (a_{22} - \lambda_{\max}) \cdot a_{13};$$

$$m = a_{13} a_{12} - (a_{11} - \lambda_{\max}) \cdot a_{23};$$

$$n = (a_{11} - \lambda_{\max}) \cdot (a_{22} - \lambda_{\max}) - a_{12}^2.$$

Розраховані проєкції нормуються по довжині:

$$d = \sqrt{l^2 + m^2 + n^2};$$

$$l_1 = \frac{l}{d}; \quad m_1 = \frac{m}{d}; \quad n_1 = \frac{n}{d}.$$

Далі визначаються кути орієнтації нормованого повного вектору: α_k — азимут на джерело, β_k — кут виходу сейсмічної хвилі:

$$\alpha_k = \text{Arctg} \frac{l_1}{m_1} - \frac{\pi}{2};$$

$$\beta_k = \arcsin n_1$$

Якщо значення азимуту стає менше нуля, то $\alpha_k = \alpha_k + 2\pi$, якщо значення $1 - n_1 < 0$, то β_k стає рівним 0. Для оцінки α , β та G_1 розглядається весь інтервал, їх значення розраховуються по значенням λ_{cp} та λ_{max} , що відповідають максимуму функції лінійності на даному інтервалі:

$$G_{max} = \max \left\{ G_1 = 1 - \sqrt{\frac{\lambda_{cp}}{\lambda_{max}}} \right\}.$$

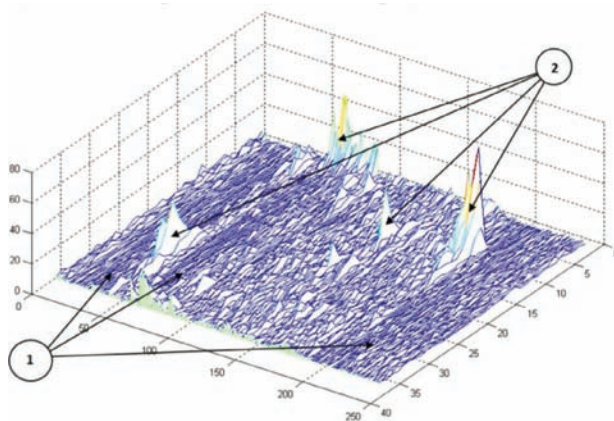


Рис. 1. Азимутально-часове розподілення сигналів упродовж 10 діб. Початок 09 вересня 2006 року у 00:00 UTC, кінець 18 вересня 2006 року у 24:00 UTC. Вертикальна вісь — кількість сигналів, ліва горизонтальна вісь — час у годинах, права горизонтальна вісь — номер азимутального сектору. Одна одиниця правої горизонтальної осі відповідає 10 азимутальним градусам

Fig. 1. Azimuthal-time signal distribution within 10 days. Beginning September 9, 2006 at 00:00 UTC, end of September 18, 2006 at 24:00 UTC. Vertical axis — number of signals, left horizontal axis — time in hours, right horizontal axis — number of azimuthal sector. One unit of the right horizontal axis corresponds to 10 azimuthal degrees

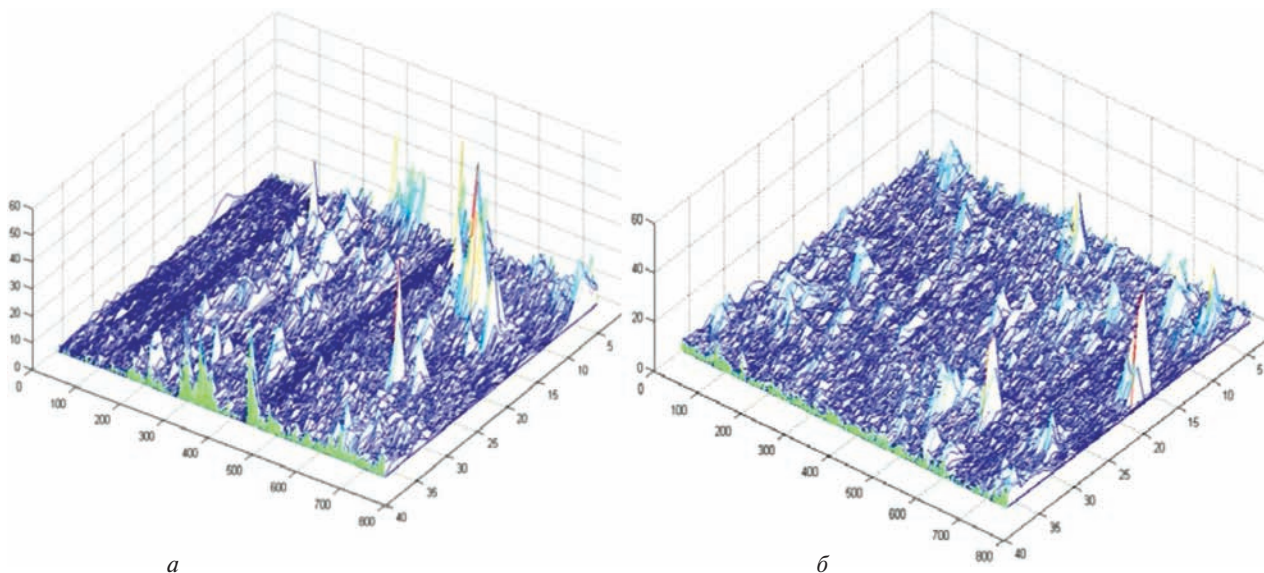


Рис. 2. Азимутально-часове розподілення сейсмічних сигналів а) у жовтні 2006 року (початок скресання криги); б) у грудні 2006 року (повне очищення прилеглої акваторії від криги)

Fig. 2. Azimuthal-time distribution of seismic signals а) in October 2006 (the beginning of breaking of the ice); б) in December 2006 (full cleaning of the adjoining water area from the ice)



Рис. 3. Графіки значень кількості сигналів за добу (ліва вісь) та середньодобового значення температури повітря (права вісь) протягом з 1 вересня 2006 року по 31 грудня 2006 року (122 дні), та їх тренди

Fig. 3. Graphs of the values of the number of signals per day (left axis) and the average daily temperature (right axis) during the period from September 1, 2006 to December 31, 2006 (122 days), and their trends

РЕЗУЛЬТАТИ І ОБГОВОРЕННЯ

Для роботи вибраний відрізок часу з вересня 2006 року по січень 2007 року. Після автоматичного виявлення сигналів і визначення азимутів на джерело збудження сейсмічних хвиль проводиться їх групування за часовими та азимутальними ознаками. Простір навкруги станції розділено на 36 десятиградусних секторів. Протягом кожного часу проводиться накопичення кількості сигналів для кожного сектору. В часі масив розбитий на 24 години. Таким чином, за добу створюється азимутально-часовий масив, в комірках якого знаходиться кількість сигналів прийнятих з даного сектору у конкретний час (рис. 1). Зони, відмічені як «1», відносяться до моментів, коли спостерігається значне зниження рівня мікросейсмічного фону. Низьке значення рівня спостерігається на протязі від одиниць до десятків годин.

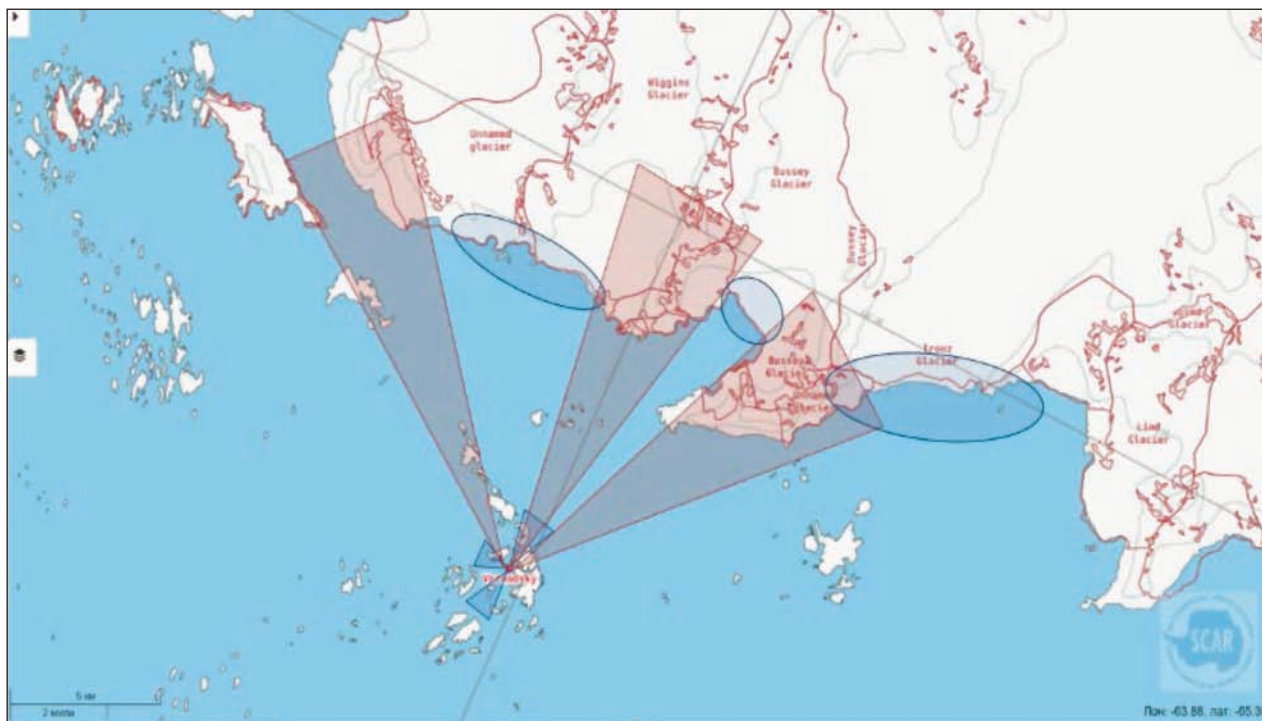


Рис. 4. Сектори генерації сейсмічних сигналів під час інтенсивного руху айсбергів та льодових прибоїв (сині трикутники), сходи лавин (рожеві трикутники), утворення айсбергів (сині овали)

Fig. 4. Sectors of generation of seismic signals during the intensive movement of icebergs and ice surf (blue triangles), avalanches (pink triangles), formation of icebergs (blue ovals)

Зони, відмічені як «2», відносяться до моментів загального зростання рівня сейсмічного фону.

Для перевірки адекватності та правильності оцінки, для обробки були обрані 8 еталонних сигналів від ударів айсбергів у морське дно із відомими значеннями азимутів на джерело (що визначались візуальними спостереженнями) від 0 до 270 градусів.

Приклади азимутально-часового розподілення за жовтень і грудень 2006 року наведені на рис. 2. Видно, що з підвищенням температури і поступовим таненням льоду в акваторії спостерігається зміна напрямків на джерела сигналів та інтенсивність сигналів.

Залежність температури і кількості локальних сейсмічних сигналів наведена на рис. 3. Окрім самих графіків зміни у часі кількості сигналів та температури показані лінії трендів, що практично повторюють один одного із зсувом у часі. Навіть візуальний аналіз дає змогу побачити, що зростанню сейсмічних сигналів передують підвищення температури.

На нашу думку, для локальної сейсмічності є три основні джерела сигналів. По-перше, це процес айсберготворення в результаті динаміки льодовиків Вігінса, Бассей і Труз. Процес руйнування переднього краю льодовика та стикання великої маси льоду з морським дном супроводжується збудженням сейсмічних хвиль. Азимути сигналів у межах 40—120 градусів, форма сигналів і тривалість дозволяють їх ідентифікувати. Також руйнування вже існуючих айсбергів на мілководді генерує схожі коливання. По-друге, самі айсберги, що, пересуваючись морською течією між островами, на своєму шляху зіштовхуються з міліною та генерують сейсмічні хвилі, вдаряючись об морське дно. Підтвердженням може бути карта островів з нанесеними азимутами (рис. 4). Візуально на частинах акваторій біля островів архіпелагу в зазначених кутових секторах, спостерігалось скупчення айсбергів.

Залежно від напрямку вітру та течії айсберги переміщувались (дрейфували) та, вдаряючись у морське дно, генерували сейсмічні сигнали (Ляшук та ін. 2015). По-третє, це прибій. Частина

прилеглих островів, в боки яких дує вітер, можуть створювати місця, де на узбережжя накочуються великі хвилі. Ці хвилі можуть переносити (виносити на берег) ламаний лід та айсберги різного розміру. При контакті з поверхнею прибійні хвилі із льодом можуть в деяких випадках створювати сейсмічні сигнали, але менші за амплітудою, ніж великі айсберги.

Окремо слід вказати такий генератор локальних сейсмічних сигналів, як снігові обвали та лавини з гірських вершин півострову Київ, що визначається орографічними особливостями материкової частини, пори року та кількості снігових опадів. Протягом сезону виявляється біля 300 сигналів від потужних снігових лавин. Основні напрямки є 30—40, 80—120 та 140—150 градуси, що відповідає напрямкам на основні лавинні скиди на континентальній частині Антарктичного півострову. Сейсмічні сигнали відрізняються тривалістю та частотою, можуть бути ідентифіковані і відокремлені від основної частини локальних сигналів.

Таким чином, у формуванні локальних сейсмічних сигналів значну роль відіграє стан найближчих льодовиків і стан поверхні моря, які залежать від погодних умов, а на більш тривалих часових інтервалах — від кліматичних змін.

ВИСНОВКИ

Антарктичний півострів і прилегла територія демонструють одні з найбільш захоплюючих змін, що спостерігаються в льодовикових системах в останні десятиліття. Події включають в себе розпад шельфових льодовиків, прискорення і стоншення льодовиків, відступ льодовикових фронтів. Однак послідовних систематичних спостережень льодовикових систем в регіоні розташування станції «Академік Вернадський» немає.

В роботі показана можливість моніторингу криосфери регіону сейсмічним методом. В існуючих умовах проводити такі спостереження можна в режимі реального часу. Розроблений алгоритм оцінки азимуту на джерело сейсмічного сигналу передбачає використання мінімум однієї трикомпонентної сейсмічної станції. Разом з тим, роз-

ширення регіону спостережень та залучення додаткових сейсмічних станцій надалі дозволить локалізувати та ототожнювати сейсмічні події.

У процесі проведення сейсмічного моніторингу в регіоні розташування української антарктичної станції встановлено, що значна кількість сейсмічних сигналів не пов'язана з тектонічними процесами. Причиною локальної сейсмічності є процеси айсбергоутворення та деструкції льодовиків, сходу лавин, можливо, льодотрясіння на шельфових льодовиках. Встановлено, що рівень мікросейсмічного шуму в регіоні істотно залежить від льодового покриву акваторії, динаміка змін якого залежить від змін навколишнього середовища. Все це може бути використано для моніторингу таких змін.

Продовженням робіт має бути вивчення динаміки довгострокових змін мікросейсмічного фону і процесу айсбергоутворення в регіоні, проведення досліджень із залученням додаткових методів спостережень та аналізу.

Подяки. Автори висловлюють подяку Державній установі Національний антарктичний науковий центр МОН України за надані первинні дані та матеріали, отримані на УАС «Академік Вернадський» під час Українських антарктичних експедицій.

ЛІТЕРАТУРА

1. Ляшук А. И., Шапка В. Н., Гордиенко Ю. А., Карягин Е. В. Оценка чувствительности сейсмической станции АІА по результатам регистрации сигналов от сейсмических источников. *Український антарктичний журнал*. 2006. № 4—5. С. 203—206.
2. Ляшук О. І. Можливість попередження про загрозу цунамі внаслідок землетрусів у морі Скоша за допомогою геофізичних методів. *Український антарктичний журнал*. 2014. № 13. С. 61—66.
3. Ляшук О. І., Андрущенко Ю. А., Карягін Є. В. Особливості використання сейсмічного шуму для вивчення глибинної будови Західної Антарктики. *Український антарктичний журнал*. 2015. № 14, С. 58—65.
4. Федоров А. В. Асминг В. Э., Баранов С. В., Виноградов А. Н., Евтюгина З. А., Горюнов В. А. Сейсмологические наблюдения за активностью ледников архипелага Шпицберген. *Вестник МГТУБ*. 2016. том 196. №1/1. С. 151—159.
5. Bataille, K. and Chiu, J. M. 1991, Polarization analysis of high-frequency, three-component seismic data: *Bull. Seis. Soc. Am.*, 81, 622—642.
6. Flinn, E. A., 1965. Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion. *Proc. I.E.E.E.*, 53, 1874—1876.
7. Kohler, A., Chapuis, A., Nuth C., Kohler J., Weidle C. 2012. Autonomous detection of calving-related seismicity at Kronebreen, Svalbard. *The Cryosphere*, 6, 393—406, DOI: 10.5194/tc-6-393-2012.
8. Neave, K. G., Savage J. C. 1970. Icequakes on Athabasca Glacier. *J. Geophys. Res.* 75, 1351—1362. DOI: 10.1029/JB075i008p01351.
9. O'Neel, S., Marshall, H.-P., Mcnamara, D., Pfeffer, W. 2007. Seismic detection and analysis of icequakes at Columbia Glacier, Alaska. *J. Geophys. Res.* 112. F03S23. DOI: 10.1029/2006JF000595.
10. Podolskiy, E. A., Sugiyama, S., Funk, M., Walter, F., Genco, R., Tsutaki, S., Minowa, M., and Ripepe M. 2016. Tide-modulated ice flow variations drive seismicity near the calving front of Bowdoin Glacier, Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 2036—2044, DOI:10.1002/2016GL067743.
11. Podolskiy, E.A., Walter, F. 2016. Cryoseismology. *Rev. Geophys.*, 54, 708—758, DOI:10.1002/2016RG000526
12. Stephen A. Veitch, 2016. *Glacial Earthquakes and Glacier Seismicity in Greenland*, Columbia University Academic Commons, <https://doi.org/10.7916/D8J1035T>.
13. Trnkoczy, A. 2009. *Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm*. In: Bormann, P. (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*, Potsdam:Deutsches Geo Forschungs Zentrum GFZ, 1—20. DOI: http://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP_r1_IS_8.1.
14. Vanwormer, D., Berg, E. 1973. Seismic evidence for glacier motion. *J. Glaciol.*, 12, 259—265.
15. Weaver, C. S., Malone S. D. 1979. Seismic evidence for discrete glacier motion at the rock — ice interface. *J. Glaciol.*, 23, 89.
16. Withers, M., Aster, R., Young, C., Beiriger, J., Harris, M., Moore, S. and Trujillo, J. 1998. A Comparison of Select Trigger Algorithms for Automated Global Seismic Phase and Event Detection. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 1, 95—106.

REFERENCES

1. Liashchuk, O. I., Shapka, V. N., Gordienko, Yu. O., Karagin, Ye. V. 2006. Otsenka chuvstvitel'nosti seysmicheskoy stantsii АІА po rezul'tatam registratsii signalov ot seysmicheskikh istochnikov [Assessment of the sensitivity of the АІА seismic station based on the results of recording signals from seismic sources]. *Український Антарктичний Журнал* [Ukrainian Antarctic Journal], 4—5, 203—206.
2. Liashchuk, O. I. 2014. Mozhlyvist' poperedzhennya pro zahrozu tsunami vnaslidok zemletrusiv u mori Skosha za dopomohoyu heofizychnykh metodiv [Possibility of warning of tsunami threat due to earthquakes in the sea of

- Skosha using geophysical methods]. *Ukrainskij Antarktychnij Zhurnal* [Ukrainian Antarctic Journal], 13, 61–66.
3. Liashchuk, O. I., Andrushchenko Yu. A. Karagin Ye.V. 2015. Osoblyvosti vykorystannya seysmichnoho shumy dlya vyvchennya hlybinnoyi budovy Zakhidnoyi Antarktyky [Features of the use of seismic noise to study the depth of the structure of Western Antarctica]. *Ukrainskij Antarktychnij Zhurnal* [Ukrainian Antarctic Journal], 14, 58–65.
 4. Fedorov, A. V. Asming, V. E., Baranov, S. V., Vinogradov, A. N., Yevtyugina, Z. A., Goryunov V. A. 2016. Seysmologicheskiye nablyudeniya za aktivnost'yu lednikov arhipelaga Shpitsbergen [Seismological observations of the activity of the glaciers of the Svalbard archipelago]. *Vestnik MGTU*. [Bulletin of MGTU], 19b, 1/1. 151–159.
 5. Bataille, K. and Chiu, J. M., 1991, Polarization analysis of high-frequency, three-component seismic data: *Bull. Seis. Soc. Am.*, 81, 622–642.
 6. Flinn, E. A., 1965. Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion. *Proc. I.E.E.E.*, 53, 1874–1876.
 7. Kohler, A., Chapuis, A., Nuth C., Kohler J., Weidle C. 2012. Autonomous detection of calving-related seismicity at Kronebreen, Svalbard. *The Cryosphere*, 6, 393–406, DOI: 10.5194/tc-6-393-2012.
 8. Neave, K. G., Savage J. C. 1970. Icequakes on Athabasca Glacier. *J. Geophys. Res.* 75, 1351–1362. DOI: 10.1029/JB075i008p01351.
 9. O'Neel, S., Marshall, H.-P., Mcnamara, D., Pfeffer, W. 2007. Seismic detection and analysis of icequakes at Columbia Glacier, Alaska. *J. Geophys. Res.* 112. F03S23. DOI: 10.1029/2006JF000595.
 10. Podolskiy, E. A., Sugiyama, S., Funk, M., Walter, F., Genco, R., Tsutaki, S., Minowa, M., and Ripepe, M. 2016. Tide-modulated ice flow variations drive seismicity near the calving front of Bowdoin Glacier, Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 2036–2044, DOI:10.1002/2016GL067743.
 11. Podolskiy, E.A., Walter, F. 2016. Cryoseismology, *Rev. Geophys.*, 54, 708–758, DOI:10.1002/2016RG000526.
 12. Stephen A. Veitch, 2016. *Glacial Earthquakes and Glacier Seismicity in Greenland*. Columbia University Academic Commons, <https://doi.org/10.7916/D8J1035T>.
 13. Trnkoczy, A. 2009. *Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm*. In: Bormann, P. (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*, Potsdam: Deutsches Geo Forschungszentrum GFZ, 1–20. DOI: http://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP_r1_IS_8.1.
 14. Vanwormer, D., Berg, E. 1973. Seismic evidence for glacier motion. *J. Glaciol.*, 12, 259–265.
 15. Weaver, C. S., Malone S. D. 1979. Seismic evidence for discrete glacier motion at the rock — ice interface. *J. Glaciol.*, 23, 89.
 16. Withers, M., Aster, R., Young, C., Beiriger, J., Harris, M., Moore, S. and Trujillo, J. 1998. A Comparison of Select Trigger Algorithms for Automated Global Seismic Phase and Event Detection. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 1, 95–106.

O. I. Liashchuk*, Ye. V. Karyagin

Main Center of Special Monitoring of the NCSFCT SSA of Ukraine, Gorodok

* Corresponding author: alex_liashchuk@ukr.net

FEATURES OF SEISMICITY IN THE ARGENTINE ISLANDS ARCHIPELAGO REGION DUE TO THE PROCESSES OF ICEBERGS FORMATION

ABSTRACT. During the year in the region of the location of the Ukrainian Antarctic Akademik Vernadsky station large numbers of local and regional seismic signals are registered. The main **objective** of the study is to determine the sources of generation of seismic signals and the dynamics of seismicity in the Antarctic station area. Polarization **methods** used to determine the direction of the signal source are obtained using the three-component digital seismic station Guralp. The algorithm of automatic detection of seismic signals and the determination of their parameters is proposed in this work. The **result** of the works is the azimuthal-time distribution of registered signals and the establishment of sources of their generation. It is **concluded** that the main sources of seismic signals around the Ukrainian Antarctic Akademik Vernadsky station are the cracking of the nearest glaciers of the archipelago, avalanches, the processes of iceberg formation processes at the nearest to the station glaciers of the Antarctic Peninsula. The largest number of signals was obtained from the processes of iceberg formation, which may be related to climate change and the environment. A further continuation of the work should be an analysis of changes in the seismicity of the region over the past decades with the involvement of seismic data from neighboring Antarctic stations, determining the connection of seismicity with climate change. The greatest interest in observing the variations in the rate of destruction of glaciers in the polar regions can be to assess the impact of short and medium-term climate change on the environment. Seismic observations are a relatively cheap, year-round and all-weather instrument for solving the problem of observing glaciers, and phenomena associated with them.

Keywords: seismicity, polarization, iceberg, glacier, destruction, climate, iceberg formation.