

УДК 550.348.432; 550.834.8

ОСОБЛИВОСТІ ВИКОРИСТАННЯ СЕЙСМІЧНОГО ШУМУ ДЛЯ ВИВЧЕННЯ ГЛИБИННОЇ БУДОВИ ЗАХІДНОЇ АНТАРКТИКИ

О. І. Лящук, Ю. А. Андрущенко, Є. В. Карягін

*Головний центр спеціального контролю НЦУВКЗ ДКА України, смт. Городок,
alex_liashchuk@mail.ru*

Реферат. У статті обговорюється можливість застосування в районі розташування української антарктичної станції «Академік Вернадський» пасивних сейсмічних методів для дослідження глибинної будови регіону. Як зондуючий сигнал у таких методах використовують сейсмічний шум, що в умовах конкретного регіону має певні особливості. Залежно від частоти, на якій є максимум сигналу, для аналізу доступні ті чи інші глибини. Аналіз таких частот у часі показує, що спостереження для різної роздільної здатності бажано проводити протягом всього року. Особливостями мікросейсмічного шуму в регіоні є наявність сигналів в результаті айсбергоутворення та ударів айсбергів об морське дно. Запропонована методика для проведення у подальшому робіт із дослідження глибинної структури регіону пасивними сейсмічними методами.

Особенности использования сейсмического шума для изучения глубинного строения западной Антарктики.
А. И. Лящук, Ю. А. Андрущенко, Е. В. Карягин

Реферат. В статье обсуждается возможность применения в районе расположения украинской антарктической станции «Академик Вернадский» пассивных сейсмических методов для исследования глубинного строения региона. В качестве зондирующего сигнала в таких методах используется сейсмический шум, который в условиях конкретного региона имеет определенные особенности. В зависимости от частоты, на которой есть максимум сигнала, для анализа доступны те или иные глубины. Анализ таких частот во времени показывает, что наблюдения для различной разрешительности желательно проводить в течение всего года. Особенности микросейсмического шума в регионе является наличие сигналов в результате айсбергообразования и ударов айсбергов о морское дно. Предложена методика для проведения в дальнейшем работ по исследованию глубинной структуры региона пассивными сейсмическими методами

Features using seismic noise study of the deep structure of the west Antarctic.

О. I. Lyaschuk, Yu. A. Andruschenko, E. V. Karyagin.

Abstract. The article discussed the possibility of application in the area of the Ukrainian Antarctic station «Akademik Vernadsky» passive seismic techniques to study the deep structure of the region. As the probe signal in such methods using seismic noise in a particular region has certain characteristics. Depending on the frequency at which the signal is maximum available to analyze certain depth. Analysis of frequency over time shows that surveillance for different resolution preferably carried out throughout the year. Features macroseismic noise in the region is the presence of signals resulting in the formation of icebergs and shocks of icebergs in the seabed. The method for carrying out further work to study the deep structure of the region passive seismic methods.

Keywords: Seismic noise, Icebergs, Deep structure, Passive seismic techniques

1. Вступ

Згідно з Державною цільовою науково-технічною програмою проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2020 роки одним з основних напрямів є комплексні геолого-геофізичні дослідження структур земної кори і літосфери Західної Антарктики з метою визначення глибинної будови, основних етапів еволюції і оцінки мінерально-ресурсного потенціалу регіону. Значний обсяг геолого-геофізичних досліджень в районі української антарктичної станції «Академік Вернадський» проведено з використанням геоелектричних методів [1-3]. Водночас розвиток сучасних технологій сейсмічного зондування дозволяє провести детальне сейсмічне обстеження земної кори в районі розташування станції без залучення значних фінансових і матеріальних ресурсів.

Традиційні сейсмічні методи є достатньо дорогими. Крім того, значні обмеження у використанні цих методів вносять несприятливі географічні умови району розташування станції. У зв'язку з цим набуває актуальності залучення пасивних сейсмічних методів, що ґрунтуються на дослідженні аномалій природного мікросейсмічного поля. У пасивних методах не проводиться збудження зондуючого сигналу, а використовуються існуючі хвильові поля, які можуть бути як природного, так і техногенного походження. Тому істотна перевага пасивних методів — їх екологічна чистота, менші витрати ресурсів порівняно з активними методами, можливість безперервного контролю в режимі реального часу і спостереження незбуреного стану середовища.

Усі методи можна використати на УАС, водночас необхідно вибрати метод, що якомога краще відповідатиме завданням досліджень. Не менш важливим є і вибір зондуючого сейсмічного сигналу, що може бути використаний в умовах станції. Чітке уявлення про амплітудно-частотні характеристики сейсмічного шуму, його природу і часові варіації в умовах Антарктики, необхідне для вирішення головного завдання досліджень — вивчення зв'язку його статистично значимих параметрів з геологічною будовою.

2. Сейсмічний шум в районі УАС.

Привабливість використання мікросейсмічного поля Землі в якості зондуючого сигналу диктується, принаймні, двома суттєвими обставинами. По-перше, мікросейсмічний фон присутній в кожній точці поверхні планети і представлений в широкій смузі частот, що дає змогу проводити дослідження широкого діапазону глибин в будь-якій точці твердої поверхні. По-друге, польові виміри вимагають істотно менших витрат ресурсів у порівнянні з традиційними методами сейсморозвідки.

Спектр мікросейсмічних коливань умовно можна розділити по частоті на чотири області:

I — область довгоперіодних мікросейсм з частотою меншою ніж 0.1 Гц — область впливу сильних телесеїсмічних подій;

II — область, в якій частоти мікросейсм складають від 0.1 до 0.3 Гц, (часто називаються «штормовими» мікросейсми);

III — мінімум амплітуди вертикальної компоненти мікросейсмічного шуму на частотах 0.7–1.4 Гц, (область спектру, найбільш стабільна при часових варіаціях на кордоні низько- і високо-частотних мікросейсмічних коливань);

IV — височастотна область спектра (1.5-10 Гц), в якій значний внесок у амплітуду коливань, поряд із природними джерелами шуму, вносять техногенні перешкоди.

Останнім часом все більша увага приділяється проблемі використання мікросейсмічного шуму Землі в якості основного зондуючого сигналу для вивчення будови глибинних геологічних структур.

Велику кількість досліджень присвячено розробці методів оцінки властивостей верхньої частини земної кори на основі аналізу властивостей мікросейсмічного шуму в частотному діапазоні від сотих часток Гц до десятків Гц. При дослідженнях в більш низькочастотному діапазоні від часток мілігерц можливе отримання даних про будову глибших і великомасштабних структур. Виявлені раніше факти стійкого впливу глибинних і поверхневих неоднорідностей середовища на просторовий розподіл деяких параметрів мікросейсмічного фону дозволяють використовувати його для вивчення властивостей геологічного середовища.

На станції «Академік Вернадський» основний вклад в мікросейсмічний шум вносить II тип мікросейсм. Найбільший рівень сейсмічного фону спостерігається під час інтенсивної циклонічної діяльності над акваторією, прилеглою до архіпелагу Аргентинські острови. За характером руху частинок середовища і за швидкістю поширення мікросейсмічні сигнали відносять до поверхневих хвиль релєйського типу. При обробці виміральної інформації, отриманої з сейсмічної станції АІА, визначена середня амплітуда сейсмічного фону, яка складає ~ 50 мкм. У частотному спектрі

виявлені два основні періоди протягом року: у листопаді–травні з частотами 0,30 — 0,43 Гц (2,3 — 3,3 с); червні–жовтні з частотами 0,14 — 0,25 Гц (4–7 с) [4].

Для локалізації джерел генерації мікросейсм проводилася спільна обробка добових синоптичних карт і спектрограм сейсмічного фону. Встановлений максимальний вплив на рівень мікросейсм циклонічної діяльності в районі моря Беллінгаузена і протоки Дрейка. На рис. 1 представлена спектрограма, де зафіксовано момент збільшення інтенсивності мікросейсм, викликаних штормовою активністю. Спостерігається збільшення амплітуди сейсмічного фону на частоті 0,17 Гц і виникнення шуму на 0,3 Гц. Зміна частоти скоріш за все викликана переміщенням фронту циклону.

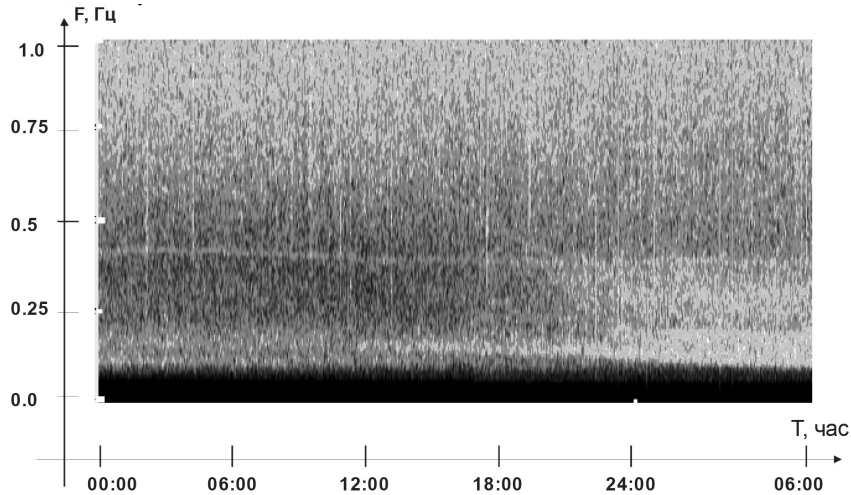


Рис. 1. Спектрограма сейсмічного фону.

Іншим типом сейсмічного фону, що притаманний саме регіону УАС, є результат айсбергоутворення та ударів айсбергів об морське дно.

Для безперервного виявлення корисних сигналів, підрахунку їх кількості та оцінки часово-азимутальних характеристик було створене програмне забезпечення.

Програмна обробка включає в себе наступні етапи:

Послідовне завантаження та обробка трьох компонент (Z, E, N) сейсмічних хвильових форм довжиною у 10 та 14 годин кожної доби.

Фільтрація хвильових форм у смугах 0,1 — 1 та 1 — 5 Гц смуговим фільтром Баттерворта.

Виявлення корисних сигналів та накопичення інформації про них.

Оцінка азимуту на кожний виявлений сигнал.

Створення масиву, який описує азимутально-часову площину розподілення сигналів. Розміри масиву 24 на 36, де 24 — це кожна година поточної доби та 36 — це кількість десятиградусних секторів, які в сукупності складають окружність. Кожна комірка масиву містить кількість сигналів, що прийшли з відповідного сектору окружності та у відповідну годину.

Виявлення проводиться автоматично за допомогою так званого алгоритму LTA/STA. Суть алгоритму у тому, що два стикованих 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 встановлене значення порогу спрацювання SNR, то вважається, що відбулося виявлення корисного сигналу.

$$\text{Умова спрацювання: } STA = \frac{\sum_0^n x_i}{n_{sta}}, \quad LTA = \frac{\sum_n^{n+lta} x_i}{n_{lta}} \quad (1)$$

$$SNR \geq \frac{STA}{LTA} \quad (2)$$

Для практичного використання довжина масиву STA дорівнює 2 секунди, LTA — 10 секунд відповідно. Довжина масиву STA вибрана внаслідок того, що середня довжина сигналу такого типу не перевищує 10 секунд. Поріг спрацювання для підвищення достовірності виявлення та зниження вірогідності неправильного спрацювання обрана значенням 5. Для зменшення впливу вже виявленого сигналу на подальший процес виявлення проводиться закриття виявлювання на 10 секунд. Після закінчення 10-секундного «мовчання» процес виявлення наступних сигналів продовжується.

Для визначення параметрів траєкторії коливання часток ґрунту (породи) у просторі проводиться поляризаційний аналіз результатів трикомпонентної реєстрації сейсмічного сигналу. Всі оцінені азимути на виявлені сигнали групуються по часових та азимутальних ознаках. Для кожної години доби існує 36 десятиградусних секторів. При попаданні азимутальних характеристик виявлених сигналів в один із секторів протягом години проводиться накопичення кількості сигналів для кожної позиції масиву. Таким чином, за добу створюється азимутально-часовий масив, в комірках якого знаходиться кількість сигналів прийнятих з даного сектору у даний час (рис. 2).

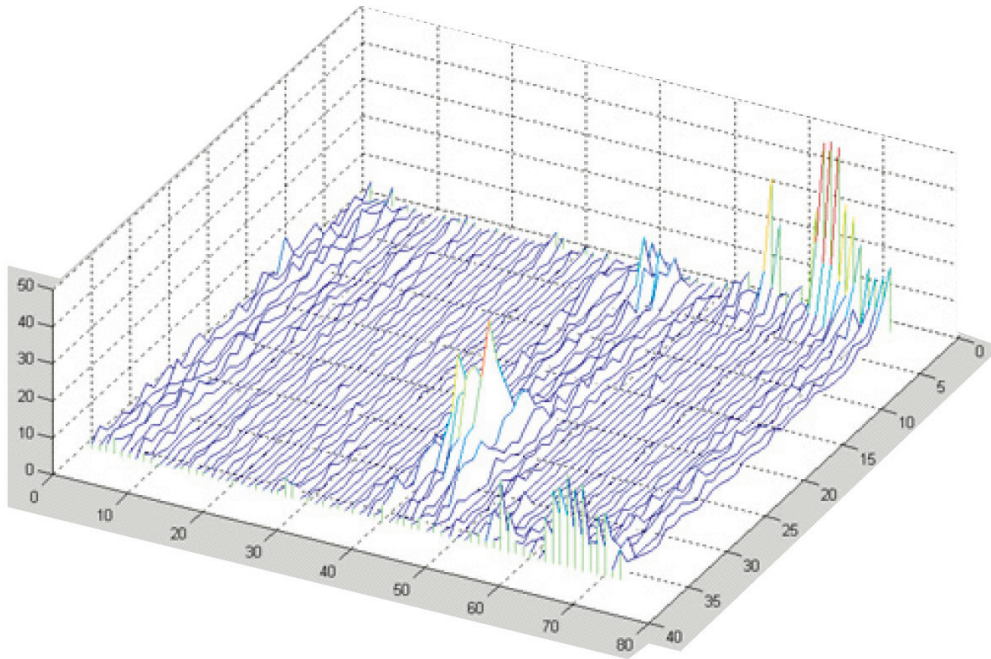


Рис. 2. Вертикальна вісь — кількість сигналів, ліва горизонтальна вісь — час у годинах, права горизонтальна вісь — номер азимутального сектору. Одна одиниця правої горизонтальної вісі відповідає 10 азимутальним градусам.

Основний вклад у виявлення сигналів вносять, як зазначалося, процес айсбергоутворення, самі айсберги та морський прибіій. На континентальній частині існує багато великих льодовиків. Процес руйнування передньої кромки льодовика та стикання великої маси льоду з морським дном супроводжується невеликим коливанням поверхні. Також процес руйнування вже існуючих айсбергів поблизу мілководдя генерує схожі коливання.

Частини прилеглих островів, в боки яких дує вітер, можуть створювати місця, де на узбережжя накочуються великі хвилі. Ці хвилі можуть переносити (віносити на берег) ламаний лід та айсберги різного розміру. При контакті з поверхнею прибіійні хвилі із льодом можуть створювати сейсмічні сигнали, але менші за амплітудою, ніж великі айсберги. Цим можна пояснити ріст загального сейсмічного фону одночасно із посиленням вітру.

Гігантські айсберги, які пересуваються морською течією, на своєму шляху стикаються з мілиною та внаслідок великої маси створюють сейсмічні сигнали. Основні місця скупчення айсбергів, локація на які підтверджується сейсмічними методами, показані на рис.3. Сейсмічні сигнали є результатом проходження айсбергу над мілиною або торкання його підводної частини до морського дна.

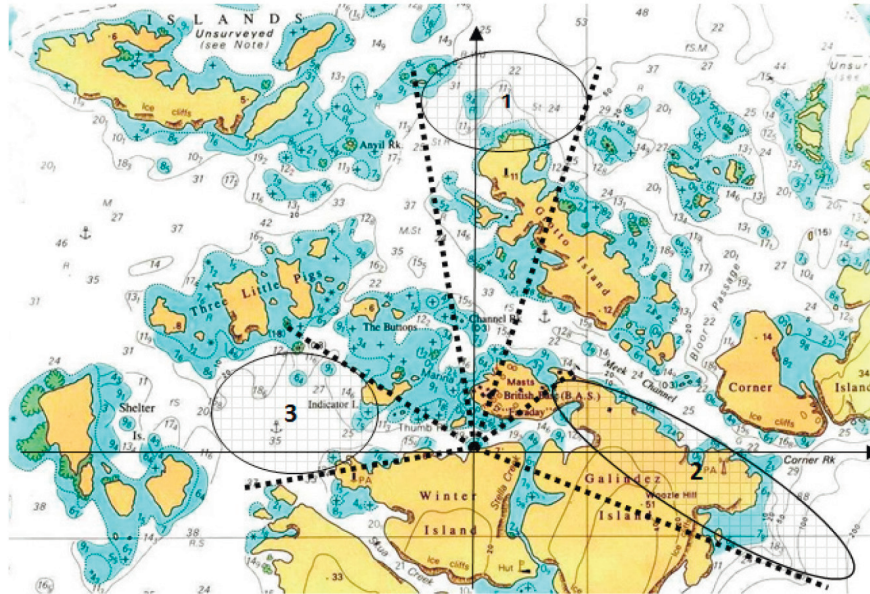


Рис. 3. На частинах акваторій біля Аргентинських островів, відмічених як 1, 2 та 3, котрі входять у деякі кутові сектори, спостерігалось скопчення айсбергів. Залежно від напрямку вітру та течії айсберги переміщувались (дрейфували) та, вдаряючись у морське дно, генерували сейсмічні сигнали.

Протягом року помітна також тенденція зростання та зниження сейсмічного фону протягом доби. Так, в літній період у нічний час, коли відсутній прямий сонячний нагрів льодових мас, амплітуда фону значно нижча, ніж у час, коли сонце стоїть у зеніті. Протягом доби спостерігається поступове зростання сейсмічного фону та кількості виявлених сигналів приблизно до середини дня. У другій половині дня амплітуда фону та кількість сигналів знижується. Мінімальний рівень фону спостерігається приблизно з 1:00 до 4:00. Вірогідно, що в цьому процесі головну роль грає прямий сонячний нагрів льодових мас, що, у свою чергу, прискорює процес танення льоду та збільшення кількості руйнувань айсбергів у морі та народження нових айсбергів в районах льодовиків. У зимовий період спостерігається протилежна картина. Вночі амплітуда фону більша ніж вдень. У зимовий період, коли спостерігається досить коротка тривалість сонячного часу протягом доби, вплив прямого нагріву знижується, а на перший план виходить інший чинник.

3. Пасивні сейсмічні методи

Отже, в районі УАС можна залучити до вивчення глибинної структури сейсмічні методи, зондуючим сигналом у яких використовувалися б мікросейсми, генератори яких описані вище. Методи досліджень, що використовують мікросейсмічний фон, поділяють на дисперсійні і статистичні.

Сейсмічні методи дисперсійної групи, як правило, базуються на вимірах, метою яких є побудова експериментальних кривих залежності фазової швидкості поверхневих хвиль від їх частоти (дисперсійної залежності). Для отримання дисперсійних кривих поверхневих хвиль потрібне проведення вимірювань декількома синхронізованими приладами, наприклад, за допомогою методу SASW (Spectral Analysis of Surface Waves — спектральний аналіз поверхневих хвиль) [5].

Два основні елементи методу — це генерація від джерела сейсмічної хвилі і вимір хвилі Релея за допомогою приймачів на деякому віддаленні від джерела. Експериментальна установка методу SASW, що може бути реалізована на станції, представлена на рис. 4. Приймачі реєструють поверхневу хвилю, створену джерелом сейсмічного сигналу на відстані від приймача. Дані з приймачів передаються на АЦП і передаються на компютер для аналізу спектральних характеристик хвилі Релея.

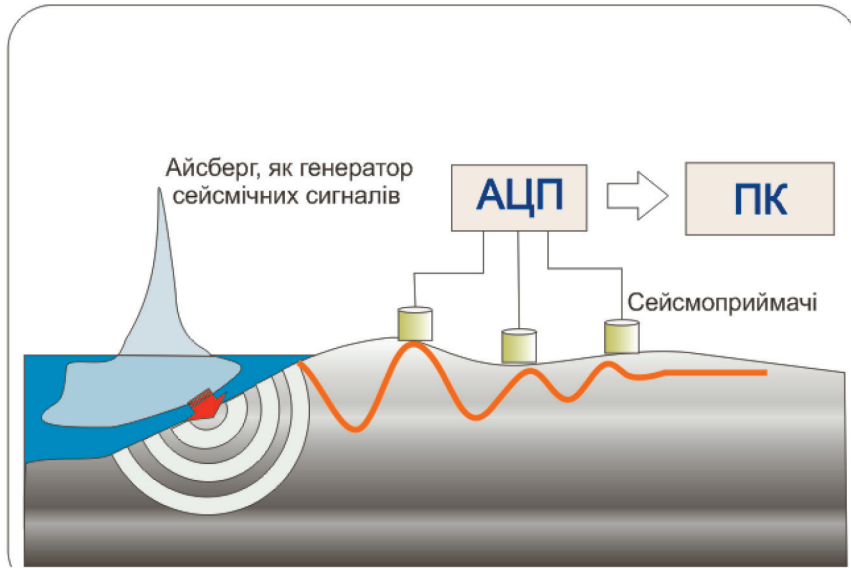


Рис. 4. Експериментальна установка метода SASW із використанням айсберга як генератора сигналу.

Сам метод можна поділити на три етапи: отримання даних, обробка даних і складання дисперсійних кривих, відновлення середовища. На першому етапі швидкості зміщення часток записуються двома приймачами. Далі відбувається обробка даних. Два сигнали з часової області $x_1(t)$ і $x_2(t)$ переводяться в частотну за допомогою швидкого перетворення Фур'є і отримуються спектри $X_1(f)$ і $X_2(f)$. Якість сигналу оцінюється за допомогою функції когерентності, а саме порівнюються спектральні величини з різних реєстрацій і оцінюється ступінь, з якою вхідні і вихідні сигнали мають лінійну кореляцію.

Наступним кроком є складання дисперсійних кривих, оцінювання фазової швидкості хвиль Релея як функції частоти. Використовуючи методи спектрального аналізу, можна отримати інформацію із запису X , зокрема, залежність фазової швидкості від частоти. Фазова швидкість оцінюється по набігу фаз на кожній частоті для своєї часової області. Так, значення фази для даної частоти:

$$\varphi(f) = \text{atan} \left(\frac{\text{Im}X(f)}{\text{Re}X(f)} \right), \quad (3)$$

де f — частота.

Тоді зсув по часу між двома приймачами, і значення фазової швидкості:

$$V_R(f) = \frac{D}{\tau}, \quad (4)$$

Довжина хвилі:

$$\lambda_R(f) = \frac{V_R(f)}{f} \quad (5)$$

Оцінка місця розташування приймачів по відношенню до джерела, тобто місця, де зсув часток викликаний тільки хвилею Релея, є відкритою проблемою для дослідників. Були проведені деякі грубі оцінки [6,7], згідно з якими, якщо перший приймач віддалений від джерела на відстані менше третини довжини хвилі Релея, то до таких даних слід ставитися з обережністю. Там може значно

проявитися вплив інших хвиль, відмінних від хвиль Релея. Також вибір місця розташування приймачів залежить від дисперсійних властивостей середовища (які залежать від того, як змінюється жорсткість середовища з глибиною).

Одним з статистичних методів, що як вимірюваний параметр використовує амплітуду поверхневих сейсмічних хвиль, є метод мікросейсмічного зондування. Аналіз пасивних сейсмічних методів показав, що в умовах Антарктики, зважаючи на особливості району розташування української антарктичної станції, даний метод є найбільш прийнятним. Метод заснований на використанні природного мікросейсмічного поля, вертикальна компонента якого переважно визначається суперпозицією дугів поверхневих хвиль [8].

Результати великої кількості експериментів і чисельне моделювання показують, що в загальному випадку неоднорідності земної кори спотворюють спектр низькочастотного мікросейсмічного поля. На поверхні Землі над високошвидкісними неоднорідностями спектральні амплітуди певної частоти f зменшуються, а над низькошвидкісними неоднорідностями зростають [8, 9]. Частота f пов'язана з глибиною залягання неоднорідності H і швидкістю фундаментальної моди хвилі Релея $V_R(f)$ співвідношенням

$$H = K \frac{V_R(f)}{f}$$

де K — числовий коефіцієнт близький до 0,5

Це відбувається тому, що зона максимальних зсувних напруг у фундаментальній моді релеєвської хвилі, а значить, і зона чутливості по відношенню до включень розташована на глибині близько $0,3\lambda$, де λ — довжина хвилі Релея. Метод реалізується в обґрунтованому допущенні, що вертикальна компонента мікросейсмічного поля визначається переважним внеском фундаментальних мод Релея.

Необхідно відзначити, що використання цього методу дозволяє отримувати більш детальну інформацію про будову геологічного середовища. Однак даний підхід в порівнянні з відомими сейсмічними методами не визначає абсолютні швидкості сейсмічних хвиль, а дозволяє отримати розрізи тільки по контрастам сейсмічних швидкостей. Метод не вимагає високих фінансових витрат у зв'язку з використанням поля мікросейсм, постійно присутнього на земній поверхні. Технологія вимірювань і обробки включає наступні процедури [8, 9]:

— послідовні виміри мікросейсм одночасно пересувною і опорною станціями, причому для статистичної стійкості виконується накопичення сигналу протягом експериментально визначеного періоду його стаціонарності;

— розрахунок розподілу інтенсивності мікросейсм щодо опорної станції за профілем;

— прив'язка отриманої карти до відповідної глибини, що розраховується за формулою (4).

Реєстрація сигналу на опорній точці в межах досліджуваного полігона дає змогу виключити вплив мікросейсм, не пов'язаних з геологічними властивостями середовища, на спектральні характеристики сигналу.

Для реалізації методу мікросейсмічного зондування потрібно мінімум два широкосмугових сейсмометра. Один встановлюється на деякому віддаленні від місця проведення робіт і служить «базовою» станцією, що працює постійно і використовується для усунення часових варіацій. Другий «пересувний» сейсмометр використовується для отримання даних на досліджуваних пунктах (після 1.5–2 годин запису даних на одному пункті цей сейсмометр встановлюється на наступний). Одночасне використання великої кількості «пересувних» сейсмометрів дозволяє прискорити проведення польових робіт. Після отримання синхронних записів з «базової» станції і «пересувних» сейсмометрів відбувається порівняння усереднених спектрів цих сигналів і визначається відносна амплітуда мікросейсмічного шуму для кожного досліджуваного пункту і кожної частоти поверхневої хвилі. Використовуючи формулу (6), здійснюється перехід в простір глибин.

4. Висновки

Досліджено сейсмічний шум в регіоні та чинники, що на нього впливають. Запропонована методика для проведення у подальшому робіт із дослідження глибинної структури регіону пасивними сейсмічними методами. На УАС можна застосувати два види сейсмічного зондування, як основу генератора такого зондуючого сигналу можна використовувати мікросейсмічний шум від циклонічної діяльності в районі протоки Дрейка і локальні сейсмічні сигнали від періодичних ударів місце-

вих айсбергів об морське дно. Залежно від сейсмічних сигналів, що застосовуються, будуть різними роздільна здатність та максимальна глибина зондування. Різні вимоги будуть ставитися до технічних засобів. Для локальних генераторів достатнє використання геофонів або подібних датчиків, тоді як для штормових мікросейсм бажано використовувати широкосмугові сейсмічні станції. В Україні існує виробництво обох типів сейсмічного обладнання, якість якого не поступається іноземним аналогам. Попередня апробація методів може бути здійснена в Україні.

Список літератури

- 1. Соловьёв В. Д.** О новых перспективах нефтегазоносности структур дна Западной Антарктики / В. Г. Бахмутов, И. Н. Корчагин, С. П. Левашов, Н. А. Якимчук, Д. Н. Божежа // Український антарктичний журнал – 2010. – № 9. – С. 49 – 61
- 2. Korchagin I. N.** New crustal models of Drake Passage and the hydrocarbon reservoir searching in the Antarctic Peninsula continental margin structures (by the 17th Ukrainian Antarctic Expedition results) / I. N. Korchagin, V. D. Solovyov, V. G. Bakhmutov, S. P. Levashov, N. A. Yakymchuk, D. N. Bozhezha // Український антарктичний журнал – 2013. – № 12. – С. 21 – 29.
- 3. Левашов С. П.** О газогидратном потенциале структур дна континентальных окраин Антарктики (по данным геофизических исследований) / С.П. Левашов, Н.А.Якимчук, И.Н. Корчагин, Ю. М. Пищаный, В. Г. Бахмутов, В. Д. Соловьёв, Д. Н. Божежа // Український антарктичний журнал – 2014. – № 13. – С.48 – 60.
- 4. Лящук А. И.** Оценка чувствительности сейсмической станции АІА по результатам регистрации сигналов от сейсмических источников / А. И. Лящук, В. Н. Шапка, Ю. А. Гордиенко, Е. В. Карягин // Український антарктичний журнал – 2006. – № 4 – 5. – С.203 – 206.
- 5. Foti, S.** Non-uniqueness in surface-wave inversion and consequences on seismic site response analyses/ Foti, S., Comina, C., Boiero, D., Socco, L. V. // Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 2009. – av. 29. – P. 982 – 993.
- 6. Жэн Б.-С.** Волны Рэлея и обнаружение низкоскоростных слоев в слоистом пространстве /Б.-С.Жэн, Л.-Ю.Лу // Акустический журнал – 2013. – Т. 49. № 5. – С. 613 – 625.
- 7. Heisey J. S.** Moduli of pavement systems from spectral analysis of surface waves/ J.S.Heisey, K. H. II Stokoe, A. H. Meyer // Transp. Res. Rec. – 1982. – P.22 – 31
- 8. Горбатиков А. В.** Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования / А.В. Горбатиков, А. А. Цуканов // Физика Земли. – 2011. – № 4. – С. 96 – 112.
- 9. Горбатиков А. В.** Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм / Горбатиков А. В., Степанова М. Ю., Кораблев Г. Е. // Физика Земли. – 2008. – № 7. – С. 66 – 84.