

Рукопис

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ОГІЄНКО ОЛЕГ СЕРГІЙОВИЧ

УДК 551.35+551.89+561.261(292.33)

ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ ОБСТАНОВКИ ФОРМУВАННЯ
ВЕРХНЬОЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ В ЗАХІДНОМУ СЕКТОРІ
АНТАРКТИКИ ЗА ДАНИМИ ДІАТОМОВОГО АНАЛІЗУ

04.00.01 - загальна та регіональна геологія

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата
геологічних наук

Науковий керівник - доктор геологічних
наук, старший науковий співробітник
Ольштинська Олександра Петрівна

Київ - 2017

ЗМІСТ

Перелік умовних позначень, символів, одиниць, скорочень і термінів	3
Вступ	4
1. Геологічна будова Західної Антарктики та сучасний стан досліджень донних відкладів району робіт	14
1.1. Огляд стану досліджень донних відкладів району досліджень.....	14
1.2. Загальні риси геологічної будови, гідрологічні умови та особливості морського седиментогенезу району робіт	19
2. Фактичний матеріал і методи дослідження	35
2.1. Фактичний матеріал, розташування колонок і станцій	35
2.2. Методика лабораторних досліджень та підготовка проб для мікроскопічних досліджень	37
2.3. Методи аналізу діатомових комплексів	39
3. Палеогеографічні обстановки в Західному секторі Антарктики в пізньому плейстоцені – голоцені	54
3.1. Біофаціальна характеристика морфоструктурних зон північно-західного шельфу Антарктичного півострова (за діатомовими).....	54
3.2. Палеогеографічні обстановки пізнього голоцену у південній частині протоки Дрейка (район острова Мордвінова)	76
3.3. Встановлення джерел мобілізації, шляхів транспортування та віку акумуляції осадової речовини у пізньчетвертинний час у південній частині моря Скоша.....	90
Висновки	112
Список використаних джерел	116

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, ОДИНИЦЬ, СКОРОЧЕНЬ І
ТЕРМІНІВ

УАС – Українська антарктична станція

УАЕ – Українська антарктична експедиція

АЦТ – Антарктична циркумполярна течія

BP – радіовуглецевий вік (before present), визначений за вмістом ізотопу ^{14}C відносно 1950 р.

BP cal. – (before present calibration) – календарний (калібрований) радіовуглецевий вік

$\delta^{18}\text{O}$ – співвідношення ізотопів кисню ^{18}O до ^{16}O

ВСТУП

Антарктика є найменш вивченим регіоном Землі стосовно його геологічної будови. Це справедливо як для материка Антарктида, так і для донних відкладів Південного океану. Антарктичний регіон внаслідок свого географічного положення відноситься до територій, найбільш чутливих до змін клімату, що відбивається на історії його розвитку.

Отримані геологічні дані важливі для відтворення умов осадкоутворення, дозволяють виявити напрямок (тренд) послідовних змін обстановок осадконакопичення, оцінити дію факторів седиментації у часі, а також необхідні для розуміння закономірностей зміни клімату та його довгострокового прогнозу. Дослідження та інтерпретація палеокліматичних подій пізнього плейстоцену й голоцену у Антарктичному регіоні мають велике значення при палеогеографічних реконструкціях.

Завдяки науковій базі Української станції "Академік Вернадський" з 1996 року у нашої країни з'явилась можливість проведення комплексних різнопланових досліджень, пріоритетних для розвитку української науки. У цей час у всьому світі йдуть активні дослідження впливу полярних областей на глобальні процеси, що формують та визначають кліматичну й екологічну складові біосфери планети.

Вивчення закономірностей формування донних відкладів є невід'ємною складовою сучасних геологічних досліджень морських басейнів. Детальні геологічні та палеогеографічні дослідження Південного океану проводяться за допомогою комплексу методів із обов'язковим залученням даних про мікропланктонні групи організмів, переважно, про домінуючий тут кременистий фітопланктон.

Основними носіями аморфного кремнезему в морських і океанських басейнах є скелети планктонних радіолярій і панцирі діатомових водоростей. Поширення в океанах біогенних кременистих мулів контролюється циклонічними макроциркуляційними системами, до центрів яких приурочені

зони підвищеної біологічної продуктивності: північна помірنا, екваторіальна і приантарктична. У межах цих зон простежуються субширотні переривчасті пояси біогенного кремененакопичення. Переважно діатомовий північний пояс кремененакопичення простежується в Тихому океані. У Атлантиці цей пояс умовно можна виділити тільки за біопродуктивністю і розподілом клітин фітопланктону в поверхневих водах. Приекваторіальний пояс кремененакопичення в основному представлений глинисто-радіолярієвими і радіолярієво-глинистими мулами, найбільш витриманий він у Індійському і Тихому океанах, слабо проявлений в Атлантиці. Приантарктичний пояс кремененакопичення добре виражений у Атлантичному, Індійському й Тихому океанах під АЦТ. Тут поширені кремєністі, глинисто-кремєністі та кремєністо-глиністі діатомові мули [1], збагачені скелетами діатомових водоростей. Саме тому діатомові є надійними біомаркерами для виділення й характеристики фаціальних зон дна та виявлення природної зональності поверхневих вод Світового океану [2, 3].

Антарктичний півострів внаслідок свого розташування відноситься до територій, найбільш чутливих до змін клімату, що важливо при вивченні особливостей четвертинного седиментогенезу. Морські відклади, що вміщують викопні комплекси мікроорганізмів, які відклалися при формуванні осадків, є своєрідним безперервним літописом, що містить інформацію про умови накопичення осадків, а самі мікроорганізми - надійними біоіндикаторами.[4] Особливо перспективні при реконструкціях палеообстановок в Південному океані діатомові водорості: у донних відкладах антарктичного кремєневого поясу міститься від 30-50 до 70% біогенного опалу, сучасна швидкість накопичення аморфного кремєнезему в них досягає 0,5-1 г/см² за 1000 років [2]. Гідрологічні умови середовища, в яких формувалися осадки, впливають на кількість діатомових водоростей у планктонних асоціаціях і на їх видове різноманіття. Реконструкції умов накопичення осадків регіону, виконані за викопними комплексами кремєністих мікрофітофосилій з донних відкладів,

передбачають оцінку ступеня розвитку й поширення морського льодового покриву й температури води в минулому [5].

Діатомові водорості контролюють первинну продукцію зоо- і фітопланктону, беруть участь у трофічних ланцюгах і визначають інтенсивність окисно-відновних процесів на дні. Як постачальники поживних речовин для бентосних угруповань діатомеї опосередковано сприяють розвитку мікрівідновлювальних умов поблизу розділу вода-дно, перерозподілу рудних компонентів. Викопні асоціації діатомеї дозволяють упевнено розчленовувати і корелювати розрізи, віддалені один від одного на значні відстані. Еволюційні зміни у складі діатомеї покладені в основу фундаментальних стратиграфічних зональних шкал, а численні датовані рівні (час стратиграфічної появи або зникнення виду) служать додатковим надійним критерієм визначення віку осаду [5].

Різні види діатомових чутливі до найменших змін температури, солоності, освітленості, крижаного та гідрологічного режимів, трофності басейну і служать надійним критерієм визначення умов седиментації. На формування діатомових комплексів донних відкладів також впливають стабільність середовища, швидкість течій, умови осадконакопичення, що сприяють вторинній концентрації стулок. Насамкінець, це приводить до їх захоронення у вигляді біогенних кременистих діатомових мулів. В цілому, біогенне кремененакопичення у Світовому океані вивчено досить повно, чого не можна сказати про дослідження його впливу на геологічну історію. Численні спостереження [6, 7, 8, 9] у Світовому океані свідчать, що діатомові водорості служать основним джерелом кремнезему в межах переривчастих поясів пелагічного біогенного кремененакопичення, приурочених до центрів циклонічних коловоротів, а також до зон прибережних апвелінгів. Поставляючи на дно органічну речовину, діатомеї сприяють літифікації осадків і формуванню аутигенних мінералів.

Таким чином, результати комплексного дослідження літологічних особливостей та умов седиментації донних відкладів у Західному секторі Антарктики, закономірностей поширення та екологічної структури кременистих мікрофітофосилій є актуальними та своєчасними для вирішення практичних завдань, пов'язаних з умовами формування четвертинних відкладів та палеорекострукціями в регіоні на базі отриманих в дисертації нових даних.

Наукові роботи у полярних регіонах Землі є складним завданням через суворі умови середовища та віддаленість районів. Але, тільки там можна отримати велику кількість інформації для розуміння й моделювання геологічної чи кліматологічної еволюції Антарктиди, Південного океану та Північного Льодовитого океану, які займають ключові позиції у світовій системі [10].

Дисертаційну роботу виконано в ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Результати, покладені в основу роботи, отримано в рамках науково-дослідної тематики наукової програми "Надра" Київського університету, зокрема, держбюджетної теми № 14БП049-02 (№ державної реєстрації 01140U03477) та науково-технічної роботи Інституту геологічних наук НАН України, виконаної за договором з Національним антарктичним науковим центром Держінформнауки України "Морські та супутникові геологічні дослідження за напрямком георесурсних перспектив Західної Антарктики", за № Н/13-2016 (№ державної реєстрації 0117U004022).

Метою дослідження є відновлення палеогеографічних обстановок, умов та особливостей седиментації верхньочетвертинних відкладів у різнофаціальних ділянках Західного сектору Антарктики, аналіз палеогеографічних обстановок, простеження їх трансформації у пізньочетвертинний час, а також уточнення стратиграфічного розчленування донних відкладів на основі діатомового аналізу.

Досягнення мети здійснювалось шляхом вирішення наступних завдань:

- Комплексне вивчення наявного геологічного матеріалу із розрізів морських четвертинних відкладів у районах, прилеглих до північної та північно-західної частини Антарктичного півострова, та узагальнення літературних даних про умови седиментації в межах дослідженого регіону;

- Визначення характеру поширення та літологічних особливостей поверхневого шару донних відкладів, встановлення стратиграфічного положення та віку відкладів на основі комплексів діатомових водоростей;

- Виявлення участі біогенного кремененакопичення у пізньочетвертинних відкладах в різних морфоструктурних зонах північно-західного шельфу Антарктичного півострова на основі дослідження закономірностей поширення кременистої біокомпоненти, особливостей таксономічного складу та екологічної структури комплексів кременистих мікрофітофосилій, визначення та аналіз факторів що впливають на їх формування;

- Визначення та відновлення палеогеографічних обстановок, аналіз варіацій клімату та умов седиментації впродовж пізнього голоцену в північній частині Антарктичного півострова на основі дослідження особливостей таксономічного складу та екологічної структури діатомових асоціацій та їх зміни по розрізу;

- Виявлення джерел первинної локалізації, чинників та простеження шляхів міграції осадової речовини у південній частині моря Скоша за допомогою аналізу вікової приналежності та умов формування алохтонної складової верхньочетвертинних комплексів діатомових водоростей.

Об'єкт дослідження – верхньочетвертинні донні відклади різних фаціальних зон північно-західної та північної частин шельфу Антарктичного півострова та палеогеографічні обстановки з умовами седиментації голоцену.

Предмет дослідження – комплекси різновікових верхньочетвертинних та середньоміценових діатомових водоростей із донних відкладів різних ділянок шельфу Антарктичного півострова.

При написанні роботи використано значний обсяг фактичного матеріалу, досліджено **46** зразків донних відкладів, одержаних з 25 станцій, у тому числі: **23** – поверхневих відкладів північно-західного шельфу Антарктичного півострова, **15** – товщі осадків, вскритих колонкою біля острова Мордвінова, **8** – товщі осадків, вскритих колонкою у південній частині моря Скоша.

Для вивчення донних відкладів та визначення умов седиментації та палеогеографічних умов була застосована низка методів.

Літологічні дослідження зразків проводилися на макроскопічному та мікроскопічному рівнях, оцінювалося співвідношення фракцій уламкового та глинистого матеріалів у зразках. Для визначення мінералогічного складу глинистої компоненти застосовувався імерсійний метод з використанням світлового поляризаційного мікроскопу ПОЛАМ РП-1.

Фаціальний аналіз проведено на основі літологічних ознак і властивостей осадових порід, комплексу вміщених в них органічних решток, особливостей поширення осадових тіл, з урахуванням результатів робіт Української антарктичної експедиції 2004 р [11].

При мікроскопічних дослідженнях препарати вивчалися за допомогою світлового мікроскопу Olimpus CX4 та скануючого електронного мікроскопа JEOL NeoScan JSM-5000 (за сприянням офіційного представника фірми "TokioBoeki" в Україні). Для визначення екологічної структури діатомових комплексів використано аналіз поширення живих асоціацій діатомових водоростей та викопних комплексів у донних відкладах Південного океану [12, 13, 14, 15].

На основі комплексного використання літологічних, фаціальних досліджень верхньочетвертинних морських відкладів північного та північно-західного шельфу Антарктичного півострова та палеонтологічних досліджень вміщених в них комплексів кременистих мікроводоростей, їх таксономічного складу та екологічної структури детально охарактеризовано умови седиментації та палеогеографічні обстановки у різних ділянках акваторії.

Встановлено такі найбільш важливі наукові результати:

1. Вперше у поверхневих відкладах південно-західного шельфу Антарктичного півострова за екологічними характеристиками діатомових визначено біоіндикаторні види, які достовірно вказують на умови середовища, виділено чотири екологічні групи водоростей, простежено їх просторову локалізацію.

2. Вперше в межах північно-західного шельфу Антарктичного півострова на основі біофаціального аналізу кременистих мікрводоростей виділено та охарактеризовано п'ять (5) морфоструктурних зон.

3. Виявлено зв'язок між таксономічним складом діатомових комплексів поверхневих осадків та морфоструктурними зонами шельфу, визначено вплив регіональних природних факторів на екологічний характер угруповань кремєневих мікрофітофосилій.

4. Вперше у південній частині протоки Дрейка в районі острова Мордвінова досліджено умови осадконакопичення і послідовність розвитку палеогеографічних обстановок у пізньоголоценовий час на основі аналізу біокремєневої компоненти донних осадків.

5. Вперше у верхньочетвертинних відкладах південно-західної частини моря Скоша виявлено перевідкладені діатоміти. Встановлено міоценовий вік перевідкладеного матеріалу. Обґрунтовано причини руйнування та переносу неогенових діатомітів, визначено приблизні шляхи транспортування мобілізованого матеріалу, участь та роль процесів перевідкладення у формуванні верхньочетвертинних донних осадків.

6. За комплексами діатомових водоростей реконструйовано умови формування та визначено області накопичення середньоміоценових діатомітів. Охарактеризовано палеогеографічні обстановки середнього міоцену та їх зв'язок з глобальними кліматичними подіями, а саме – завершенням утворення льодовикового щита у Західній Антарктиді.

Теоретичне значення роботи полягає в узагальненні та обговоренні отриманих матеріалів в плані використання палеонтологічних даних для обґрунтування геологічних, седиментологічних, палеокліматичних та палеоокеанологічних процесів в районі шельфу Антарктичного півострова та оцінці ролі кременистих мікроводоростей в осадконакопиченні у регіоні.

Результати палеокліматичних досліджень і висновки щодо швидкостей та умов осадконакопичення в північній акваторії Антарктичного півострова представляють науковий інтерес і мають прикладне значення для реконструкції клімату пізнього голоцену полярних областей, а також можуть бути використані при палеоокеанологічних дослідженнях пізньочетвертиної історії Полярних областей

Виявлена залежність таксономічного складу і екологічної структури діатомових комплексів та закономірностей їх розповсюдження у поверхневому шарі морських донних відкладів північно-західного шельфу Антарктичного півострова від морфоструктурних зон є важливим підґрунтям для палеогеографічних реконструкцій у регіоні.

Доведено, що отримані дані про джерела мобілізації, шляхи та агенти переносу середньоміоценового осадового матеріалу мають важливе значення для визначення направленості процесів морського седиментогенезу протягом неогену та кватеру та його зв'язку з глобальними кліматичними змінами, в тому числі, з розвитком материкового зледеніння у високих широтах.

Суттєво доповнено таксономічний склад діатомової флори голоценового віку відкладів північного та північно-західного шельфу Антарктичного півострова, що є вкладом у вивчення біорізноманіття мікроводоростей.

Результати роботи впроваджено у навчальний процес під час проведення лабораторних робіт з курсів "Мікропалеонтологічний аналіз" та "Основи морської геології" для студентів освітнього рівня "бакалавр" та "магістр" ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Зібрані колекції діатомових водоростей та фотографічний матеріал

використовуються у лекціях та лабораторних роботах з курсів "Мікропалеонтологічний аналіз", "Основи морської геології", "Літологія" і частково передані в Запорізький природничий музей.

Усі основні результати досліджень, викладені у дисертації, висновки та наукова новизна отримані здобувачем самостійно.

Дослідження виконані на фактичному матеріалі, власноруч відібраному у камеральних умовах. Лабораторну обробку зразків порід донних осадків для літологічного та діатомового аналізів виконано самостійно.

Здобувачем визначено повний таксономічний склад діатомових донних відкладів, встановлено види-індикатори різного віку проаналізовано особливості екологічної структури різновікових та різнофаціальних комплексів.

Здобувачем узагальнено результати попередніх вітчизняних і зарубіжних досліджень по регіону, проведено аналіз опублікованих та електронних матеріалів, з інтерпретацією результатів, та подальшим їх зіставленням з власними даними. Мікрофотографії зроблено за допомогою скануючого електронного мікроскопа (СЕМ) та світлового мікроскопа (СМ).

Основні результати дисертаційного дослідження викладені в публікаціях [16-24]. Роботи [20, 22] опубліковані у співавторстві. У статті [20] здобувачем викладено данні літологічної будови морських осадків станції K98-09 у південній частині протоки Дрейка (Південні Шетландські острови, о. Мордвінова), та екологічної структури комплексів діатомових водоростей, вилучених з осадку, охарактеризовано умови осадконакопичення й палеогеографічні умови та простежено їх пізньоголоценову трансформацію. У статті [22] здобувачем на основі літологічних досліджень та вивчення комплексів діатомових водоростей виявлено факт перевідкладання міоценових діатомітів у верхньочетвертинні відклади південної частини моря Скоша, встановлено вік перевідкладених порід, час та чинники переносу, запропоновано можливі місця первинної локалізації перевідкладеної речовини та шляхи транспортування.

Результати дисертаційної роботи доповідалися та обговорювалися на 9 міжнародних і всеукраїнських наукових конференціях. Основні результати дисертаційної роботи викладені у 9 наукових статтях, з них 5 – у періодичних фахових виданнях України, рекомендованих ДАК, та 4 – у виданнях, зареєстрованих у міжнародних наукометричних базах; 7 тезах і матеріалах доповідей на конференціях [25-31].

Автор глибоко вдячний науковому керівникові, доктору геологічних наук О.П. Ольштинській за цінні рекомендації та поради при підготовці роботи. Висловлює признання співробітникам Інституту геологічних наук НАН України: директору, доктору геолого-мінералогічних наук академіку НАН України П.Ф. Гожику, головному геоморфологу В.П. Вернігорову, кандид. геол. наук старшому науковому співробітнику Ю.В. Вернігоровій за люб'язно наданий геологічний матеріал, а також кандид. геол. наук старшому науковому співробітнику У.З. Науменко за консультації. Здобувач висловлює подяку співробітникам кафедри загальної та історичної геології Київського національного університету імені Тараса Шевченка, де було виконано дослідження; особлива подяка співробітникам ННІ "Інститут геології" доценту кафедри мінералогії, гехімії та петрографії, кандидату геолого-мінералогічних наук Г.Г. Павлову та науковому співробітнику кандидату геологічних наук Ю.А. Тимченко за цінні консультації та всебічну допомогу у проведенні досліджень. Також щиро вдячний закордонним колегам за наданий літературний матеріал власних досліджень: Leanne K. Armand, Ph.D., Department of Biological Sciences, Faculty of Science and Engineering, Macquarie University, New South Wales, Australia; Gore Damian, Professor, Macquarie University, Department of Physical Geography, Australia; Jae Il Lee, Ph.D of Korea Polar Research Institute, Seoul, Republic of Korea; Xavier Crosta, Ph.D., University of Bordeaux, Environments and Palaeoenvironments Oceanic and Continental, France; David M. Harwood, Ph.D., Professor, University of Nebraska at Lincoln, Department of Earth and Atmospheric Sciences, USA.

РОЗДІЛ 1

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ЗАХІДНОЇ АНТАРКТИКИ ТА СУЧАСНИЙ СТАН ДОСЛІДЖЕНЬ ДОННИХ ВІДКЛАДІВ РАЙОНУ РОБІТ

1.1 Огляд стану досліджень донних відкладів району досліджень

Акваторія навколо Антарктичного півострова є частиною Антарктики – регіону найбільш чутливого до швидких змін клімату, що відбувались протягом голоцену [32-37]. Сучасні реконструкції основних етапів палеокліматичних трансформацій Антарктики базуються на фактичному матеріалі, отриманому в результаті геологічних і геофізичних досліджень, та результатах виконання міжнародної програми глибоководного буріння ODP (Ocean Drilling Program) [38, 39].

В останні десятиріччя різнопланові дослідження акваторій навколо Антарктичного півострова проводяться рядом провідних країн Світу. Ці роботи направлені як на вивчення океанологічних процесів, біологічної складової тощо, так і геологічної будови дна океанів. Особливо активно та результативно океанічні дослідження проводить Республіка Корея. Після відкриття у 1988 р. на о. Кінг Джорж (Південні Шетландські острови) антарктичної наукової станції "Король Седжон", стартувала науково-дослідницька програма KARP (Korea Antarctic Research Program), серед завдань якої є реконструкція кліматичної та океанографічної історії регіону розташування станції у пізньочетвертинний час. Для її вирішення корейськими фахівцями були проведені різнопланові наукові дослідження в акваторіях морів з борту науково дослідних суден ґрунтовою ударною трубкою взято ряд донних проб на північному шельфі Антарктичного півострова, на шельфі Південних Оркнейських островів, протоки Брансфілда, південно-західній частині моря Скоша тощо. Як один із методів палеоокеанологічних реконструкцій використано діатомовий аналіз, за допомогою якого було встановлено та проаналізовано пізньоплейстоценові та голоценові кліматичні події в регіоні,

пов'язані з остаточним відступом і таненням морського льодового покриву останнього антарктичного зледеніння.

Підчас експедиції 2002-2003 рр. з борту арендованого Кореєю Російського науково-дослідницького судна "Южморгеология" (R/V "Yuzhmorgeologiya") за допомогою ґрунтової трубки діаметром 11см було відібрано донні відклади (станції SS01 та SS02) в межах глибоководної ділянки південної частини моря Скоша. На основі літологічного, геохімічного дослідження осадків та вилучення комплексів діатомових водоростей було виділено три етапи у еволюції палеоклімату та зміни палеогеографічних обстановок наприкінці четвертинного періоду [40, 41]. За даними цих досліджень встановлено, що впродовж останнього льодовиково максимуму (23,37-8,3 тис. р. ВР) існували холодні умови та була підвищеною щільність морського крижаного покриву. В цей час у південну частину моря Скоша транспортувалась велика кількість теригенного матеріалу з яким переносились стулки древніх, переважно неогенових, діатомових водоростей [42]. У середньоголоценовий кліматичний оптимум (8,3-2,4 тис. р. ВР), завдяки підвищенню температури поверхневої водної маси, відкрилось вільне сполучення вод між морями Скоша та Уедделла. Неогляціальне похолодання (з 2,4 тис. р. ВР до сьогодні) характеризується деяким похолоданням та відновленням морського крижаного режиму [43].

Дослідження осадків північно-західної частини шельфу Південних Оркнейських островів, піднятих під час цього ж рейсу, дало можливість простежити кліматичні зміни у районі за останні 8,6 тис. р. ВР [44].

Під час 11-ї корейської антарктичної експедиції у 1998-1999 рр. з борту науково-дослідницького судна "Южморгеология" (R/V "Yuzhmorgeologiya") на західному шельфі Антарктичного півострова за допомогою ґрунтової трубки було піднято три колонки донних відкладів, довжиною майже 3 м та діаметром 11 см [45]. Результати седиментологічних, геохімічних та мікропалеонтологічних аналізів стали важливим внеском у вивчення палеокліматичної та палеогеографічної історії (гляціоісторії) не тільки цього

регіону, а й усього Південного океану протягом пізнього плейстоцену-голоцену за останні 15 тис. р. ВР [45].

Слід відзначити, що в результаті цих робіт було встановлено, що принаймі 15 тис. р. тому відмічається танення зовнішнього шельфового льодовика о. Анверс, що спричинило збільшення чисельності діатомових у планктоні, які суттєво збагатили своїми стулками осадок. Повернення до більш холодних умов відбулося між 12,8-11,6 тис. р. ВР, що спричинило зменшення продуктивності діатомових та різке домінування "крижаних" таксонів в комплексах. Процес дегляціації розпочався приблизно 11 тис. років тому, що на 3 тис. років пізніше, ніж у районах зовнішнього шельфу. Кліматичний оптимум визнається у проміжку 6-2,5 тис. р. ВР, що співпадає з "середньоголоценовим кліматичним оптимумом" інших районів Антарктики, наприклад, западини Палмера [38, 39, 46]. Протягом цього часу відбувалась деградація шельфових льодовиків, відступ крижаної кромки, значне посилення продуктивності кременистого фітопланктону, встановлення відкритоморських умов. Близько 2,5 тис. р. ВР розпочалося похолодання (неогляціал), діатомові з відкладів цього часу вказують на масове формування сезонної криги у регіоні [47].

При дослідженні донних відкладів протоки Брансфілда [48] (експедиція 1991-1992 та 1993-1994 рр., 19 колонок) за допомогою седиментологічних та мікропалеонтологічних методів, у тому числі і діатомового аналізу, було проведено біостратиграфічне розчленування плейстоцен-голоценових відкладів та вивчено палеогеографічні та палеоекологічні обстановки, що існували на той час [49].

Під час дослідження відкладів колонок із центральної та східної частин протоки [50], було задокументовано тонке перешарування діатомових мулів, складених гіпноспорами *Chaetoceros* з теригенно-глинистим матеріалом. Для вирішенні питання генезису даних відкладів, були досліджені вибірки сучасних діатомових асоціацій, їх життєвий цикл, екологія, таксономічний склад [51] Доведено, що швидке накопичення осадку збагаченого стулками діатомових,

відбувалося наприкінці літа під час другого піку їх масового розмноження біля крижаної кромки приблизно 2,5 тис. р. тому, коли льодовики протоки Брансфілда мали більше поширення. Протягом зимового сезону, зі зменшенням буяння діатомових, накопичувалися теригенні відклади льодовикового походження [50, 52].

Дослідження гравітаційної колонки донних відкладів, відібраної у південній частині протоки Дрейка дали змогу прослідити зміни у складі осадового матеріалу під час льодовикових і міжльодовикових пізньочетвертинних кліматичних подій та зміни палеогеографічних обстановок протягом останніх 600 тис.р. [53]. Відмічається, що під час зледеніть теригенний матеріал у басейн накопичення зносився переважно льодовиками з розташованих поблизу Південних Шетландських островів. Під час міжльодовиків'я, коли встановлювалися більш відкритоводні умови, осадовий матеріал поставлявся в основному із моря Уедделла [54, 55]. Дослідження колонки із глибоководної частини півдня протоки Дрейка дало змогу реконструювати зміни палеогеографічних обстановок та виділити три основні етапи седиментації, які були пов'язані з кліматичними змінами протягом останніх 150 тис.р. [56]. За дослідженням діатомових комплексів та таксонів-індикаторів осадків колонки з протока Дрейка біля о. Мордвінова (о. Елефант) (Південні Шетландські острови) було описано чотири інтервали, які відповідають кліматичним змінам у регіоні протягом пізньочетвертинного часу: льодовиковий максимум, скорочення льодовиків, кліматичний оптимум та неогляціал. У моренних відкладах відмічалась велика кількість стулок древніх вимерлих видів діатомових, перевідкладених за допомогою морської криги [57].

Корейськими дослідниками також вивчались донні відклади шельфу, заток та озер Південних Шетландських островів. Для реконструкції кліматичних та палеогеографічних змін протягом голоцену застосовувались різноманітні методи: седиментологічні, геохімічні, палеонтологічні тощо [58-62].

Загальна стратиграфічна схема для цього регіону була розроблена спеціалістами Британської антарктичної служби, геологами США та СРСР ще в 60-70 роки і на сьогоднішній день суттєво не змінилася [63].

Дані щодо геологічної будови району дослідження були уточнені під час польських експедицій в Західну Антарктику 1984-1991 рр. Роботи, головним чином, були сконцентровані в районі шельфу Антарктичного п-ва, архіпелагу Палмера та Південних Шетландських островів [64]. Були проведені стратиграфічні, седиментологічні, петрографічні, тектонічні, вулканологічні дослідження.

Загалом, тектонічна будова та історія формування структур як Антарктиди в цілому, так і Антарктичного п-ву зокрема, а особливо прилеглої акваторії Південного океану, вивчена недостатньо. Ороген Антарктичного п-ву розміщується в зоні стику тихоокеанського та гондванського сегментів Землі. До останнього відноситься западина моря Уедделла та її західні та південно-західні окраїни. До тихоокеанського сегменту належить сам півострів з прилеглими островами і тихоокеанська акваторія (глибоководна і шельфова частини).

Найбільш детально риси літогенезу в умовах льодової седиментації на основі всебічного аналізу літературних матеріалів та результатів особистих досліджень наведені О.П. Лісіциним (1994) [2].

Однак, ступінь геологічної вивченості Південного океану все ще невелика, порівняно з екваторіальними районами [65]. Тому палеоокеанологічний літопис даного регіону все ще залишається вивченим недостатньо, а райони опробування і проведення досліджень розташовані фрагментарно. Порівняльний аналіз наявного свердловинного матеріалу з палеокліматичною оцінкою отриманих даних (у тому числі, й за діатомовими) наведено в роботі [66, 67]. Слід зазначити, що акваторія північного краю Антарктичного п-ву найбільш чутлива до швидких змін клімату в пізньочетвертинний час, оскільки

з трьох боків омивається водами відкритого океану та меншою мірою піддається материковому впливу [68].

Досліджуваний район – акваторія північної частини Антарктичного п-ву – в силу свого розташування найчутливіша до змін клімату в Антарктиці. За останні десятиліття тут проводяться інтенсивні дослідження донних осадків з метою реконструкцій палеогеографічних і палеокліматичних обстановок. Впливу льодовикових циклів на літологічний склад і геохімічну характеристику верхньочетвертинних відкладів південної частини протоки Дрейка присвячені робота J.I. Lee, H.I. Yoon та інші [53, 69]. Вивчали діатомові комплекси донних відкладів південно-західної частини моря Скоша з метою реконструкцій змін клімату та умов седиментації в пізньочетвертинний час [43]. Досліджували донні відклади протоки Брансфілд для реконструкцій зміни клімату в регіоні та впливу його на площу поширення шельфових льодовиків за останні 10 тис. р. [48, 70].

Аналіз результатів попередніх геологічних досліджень показує необхідність застосування комплексного вивчення унікального матеріалу, який отримується під час проведення антарктичних експедицій. Залучення до участі у них широкого спектру мікропалеонтологічних методів значно підвищує ефективність як власне геологічних, так і палеогеографічних та седиментологічних досліджень.

1.2 Загальні риси геологічної будови, гідрологічні умови та особливості морського седиментогенезу району робіт

Район дослідження охоплює шельфову зону північно-західної частини Антарктичного півострова, де на о. Галіндез (архіпелаг Аргентинські о-ви) розташована Українська антарктична станція (УАС) "Академік Вернадський", південну частину протоки Дрейка (район о-ву Мордвінова, Південні Шетландські о-ви) та південну частину моря Скоша (район Південних Оркнейських о-вів). У геологічному відношенні ці райони належать до

структур складчастих систем Західної Антарктиди, а саме до Антарктичного п-ву, який є продовженням Анд [65].

Західна Антарктида є південною полярною частиною Тихоокеанського рухливого поясу, що простягається від дуги Скоша у вигляді серії островів, хребтів та масивів, складених мезо-кайнозойською товщею осадових і вивержених порід, серед яких найбільш поширеною є формація пісковиків Бікон (девон-юра), яка ділиться на підгрупу Фортрез – кварцеві і аркозові пісковики та алевроліти, і підгрупу Bastion - тиліти, на яких залягає вугленосна товща, що знов перекривається тилітами Маусон. Формація Бікон розсічена дайками, силами та потоками трапової формації Ферар юрського віку [63].

Антарктичний півострів та прилеглі острови належать до Західно-Антарктичної складчастої системи, яку більшість дослідників розглядає як продовження Анд. У цілому, Західно-Антарктична складчаста система є геоструктурним елементом тихоокеанського сегменту Землі і входить до південнополярної частини Тихоокеанського рухомого поясу, в той час як більша частина материка – це Антарктична платформа, яка є геоструктурним елементом гондванського сегменту Землі. Для зон стику цих двох структур характерна наявність значного рифтогенного вулканізму, що дозволяє виділити Антарктичний вулканічний пояс [63].

На Антарктичному п-ві розвинуті граніти, а на островах – лави основного складу, туфи, іноді осадові глинисті відклади. Сучасна вулканічна діяльність спостерігається на Південних Сандвічевих о-вах та деяких інших островах Субантарктики.

Південні Шетландські та Південні Оркнейські басейни осадконакопичення відносяться до приострівних прогинів, а, в цілому, вся ця акваторія являє собою активну вулканічну дугу. Протока Брансфілд - це грабен завдовжки 400 км і завширшки 40-50 км. Кайнозойські відклади у цих районах представлені льодовиково-морськими осадками потужністю до 2-5 км [63].

Донні відклади моря Скоша представлені кременистими алевритами та алевро-пелітами з уламками різноманітних вивержених порід, а за даними глибоководного буріння – діатомовими мулами, алевритами, піщанистими глинами, не старішими за палеоценовий вік [71].

Домінуючим джерелом надходження тонкодисперсного та уламкового матеріалу в акваторії осадконакопичення був і залишається Антарктичний континент [72]. Продукти вивітрювання транспортуються еоловим шляхом, завдяки айсберговому переносу та талими водами. Найбільш розвинуте в Антарктиці фізичне вивітрювання, його морозний тип, коли основним руйнівним фактором є замерзаюча у тріщинах гірських порід вода. Одним з різновидів цього процесу є нівація - періодичне замерзання та танення і змивання продуктів руйнування по краях та підшвах сніжників. На другому місці еолове вивітрювання – у оазисах та на голих скелях. За рік руйнується шар породи близько 1-1,5 мм [63].

Хімічне вивітрювання має місце при нагріванні відслонень сонцем при ясній погоді. Біохімічне вивітрювання відбувається внаслідок життєдіяльності організмів та їх метаболізму на субстраті корінних порід. Активізація хімічного та біохімічного вивітрювання має сезонний характер.

Одним із видів суто фізичного, а саме механічного, руйнування корінних порід є льодовикова екзарация. Це постійно діючий фактор вивітрювання, який одночасно є й видом транспортування уламкового матеріалу.

Острівна дуга Скоша відокремлює однойменне море та з'єднує Антарктичний півострів з південною окраїною Південної Америки. Фундамент островів Південного та Північного хребтів складають верхньопалеозойські та більш молоді метаморфічні осадові та вулканогенно-осадові породи, перекриті кислими вулканітами юрського віку. Східна частина дуги (Південні Сандвічеві о-ви) являє собою ланцюжок молодих вулканів з лавами кайнозойських андезитів, диференційованих до дацитів та ліпаритів. Південні Оркнейські о-ви,

за даними геофізики, є мікроконтинентом, втягнутим у латеральне переміщення земної кори [65].

Сейсмічна активність у різних частинах дуги є різною. Вона досить інтенсивна в ланцюгу Південно-Сандвичевого хребта і незначна в межах Південного й Північного хребтів. Це дає змогу зробити висновок щодо різної тектонічної природи згаданих утворень. Західна частина моря Скоша, за даними геофізики, розбита на дрібні блоки трансформними розломами північно-західного напрямку, по яких проходять зміщення лінійних магнітних аномалій – (пліоцен-олігоцен). У східній частині розломи субширотні, а аномалії (плейстоцен-пліоцен) розміщуються субмеридіонально. Таким чином, рифтогенні структури в морі Скоша зазнають значної структурної перебудови [63].

Донні осадки моря Скоша представлені кременистими та сильнокременистими алевритами та алевро-пелітовими мулами зі значною домішкою льодового матеріалу. І тільки поблизу Вогняної Землі з'являються карбонатні осадки. Одиначними свердловинами глибоководного буріння розкриті діатомові мули, алеврити, піщанисті глини, молодші за палеоценовий вік.

Антарктичний п-в і дуга Скоша складені комплексом порід від рифею до сучасних. Найбільш повний стратиграфічний розріз наводить Г.Е. Грикуров (1973) [65, 73].

Серія Скоша – найбільш древні докембрійські (рифей) супракрустальні утворення з низьким ступенем регіонального метаморфізму (від зелено-сланцевої до амфіболітової фацій) - Basement complex. У нижній частині розрізу це мармури, амфіболіти, роговообманкові та роговообманково-біотитові кристалосланці, іноді з гранатами. Вище за розрізом відмічаються епідот-актиноліт-хлоритові сланці, іноді шари метапісковиків, а в верхах розрізу, головним чином, філіти, кварцево-слюдяні та кварцево-польовошпатові сланці.

Загальна товщина серії Скоша в південній частині однойменної дуги сягає 2000-3000 м, а для материкової частини регіону - приблизно 5000-6000 м.

Середній та верхній палеозой представлені двома серіями: серією Трініті та серією Кеніон [74].

Серія Трініті. Відклади цієї серії зустрінуті на Південних Оркнейських о-вах, п-ві Трініті, Березі Оскара II, Березі Норденшельда, на Землі Олександра I, о-ві Лівінгстона (Південні Шетландські о-ви). Це найстаріші породи, що виходять на денну поверхню в північній частині Антарктичного п-ву . Представлена слабометаморфізованими первинноосадовими породами, за уточненими даними – верхньопермського-тріасового віку (за знахідками двостулкових молюсків на мисі Legoupil та прилеглих острівках), що накопичувалися в окраїнному басейні суперконтиненту Гондвана, суміжному з палео-Тихим океаном [65]. Серія складена нашаруванням пісковиків з підпорядкованими глинистими сланцями й алевролітами, зрідка з шарами й горизонтами псефітових відкладів. Зафіксовано товщину відкладів понад 1000 м.

Серія Кеніон представлена метаетафізами: зеленокам'янозміненими та динамометаморфізованими базальтами та андезитовими порфірами, альбітофірами, фельзит-порфірами та їх туфами. Підпорядковані кварцити, осадово-вулканоміктові відклади.

Серія Латаді. Осадів та вулканогенні відклади юрського віку, що відносяться до цієї серії, залягають на Березі Ласитера і в східній частині Землі Елсуерта, представлені піщано-сланцьовими відкладами, іноді з конгломератами й горизонтами середньо-кислих ефузивів, у верхах розрізу – грубі товщі кислих туфів.

Серія Оскар стратиграфічно майже еквівалентна Серії Латаді і відрізняється від неї відсутністю плікативних дислокацій та перевагою субаеральних лав і туфів над відкладами водного середовища й більш широким діапазоном складу лав (від базальтів до ріолітів). Розвинена серія, в основному,

на Землі Грейома і прилеглих о-вах, розповсюджуючись на південь до північної частини затоки Маргерит. У цілому, серія представлена переважно лавами і туфами кислого складу, підпорядкованими андезитами, базальтами. В низах серії часто залягають осадово-вулканоміктові товщі, іноді потужні конгломерати.

Серія Фосіл-Блафф встановлена лише в районі однойменної англійської станції в східному обрамленні Землі Олександра I. Представлена серія неоком-аптськими глинистими сланцями й аргілітами, рідше пісковиками, конгломератами та вулканоміктовими відкладами. Товщина серії на Землі Олександра I оцінюється в 2000-3000 м.

Серія Принс-Густав датується верхньою крейдою (сенон). Породи цієї серії представлені конгломератами, гравелітами, гравійними, галечниковими та крупнозернистими пісковиками, підпорядкованими алевролітами, аргілітами та глинистими сланцями, що розвинені в західній частині о-ву Джеймс Росс, поблизу протоки Принс-Густав та на Південних Оркнейських о-вах, на Березі Норденшельда, Березі Оскара II, о-ві Робертсон. Загальна потужність 800-1000 м.

Серія Сноу-Хілл-Айленд представлена тільки на о-ві Джеймс Росс строкатими пісками з незначними гравійними й глинистими прошарками та пачками гравелітів, конгломератів і пісковиків. Характерна також наявність глинистих та вапнякових конкрецій і великих стяжінь, які іноді створюють самостійні горизонти. Загальна товщина серії 1800-1900 м, вік – верхня крейда (сенон).

Серія Джеймс Росс Айленд об'єднує верхньокайнозойські відклади (базальти, андези-базальти, андезити, трахі-андезити, кератофіри, різноманітні туфи, кластолави, малопотужні конгломерати, а в підшві – піски, гравій та подушкові лави), що поширені на островах біля південно-східного узбережжя північно-східного краю Землі Грейома, а також протоки Брансфілд, де породи цієї серії розповсюджені на південь до широти о-ву Анверс. Майже усюди

зустрічаються дайкові фації неоген-четвертинного віку. Товщина серій складає 1500-2000 м.

У цілому, Антарктичний п-ів належить до області ранньомезозойської складчастості з локальними зонами пізньомезозойського складкоутворення. Найбільш інтенсивно на території півострова і прилеглих островів (у тому числі, й у районі УАС "Академік Вернадський") мала місце ранньомезозойська складчастість. Наступний етап потужного тектогенезу носив сводово-бриловий характер. Це регіональний пізньомезозойський орогенез і магматизм та локальні лінійні складчасті структури, що знаходяться в зовнішніх приплатформених зонах. Для кайнозойського етапу, на початковій його стадії, притаманна значна пенепленізація, яка потім змінилася посиленням неотектонічних процесів, що були успадковано накладені на докайнозойські структури [73].

Структурно-геологічна єдність Анд та Антарктичного п-ова як складових частин Тихоокеанського поясу значною мірою визначає прогноз корисних копалин в межах Антарктичного п-ову й суміжних з ним районів. У першу чергу, це стосується нафтогазоносності. За аналогією з предандськими моласовими товщами, перспективною на нафту та газ може бути зона зчленування мезозойд Антарктичного п-ву й зануреної плити моря Уедделла, де можлива наявність під льодовиком передгірського прогину, район острова Джеймс Росс, де спостерігаються потужні товщі з колекторськими властивостями (верхньокрейдова моласса, яка представлена ледьдіагенезованими пісками) [63].

Наявність значного мезо-кайнозойського магматизму контролює ендегенно металогенічну спеціалізацію. Аналогічно з поліметалічними провінціями Чілі та Перу, на Антарктичному півострові можливі колчедано-поліметалічні та поліметалічні руди, мідно-молібденові, золото-срібні та вольфрамові рудопрояви [65]. Можливо також виявити продовження олов'яного поясу Болівії, який тяжіє до зовнішньої зони Тихоокеанського

рухомого поясу і належить до ранньомезозойських гранітоїдів, що проривають палеозойські осадові товщі.

Вздовж західного узбережжя Антарктичного п-ова вже відкриті вкрапленість молібденіту в крейдових гранітоїдах, халькопірит-борнітова мінералізація й малахіт-азуритові кірки в мезозойських габроїдах, потужні зони пірит- і гематитвміщуючих брекчій в андезит-ліпаритових вулканогенних товщах [73].

Під час польових досліджень українського геологічного загону [11] гематит-магнетитова мінералізація була виявлена в дайкових тілах о-ва Барчейн поблизу УАС “Академік Вернадський”. На цьому ж острові поширена піритова мінералізація. Прояви гірського кришталю, аметистів, багатоколірних яшм, агатів спостерігалися на острові Кінг Джордж

Екзогенна металогенія в донних осадах Південного океану представлена, головним чином, залізомарганцевими конкреціями, які досить поширені на значній площі не тільки на поверхні дна, але й у товщі осадків [65].

Головним чинником седиментогенезу в Південному океані є природні умови антарктичного континенту і, в першу чергу, наявність розвинених льодовиків. Площа зледеніння Антарктиди становить приблизно 14 млн. км². Швидкість руху льоду від центру до окраїни материка від перших метрів до 200-300 м на рік, а у виводних льодовиках – до 1000 м на рік. Вивідні льодовики є основними постачальниками продуктів седиментації в океан. Важливою умовою цього є наявність в підшві льодовика шару талої води, яка внаслідок більшої ваги (густина зростає внаслідок утворення майже прісного льоду) заповнює поглиблення в рельєфі морського дна. Мобілізація речовини йде внаслідок гляціального механізму руйнування корінних порід і пов’язаних з ним механізмами водної ерозії та транспортування. По трасах масового стоку важких холодних вод утворюються гляціотурбідити, а також продукти далекого переносу тонкого рихлого матеріалу – так звані хребти або дрифти [2].

Крім того, важка переохолоджена морська вода на льодових шельфах під час стікання по материковому схилу утворювала гігантські русла, які виходили на океанічні рівнини й часто-густо з'єднувались у колосальні суперрічки на океанському дні і виносили значні кількості осадового матеріалу.

У крайових частинах льодовика (зовнішня частина шельфу) утворюються моренні відклади, для яких характерна дугоподібна форма, стратиграфічна неузгодженість з породами, що залягають нижче. Складаються морени з великих глиб, валунів, які включені в сірі валунні глини та суглинки.

Нижче розміщуються підводні піщані (зандрові) рівнини, які складаються косошаруватими, піщаними та піщано-гравійними відкладами [65].

У цілому, внаслідок стоку утворюється потужна розгалужена дренажна система. На окраїнах континенту це каньйони, ущелини та яри, а на абісальних рівнинах утворюється особливий тип каналів, що пов'язані з каньйонами схилу і продовжують їх в пелагіаль.

Усі види акумулятивних гляціальних утворень (морени, підводні зандрові піски, гляціотурбідити, осадові хребти та контурити, а також морські айсбергові відклади) побудовані з матеріалу базальних шарів льодовиків, тобто з донної морени. Межі розносу льодового матеріалу відповідають межам льодової седиментації.

За кількістю перенесеного осадового матеріалу перше місце посідає придонний перенос важкими холодними водами (гляціотурбідити та ін.), друге – айсберговий перенос.

Ширина смуги айсбергових відкладів навколо Антарктиди змінюється від 400 до 1200 км, але основна частина айсбергів розвантажується біля берегів (концентрація перевищує 100 кг/м^3). Айсберги не зустрічаються північніше 40-50 паралелі південної широти.

Ширина зони залежить від міграції айсбергів з континенту і завантаження їх кам'яним матеріалом, що, в свою чергу, залежить від поверхні льодозбору та рельєфу корінного ложа льодовика, а також ступеня вивітрілості корінних

порід. Якщо оцінити площу екзарації Антарктиди в 14 км^2 , продовження інтенсивного етапу зледеніння в 6 млн. р., середнє значення льодової денудації в $0,05 \text{ мм}$ за рік, то вийде, що за цей час в океан було переміщено 4 млн. км^3 матеріалу [65].

За гранулометричним складом айсбергові осадки складені з моренного матеріалу і включають щебінь, жорству, валуни та алеврито-глинистий матеріал. Треба відзначити, що вторинному перерозподілу не підлягають частки, грубіші за $0,1 \text{ мм}$. На відміну від льодового, айсберговий матеріал не обкатаний, гострокутний.

За гранулометричним складом визначаються: валунно-щебнисті, жорствяні, грубі і дрібні піски та алеврити, алеврито-глинисті і глинисті мули. Айсбергові осадки розповсюджені на шельфі, материковому схилі та, меншою мірою, в глибоководній частині океану. В цілому, це типово теригенні уламкові осадки з невеликою домішкою морських біогенних і хемогенних продуктів.

Розподіл осадків за типами значною мірою залежить від температури морської води. В Антарктиці верхній холодний шар води має товщину від 60 до 400 м з мінімумом на глибинах 80-100 м. На глибинах 400-4000 м залягають теплі води.

До теплих вод приурочені форамініферові осадки, які частіше покривають вершини підняттяв та окремих гір, наприклад, підняття Мод в морі Лазарева [65].

Моховаткові осадки розповсюджені в межах глибин 100-600 м, а кременево-губкові - на глибинах 10-400 м.

Діатомові осадки поділяються на шельфові й типово океанічні, вони менше залежать від температури водного середовища. Але шельфові зустрічаються рідше, вони слабо діатомові. Океанічні діатомові осадки утворюють майже суцільний пояс завширшки 900-2000 км, який концентрично охоплює пояс айсбергових відкладів і на півночі співпадає з зоною антарктичної конвергенції, тобто з середньою границею розповсюдження

айсбергів, ізолінією температури $+10^{\circ}\text{C}$ і, тим самим, з межами Південного океану.

Крім того, виділяються вулканогенні та вулканогенно-кремністі осади - це мули з домішками пірокластичного матеріалу (попіл, лапілі, пемза, уламки пористої лави), а сам підводний вулканізм поділяється на спрединговий (серединно-океанічних хребтів), островодужний та внутрішньо плитовий [65].

У колонках донних осадів, піднятих у прибережних акваторіях [63], при мікроскопічному аналізі встановлено присутність стулок діатомових водоростей та голок губок. Разом з тим, у цих відкладах міститься значна кількість моренного матеріалу та уламків гірських порід абразійного походження. Таким чином, у шельфових зонах з льодовиковою седиментацією та за наявності помітної біопродуктивності біля берегів утворюються донні відклади перехідного складу.

Рельєф берегів островів у районах досліджень, контури берегової лінії, абразійні форми та ландшафтні утворення берегової зони обумовлені наведеними вище петрологічними властивостями гірських порід, тектонікою та вулканізмом у поєднанні з морозним вивітрюванням та діяльністю льодовиків.

Фізико-механічні властивості біогенних мулів вказують на наявність у районі дослідження "лавинної" седиментації.

Основні фактори, що визначають особливості будови західного шельфу Антарктичного півострова є [63]:

процеси, пов'язані з глобальними кліматичними явищами, які проявилися в часі на зональному рівні (зледеніння-дегляціація, коливання рівня океану),

регіональні й локальні (тектоно- та морфоструктурна будова шельфу і прибережної зони),

джерела живлення осадовою речовиною (вклад у процес осадконакопичення речовин різного генезису),

динамічне поле океану, що контролює айсберговий розніс та гранулометричну диференціацію седиментаційних речовин (система течій,

припливно-відпливний цикл, штормова діяльність),

зональність осадконакопичення.

Пізньоплейстоцен-голоценовий час для Антарктики характерний тим, що потужне плейстоценове зледеніння, під час якого фронти шельфових і покривних льодовиків просунулись до краю шельфу й нависли над материковим схилом, деградувало. За останні 18-15 тис. р. льодовики відступили в багатьох місцях до берегів континенту, вивільнивши шельф, а води океану, рівень яких піднявся приблизно на 120 м, затопили шельфову випахану і вичищену льодовиком від осадків терасу.

При цьому діяльність льодовиків і на фазі розростання, і на фазі деградації проявилася як у геоморфологічних, так і седиментаційних ознаках. Наслідком стало утворення горбистого рельєфу, поздовжніх і поперечних трогів, опускання рівня дна шельфу до глибин 400-500 м, утворення блюдцеподібних западин в його середній частині і характерних підводно-моренних підняттях у передовій (зовнішній) частині, а також формування післяльодовикового осадкового чохла.

Характерні риси, пов'язані з природними особливостями регіону, де розташована УАС, це – прибережний шельф, острівне мілководдя, оконтурене глибоководними протоками (що трасують розломи), дефіцит теригенної осадкової речовини. На цьому фоні зростає питома вага осадкової речовини, що надходять з інших джерел – органічної планктоногенної, вищої водної рослинності (характерної для мілководдя), а також значних обсягів органіки з острівного та прибережного континентального суходолу (продукти деградації мохів, лишайників, водоростей, продуктів життєдіяльності птахів та морських ссавців).

В окремих зонах може зростати роль ендегенної речовини, яка може надходити в результаті підтоку розчинів, гідротерм, газів, вулканічних підводних проявів по глибинних розломах. Цей ендегенний комплекс доповнює теригенний та біогенний і виступає як азонльний фактор дії на геохімічну

(металогенічну) спеціалізацію донних осадків та фактор підвищення біологічної продуктивності океану.

Висока можливість прояву дії ендегенних джерел обумовлена тим, що західний підводний схил Антарктичного півострова належить палеофрагменту потужної субдукційної зони, розташованої в зоні тектонічних та гляціонапружень на границі континент-океан, розбитої сіткою глибинних розломів. В досліджуваному районі процеси активізованої мантії проявляються періодичною діяльністю вулкана Десепшен (виверження 1967, 1968, 1970 рр. і пізніше) [75].

У регіоні існують також незначні локальні джерела надходження техногенних речовин (наукові станції, наукові та туристичні судна).

Шельф Південних Оркнейських островів (або, як його називають, Південний Оркнейський мікроконтинент [76]), є найбільшим з континентальних фрагментів, що формують острівну дугу Скоша. Він має розміри 250x350 км, але тільки 0,7% його площі знаходиться вище рівня моря. Більша частина шельфу має глибини 200-500 м. Але на південному сході, завдяки невеликому градієнту, найбільша глибина сягає 1500 м. Сейсмічні дані вказують на потужність осадків на шельфі у 500 м. Найстарші породи чохла мають олігоценний вік, швидкість осадконагромадження оцінюються в середньому у 14 м/млн.р. [76].

Дуга Скоша – природний бар'єр на шляху холодної придонної антарктичної течії, що надходить з моря Уедделла. Максимальна літня температура приповерхневої морської води сягає $+0,5^{\circ}\text{C}$, мінімальна зимова становить $-1,5^{\circ}\text{C}$. Переважаючі вітри - західні та південно-західні протягом усього року. Вологі північно-західні вітри приносять стійкий хмарний покрив. Середньолітні (листопад-березень) температури повітря (за замірами на о-ві Сайні) складають від -2°C до $+3^{\circ}\text{C}$, з максимальною $+19,8^{\circ}\text{C}$. Взимку середньомісячна температура коливається від -2°C до -17°C , з мінімумом $-39,3^{\circ}\text{C}$ [77]. Проте, на о-ві Коронація дещо холодніше через підвищений

рельєф. Морська поверхня вкрита щільною паковою кригою протягом приблизно 3 місяці щороку, ще подальші 4 місяці покриття неоднорідне. Великі айсберги дрейфують з моря Уедделла на північний схід через шельф Південних Оркнейських островів і часто заземляються на глибині приблизно 200 м. Численні дрібні айсберги утворюються в результаті розпаду великих айсбергів або відколюються з місцевих льодовиків. Південні Оркнейські о-ви, значною мірою, вкриті снігом та льодом [76]. На даний час, льодовикова ерозія незначна, хоча топографічні данні вказують на ширше розповсюдження крижаного покриву в минулому. Домішки теригенного матеріалу у сучасних айсбергах незначні. Речовина, що розноситься айсбергами, представлена від тонкозернистого матеріалу до крупнозернистого піску. Кількість грубозернистого матеріалу незначна. Донні течії перерозподіляють уламковий матеріал по всій поверхні шельфу. Переробка донних осадків заземленими айсбергами, виорювання та видалення м'яких відкладів ("бульдозерний ефект") має місце на глибинах менших, ніж 200 м. Ці явища більше були проявлені в минулому, з піком у пізньому плейстоцені. Верхній шар осадків часто несе сліди біотурбації. Серед біогенного компоненту у донних відкладах значну частку мають діатомові водорості та планктонні форамініфери, значно більше - у пелагічних фаціях. Поверхневі донні відклади представлені, як правило, діатомовими, глинисто-піщаними мулами, місцями з прошарками, збагаченими гравійним матеріалом або форамініферами. Біогенного кремнезему у осадках, головним чином, у вигляді діатомових, 10-15%, інколи майже до 100% (з утворенням діатомових мулів). Окрім діатомових, серед кременистого компоненту спостерігаються силікофлагелляти (тільки в поверхневих осадках), радіолярії і спікули губок [76]. При цьому потрібно пам'ятати, що видове різноманіття та кількісний вміст решток діатомових знаходиться у прямій залежності від літологічного складу морських донних відкладів. Діатомей мало у теригенних (айсбергових) осадках і дуже багато в зоні діатомових мулів.

Складчастий фундамент Південних Оркнейських о-вів складної будови, переважно складений метаморфічними породами серії Скоша [78]. Породи, переважно, альбіт-епідот-амфіболітової фації, представлені, здебільшого, квац-польовошпатовими, кварц-слюдяними та слюдяними сланцями, зустрічаються мармури, амфіболіти, метаграуаки, метаконгломерати, метапісковики з прошарками метаморфізованих туфів.

У теригенній частці відкладів переважають кварц (зазвичай 65-80%) та, меншою мірою, польові шпати: плагіоклази, мікроклін, альбіт тощо. Польові шпати свіжі або злегка змінені. Хлорит складає 2-3% від об'єму зразка, вельми помітний, утворює доволі крупні зерна у вигляді пластівців; слюди відсутні або складають незначну частку; рогова обманка – у вигляді слідів, зазвичай, присутня завжди, дуже рідко утворює концентрації до 6-8%. Більше половини мінеральної асоціації глин складають ілліти, каолінит присутній лише у невеликій частці (5% або менше). Відклади пліоценового віку бідні на ілліти, замість яких домінують глинисті мінерали смектитового ряду [76].

Потенційні джерела надходження осадового матеріалу включають крім Південних Оркнейських о-вів і шельфу, Антарктичний півострів і Східний Антарктичний кратон. Останні два містять різноманітні магматичні й метаморфічні породи відповідно. На Південних Оркнейських о-вах кварцево-фельдшпатоїдні та слюдяні сланці (Basement Complex) формують острів Signy і більшу частину о-ву Коронації; менші східні о-ви складаються з граувакового сланцю і конгломератів о-ву Powell метаморфічного походження.

У транспортованих кригою піску та гравію з керну морен Південних Оркнейських о-вів були присутні фрагменти частково літифікованих кременевих осадків, можливо, мобілізовані айсбергами з ділянок шельфу й майже одразу перевідкладені. Тут зустрічаються кварцити і слюдяні сланці; відсутність слюди у дрібній фракції може бути пояснена дією придонних течій. Переважання епідоту й рогової обманки у важких мінеральних комплексах, а також присутність і дрібноуламкового пірокластичного матеріалу в айсберговій

морені, свідчить про існування вулканічного джерела, що додатково підтверджується незначною масовою часткою амфіболітів у метаморфічних породах (Basement Complex). Гранат, можливо, був переміщений, частково, зі Східної Антарктиди, оскільки відсутній у сланцях більшої частини Південних Оркнейських о-вів. Хоча домішки сфену присутні майже у всіх породах Південних Оркнейських о-вів, його відсутність у досліджуваних кернах морен дозволила припустити, що для досліджуваної території віддалені джерела надходження осадового матеріалу більш важливі, ніж місцеві [76].

Загалом, данні глибоководного буріння поблизу Антарктиди, що містять інформацію про літологію донних відкладів, повну послідовність нашарувань, послідовність контактних фаціальних комплексів безперервного (еталонного) розрізу, підтверджують етапність осадконакопичення і дозволяють відтворити умови в період зледеніння. Розріз (знизу-вверх) [11] наведено нижче.

Підшовою серії є регіонально розвинута поверхня екзарації і кутових неузгоджень, що відповідає активній стадії зледеніння, росту льодовикового стоку та низькому рівню океану.

На ній залягає товща донної морени потужністю 20-25 м (льодовики налягають на шельф і поступово відступають, залишаючи донну морену).

Вище розташована льодовиково-морська товща, потужністю від кількох до 100 м (контрастні швидкості осадконакопичення), що свідчить про розпад морської частини льодовика і спливанні шельфових льодовиків.

Завершують розріз діатомові мули потужністю 0,02-0,04 - 1,5-2,0 м, що осаджуються у сучасних міжльодовикових умовах.

Цей розріз принципової послідовності нашарувань, що спостерігається у прилеглий до Антарктиди глибоководній частини океану, має конкретне виявлення на західному шельфі Антарктичного півострова. Воно зафіксовано методом вертикального електромагнітного зондування при виконанні програми 9-ї УАЕ [11].

РОЗДІЛ 2

ФАКТИЧНИЙ МАТЕРІАЛ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Дисертаційна робота базується всебічному аналізі просторового поширення та вертикального розподілу кременистих мікроводоростей, дослідженні їх таксономічного складу, екологічних особливостей, а також залежності сучасних угруповань, викопних та перевідкладених комплексів від фаціальної зональності шельфу з метою встановлення палеогеографічних обстановок та умов седиментації верхньочетвертинних відкладів на північно-західному шельфі Антарктичного півострова.

Для дослідження фаціальної зональності північно-західного шельфу Антарктичного півострова було відібрано поверхневі проби донних відкладів з різних морфоструктурних зон шельфу. Для дослідження пізньочетвертинних палеогеографічних обстановок було вивчено зразки порід з колонок донних відкладів південної частини моря Скоша (район південних Оркнейських островів) та південні частини протоки Дрейка (район острова Мордвінова, Південні Шетландські острови, що містять рештки діатомових водоростей).

2.1. Фактичний матеріал, розташування колонок і станцій

Основою для дисертаційного дослідження слугували зразки донних відкладів північної та північно-західної континентальної окраїни Антарктичного півострова, відібрані співробітниками Інституту геологічних наук НАН України та ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка під час роботи Українських Антарктичних експедицій 1997, 1998, 2004 рр [11, 63]. Зразки відбирались прямоочною ударною ґрунтовою трубкою діаметром 127 мм, довжиною 1,5 м та дночерпака «Океан-15» (**23** поверхневі проби та **2** колонки довжиною 0,45 м та 0,5 м) (рис. 2.1.1).

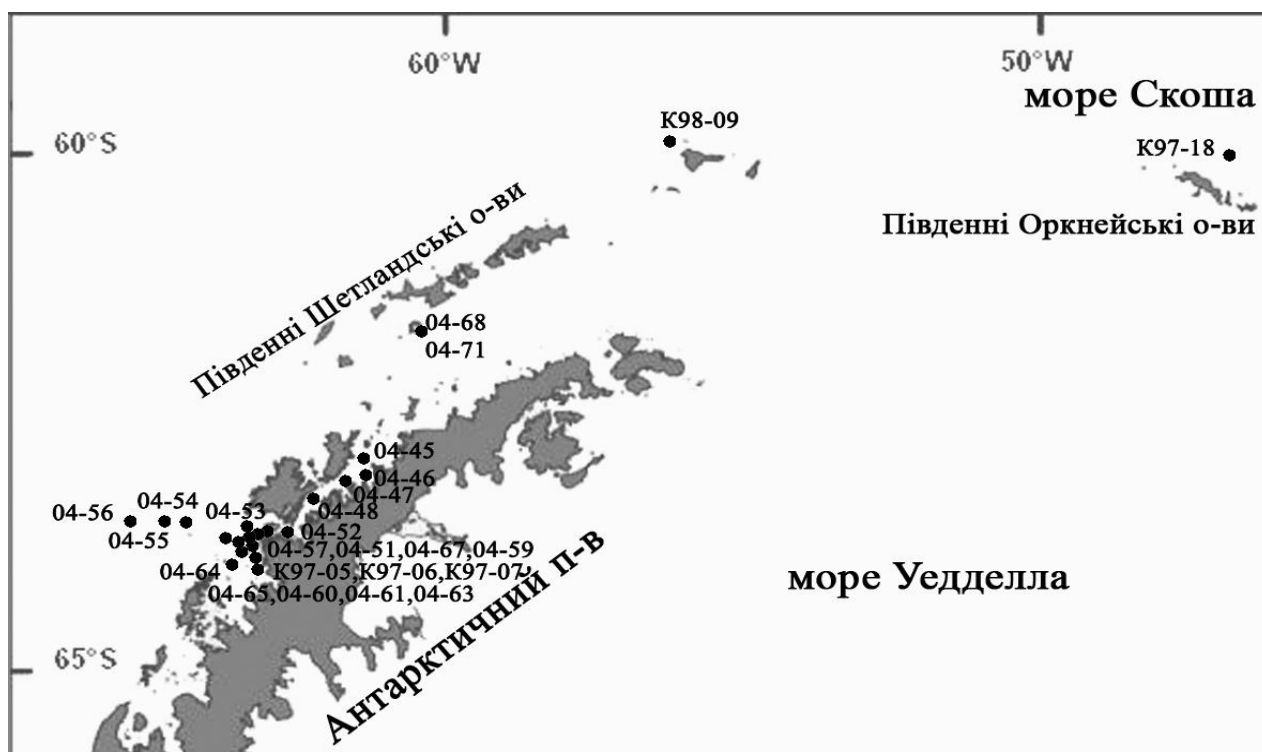


Рис. 2.1.1. Схема розташування станцій опробування. УАЕ 1997 р. (60-й рейс НДС "Ернст Кренкель"): поверхневі проби K97-04, K97-05, K97-06 (мілководні ділянки архіпелагу Аргентинські о-ви), колонка K97-18 (довжиною 0,5 м, південна частина моря Скоша); УАЕ 1998 р. (61-й рейс НДС "Ернст Кренкель"): колонка K98-09 (довжиною 0,45 м, південна частина протоки Дрейка, о. Мордвінова, Південні Шетландські о-ви); УАЕ 2004 р (рейс полярного судна "Ушуайя" (М/В "Ushuaia")): поверхневі проби 04-45, 04-46, 04-47, 04-48, 04-51, 04-52, 04-53, 04-54, 04-55, 04-56, 04-57, 04-59, 04-60, 04-61, 04-63, 04-64, 04-65, 04-67, 04-68, 04-71 (північно-західна частина шельфу Антарктичного п-ва)

Зразки четвертинних донних відкладів нами відібрано в керносовищі ІГН НАН України. Відібраний матеріал був оброблений автором для діатомового аналізу в Лабораторії мікропалеонтології та біостратиграфії ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка з використанням стандартної методики [79, 80]. Всього досліджено та проаналізовано понад 50 зразків донних відкладів з 25 станцій верхньоплейстоценових та голоценових осадків. З них 46 зразків піддані

лабораторній обробці, у тому числі: 23 проби поверхневих відкладів північно-західного шельфу Антарктичного п-ва, 15 – з геологічних розрізів біля о. Мордвінова, 8 – із осадків південної частини моря Скоша.

2.2. Методика лабораторних досліджень та підготовка проб для мікроскопічних досліджень

В процесі лабораторної обробки з геологічного матеріалу вилучається кремeneвий компонент біогенного походження за допомогою очищення його від часточок осаду [80]. Було використано стандартну методику В.П. Гричука і А.П. Жузе [79]. Усі етапи обробки здійснювалися у витяжній шафі з використанням вимог техніки безпеки.

Для видалення карбонатної речовини, сульфідів, оксидів та гідроксидів заліза було застосовано 10-% розчин соляної кислоти HCl. У пробу вміщену у термостійку склянку об'ємом 1000 мл поступово додавали розчин HCl до припинення бурхливої реакції. Для пришвидшення реакції розчин з осадком, кип'ятили протягом 5 хвилин. Після охолодження пробу відмивали дистильованою водою за методом В.П. Гричука і А.П. Жузе [80] до нейтральної реакції, контролюючи процес лакмусовим папером.

Для розпушування та відмучування породи застосовано лужний диспергатор пірофосфат натрію $\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7$ у 10-% розчині якого зразок проварювався протягом 5-8 хв. Після охолодження пробу відмивали дистильованою водою через кожні 3-4, згодом 1,5-2 год. до прозорої води. Таким чином було видалено глинистий компонент, грубий пісок та гравій.

Для інтенсивного збагачення мацерату кремeneвими мікрофосиліями був використаний метод із застосуванням важкої рідини на основі кадмію ($\text{CdJ}_2 + \text{KJ}$) з питомою вагою $2,5 \text{ г/см}^3$, що було обумовлено їх питомою вагою (близько $2,4 \text{ г/см}^3$). Для цього осадок обезводнюють та переводять у центрифужні патрони об'ємом 100 мл. Після додавання важкої рідини, центрифугуються протягом 5 хв. при швидкості 2300-2500 об./хв. Осадок, що

піднівся на поверхню рідини, містить концентрат панцирів діатомових. Матеріал збирається у скляний посуд об'ємом 600 мл і відмивається дистильованою водою, висушується та використовується для виготовлення постійних препаратів.

Слайди для мікроскопічного дослідження виготовлялись як після попередньої лабораторної обробки матеріалу, так і без неї (з діатомітів). Постійні препарати з покривним склом 18x18 мм виготовлялись з використанням смоли NAPHRAХ з коефіцієнтом заломлення 1,74, який вище ніж у кремнезему (1,43), для забезпечення контрастного зображення.

Для виготовлення постійних препаратів краплю води з осадком після лабораторної обробки, наносили на знежирене покривельне скло, рівномірно розподіляючи його тонким шаром за допомогою голки, підсушували. На очищені предметні скельця наносили невелику кількість смоли, підігрівали до розплавлення не даючи закипіти. Покривне скло, матеріалом донизу, накладали на краплю смоли і обережно притискали. Після застигання смоли, знімали її надлишок.

Мікроскопічні дослідження здійснено за допомогою світлового та скануючого електронного мікроскопів (СЕМ). Мікрофотографії діатомових водоростей здійснено за допомогою СЕМ та Ergaval (Zeiss, Німеччина) цифровою фотокамерою-окуляром. В цілому у досліджених зразках визначено 189 видів та внутрішньовидових таксонів діатомових водоростей, що належать до 60 родів та 3 види діктіюхових водоростей. Підрахунок кількості діатомових проводився до 600-1200 стулок у препараті, з подальшим перерахунком у відсоткове співвідношення видів у комплексах.

Опис літологічного складу порід, визначення частки теригенного та глинистого компоненту проводилися на макроскопічному рівні і виконано для 43 зразків. Особливості літологічного складу діатомітів досліджувалися у 9 препаратах імерсійним методом з використанням світлового поляризаційного мікроскопу ПОЛАМ РП-1.

2.3. Методи аналізу діатомових комплексів

З метою визначення повного таксономічного складу діатомових водоростей було здійснено мікроскопічні дослідження за допомогою світлового біологічного мікроскопу Olimpus CX4. Для детального дослідження морфології стулок діатомових було використано скануючий електронні мікроскоп (SEM) JEOL NeoScan JSM-5000 (за сприяння офіційного представника в Україні фірми "TokioBoeki"). Мікрофотографії зроблено за допомогою SEM та цифрової фотокамери-окуляром Ergaval (Zeiss, Німеччина). Списки діатомової флори уніфіковані відповідно до новітніх номенклатурних вимог. Зведений систематичний список вивченої флори складений за сучасною системою (Round F. et al., 1990) [81, 82].

Визначення таксономічного складу кожного комплексу розрізу колонки дозволяє встановити вік вміщуючих порід. Дослідження екологічної структури діатомових комплексів, виділення екологічних угруповань з урахуванням кількісного співвідношення видів та екопідгруп діатомових дає змогу зробити висновки про палеогеографічні умови, що існували на момент накопичення осаду.

Для кожної виділеної екологічної групи діатомових визначено та наведено основні екологічні уподобання діатомових видів-індикаторів палеообстановок. Основні критерії виділення екогруп – відношення діатомових до температури поверхневої води та крижаного режиму. Діатомовим Антарктики довелось пристосуватися до існування в екстремальних умовах за температур середовища менших за 0°C. Це спонукало утворенню багатьох видів зі специфічною екологічно орієнтацією, що активно використовується для палеорекоконструкцій. Допоміжні критерії – відношення до глибини басейну, відстані від берега, солоності та гідродинаміки басейну, тощо. Більшість з досліджених діатомових – морські види, які витримують деяке розпріснення води внаслідок танення криги навесні.

Екологічна група антарктичного морського холодноводного планктону та кріофілів (рис. 2.3.1.).

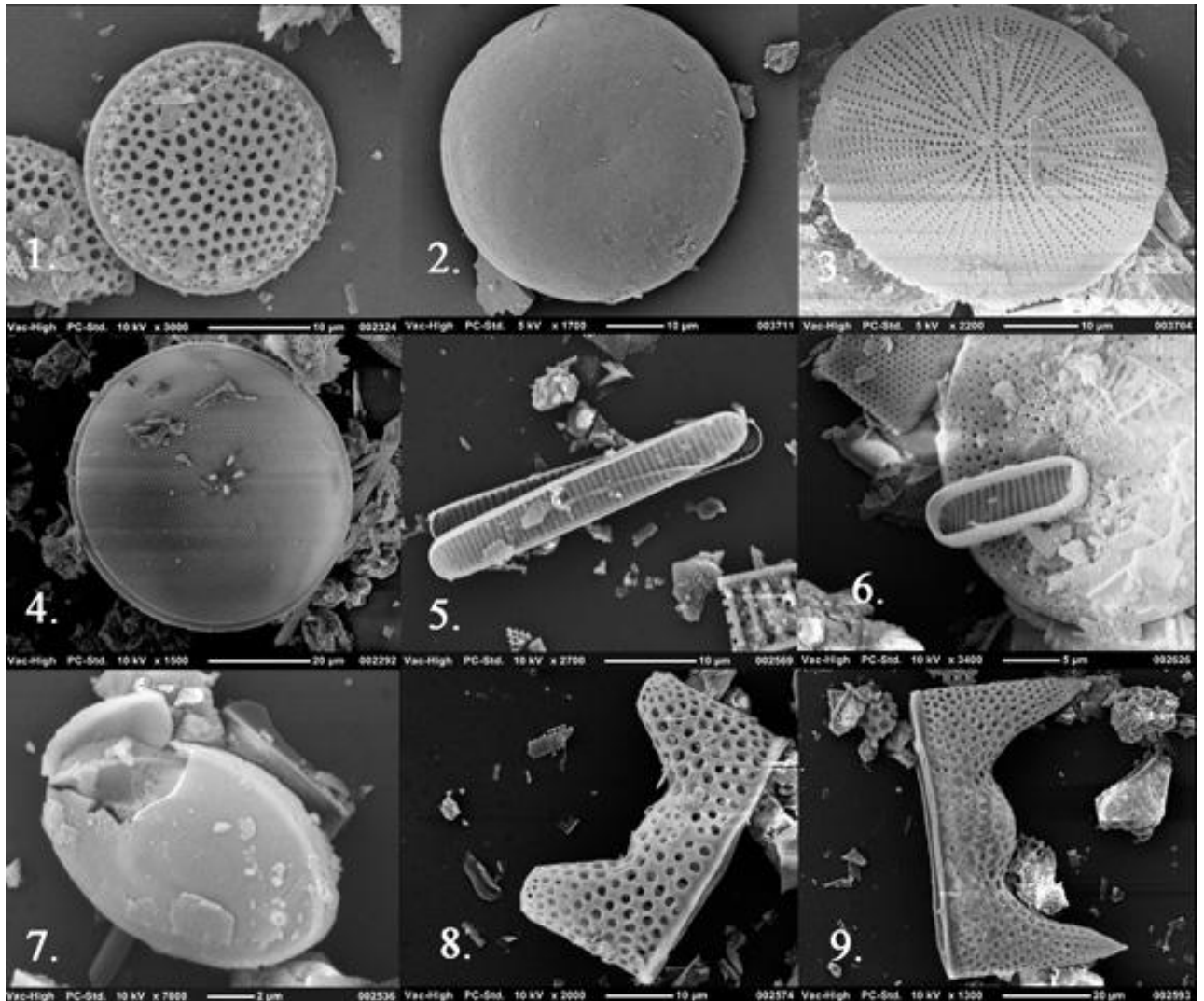


Рис. 2.3.1. Представники екологічної групи холодноводних планктонних діатомових та кріофілів (СЕМ): 1 – *Thalassiosira antarctica* (T1), 2 – *Porosira glacialis*, 3 – *Actinocyclus actinochilus*, 4 – *Stellarima microtrias*, 5 – *Fragilariopsis cylindrus*, 6 – *F. curta*, 7 – гіпноспора *Chaetoceros* sp., 8 – *Eucampia antarctica* var. *recta* інтеркалярная ступка, 9 – *E. antarctica* var. *recta* крайова ступка

Кріофіли – у даному випадку, діатомові, життя яких безпосередньо пов'язане з кригою: перифітон, що мешкає на поверхні й усередині морської криги та холодноводний морський планктон, що існує в оточуючих кригу морських водах [83]. По відношенню до факторів зовнішнього середовища,

екологічна група антарктичного морського холодноводного планктону та кріофілів включає антарктичні види діатомових, життя яких пов'язане з морською кригою: – ті, що існують на поверхні криги або всередині її в порах та у воді навколо кристалів льоду; – планктон, що існує у морській воді, насиченій кригою і у підкрижаному просторі; – холодноводний морський планктон, який існує за низьких температур у водах насичених кригою [32], хоча їх життя напряду з кригою не пов'язане, але також можуть бути індикатором крижаних умов. Оптимальний температурний діапазон їхньої вегетації від -1°C до $+1,5^{\circ}\text{C}$ [12]. Активне весняне танення щільного крижаного покриву викликає активне розмноження діатомових. Серед них домінує холодноводний різновид *Thalassiosira antarctica* Comber (T1), який становить до 40-45%. Присутні види *Porosira glacialis* (Grun.) Jörg. і *P. pseudodenticulata* (Hust.) Jouse, *Actinocyclus actinochilus* (Ehr.) Sim., *Stellarima microtrias* (Ehr.) Hasle & Sims, *Fragilariopsis curta* (V. Heurck) Hust. і *F. cylindrus* (Grun.) Krieger, гіпноспори роду *Chaetoceros*, *Eucampia antarctica* var. *recta* (Margin) Fryx. & Prasad, *Podosira stelligera* (Bailey) Mann. Кількість у відсотках стулок кожного виду у діатомових комплексах приведена у таблиці 2.1.

Нижче надається характеристика екологічних уподобань цих видів.

Представники планктонного роду *Thalassiosira* численні в антарктичних водах усіх районів. Вони тяжіють до відкритоводних умов і уникають місць скупчення криги. Домінантний вид більшості комплексів – *Thalassiosira antarctica* Comber пристосувався до життя в морських умовах, що піддаються впливу криги. Залежно від температур розвитку діатомової, розрізняють два відмінні морфологічні різновиди стулок. Низькотемпературний різновид *T. antarctica* (T1) починає вегетувати вже при $-1,5^{\circ}\text{C}$, з оптимальною від $-0,5^{\circ}\text{C}$ до $+0,5^{\circ}\text{C}$ [84] і використовується як індикатор для визначення зон розповсюдження прибережної криги. Теплолюбивий різновид *T. antarctica* (T2) розвивається при оптимальній температурі води від $+1,5^{\circ}\text{C}$ до $+4^{\circ}\text{C}$ [12, 13, 85], існує у водах, позбавлених морської криги, є показником відносно

відкритоводного середовища. Зважаючи на незначну кількість у комплексах теплолюбивої форми *T. antarctica* та деяку складність у діагностиці цих двох морфотипів, що у утворюють між собою поступовий перехід, нами вид *T. antarctica* був віднесений до холодноводного морського планктону.

Таблиця 2.1.

Кількість у досліджених діатомових комплексах представників антарктичного морського холодноводного планктону та кріофілів

№ п/п	Вид діатомових водоростей	Кількість у комплексах
1	<i>Thalassiosira antarctica</i> Comber (T1)	10-45%
2	<i>Porosira glacialis</i> (Grun.) Jörg.	0,5-10%
3	<i>Porosira pseudodenticulata</i> (Hust.) Jouse	0,5-4%
4	<i>Actinocyclus actinochilus</i> (Ehr.) Sim	1-10%
5	<i>Stellarima microtrias</i> (Ehr.) Hasle & Sims	1-4%
6	<i>Fragilariopsis curta</i> (V. Heurck) Hust	0,5-4,5%
7	<i>Fragilariopsis cylindrus</i> (Grun.) Krieger	0,5-3,5%
8	<i>Fragilariopsis obliqucostata</i> (van Heurck) Heiden	0,5-3,5%
9	RS Chaetoceros (гіпноспори)	5-25%
10	<i>Eucampia antarctica</i> var. <i>recta</i> (Margin) Fryx. & Prasad,	0,5-13%
11	<i>Podosira stelligera</i> (Bailey) Mann.	0-1,5%

Porosira glacialis (Grunow) Jorgensen і *P. pseudodenticulata* (Hustedt) Jouse класифікуються як неритові діатомові, що існують у водах, суміжних з морською кригою або узбережжям, тяжіють до зон розповсюдження пакової криги. Вони мають схожі екологічні умови існування, їх розповсюдження

обмежене температурою поверхневої морської води від $-1,3^{\circ}\text{C}$ до $+2^{\circ}\text{C}$ з піком цвітіння при 0°C - $+0,5^{\circ}\text{C}$. Значної концентрації в діатомових комплексах не набувають [12].

Actinocyclus actinochilus (Ehrenberg) Simonsen, - типовий антарктичний неритовий вид-індикатор льодового режиму. Найбільші концентрації клітин цієї діатомової спостерігаються у планктоні біля краю крижаної зони [43] та зони розповсюдження пакової криги, де вона асоціює з іншими представниками "крижаних діатомових". Середні літні температури поверхні моря в області розповсюдження *A. actinochilus* становлять $-1.5-0^{\circ}\text{C}$ [86]. Цей вид успішно використовують для палеореконструкцій крижаного режиму. Стулки *A. actinochilus* добре накопичуються та зберігаються в морських осадах, їх присутність у комплексах свідчить про тривалий крижаний морський покрив протягом зими, наявність дрейфуючої криги влітку та низькі температури поверхневого шару морської води протягом сезону своєї вегетації [12].

Представники роду **Chaetoceros** є одними з найбільш розповсюджених діатомових водоростей у Світовому океані, більше притаманні районам помірних та полярних широт. У Антарктичних морських водах представники роду *Chaetoceros* також зустрічаються у великій кількості, особливо в прибережних холодних водах, що знаходяться під дією криги. Спостереження за планктонними асоціаціями Південного океану показало, що представники цього роду існують у доволі широкому діапазоні температур, від -2°C до $+12^{\circ}\text{C}$, але найбільшої концентрації клітин у планктоні вони набувають при температурі поверхневої води від -1°C до $+1^{\circ}\text{C}$. Пік розвитку *Chaetoceros* пов'язаний з високою первинною продуктивністю вод рано навесні, спричиненою стратифікацією водної товщі під час масового танення морського крижаного покриву [87]. Утворення спор покою (гіпноспор), які й накопичуються у донних відкладах, спостерігається після масової вегетації при температурі поверхневої морської води від $-0,5$ до $+1,5^{\circ}\text{C}$ [12]. Монокомплекси *Chaetoceros* у морських відкладах корелюють з високою продуктивністю вод

навесні [84, 88], тому їх використовують як індикатор положення краю криги [32, 87].

Як правило, вид *Eucampia antarctica* (Castr.) Mangin існує в субантарктичних океанічних водах. В холодних морських крижаних водах при температурі від -2°C до 0°C присутній різновид *E. antarctica* var. *recta*. [89]. Довжина та форма (пряма або спіральна) подібної до ланцюжка колонії цієї планктонної діатомової безпосередньо залежить від температури оточуючого середовища, що і обумовлює використання даного виду як палеоіндикатора температур [90].

Fragilariopsis curta (Van Heurck) Hustedt та *F. cylindrus* (Grunow) Krieger найбільш поширені серед планктонних неритових діатомових біля границі розповсюдження льоду влітку. Також вони є невід'ємною частиною оброщувачів криги [12], де існують у талій воді між кристалами льоду [43, 84]. Ці діатомові є одними з небагатьох, вегетація котрих починається на початку весни у підкрижаному просторі, але пік розвитку відбувається разом з *Chaetoceros* spp. під час танення морської криги. Пік розмноження спостерігається в діапазоні температур морської води від $-0,5^{\circ}\text{C}$ до $+1^{\circ}\text{C}$. Наряду з *A. actinochilus*, ці види є індикаторами положення морської крижаної кромки влітку [43].

Fragilariopsis obliquecostata (Van Heurck) Heiden in Heiden & Kolbe – важливий індикатор щільної морської криги. Спостерігається серед мікроводоростей під прибережною міцною кригою [43]. Активно розмножується при температурі морської води -1°C до 0°C [12].

Вид *Stellarima microtrias* (Ehrenberg) Hasle & Sims свідчить про тривалу крижану обстановку (7,5 місяців на рік) [12].

Екологічна група **субантарктичного океанічного планктону** (рис. 2.3.2) представлена умовно тепловодними відкритоморськими та океанічними планктонними діатомовими, які мешкають при більш високих температурах, у вільній від криги воді. Вони не розвиваються у крижаному середовищі, тому є

індикаторами вільного від криги морського та океанічного середовища. Оптимальний температурний діапазон для більшості з них від $+1^{\circ}\text{C}$ до $+8^{\circ}\text{C}$ [13, 91].

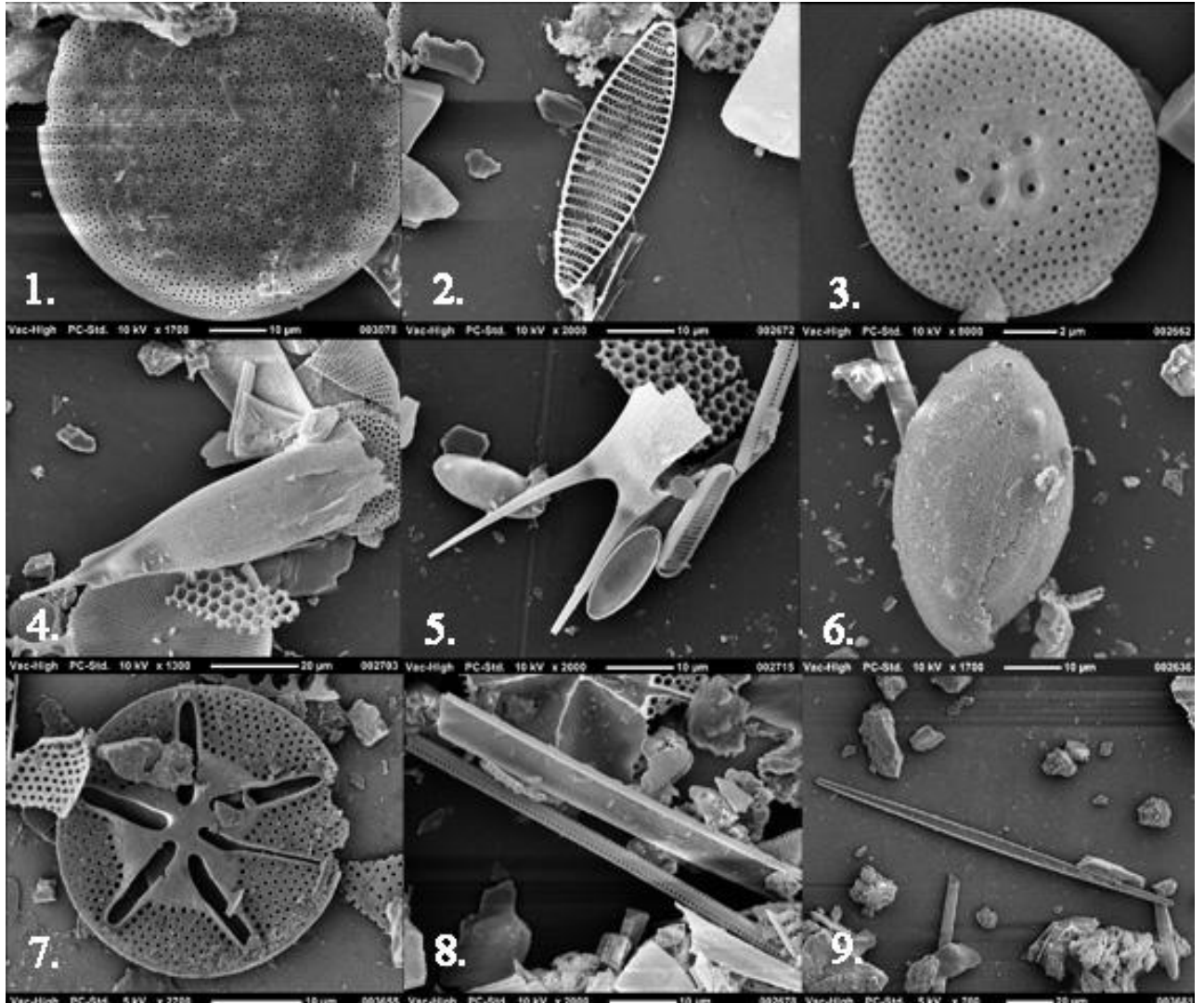


Рис. 2.3.2. Представники екологічної групи відкритоморських та океанічних діатомових (SEM): 1 – *Thalassiosira lentiginosa*, 2 – *Fragilariopsis kerguelensis*, 3 – *T. gracilis* var. *gracilis*, 4 – *Rhizosolenia styliformis*, 5 – *R. antenatta* f. *antenatta*, 6 – *Odontella weissflogii*, 7 – *Asteromphalus* sp., 8 – *Thalassiothrix antarctica*, 9 – *Thalassionema nitzschioides*

Найбільш характерні представники цієї групи в наших комплексах – види *Thalassiosira lentiginosa* (Jan.) Fryx., *Fragilariopsis kerguelensis* (O'Meara) Hust., *Odontella weissflogii* (Jan.) Grun., *Thalassiosira gracilis* (Karsten) Hust.,

Thalassiothrix antarctica Schimper & Karsten, *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) Mereschk., *Trichotoxon reinboldii* (Van Heurck) Reid & Round, *Thalassiosira oliveriana* (O'Meara) Makarova & Nikolajev, *Rhizosolenia styliformis* Bright., *R. antenatta* (Ehr.) Brown. Кількість у відсотках стулок кожного виду у діатомових комплексах приведена у таблиці 2.2.

Таблиця 2.2.

Кількість у досліджених діатомових комплексах представників субантарктичного океанічного планктону

№ п/п	Вид діатомових водоростей	Кількість у комплексах
1	<i>Fragilariopsis kerguelensis</i> (O'Meara) Hust	0,5-25%
2	<i>Thalassiosira lentiginosa</i> (Jan.) Fryx	0,5-7%
3	<i>Odontella weisflogii</i> (Jan.) Grun	0,5-5%
4	<i>Thalassiosira gracilis</i> (Karsten) Hust	0,5-5%
5	<i>Thalassiothrix antarctica</i> Schimper & Karsten	0,5-6%
6	<i>Trichotoxon reinboldii</i> (Van Heurck) Reid & Round	0-0,5%
7	<i>Rhizosolenia styliformis</i> Bright	0-6,5%
8	<i>Rhizosolenia antenatta</i> (Ehr.) Brown	0-1,5%
9	<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grun.) Mereschk	0,5-2%
10	<i>Eucampia antarctica</i> var. <i>antarctica</i>	0-6%
11	<i>Thalassiosira oliveriana</i> (O'Meara) Makarova&Nikolajev	0-1%

Нижче надається характеристика екологічних уподобань цих видів.

Fragilariopsis kerguelensis (O'Meara) Hustedt – один з найбільш поширених ендемічних планктонних видів Південного океану [13]. Присутній у діатомових асоціаціях відкритих субантарктичних вод і домінує у складі фітопланктону

південніше полярного фронту. У прибережних зонах зустрічається зрідка, віддає перевагу відкритоокеанічним умовам [13, 43]. *F. kerguelensis* розвивається протягом усього літнього сезону, утворюючи піки розвитку навесні і восени, [43]. Цей теплолюбивий вид пристосований до існування у вузькому температурному діапазоні: оптимальна температура води для його розвитку становить $+5^{\circ}\text{C}$. При збільшенні температури до $+8^{\circ}\text{C}$ або пониженні до $+2-3^{\circ}\text{C}$ його продуктивність зменшується вдвічі, а при температурі нижче за 0°C та більше $+19-20^{\circ}\text{C}$ розвиток його припиняється [13]. Через велику кількість у планктоні та значне окварцювання стінок панцирів, стулки *F. kerguelensis* стійкі до розчинення та руйнації [92]. Цей вид діатомових є основним постачальником біогенного опалу в кремнеземисті відклади Південного океану [93]. Зважаючи на екологічні уподобання, *F. kerguelensis* активно використовується як цінний палеоіндикатор: він корелює з відкритоводними океанічними умовами, концентрація його стулочок у морських відкладах обернено пропорційна до поширення морської криги і збільшується з відстанню від Антарктичного континенту [43], що надає можливість не тільки визначити палеотемператури, але й льодові обстановки геологічного минулого.

Thalassiosira lentiginosa (Janisch) G.Fryxell – планктонний субантарктичний вид, широко розповсюджений в Південному океані [94]. Найбільших концентрацій набуває у відкритому океані в зоні антарктичного полярного фронту, тоді як у прибережних районах, зокрема, навколо Антарктичного п-ову і в морі Уедделла, майже не спостерігається. Його вегетація активно протікає протягом усього літа при температурі від $+1^{\circ}\text{C}$ до $+8^{\circ}\text{C}$ [13]. Завдяки своїм крупним та міцним стулкам, *T. lentiginosa*, разом з *F. kerguelensis* являється ще однією з діатомових, яка активно збагачує біогенним SiO_2 донні відклади Південного океану та використовується як індикатор відкритоводних позбавлених криги обстановок [86].

Thalassiosira gracilis (Karsten) Hustedt – вважається холодноводним океанічним видом. В наших матеріалах представлений двома варіаціями,

T. gracilis var. *expecta* (Van Landingham) G.Fryxell & Hasle та *T. gracilis* var. *gracilis* (Karsten) Hustedt. Цей вид поширений у планктоні усіх секторів Південного океану і пов'язаний з відкритоводними океанічними умовами [86, 87]. Активно розвиваються при температурі води від -1°C до $+2^{\circ}\text{C}$ [13].

Максимальної чисельності представники роду **Rhizosolenia** у Антарктиці набувають північніше зимової границі поширення крижаного покриву. Пік їх розвитку припадає на літній час при температурі поверхні моря приблизно від $+1^{\circ}\text{C}$ до $+2^{\circ}\text{C}$ [13]. Найбільшого розповсюдження в районі досліджень набувають види *R. styliformis* Bright. та *R. antenatta* (Ehr.) Brown, з холодноводною формою *R. antenatta* f. *antenatta*. Кількість стулок *Rhizosolenia* в донних відкладах різних зон шельфу дуже різниться і напряму залежить від віддаленості станції спостереження до океану.

Rhizosolenia styliformis T.Brightwell є одним із найтеплолюбивіших видів з роду *Rhizosolenia* в антарктичних водах. Наявність стулок цього виду в донних відкладах корелює з низькою щорічною тривалістю криги, нещільною морською кригою протягом зими та відкритоокеанічними умовами впродовж літа [43].

Екологічна група **тихопелагічних видів та епіфітів**, або морський напівбентос (рис 2.3.3.) Тихопелагічним видам для розмноження необхідний субстрат, але вони можуть існувати і у планктоні. Найхарактерніший представник цієї групи в наших комплексах – *Paralia sol* (Ehr.) Crawf. Утворює ланцюжкоподібні колонії з рухомим з'єднанням клітин, що дає змогу витримувати значну турбулентність води [95]. Також відмічається *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh що існує в придонному планктоні та на дні мілководь.

Епіфіти є складовою бентосних асоціацій та можуть зустрічатися у планктоні на макроводоростях. До цієї групи належать представники роду *Cocconeis*, види якого присутні в нашому матеріалі: *C. fasciolata* Ehr., *C. costata* Greg., *C. antiqua* Tempere & Brun, *C. californica* var. *kerguelensis* Heiden & Kolbe,

C. infirmata Mang., *C. scutellum* Ehr., *C. distans* Greg. Іноді *Cocconeis* spp., використовує для підложки морську кригу і часто знаходиться у зразках щільної морської криги.

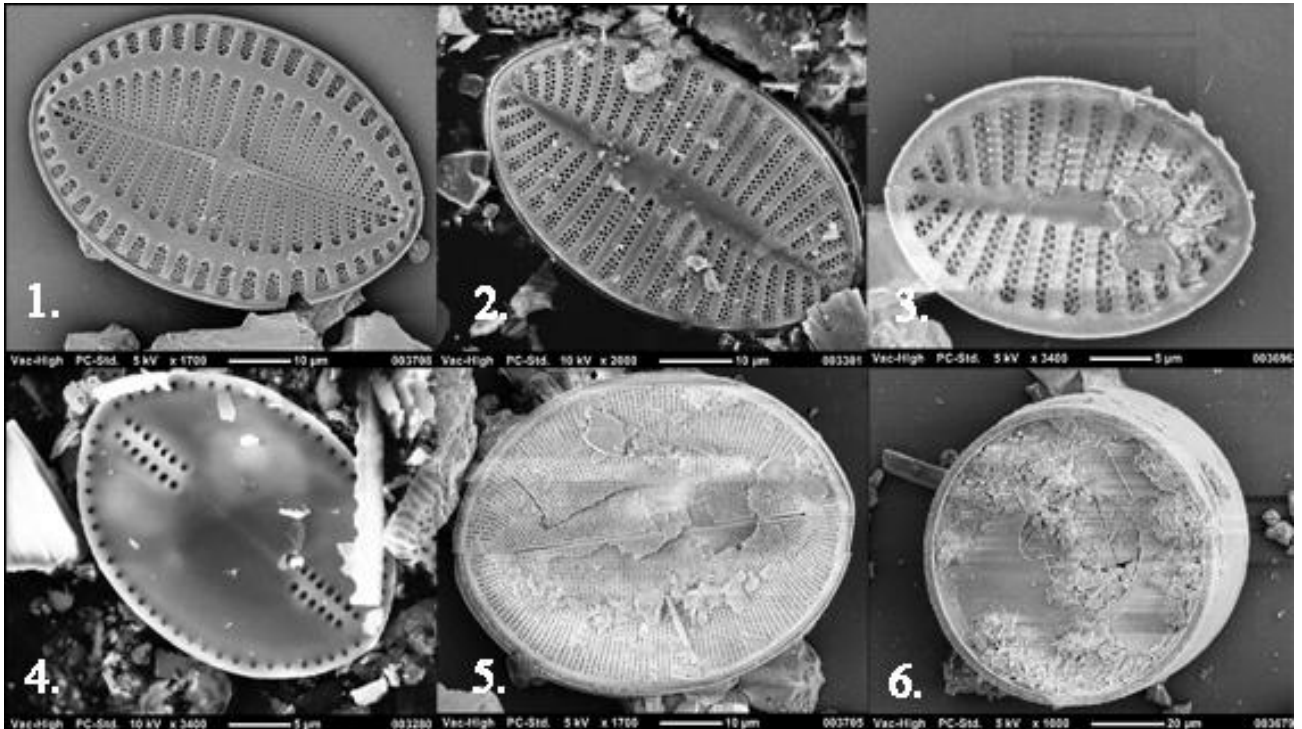


Рис. 2.3.3. Представники екологічної групи епіфітів та тихопелагічних діатомових (SEM): 1 – *Cocconeis fasciolata* шовна стулка, 2 – *C. fasciolata* безшовна стулка, 3 – *C. costata* безшовна стулка, 4 – *C. californica* var. *kerguelensis* безшовна стулка, 5 – *C. infirmata* шовна стулка, 6 – *Paralia sol*

Екологічна група **морських бентосних** діатомових (рис. 2.3.4.). Розповсюдження бентосних діатомових напряму залежить від глибини басейну. Оптимальні глибини їх існування – це зона фотосинтезу до 50 м. В наших матеріалах із групи морського бентосу таксономічно найбільш різноманітний рід *Amphora*, представлений морськими видами: *A. racovitzae* van Heurck – *A. proteus* Greg. Зустрічаються і прісноводні види: *A. ovalis* (Kütz.) Kütz., *A. veneta* Kütz., які, зазвичай мешкають в прісних озерах на антарктичних островах, але разом з кригою можуть потрапляти у прибережноморське

середовище і існувати у розпрісненій воді завдяки таненню криги [96, 97]. Інші роди цієї групи в наших матеріалах представлені родами: *Diploneis*, *Grammatophora*, *Licmophora*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Pleurosigma*.

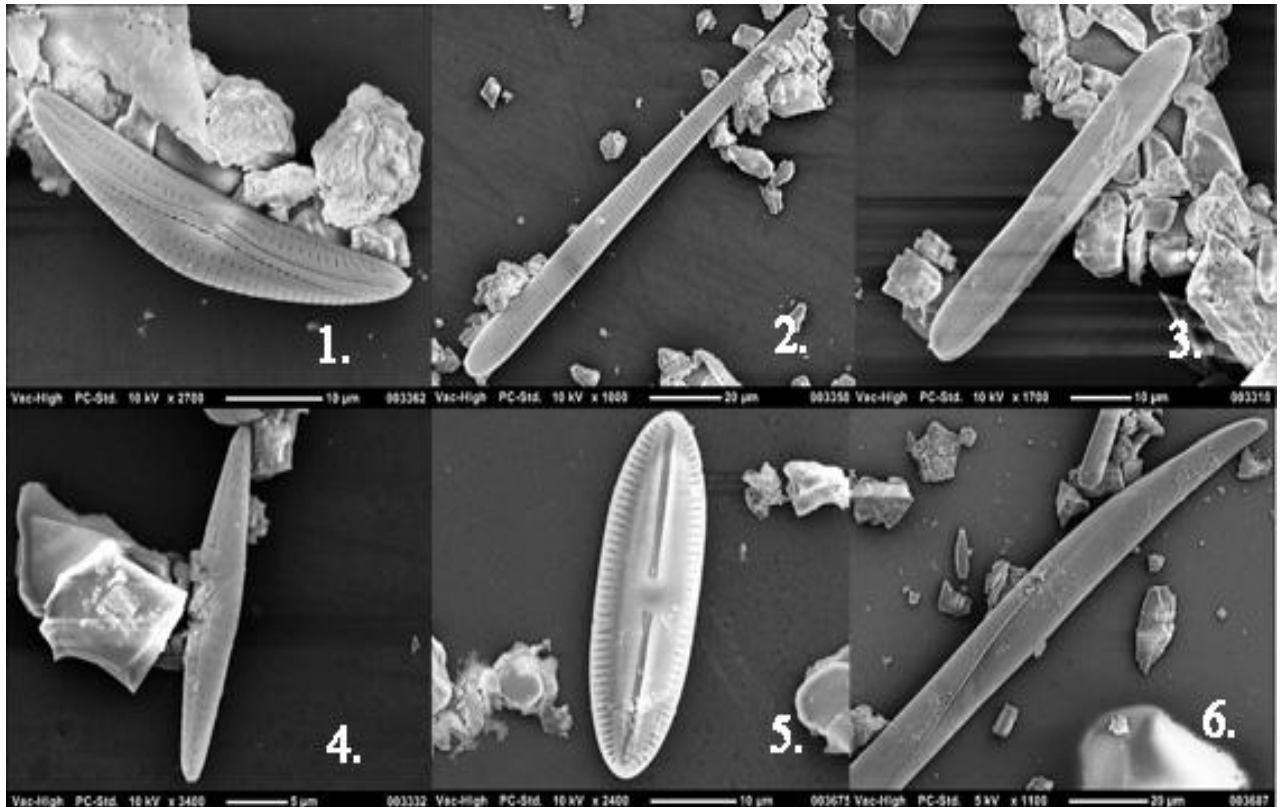


Рис. 2.3.4. Представники екологічної групи бентосних діатомових (SEM): 1 – *Amphora ovalis*, 2 – *Licmophora antarctica*, 3 – *Pinnularia quadratarea* var. *baltica*, 4 – *Navicula* sp., 5 – *Diploneis* sp., 6 – *Pleurosigma* sp.

Окрім діатомових, у комплексах кременистих мікрофітоводоростей зустрічаються представники силікофлагелат (**Silicoflagellates**, або діктіохових водоростей). У високих широтах зустрічається вид *Dictyocha speculum* (Ehr.) Naeskel (*Distephanus speculum* Ehr.). Загалом цей вид має широкий ареал розповсюдження, зустрічається в полярних та помірних водах. В Антарктичних умовах зустрічається у відкритоморському та океанічному планктоні. Значних концентрацій у живих асоціаціях та донних комплексах кремеземистих організмів не спостерігається. Примітні опалові шестикутні скелети *Dictyocha*

зустрічаються разом зі стулками діатомових і використовуються як доповнення до діатомового аналізу [87].

Зважаючи на значні глибини басейну осадконакопичення, більші за фотичну зону в діатомових комплексах домінують планктонні види, лише у мілководних зразках з глибиною моря в декілька метрів, кількість бентосних видів в діатомових комплексах стає значною. Тому у більшості випадків співставлялася кількість морських антарктичних видів та океанічних субантарктичних видів.

Після підрахунку видового складу діатомових комплексів вилучених з поверхневих морських доних відкладів, визначалася їх екологічна структура, при чому враховувалося не тільки співвідношення екологічних груп у кожному комплексі, а й екологічні уподобання найбільш важливих видів-індикаторів крижаних умов, на кшталт наявності/відсутності зимового щільного покриву, положення крижаної кромки влітку, стратифікація морської водної маси навесні, наявності та щільності дрейфуючої криги влітку та її характер тощо.

Одним з важливих факторів, що впливають на розподіл та продуктивність планктонних діатомових у поверхневих водах Антарктики, являється їх широтно-кліматична зональність (рис. 2.3.5.) [7] спричинена глобальною циркуляцією водних та атмосферних мас. Одним з наслідків цього є антарктична дивергенція, являє місцем підвищеної продуктивності. Антарктичні води відомі своєю біологічною продуктивністю поверхневого шару. Це зобумовлено підйомом багатих на біогенні елементи проміжних вод південніше антарктичної конвергенції [8], тому найбільш потужні цвітіння фітопланктону огортають стрічкою антарктичні води між 50° і 60° південної широти [3]. В сучасному океані антарктична конвергенція чітко співпадає з границею між біогенними вапняковистими мулами (на півночі) і кременистими мулами (на півдні). Ця закономірність була використана як показник

положення антарктичної конвергенції у минулому. До того ж кременисті організми слугують гарними індикаторами продуктивності поверхневих вод [8].



Рис. 2.3.5. Блок-діаграма структури антарктичних вод, що залежить від широтно-кліматичної зональності [7]

Іншим важливим фактором, що впливає на розподіл планктонних діатомових асоціацій та їх екологічну структуру є сезонні зміни пов'язані зі стратифікацією морської води завдяки таненню криги навесні. У водах навколо Антарктичного півострова виділяють від трьох до п'яти піків розвитку діатомових. Перші діатомові починають розвиватись ще під щільною морською зимовою кригою. Причиною є подовження світлового дня. Напочатку танення криги з утворенням стратифікованої водної маси, першими активно розвиваються дрібні діатомові: *Chaetoceros*, *F. curta*, *F. cylindrus*, які продовжують розвиватись і влітку біля крижаної кромки, являючись

індикаторами її положення. Донні відклади в таких районах части містять монокомплекси складені стулками цих видів.

Влітку настає наступна стадія сукцесії. Тепер пікі розвитку фітопланктону та його видового різноманіття залежать від підвищення температури морської води. Вклад діатомових у загальну біомасу залишається домінуючим, переважають середні та крупні за розміром клітини. Восени, зі зменшенням світлового дня та зменшенням температури води вегетація помітно зменшується. Серед діатомових домінують види з крупними клітинами.

Тому, відсоткове співвідношення видів у викопних діатомових комплексах має усереднене значення, що залежить як від сезонних сукцесій за певний проміжок геологічного часу.

Дослідження показали, що навіть у районах з великою первинною продуктивністю, у донних відкладах спостерігається значно менше тонкостінних стулок ніж у живих планктонних асоціаціях. Це вказує на значне розчинення їх стулок у водній колонці під їх опускання на морське дно. Зберережуються, як правило види з доволі товстими стулками. Але, дослідження діатомових комплексів із поверхневих донних відкладів областей Антарктичного шельфу показало їх велику роздільну здатність і достатньо велику точність у плані палеогеографічних реконструкцій та реконструкції палеоклімату. Тому діатомові займають провідну роль серед організмів-індикаторів палеогеографічних умов [6, 40, 87].

РОЗДІЛ 3

ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ ОБСТАНОВКИ В ЗАХІДНОМУ СЕКТОРІ АНТАРКТИКИ В ПІЗНЬОМУ ПЛЕЙСТОЦЕНІ–ГОЛОЦЕНІ

Містить основні результати дослідження і складається з трьох підрозділів.

3.1. Біофаціальна характеристика морфоструктурних зон північно-західного шельфу Антарктичного півострова (за діатомовими)

Північно-західний шельф Антарктичного півострова належить до гляціальних континентальних окраїн, що сформовані під впливом факторів тектоно- і гляціогенезу. При цьому генеральну морфоструктурну зональність, характерну для древніх областей зледеніння, визначають поздовжні розломи. Вони окреслюють три основні зони з характерними рельєфоутворюючими процесами: зона переважної екзарації (*внутрішній шельф*, наближений до півострова), нерівномірної ерозії і акумуляції (*середній шельф*, острівний), зона переважної акумуляції (*зовнішній шельф* наближений до океану). Кожна зона має свої геоморфологічні особливості будови. (рис. 3.1.1.) [11, 98, 99].

Ширина північно-західної частини шельфу Антарктичного півострова в середньому становить 190-220 км. Його особливостями є блокова будова з мережею повздовжніх і поперечних жолобів, велика глибина (в середньому 500 м і до 1200 м в улоговинах) та зворотній нахил дна, до 1°, вбік півострова.

Внутрішній шельф (верхній) – це прибережна частина шириною 10-50 км, чітко обмежена зоною подовжнього розлому. Виражений горбистий рельєф із глибинами 200-300 м. Ця зона ускладнена великою кількістю позитивних форм рельєфу, що мають блокову будову. На цих мілководних ділянках зосереджені групи архіпелагів. Велика кількість дрібних островів і підводних скель послужила для назви внутрішнього шельфу "бугристим". Берег півострова порізаний мережею підводних долин (фіордів), до яких спускаються вивідні льодовики. Виділяють ділянки прикриті від океану ланцюгом островів та

відкриті ділянки прибережного шельфу. Донні відклади, за виключенням жолобів, розповсюджені слабо.

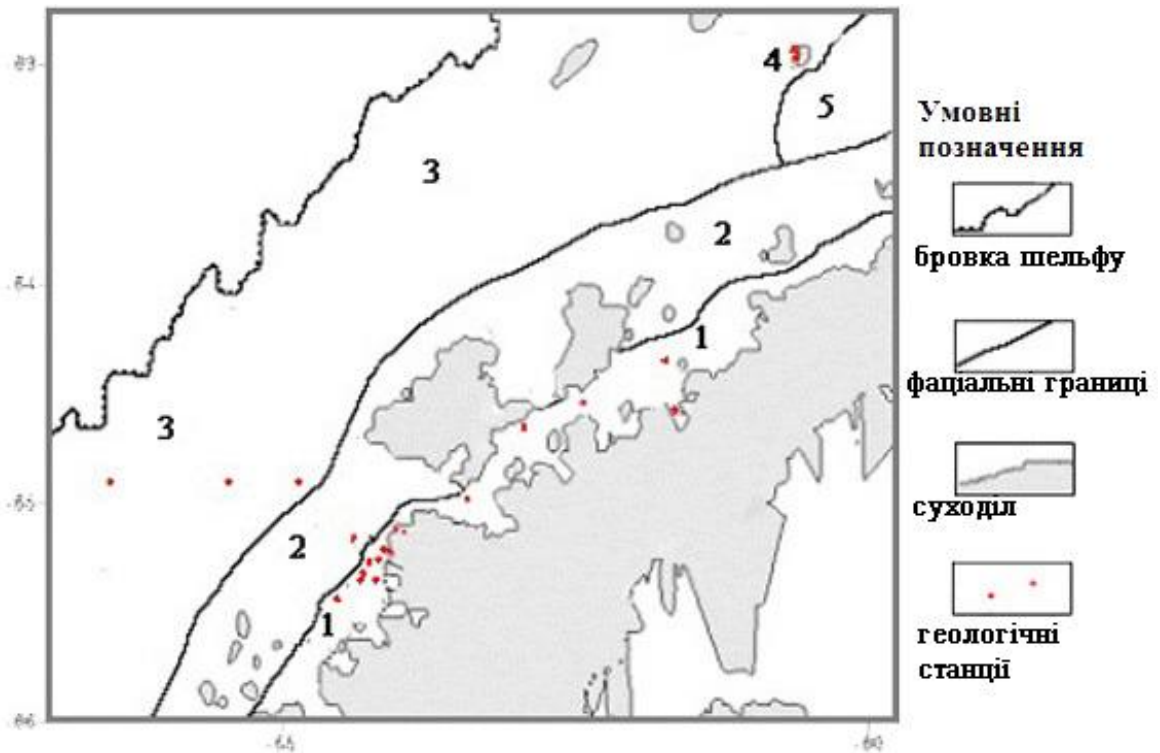


Рис. 3.1.1. Морфо-структурна (фаціальна) зональність західного шельфу Антарктичного півострова [11]. Фаціальні зони: **1** - внутрішній шельф, **2** - середній шельф, **3** - зовнішній шельф, **4** - затока кальдери вулкана Десепшн, **5** - протока Брансфілд.

Середній шельф (острівний) має ширину від 50 км до 100 км, обмежений крайовими жолобами і являється перехідною зоною між внутрішнім і зовнішнім шельфом. Рельєф цієї зони більш рівний у порівнянні з внутрішнім. Тут розвинуті мілководні ділянки, глибиною 100-200 м, котрі часто є цоколями острівних систем різного розміру (дрібних архіпелагів та окремих крупних островів).

У межах середнього та зовнішнього шельфу виділяється декілька великих тектонічних улоговин, витягнутих, як правило, вздовж півострова з північного сходу на південний захід. Глибини цих структур сягають 700-1200 м.

Зовнішній шельф охоплює велику область шириною 40-80 км, що має нахил у бік материка $0,5-1^\circ$. Тут виділяють ділянки як акумулятивних, так і структурних рівнин, поверхня котрих розташовані на глибинах 300-400 м. Спостерігаються позитивні форми рельєфу ізометричної форми, або у вигляді гряд з глибинами моря в 160 м та замкнуті улоговини з позначками понад – 500 м. Брівка шельфу проходить у межах глибин 350-450 м. Зовнішній край шельфу розсічений вершинами підводних долин континентального схилу.

Локальна зона – напівзакрита затоплена *затока кальдери вулкану Десептин*.

Для виділення та характеристики фаціальних зон дна та зональності поверхневих вод Світового океану активно використовуються різноманітні біомаркери. Діатомові водорості є однією з домінуючих груп мікропланктону, вони дуже чутливі до змін гідрологічних та океанографічних умов. Комплекси діатомових водоростей із морських донних відкладів успішно використовуються як основа для палеогеографічних реконструкцій в Антарктичному регіоні та хронології кліматичних подій кайнозою [100]. Різнофаціальні, таксономічно багаті та екологічно різноманітні, діатомові угруповання Антарктики є цінним матеріалом для статистичної обробки [84, 100, 101, 102].

Палеогеографічні та палеокліматичні реконструкції побудовані на аналізі зв'язку прижиттєвого розповсюдження діатомей з їх розподілом у сучасних осадках та на визначенні основних факторів, що впливають на видовий склад комплексів. Більшість морських видів діатомових має чітке зональне поширення і набуває масового розмноження в тій географічній зоні, де кожний конкретний вид знаходиться в оптимальних умовах. Ті види, що найбільш чутливі до зміни солоності, температури, глибини басейну, освітленості, гідродинаміки, трофності та інших фізико-хімічних параметрів і є важливими видами-індикаторами середовища існування та його окремих характеристик, або біомаркерами. Незважаючи на те, що останнім часом проводяться інтенсивні геологічні та палеогеографічні дослідження Південного океану,

відомості про характер розповсюдження діатомових комплексів у товщі донних відкладів залишаються фрагментарними, а таксономічний склад, екологічні характеристики, фаціальна приуроченість самих комплексів є недостатньо вивченими [12, 13, 14].

Для біофаціальної характеристики різних фаціальних зон північно-західного шельфу Антарктичного півострова за даними діатомового аналізу було досліджено 23 зразки поверхневих донних відкладів з різних його морфоструктурних зон (табл. 3.1.; 3.2.). Станції 04-52, 04-60, 04-61, 04-63, 04-65, 04-67 розташовані у протоці Пенола (Penola), що розділяє архіпелаг Аргентинські острови (islas Argentina) та Антарктичний півострів (дивись карту фактичноно матеріалу (рис. 2.1.1.)); 04-59 – в затоці Уїггінс (Wiggins); 04-57 – в затоці Жирард (Girard); 04-51 – в протоці Ламієр (Lamaiere); 04-64 – в протоці Грандідьєр (Grandidier); 04-53 – у Французькому каналі. Станції 04-54, 04-55, 04-56 віддалені від основного куща станцій в сторону відкритого океану. Станції 04-45, 04-46, 04-47, 04-48 – розташовані в протоці Жерлаш (Gerlache) між Антарктичним півостровом та островами Анверс (Anvers) та Брабант (Brabant). Станції 04-68 та 04-71 знаходяться в затоці острова Десепшн (Desception). Глибини моря в районах розташування більшості станцій коливаються в діапазоні 150-740 м. Станції K97-05, K97-06, K97-07 розташовані в межах мілководних міжострівних акваторій архіпелагу Аргентинських островів: K97-05 – на північному схилі архіпелагу, K97-06 – на вході в протоку між о. Галіндез та островами Грото-Корнер, K97-07 – між трьома островами – Бархани, Коваля і Шелтер-1. На цих станціях глибини моря становлять 33-47 м.

Зразки донних осадків літологічно представлені переважно однорідними зеленими та зеленувато-сірими, палево-зеленими пелітовими та алевропелітовими мулами з більшою або меншою кількістю домішок дрібнозернистого псамітового та жорствяно-гравійного матеріалу льодовикового походження, карбонатними та слабокарбонатними, інколи з черепашками двостулкових молюсків. Осадки зі станцій 04-68 та 04-71 темніші,

з більш бурим відтінком завдяки домішкам органічної речовини. Зразки порід зі станцій K97-05, K97-06, K97-07, 04-68 та 04-71 – безкарбонатні.

Таблиця 3.1.

Розташування станцій опробування донних осадків внутрішнього шельфу Антарктичного п-ва, відкритого до океану та особливості їх літологічної будови

№ станції	Глиб. моря (м)	Місце розташування станції	Особливості літологічної будови осадків
Відкритий до океану або прикритий дрібними островами			
04-51	490	Протока Ламієр на траверзі затоки Жирард	Мул палево-зелений алевро-пелітовий карбонатний з черепашками двостулкових
04-52	440	Протока Пенола на траверзі Французького каналу	Мул світло-зелений з палевим відтінком алевро-пелітовий слабокарбонатний
04-57	190	Протока Ламієр, затока Жирард	Мул палевий алевро-пелітовий слабокарбонатний
04-59	350	Протока Ламієр, центральна частина затоки Уїгінс (Wiggins)	Мул палево-зелений пелітовий карбонатний з численними черепашками
04-60	225	Протока Пенола	Мул жовтувато-зелений пелітовий слабокарбонатний
04-63	300	Протока Пенола	Мул світло-сірий з зеленкуватим відтінком алевро-пелітовий
04-64	380	Протока Грандідьєр	Мул сірий з зеленим відтінком пелітовий карбонатний
04-65	340	Протока Пенола, на захід від затоки Веддінгтон	Мул зеленувато-сірий пелітовий слабокарбонатний
04-67	287	Протока Пенола	Мул зеленувато-сірий пелітовий слабокарбонатний
Внутрішній шельф, мілководні цоколі			
04-61	150	Протока Пенола	Мул сірий, зеленкуватий алевро-пелітовий з домішками піску
Внутрішній шельф, міжострівні ділянки (архіпелаг Аргентинські острови)			
K97-05	47	Північний схил Аргентинських о-вів	Мул сіро-зелений алевропелітовий безкарбонатний
K97-06	33	між о. Галіндез та о-вами Грото-Корнер	Мул сіро-зелений алевропелітовий безкарбонатний
K97-07	47	Між о-вами Бархани, Коваля, Шелтер-1	Мул сіро-зелений алевропелітовий безкарбонатний

Поверхневі морські відклади району робіт містять велику кількість панцирів діатомових водоростей, що свідчить про значну продуктивність морської водної маси у весняно-літній сезон.

Таблиця 3.2.

Розташування станцій опробування донних осадків внутрішнього шельфу, відгородженого від океану, середнього та зовнішнього шельфу Антарктичного п-ва та особливості їх літологічної будови

№ станції	Глиб. моря (м)	Місце розташування станції	Особливості літологічної будови осадків
Внутрішній шельф, прибережні протоки, відгороджені від океану великими островами (о. Анверс, о. Брабант)			
04-45	470	Протока Жерлаш на траверзі затоки Шарлот (Garlota)	Мул оливковий пелітовий слабокарбонатний
04-46	464	Затока Шарлот	Мул палево-зелений, пелітовий, кременисті волокна, ледве помітна карбонатність
04-47	750	Протока Жерлаш на траверзі затоки Вільгельміна (Wilgelmina)	Мул палево-зелений, пелітовий слабокарбонатний
04-48	590	Протока Жерлаш	Мул палево-зелений пелітовий слабокарбонатний
Середній шельф			
04-53	450	Французький канал (західний вихід)	Мул сірувато-зелений пелітовий карбонатний
Зовнішній шельф			
04-54	465	Приострівна зона	Мул зеленкувато-оливковий пелітовий карбонатний
04-55	740	2-а зона розломів	Мул жовтувато-зелений пелітовий карбонатний
04-56	680	3-тя зона розломів	мул зеленувато-жовтий пелітовий карбонатний
Напівзакрита затоплена кальдера вулкану о. Десепшн			
04-68	157	Затока о. Десепшн	Мул темний буро-зелений до чорного алевро-пелітовий безкарбонатний
04-71	156	Затока о. Десепшн	Мул темний палевий пелітовий безкарбонатний

Комплекси діатомових з донних відкладів північно-західної частини Антарктичного півострова мають схожу таксономічну структуру (домінують приблизно 20 видів), відрізняючись лише кількісним співвідношенням видів діатомових. Основу екологічної структури більшості комплексів складають планктонні діатомові (80-90% всіх стулок на препарат), зменшуючись до 50% у мілководних приострівних комплексах (станції K97-05, K97-06, K97-07).

В асоціаціях помітно переважають холодноводний морський планктон та кріофіли, складаючи 50-70% від загальної кількості стулок. В групі домінантів холодноводний різновид *Thalassiosira antarctica* (T1), *Porosira glacialis*. та *P. pseudodenticulata*, *Actinocyclus actinochilus*, *Stellarima microtrias*, *Fragilariopsis curta* та *F. cylindrus*, представники роду *Chaetoceros*. Інші холодноводні та крижані діатомові менш чисельні і представлені *Eucampia antarctica* var. *recta*, *Podosira stelligera*, дуже різноманітним видовим складом роду *Fragilariopsis*. Домінантом більшості комплексів є прибережно-морський вид *T. antarctica*, кількість якого становить в середньому 40-45%, з мінімальним значенням 15% стулок у комплексах. Теплолюбивий різновид *T. antarctica* (T2) складає незначну частку комплексів. Види *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata* у комплексах в сумі складають 5-10%. Кількість неритичного *A. actinochilus* в середньому – 3-5%, в деяких пробах його кількість зменшується до 1% або збільшується майже до 10%. Вид *S. microtrias* наявний у діатомових комплексах донних відкладів у кількості 2-3%. Рід *Chaetoceros* представлений спорами покою, котрих 5-10%, Кількість в комплексах дрібних пенатних діатомових *F. curta* та *F. cylindrus* в сумі 1-2%.

Відкритоморські та океанічні види мають підпорядковане значення, складаючи 5-15% у препараті, збільшуючись до 25-35% у комплексах станцій 04-54, 04-55, 04-56, розташованих ближче в бік океану. Домінують два види, антагоністи крижаних умов: *Thalassiosira lentiginosa* та *Fragilariopsis kerguelensis*, які є ідентифікаторами позбавленого криги морського середовища. Вони мають товстостінні стулки і є основними постачальниками біогенного

опалу у відклади Південного океану [13]. Інших океанічних видів, таких як: *Odontella weissflogii*, *Thalassiosira gracilis*, *Thalassiothrix antarctica* – 1-3%. У незначній кількості зустрічаються *Thalassionema nitzschioides*, *Trichotoxon reinboldii*, *Thalassiosira oliveriana* та діатомові роду *Rhizosolenia*.

Кількість у комплексах тихопелагічних діатомових, представлених морським субліторальним видом *Paralia sol*, та епіфітів, представлених родом *Cocconeis*, які можуть зустрічатися і в планктоні, сильно коливається від часток відсотка на станціях, розташованих ближче до океану, до майже 18% в сумі у мілководних приострівних ділянках. Домінують тут: *C. fasciolata* та *C. costata*., інші представлені поодинокими стулками: *C. antiqua*, *C. californica* var. *kerquelenensis*, *C. infirmata*, *C. scutellum*, *C. distans*.

У представників бентосу спостерігається збільшення чисельності діатомових зі зменшенням глибини басейну, від повної відсутності до 30% стулок у комплексах.

В процесі підрахунку видового співвідношення діатомових асоціацій стала очевидною можливість об'єднання окремих комплексів у групи за таксономічними ознаками. Використання статистичних методів для характеристики розподілу діатомових у поверхневих відкладах Антарктики [84, 100] збільшує надійність висновків і зменшує суб'єктивну похибку результату. За допомогою кластерного аналізу (евклідова відстань (Euclidian distances)) вдалося виділити п'ять груп діатомових комплексів (кластер-груп), площадне розташування яких є закономірним і відповідає морфоструктурним зонам північно-західного шельфу Антарктичного півострова (рис. 3.1.2.). Кожна кластер-група має спільні риси у видовому складі, у співвідношенні чисельності видів та екологічній структурі комплексів.

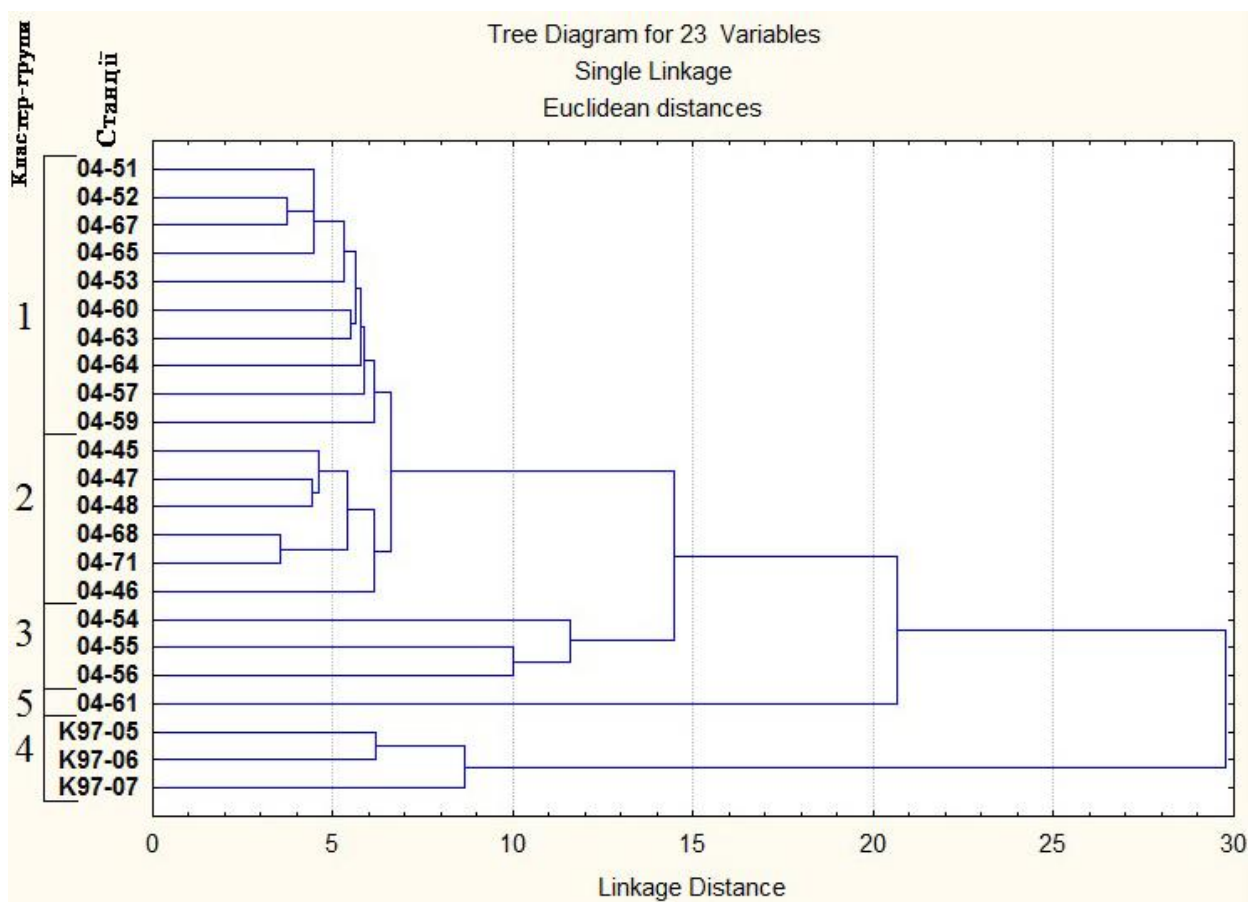


Рис. 3.1.2. Дендрограма результатів кластерного аналізу коефіцієнтів подібності видового складу діатомових комплексів поверхневих донних відкладів станцій, розташованих у різних морфоструктурних (фаціальних) зонах північно-західної частини шельфу Антарктичного півострова, з утворенням окремих кластер-груп

Кластер-група № 1 об'єднує діатомові комплекси з поверхневих відкладів десяти станцій: 04-51, 04-52, 04-53, 04-57, 04-59, 04-60, 04-63, 04-64, 04-65, 04-67. Станції розташовані у зоні верхнього (прибережного) та, частково, середнього (острівного) шельфу (станція 04-53). Ця зона відкрита до океану або прикрита дрібними островами, які не можуть бути суттєвою перепорою на шляху водних мас (рис. 3.1.3.). Глибини моря в межах розташування станцій варіюють в межах 225-450 м.

Основу комплексів складають представники холодноводного морського планктону та діатомові-кріофіли, кількість їх стулок у комплексах сягає 70-

75%. Домінує *T. antarctica* - 43-50% і, як було зазначено вище, майже повністю представлена холодноводним морфотипом. В сумі стулки *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata* у комплексах даної кластер-групи становлять 5-10% з перевагою *P. glacialis*. Вид *S. microtrias* присутній у кількості 2-4%. *A. actinochilus* становить в комплексах близько 4%. У зразках зі станцій, розташованих на відкритій до океану зоні прибережного шельфу, рід *Chaetoceros* представлений гіпноспорами в кількості 5-9%. Кількість різновиду *E. antarctica* var. *recta* тут становить 0,5-3%, видів *F. curta* та *F. cylindrus* у комплексах цієї кластер-групи – 1-3%, *F. obliquocostata* – до 1%, інших представників цього роду в сумі не більше 1%. Кількість відкритоморських та океанічних видів серед діатомових із відкладів внутрішнього шельфу становить 7-15%. Це субантарктичні *T. lentiginosa*, кількість стулок якої у зразках кластер-групи № 1 – 1,5-5%, та *F. kerguelensis*, що сягає 0,5-2,5%. Холодноводний океанічний вид *T. gracilis* складає 1-2%, більш теплолюбивий *Thalassiothrix antarctica* – 1-3%. Представники роду *Rhizosolenia* через їх притаманність океанічним водам зустрінуто лише в пробі 04-57 у кількості 2,4% (*R. styliformis*). Епіфіти представлені широким видовим різноманіттям роду *Cocconeis*, в загальній кількості до 3-7%. Домінують *C. fasciolata* Ehrh. та *C. costata* Greg. Тихопелагічний морський вид *P. sol* представлений в кількості 0,5-2%. Бентосні діатомові в сумі складають 2-5% (рис. 3.1.4.).

Кластер-група № 2 об'єднує діатомові комплекси із поверхневих морських відкладів чотирьох станцій: 04-45, 04-46, 04-47, 04-48, розташованих у прибережній зоні північно-західного шельфу Антарктичного півострова, відокремленій від океану островами Брабант, Анверс, та станцій 04-68 та 04-71, що розташовані у напівзакритій затоці затопленої кальдери вулкану Десепшн (рис. 3.1.3.). Глибини моря біля узбережжя Антарктичного півострова сягають 464-590 м. В кальдері о. Десепшн – 157 м.

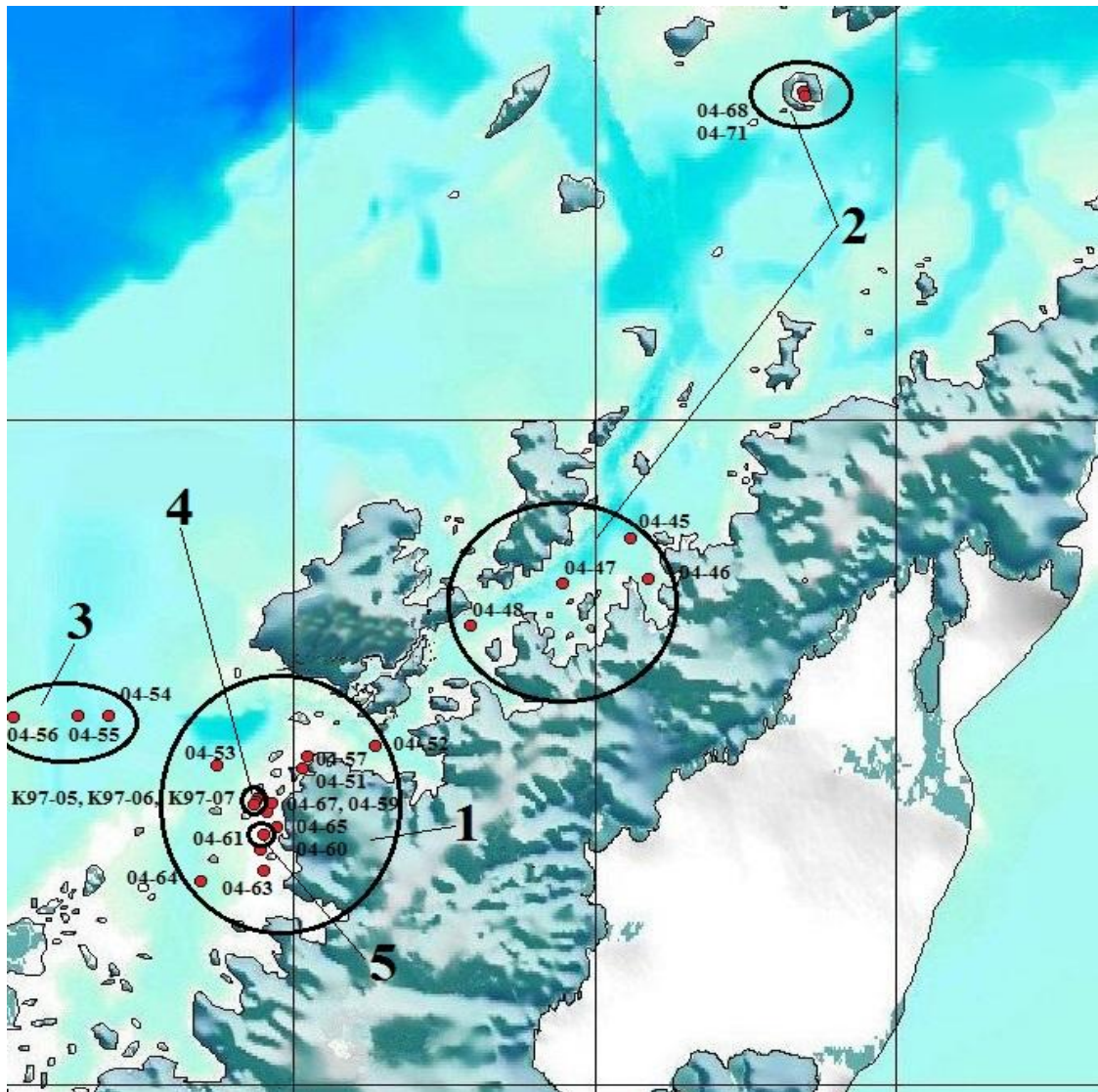


Рис. 3.1.3. Розподіл кластер-груп діатомових комплексів у донних відкладах північно-західного шельфу Антарктичного п-ва: 1 - внутрішнього та середнього шельфу, відкритих до океану, 2 - внутрішнього шельфу, прикритого від океану, та кальдери вулкану Десепши, 3 - зовнішнього шельфу, 4 - мілководного цоколю (внутрішній шельф), 5 - приострівних ділянок Аргентинських о-вів

Ця група за видовим складом та кількісним співвідношенням видів у комплексах схожа на описану вище кластер-групу № 1. Так само домінують холодноводні морські планктонні та криофільні діатомові, котрі мають чисельність 80-85%. *T. antarctica* складає приблизно половину стулок у комплексах, *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata* – 6-14%, *S. microtrias* – 4-9%,

A. actinochilus – 4-5,5%. *F. curta* та *F. cylindrus* в сумі 0,5% в зразках біля узбережжя Антарктичного півострова і 2-2,5% в затоці кальдери о. Десепшн. Інших кріофільних представників цього роду незначна кількість. Значна частка гіпноспор *Chaetoceros* – до 10-15% в комплексах прибережних проб та 7% в кальдері. Вид *Eucampia antarctica* var. *recta* зазвичай притаманний відкритим водам, тому тут майже відсутній. Кількість відкритоморських та океанічних видів у діатомових комплексах кластер-групи № 2 становить 5-7%. Більше одного відсотка складають стулки *T. lentiginosa* – 1-1,5%, та *F. kerguelensis* – 1-2%. Інших видів, притаманних відкритим морським та океанічним водам, не більше 1%, або вони представлені у комплексах поодинокими стулками. Збільшення глибини басейну позначається й на зменшенні кількості діатомових, чиє життя пов'язане з субстратом. Епіфіти роду *Cocconeis* присутні в кількості 2,5-5%, тихопелагічний морський вид *P. sol* – 0,5-1,5%. Бентосних діатомових в осадах вздовж Антарктичного півострова незначна частка – 1,5-2,5%, в затопленій кальдері вулкану Десепшн понад – 3-4% (рис. 3.1.4.).

Кластер-група № 3. Об'єднує діатомові комплекси трьох станцій: 04-54, 04-55, 04-56, розташованих на захід від Аргентинських островів у бік океану і приурочених до зовнішнього шельфу північно-західної частини Антарктичного півострова (рис. 3.1.3.). Глибина моря в місцях відбору проб – 465-740 м. В осадах відмічається суттєво менша кількість теригенного матеріалу, стулки діатомових добре збережені, часто зберігаються цілі панцири. Кластер-група цієї фаціальної зони характеризується зменшенням кількості холодноводного морського планктону до 55-60%, збільшенням частки океанічних видів до 27-35% та майже повною відсутністю бентосу (0-1,76%), тихопелагічних та епіфітів (0,65-2,5%). Серед холодноводного морського планктону та кріофілів кількість *T. antarctica* становить 20-30%, *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata* до 4%, *S. microtrias* – 3,5-4,5%, *A. actinochilus* – 5-5,5%, *F. curta* та *F. cylindrus* – 2-5,5%, *E. antarctica* var. *recta* – 4-7%. Окрім гіпноспор роду *Chaetoceros*, яких присутньо 5-8%, зустрічаються поодинокі стулки вегетативних клітин

C. criophilum Castr., *C. dictyota* Ehr. Порівняно з іншими кластер-групами вище видове різноманіття та кількість відкритоморських та океанічних видів. Кількість океанічної *T. lentiginosa* становить 2-4%. В бік океану у відкладах відмічається збільшення кількості стулок *F. kerguelensis* з 3% до 10%. По відношенню до інших кластер-груп збільшується кількість *T. gracilis* – 3%. Суттєво зростає число Rhizosolenia – до 4,5-7,5%, представлених видами *R. antennata* та *R. styliformis*. Майже відсутній в комплексах інших кластер-груп океанічний вид *O. weissflogii* тут сягає максимальної позначки 6%. Теплолюбивий *Thalassiothrix antarctica* становить 2,5-3,5%, *T. nitzschoides* – 1-1,2%. Зафіксовані поодинокі стулки океанічних діатомових роду *Asteromphalus* (рис. 3.1.4.).

Кластер-групу № 4 представляють діатомові комплекси трьох станцій: K97-05, K97-06, K97-07, розташованих у межах внутрішнього шельфу на мілководних морських приострівних ділянках Аргентинських островів (рис. 3.1.3.). Глибини станцій 33-47 м. Як і у інших кластер-групах, приурочених до прибережного шельфу, в даній домінують холодноводні морські планктонні діатомові та кріофіти, хоча й у дещо меншій кількості – 44-48%. Натомість, число діатомових, що тяжіють до прибережної пакової криги, залишилось незмінним або дещо збільшилось: кількість *P. glacialis* у комплексах складає 8-11%. Частка холодноводних видів дещо зменшилась. Кількість стулок *T. antarctica* в комплексах становить близько 20%, *Chaetoceros* – 3-5%, *A. actinochilus* – 1-1,5%, поодинокі зустрічається *S. microtrias*, на відміну від більш глибоких ділянок повністю відсутній *E. antarctica* var. *recta*. Кількість *F. curta* та *F. cylindrus* – 0,6-2,5%. Субантарктичних відкритоморських та океанічних видів зустрінуто 4,5-6,5%. Значно збільшена кількість діатомових, життя яких пов'язане з субстратом – 39,5-48%. Серед них тихопелагічний вид *P. sol*, 2-3% від загальної кількості стулок у комплексі, епіфітів *Cocconeis* – 13%, бентосних видів – 25-30%. Серед бентосу домінують представники роду *Amphora* – 15-25%. Серед них морські: *A. racovitzae* – 10-

17%. *A. proteus* – 2-4%, прісноводні: *A. ovalis* – 1-3%, *A. veneta* – близько 1% (рис. 3.1.4.).

Кластер-групу № 5 представлено одним діатомовим комплексом станції 04-61, що розташована на південь від Аргентинських островів. Територіально вона знаходиться серед станцій кластер-групи № 1, що приурочені до зони середнього та внутрішнього відкритого до океану шельфу, але її розміщення припадає на мілководний міжострівний цоколь (рис. 3.1.3.). Глибина станції становить 150 м. Літологічні відмінності: в осадах даної станції відмічається більша кількість піщаного матеріалу, ніж в інших.

Діатомові комплекси станції 04-61 та кластер-групи № 1 за видовим складом майже однакові, але вирізняються за кількісним співвідношенням видів. Ця група характеризується поганою збереженістю діатомових: тонкостінні та крупні стулки представлені фрагментарно, грубопанцирні часто обламани по краю, що свідчить про значну турбулентність води (на кшталт хвилеприбійної діяльності). Більша частка діатомей у комплексах представлена холодноводними морськими планктонними та кріофільними видами – до 57%. порівняно з кластер групою № 1, зменшилася частка холодноводного виду *T. antarctica* – 19,3% від загального числа стулок у комплексі. Натомість кількість деяких кріофілів збільшилася: *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata* в сумі до 13%, *S. microtrias* – 7%, *A. actinochilus* – до 9,5%. Суттєво збільшилась кількість такої крижаної діатомової, як *P. stelligera* майже до 5%, кількість якої у комплексах з інших станцій рідко перевищувала один відсоток. Гіпноспори роду *Chaetoceros* становлять 2,5%, дрібні стулки *F. curta* та *F. cylindrus* – не більше 1%. *E. antarctica* var. *recta* також 1%. Кількість відкритоморських та океанічних видів у діатомових комплексах станції 04-61 становить близько 10%. Грубопанцирного *F. kerguelensis* – 1,4%, інших представників антарктичного океанічного планктону не більше 1% кожного виду. Натомість зменшення глибини станції відбилося на збільшенні чисельності

тихопелагічних видів: кількість стулок *P. sol* сягає позначки 7,5%, епіфітів – майже 12,5%, бентосних діатомових – майже 6% (рис. 3.1.4.).

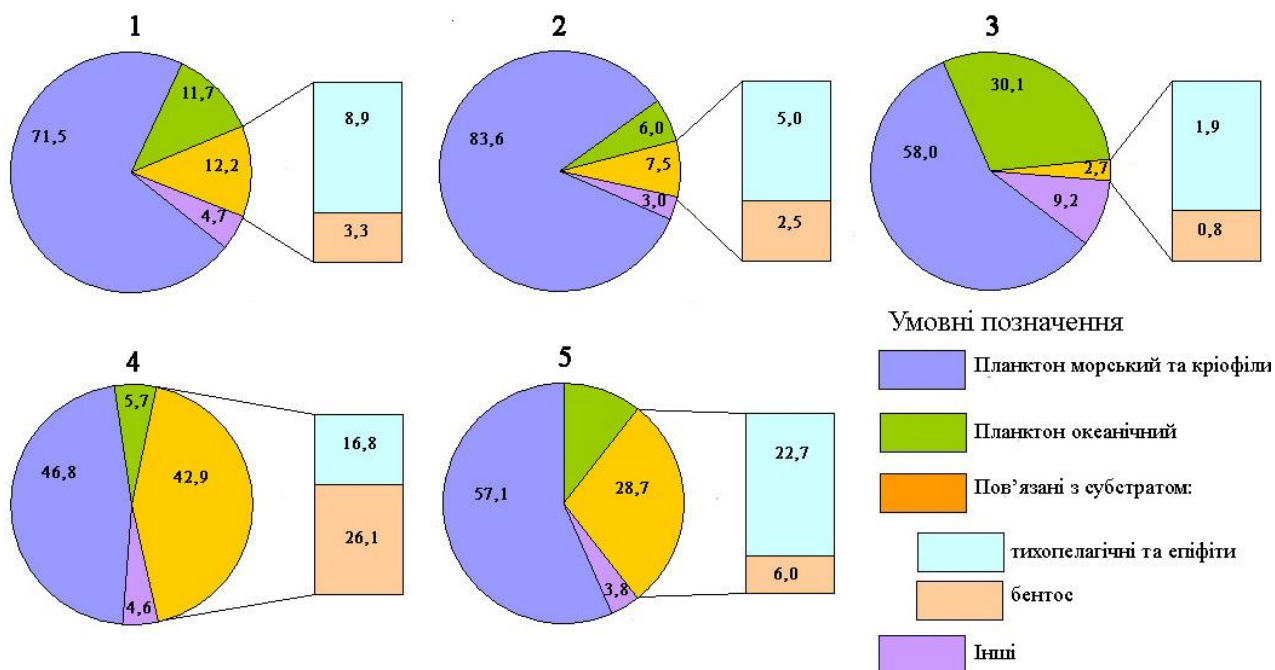


Рис. 3.1.4. Усереднені значення розподілу (%) екологічних груп діатомових у різних кластер-групах відповідно до фаціальних зон шельфу. *Кластер-групи діатомових комплексів*: 1 - внутрішнього та середнього шельфу, відкритого до океану, 2 - внутрішнього шельфу, закритого від океану островами та затоки о. Десепшн, 3 - зовнішнього шельфу, 4 - приострівних ділянок (внутрішній шельф), 5 - мілководних цоколів (внутрішній шельф)

Біофаціальна характеристика поверхневих відкладів різних морфоструктурних зон північно-західного шельфу Антарктичного півострова (за діатомовими) показала наступні закономірності.

В межах внутрішнього шельфу, відкритого до океану або прикритого дрібними островами [98, 99], та граничних ділянок середнього шельфу глибини моря в місцях відбору проб становлять 225-450 м. Ці ділянки об'єднані кластер-групою діатомових комплексів № 1 (рис. 3.1.3.), для якої характерне домінування морського холодноводного планктону та кріофільних видів (в середньому частка у комплексах 71,5%). Серед них чисельно переважає

T. antarctica (T1), кількість інших видів даної екологічної групи коливається від 10% до 0,5%. Частка відкритоморських та океанічних видів у комплексах в середньому становить 11,7%. Епіфітів та тихопелагічних діатомових в сумі близько 9%, Бентосних – 3,3%. Аналіз видового складу та екологічної структури діатомових комплексів цієї кластер-групи свідчить про суворі морські умови під час їх формування: наявність щільного крижаного покриву щонайменше 7-8 місяців на рік, стратифіковану водну масу та часткове розпріснення поверхневої води внаслідок танення криги навесні, температуру поверхневого шару морської води під час сезону вегетації діатомових становила від $-1,5^{\circ}\text{C}$ до $+3^{\circ}\text{C}$ із середньолітніми значеннями від $-0,5^{\circ}\text{C}$ до $+1,5^{\circ}\text{C}$, велику кількість дрейфуючої криги протягом усього літнього сезону. Низька кількість бентосних та напівбентосних діатомових у комплексах свідчить про глибини моря більше 150 м, котрі недостатні для існування бентосних фотосинтезуючих водоростей. Непошкоджені стулки, цілі панцири та велика кількість тонкостінних стулок свідчить про доволі спокійні гідрологічні умови, відсутність сильних течій та турбулентностей [103]. Можна припустити можливість, проникнення по глибоководним улоговинам до узбережжя приливних течій, що несуть більш теплу океанічну воду. На це вказує наявність в комплексі станції 04-57, яка розташована на траверзі глибоководної западини Палмера (Palmer Deep), дещо більшої кількості субантарктичних океанічних видів, порівняно з комплексами даної кластер-групи.

В межах внутрішнього шельфу, відокремленого від океану великими островами [98, 99] Брабант та Анверс глибини моря у місцях відбору проб (464-590 м) обумовлені улоговинами, що контролюються повздожньою зоною розломів паралельною узбережжю Антарктичного п-ва. Станції у напівзакритій затоці затопленої кальдери вулкану Десепшн мають глибини моря – 156-157 м. Ці морфоструктурні зони охарактеризовані кластер-групою діатомових комплексів № 2 (рис. 3.1.3.). Група характеризується домінуванням

холодноводних морських планктонних та кріофільних видів, що складають частку в середньому до 84%. Переважає *T. antarctica* (T1). Частка субантарктичного океанічного планктону сягає близько 6%. Великі глибини цієї ділянки басейну позначаються на зменшенні кількості діатомових, чиє життя пов'язане з субстратом: епіфітів та тихопелагічних в середньому міститься 5%, стулок бентосних діатомових близько 2,5% (рис. 3.1.5.). Загалом комплекси кластер-групи № 2 за видовим складом та співвідношенням видів подібні до комплексів кластер-групи № 1. Відмінність полягає у збільшенні відсотка холодноводних діатомових, за рахунок скорочення інших екологічних груп. Можна припустити, що і палеогеографічні умови під час накопичення поверхневого шару донних відкладів були майже схожими. Але у комплексах станцій розташованих вздовж Антарктичного п-ва привертає увагу підвищена кількість гіпноспор *Chaetoceros* – до 15%, порівняно з іншими станціями. Відомо що, після сезону вегетації масове утворення гіпноспор пояснюється нестачею поживних речовин [104, 105, 106], хоча нестача поживних речовин не є характерною для антарктичних вод. Так у планктонних асоціаціях протоки Жерлаш, спостерігається підвищена кількість діатомових роду *Chaetoceros* порівняно з сусідніми акваторіями [46, 107]. Причиною, на нашу думку, і є саме ізоляція протоки від відкритих частин моря островами Анверс та Брансфілд, що приводить до ускладнення водообміну і поступанню поживних речовин з відкритих ділянок. Обмежений водообмін є причиною майже повної відсутності у діатомових комплексах океанічного планктону. Також, у комплексах станцій 04-69 та 04-71, спостерігається невелике збільшення кількості теплолюбивих видів, що пояснюється більш північним розташуванням станцій, у напівзатопленій морем кальдері досі активного вулкану о. Десепшн [108].

На міжострівних цокольних ділянках [98, 99] відкритої частини внутрішнього шельфу глибина моря в місті відбору проби становит близько 150 м. у цій морфоструктурній зоні досліджено відклади однієї станції та виділено кластер-групу № 5 (рис. 3.1.3.). У осадках відмічається значна

кількість теригенного матеріалу, відмічається погана збереженість діатомових, тонкостінні та крупні стулки фрагментовані, грубопанцирні часто обламані по краю. Більшу частку в комплексах складає холодноводний морський планктон з кріофільними видами – до 57%. Відкритоморські та океанічні види становлять близько 10%. Зі зменшенням глибини моря, збільшується частка видів, існування яких пов'язане із субстратом: кількість тихопелагічних зростає до 7,5%, епіфітів – майже 12,5%, а бентосу до 6% (рис. 3.1.5.). Фрагментарність стулок та збільшена кількість товстостінних стулок неоднозначно вказує на сильну турбулентність води, скоріше за все обумовлену активною дією хвиль. На це вказує збільшення кількості у комплексах тихопелагічного виду *P. sol*, у якої будова стулок та з'єднання панцирів у ланцюжкоподібну колонію пристосовані до ударів хвиль. Також цей вид віддає перевагу більш піщаним ґрунтам, що підтверджується літологічним складом донного осаду, в якому відмічається значна кількість піщаного та алевритистого матеріалу. Характерно, що в комплексі є збільшена кількість діатомових – індикаторів нещільної та дрейфуючої морської криги, в порівнянні з іншими станціями. Можна зробити висновок, що станція розташована на траверзі дрейфуючої криги з вивідних льодовиків Антарктичного півострова, яка присутньої протягом антарктичного літа. Під час її танення та руйнації хвилями, донні відклади збагачуються стулками кріофільних діатомей.

Діатомові комплекси мілководних приострівних ділянок [98, 99] розташовані в межах внутрішнього шельфу архіпелагу Аргентинські острови представлені кластер-групою № 4 (рис. 3.1.3.). Глибини моря на данній ділянці сягає 33-47 м. Як і в інших комплексах із відкладів прибережного шельфу, серед планктонних діатомових домінують морські холодноводні та кріофіли – 44-48%. Субантарктичних відкритоморських та океанічних видів – 4,5-6,5%. Незначні глибини моря дали змогу тут розвиватись видам, життя яких пов'язане з субстратом, їх частка в комплексах становить до 39,5-48%. В тому числі тихопелагічних – 2-3%, епіфітів – 13% та бентосу – 25-30% (рис. 3.1.5.). Серед

бентосних діатомових відмічається присутність *A. ovalis* та *A. veneta*, розповсюджених у прісноводних та солоноватоводних озерах на Антарктичному континенті та прилеглих островах [96]. Острів Галіндез та інші острови архіпелагу рясніють великою кількістю невеличких озер, що промерзають зимою до дна [109]. Нерідко діатомові з цих озер разом з кригою заносяться в морські умови, де вони існують у неглибоких прибережних ділянках у розпрісеній воді завдяки таненню криги.

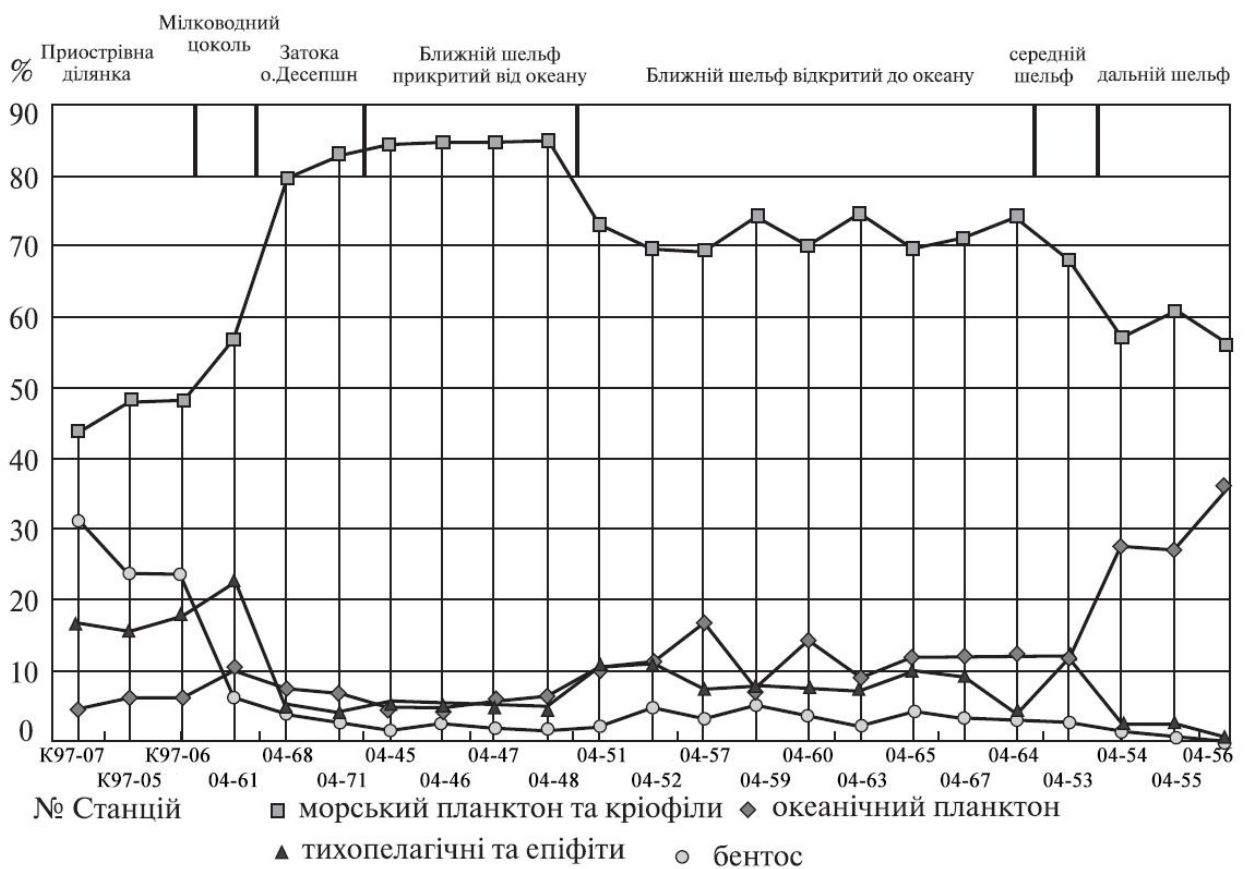


Рис. 3.1.5. Розповсюдження екологічних груп діатомових водоростей у комплексах залежно від фаціальних зон північно-західного шельфу

Антарктичного півострова

Середній шельф [59, 60] опробований лише однією станцією, розташованою майже на межі з внутрішнім шельфом, відкритим до океану, яка входить до кластер-групи № 1 (рис. 3.1.3.). Діатомовий комплекс має близький видовий склад до комплексів відкритого до океану внутрішнього шельфу. Є

підстави припускати, що угруповання середнього шельфу формуються як перехідні між внутрішнім та зовнішнім шельфом.

На зовнішньому шельфі [59, 60] північно-західної частини Антарктичного півострова в місцях відбору зразків глибини моря становлять 465-740 м. Ця ділянка представлена кластер-групою діатомових комплексів № 3 (рис. 3.1.3.). Порівняно з більш мілководними районами, наближених до узбережжя Антарктичного п-ва, тут серед діатомових суттєво збільшується частка субантарктичного планктону (до 27-35%) за рахунок пропорційного зменшення холодноводного морського, а також кріофілів (55-60%). Це свідчить про вищі температури води під час вегетації мікрофітопланктону, що обумовлено впливом більш теплих океанічних вод. Значні глибини не сприяють розвитку видів, розвиток яких пов'язаний з субстратом, тому їх кількість у комплексах незначна. Бентос майже повністю відсутній, або становить 1,76%, тихопелагічні види та епіфіти – 0,65-2,5% (рис. 3.1.5.). Такі зміни у складі діатомових комплексів обумовлені, перш за все, збільшенням впливу більш теплих океанічних водних мас, а саме південним відгалуженням АЦТ, що проходить саме вздовж шельфу північно-західної частини Антарктичного п-ва.

За аналізом таксономічного складу та екологічної структури діатомових комплексів із морських поверхневих відкладів шельфу північно-західної частини Антарктичного п-ва можна зробити висновки, що під час формування поверхневого шару відкладів палеогеографічні обстановки в межах вивчених ділянок були близькими до сучасних. Вивчення фаціальних умов шельфу Антарктичного півострова показало, що простежується пряма залежність між морфоструктурними зонами, виділеними на основі структурно-тектонічних і геоморфологічних особливостей регіону, та таксономічним складом діатомових водоростей із поверхневих донних осадків відповідних областей. Для кожної зони шельфу характерні угруповання кремневих мікрофосилій із своєрідним співвідношенням окремих видів і особливою екологічною структурою, що обумовлено тими факторами середовища, які й визначають біофаціальну

характеристику шельфу. Видовий розподіл діатомових у комплексах контролюється низкою факторів, основними з яких є температура поверхневої води, відстань від узбережжя, відкритість району до океану (впливає на трофність середовища), глибина басейну, крижаний режим, гідродинаміка вод тощо.

Діатомові дослідженої ділянки свідчать про нормальну солоність морського басейну дослідженого району та часткове розпріснення поверхневої водної маси під час танення криги навесні, що спричиняє утворення пікноклину та стратифікацію водної товщі, що, власне, і обумовлює масовий розвиток фітопланктону. Значні глибини моря не дають змоги повноцінно розвиватися видам, життя котрих пов'язане із субстратом. З глибини менше 150 м. починає помітно зростати частка тихопелагічних видів, а на глибинах 50 м і менше різко збільшується частка бентосних діатомових та епіфітів. Домінування холодноводного морського планктону та кріофільних видів діатомових, мала або підпорядкована кількість більш теплолюбивого відкритоморського та океанічного субантарктичного планктону вказує на суворі морські умови: наявність щільного крижаного покриву щонайменше 7-8 місяців на рік, температуру поверхневого шару морської води під час сезону вегетації діатомових становила від $-1,5^{\circ}\text{C}$ до $+3^{\circ}\text{C}$ із середньолітніми значеннями від $-0,5^{\circ}\text{C}$ до $+1,5^{\circ}\text{C}$, велику кількість дрейфуючої криги протягом усього літнього сезону. В бік океану відмічається деяке збільшення температури поверхні води. Діагностуються доволі спокійні гідродинамічні умови та відсутність сильних течій. Спостерігається слабкий вплив океану, котрий сильно зменшується на ділянках внутрішнього шельфу прикритих крупними островами, внаслідок ускладненого водообміну. Можна припустити проникнення по глибоководним улоговинам до узбережжя приливних течій, які приносять більш теплу океанічну воду. На відкритих ділянках з глибинами менше за 150 м. відчувається турбулентність води, спричиненою дією хвиль. Можливі часті шторми. Приострівні ділянки з глибинами менше 50 м є захищеними від дії

хвиль. Навесні поверхнева морська вода зазнає розпріснення за рахунок криги що тоне. Легка прісна, але холодна вода що знаходиться вище важчої солоної, але теплішої води, спричиняє утворення так званого термоклину (піноклину), розшарованої (стратифікованої) товщі води, яка обумовлює вибух вегетації фітопланктону в тому числі і діатомових водоростей. Таксономічно різноманітні та кількісно багаті діатомові комплекси з донних відкладів Антарктичного п-ва, свідчать про високу продуктивність вод.

3.2. Палеогеографічні обставини пізнього голоцену у південній частині протоки Дрейка (район острова Мордвінова)

Для дослідження змін палеогеографічних обставин протягом верхнього голоцену найбільш відкритої до океану крайньої північної частини акваторії Антарктичного п-ву, нами була досліджена колонка K98-09, розташована у південній частині протоки Дрейка на північний захід від о-ва Мордвінова (Елефант), який відноситься до архіпелагу Південні Шетландські о-ви (рис. 3.2.1.). О-в Мордвінова відокремлений від Антарктичного п-ва протокою Брансфілд, а від Південної Америки – протокою Дрейка. Глибина моря у місці розташування станції сягає 1227 м, довжина колонки донних осадків 0,45 м. Було досліджено 15 зразків через кожні 3 см.

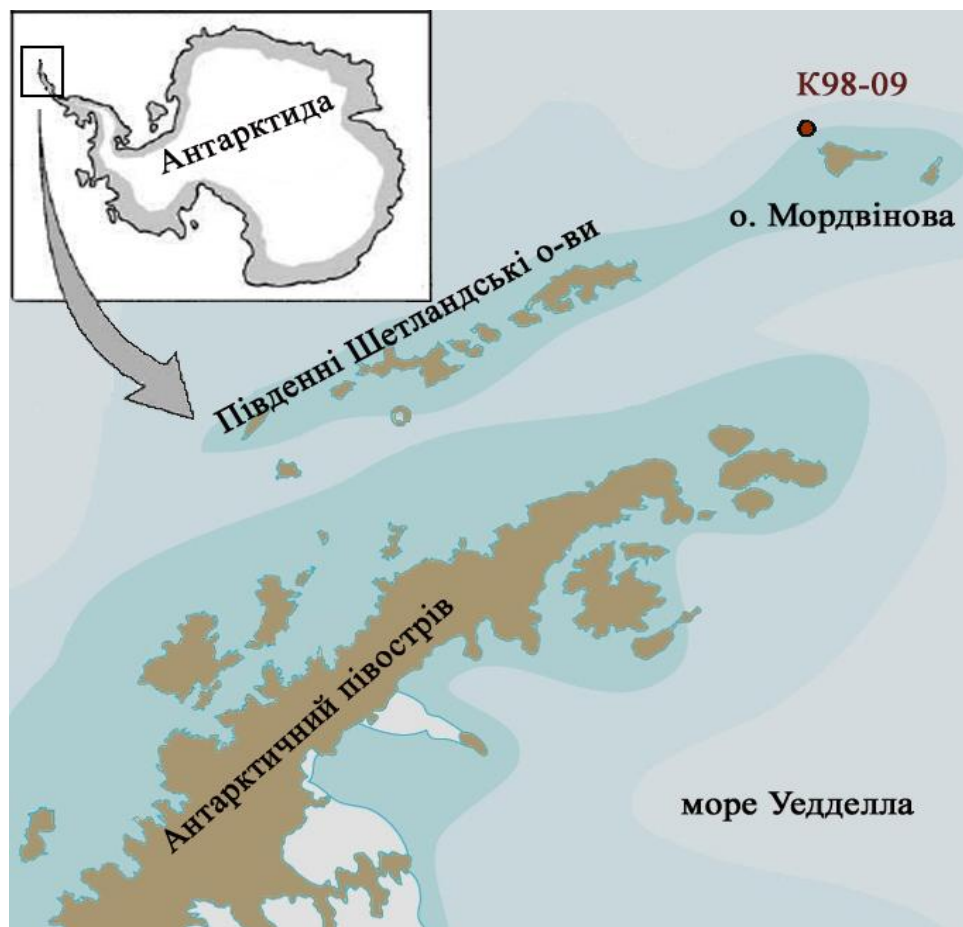


Рис. 3.2.1. Схема району робіт з розташуванням станції K98-09

Особливості літологічного складу осадків представлені у таблиці 3.3. В цілому колонка представлена світло-сірими з буро-зеленим відтінком глинистими алевритами з домішками псамітового матеріалу, дрібного гравію кристалічних порід. Між літологічними різницями порід перехід плавний, межі нечіткі. Верхній шар, 0-3 см, – сучасний пухкий слабокарбонатний осадок з підвищеним вмістом пелітової фракції. На рівнях 18-24 см і 30-39 см бурий відтінок порід обумовлений, напевно, вмістом оксидів і гідроксидів заліза в цементі, з підсиленням бурого збільшується міцність цементації породи. На цих рівнях збільшується частка псамітового й гравійного матеріалу.

Діатомові комплекси з усіх інтервалів колонки мають схожий таксономічний склад з однаковими групами домінантних видів, відрізняючись лише їх співвідношенням. Через значні глибини моря (>1200 м), діатомові, життя яких пов'язане із субстратом, майже відсутні. Більшість видів, що складають комплекси, за своїми екологічними перевагами є індикаторами або антагоністами льодового режиму [12, 13]. В структурі комплексів спостерігається дві домінуючі екологічні групи, котрі в суммі складають 90-95% комплексів: 1) антарктичний морський планктон і кріофіли, що існують в холодних водах, насичених льодом при низьких або нижчих за 0°C температурах; 2) субантарктичні океанічні і відкритоморські види, що мешкають при більш високих температурах в водах, позбавлених криги. Відсоткове співвідношення даних екогруп діатомових водоростей у комплексах та його зміни по колонці наведено на рис. 3.2.2. Видно, що їх вміст на різних рівнях взаємопротилежний. Виділяються піки домінування арктичних діатомових на рівнях 30-39 см та 18-27 см. В інтервалах 42-45 см, 27-30 см, 0-9 см відмічається збільшення частки океанічних видів. В інтервалах 9-18 см, 39-42 см зафіксовано приблизно рівні частки даних екологічних груп у діатомових комплексах. Такі коливання вмісту холодно- та умовнотепловодних діатомових пов'язано зі змінами температури поверхневої води та крижаного режиму. Піки домінування холодноводних морських видів співпадають зі збільшенням у

вміщуючих породах гравійних і піщаних домішок, що свідчить про збільшення надходження до осаду теригенного матеріалу з розвантаженням айсбергів.

Таблиця 3.3.

Літологічний опис порід колонки станції K98-09

Інтервал колонки (см)	Літологічна характеристика горизонту	Інтервал опробування (см)
0-3	Глина слабокарбонатна світло-сіра з легким зеленкуватим відтінком, з домішкою алевритової та псамітової фракцій, одиничних зерен гравію кварцу і кристалічних порід. Порода незцементована, пухка.	0-3
3-18	Світло-сірий із зеленкуватим відтінком глинистий алеврит з домішкою псамітового й дрібногравійного матеріалу, безкарбонатний, слабого ступеня цементації.	3-6
		6-9
		9-12
		12-15
		15-18
18-24	Сірий із зеленкувато-бурим відтінком слабоглинистий алеврит зі значною домішкою псамітового й гравійного матеріалу. Порода безкарбонатна, міцна, грудкувата.	18-21
		21-24
24-30	Світло-сірий з бурувато-зеленим відтінком слабоглинистий алеврит з домішкою псамітового й дрібногравійного матеріалу. Порода міцна, безкарбонатна.	24-27
		27-30
30-39	Алеврит слабоглинистий сірого кольору з бурим відтінком, з домішкою псамітового й гравійного матеріалу. Порода дуже міцна, безкарбонатна.	30-33
		33-36
		36-39
39-45	Алеврит глинистий безкарбонатний сірого кольору із зеленкувато-бурим відтінком, з домішкою псамітового матеріалу та одиничними зернами гравію. Порода міцна.	39-42
		42-45

У групі антарктичного морського планктону домінує холодноводний різновид *Thalassiosira antarctica* (T1), частка якого в комплексах від 10% до 20%. Також присутні гіпноспори *Chaetoceros* (3-10%) та види *Porosira glacialis* (0,5-4%), *Fragilariopsis curta* (0,5-4,5%), *F. cylindrus* (Grun.) Krieger (0,5-3,5%), *Actinocyclus actinochilus* (0,5-7,5%), *Stellarima microtrias* (1-2%). У холодних насичених кригою, водах існує океанічний вид *Eucampia antarctica* var *recta*, частка якого в комплексах становить 2,5-13%. У цілому, кількість холодноводних видів у комплексах змінюється від 30% до 60%.

У групі більш теплолюбивих, як правило, океанічних, субантарктичних видів – антагоністів льодових умов домінує *Fragilariopsis kerguelensis* з часткою 10-25%. Присутні також *Thalassiosira lentiginosa* (2-7%), *T. gracilis* var *gracilis*, теплолюбивий різновид *T. antarctica* (T2) (2-8%), *Thalassiothrix antarctica* (2-6%), *Eucampia antarctica* var *antarctica* (1-6%), *Odontella weissflogii* (0-3%), *Rhizosolenia styliformis* (0-2,5%). Частка представників цієї екологічної групи від 30% до 60%.

Близько 5-10% – планктонні види-індиференти, що існують у широкому діапазоні температур. Частка в комплексах кожного з видів цієї групи незначна. На деяких рівнях зустрінуто одиничні перевідкладені стулки виду *Actinocyclus ingens*, що тепер не існує.

Слід відмітити, що по всій довжині колонки у діатомових комплексах домінують грубопанцирні види *T. antarctica* і *F. kerguelensis*, стулки яких стійкі до розчинення й добре накопичуються в донних відкладах. При використанні діатомового аналізу для вивчення осадків полярних областей потрібно враховувати, що лише частина стулок планктонних діатомових потрапляє до осадку; для Антарктичних вод це близько 10% [110]. Найбільш стійкими є грубі панцири з товстими стінками, в той час як ніжні й тонкі стулки, як правило, розчиняються при опусканні через товщу води. Цей факт змінює співвідношення видів у викопних комплексах порівняно з живими асоціаціями, що треба враховувати при палеогеографічних побудовах. Однак, збережені

види все ж забезпечують доволі точне уявлення про палеообстановки [111]. Підвищена концентрація грубих стулок діатомових у морських відкладах може свідчити про сильні придонні течії.

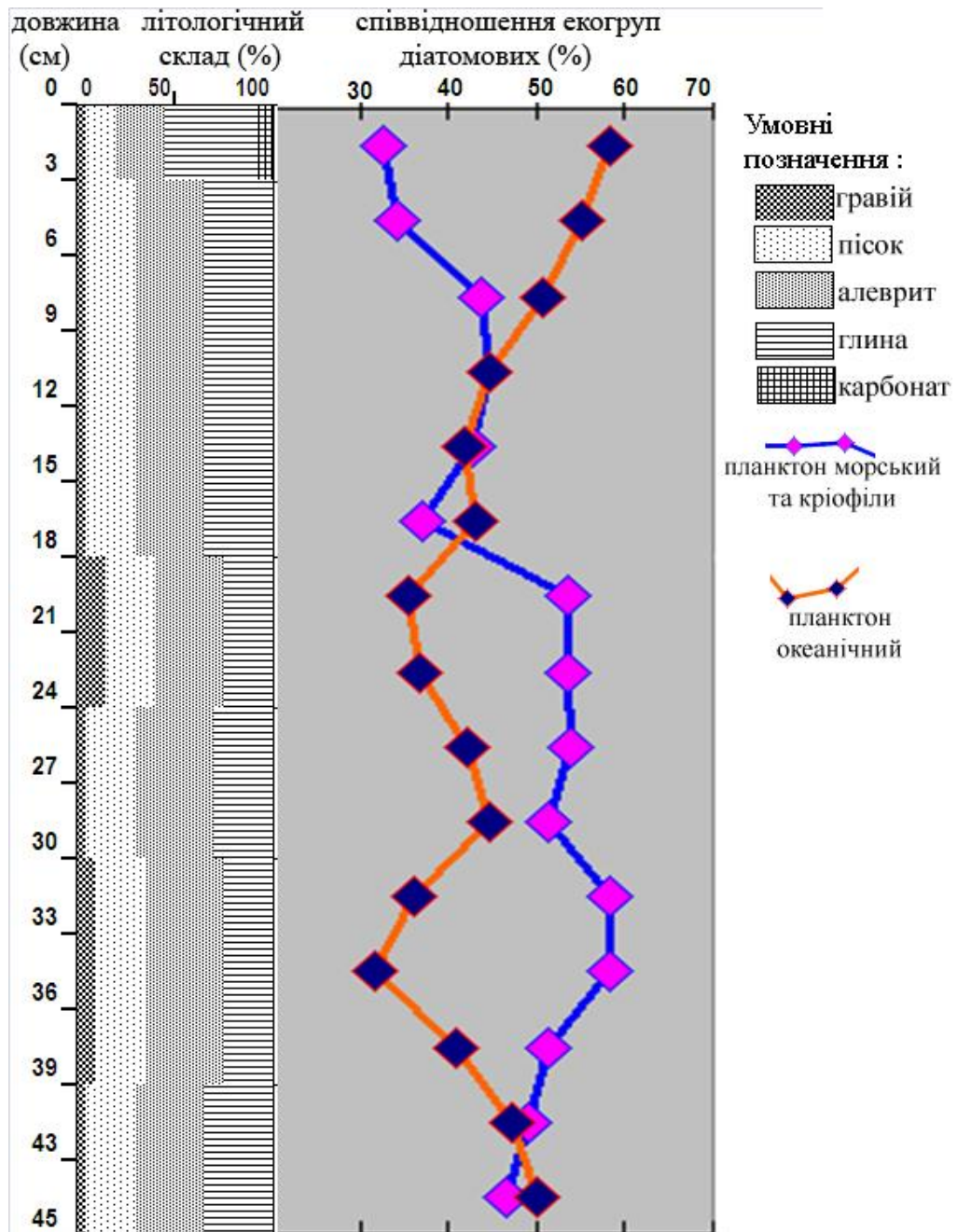


Рис. 3.2.2. Літологічний склад порід та співвідношення холодноводних морських і океанічних діатомових у комплексах з осадків колонки K98-09

На основі аналізу особливостей літологічного складу осаду та вилучених з нього викопних діатомових водоростей, таксономічного складу їх комплексів та екологічної структури, було розділено колонку K98-09 на два інтервали: верхній 0-18 см, та нижній 18-45 см. Кожний інтервал має особливі характеристики таксономічного складу діатомових та різним співвідношенням їх екологічних груп, що свідчить про зміну умов осадконакопичення, характеру льодової обстановки і температури поверхневого шару води за час формування осаду колонки (рис. 3.2.2.).

У нижній частині колонки (інтервал 18-45 см) у діатомових комплексах переважають холодноводні антарктичні види та кріофіли: *Thalassiosira antarctica* (T1), частка якого в комплексах від 10% до 20%, *Eucampia antarctica* var *recta* - від 5% до 15%. Присутні гіпноспори *Chaetoceros* (5-10%), *Porosira glacialis*. (до 5%), *Actinocyclus actinochilus* (0,5-5%), холодноводні представники роду *Fragilariopsis* (в сумі 7-10%) та інші. Їх частка у комплексах знаходиться в межах 45-60%, збільшуючись до 55-60% в інтервалах 30-39 см та 18-27 см, за рахунок збільшення відсоткового вмісту таких видів як *A. actinochilus*, *E. antarctica* var. *recta*, *P. glacialis*, холодноводних представників роду *Fragilariopsis*. (рис. 3.2.3.). Для цих же рівнів відмічено збільшення в осадку кількості псамітової складової і гравію, що говорить про посилення надходження теригенно матеріалу з айсбергового розвантаженням (рис. 3.2.2.). На рівнях 42-45 см, 27-30 см відмічається невелике збільшення частки океанічних субантарктичних діатомових, серед яких найбільше *Fragilariopsis kerguelensis* з часткою 10-20%. Також присутні: *T. lentiginosa*, *T. gracilis* var *gracilis*, *T. antarctica* (T2), *Thalassiothrix antarctica*, *Eucampia antarctica* var *antarctica*, *Odontella weissflogii*, *Rhizosolenia styliformis* у кількості не більше 5% у комплексах кожного виду (рис. 3.2.3.).

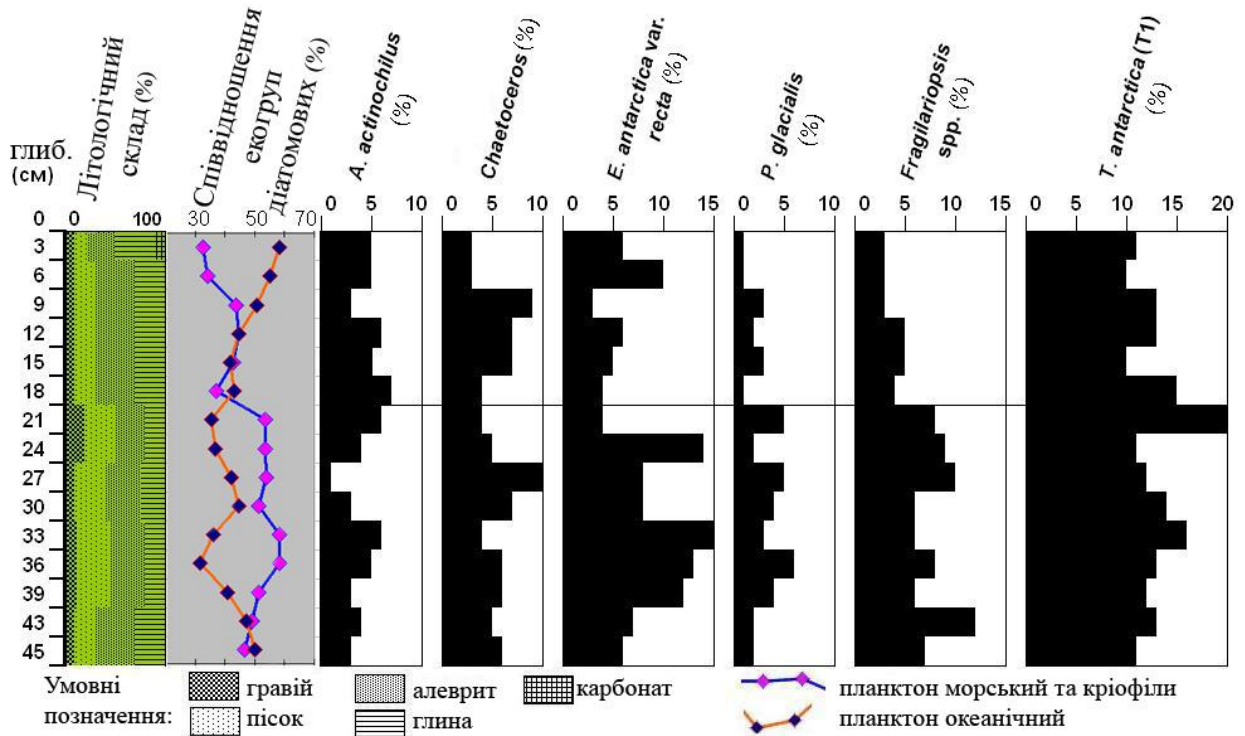


Рис. 3.2.3. Вертикальний розподіл холодноводних морських і криофільних діатомових по колонці та співвідношення екологічних груп у комплексах осадків колонки K98-09

У верхній частині колонки (інтервал 0-18 см) у діатомових комплексах переважають субантарктичні океанічні види: *F. kerguelensis* частка якого у комплексах від 20 до 25%, *T. gracilis* var. *gracilis* до 13%. Присутні: *T. lentiginosa* (2-7%), *T. antarctica* (T2) (2-5%), *Thalassiothrix antarctica* (2-6%), *E. antarctica* var. *antarctica* (1-6%) та інші. Їх частка у комплексах знаходиться в межах 45-60%. На рівні 9-18 см спостерігається майже стабільне співвідношення представників даної екогрупи у комплексах, близько 45%. Починаючи від 9 см до і поверхні колонки спостерігається стійка тенденція до збільшення океанічних видів за рахунок збільшення відсоткового вмісту таких видів як *T. lentiginosa* та *T. gracilis*. Загалом у даному інтервалі у складі осадків фіксується збільшення глинистого компоненту і зменшення теригенного. В інтервалі 0-3 см, де відсотковий вміст субантарктичної екогрупи у комплексах є

найбільшим, в породі присутня єдина для всієї колонки домішка карбонату (рис. 3.2.2.). Наявність карбонату, скоріше за все, пов'язана з розвитком планктонних форамініфер. Серед антарктичних холодноводних морських діатомових найбільше *T. antarctica* (T1) з часткою 10-15%, *E. antarctica var. antarctica* у кількості 3-10%, гіпноспор *Chaetoceros* близько 3-9% та *A. actinochilus* – 3-7%. У кількості 5% і менше присутні: *P. glacialis*, *S. microtrias*, представників роду *Fragilariopsis* тощо (рис. 3.2.4.).

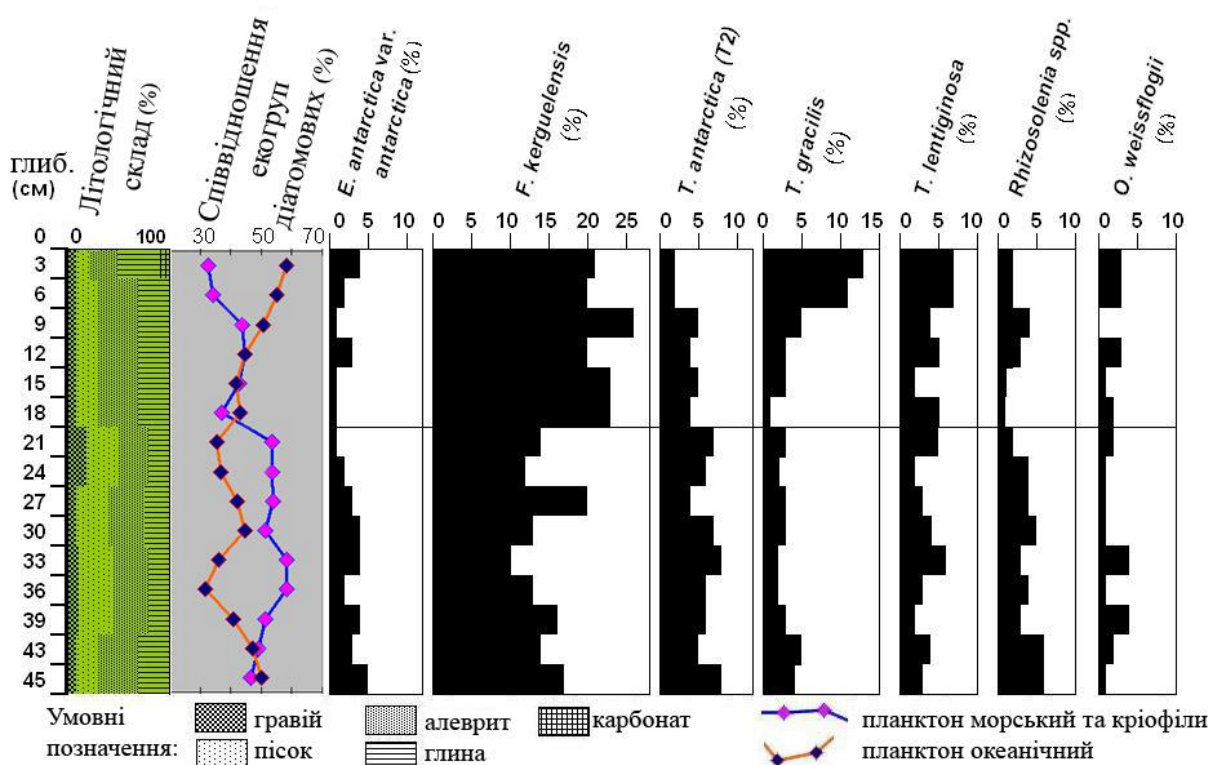


Рис. 3.2.4. Вертикальний розподіл океанічних діатомових по колонці та співвідношення екологічних груп у комплексах осадків колонки K98-09

Як вже було зазначено вище, діатомові комплекси з усіх рівнів колонки K98-09 подібні. Це свідчить на подібні палеогеографічні умови що існували під час накопичення осадку. Проведений аналіз таксономічного складу і екологічної структури діатомових комплексів колонки дозволив виявити певні закономірності палеогідрологічних і палеокліматчних умов та особливості накопичення осадків біля о. Мордвінова. Відсутність бентоса і домінування

морського та океанічного планктону вказує на значні глибини та нормальну солоність води. Співвимірні частки в комплексах холодноводних морських видів та кріофілів з одного боку і океанічних субантарктичних видів з іншого, пов'язане з розташуванням станції в зоні сильного океанічного впливу та змішування різнотемпературних водних мас (у даному випадку АЦТ та холодних приантарктичних вод моря Уедделла). Екологічний характер асоціацій кременистого мікрофітопланктону свідчить про наявність щільного льодового покриву взимку і дрейфуючої криги влітку. В сезон вегетації температури поверхневої водної маси змінювалися від $-1,5^{\circ}\text{C}$ до $+4^{\circ}\text{C}$, середньолітні температури поверхневого шару води становили від $-0,5^{\circ}\text{C}$ до $+1,5^{\circ}$ [12, 13, 84, 86]. Під час танення морської криги навесні утворюється слабка стратифікована водна маса, яка швидко руйнується, напевно із-за частих штормів. Слід зазначити, що крижаний режим під час накопичення осаду дещо змінювався: нижня частина колонки (18-45 см) накопичувалась при помірно-крижаних умовах, які під час накопичення верхнього інтервалу (0-18 см) змінилися на більш відкритоводні (океанічні) умови близькі до сучасних з тенденцією до потепління в регіоні, що триває і зараз.

Про час седиментації цих відкладів можна скласти уявлення за чергуванням періодів похолодання й потепління, що були виявлені нами в простежені за змінами співвідношення екологічних груп діатомових водоростей в комплексах. Роботи корейських та інших дослідників, що проводяться в протоці Брансфілда [47, 48, 49, 50], південно-західній частині моря Скоша [43] та південній частині протоки Дрейка [53, 112] за даними діатомового аналізу, дозволили виділити три стадії змін голоценового клімату, які мають певні регіональні відміни: останній льодовиковий максимум, кліматичний оптимум та неогляціал (з "середньовічний теплим періодом", "малим льодовиковим періодом" і сучасним швидким потеплінням).

Ці три основні голоценові кліматичні стадії Західної Антарктики було детально охарактеризовано за діатомовими для південно-західної частини моря Скоша [43]:

1 – останній льодовиковий максимум, ранній голоцен (~23,40-8,3 тис р. ВР), характеризувався міцним льодовим покривом і низькою біопродуктивністю вод. У діатомових комплексах з донних відкладів домінують види *F. kerguelensis*, *E. antarctica*, *A. actinochilus*;

2 – кліматичний оптимум, середній голоцен (8,3-2,4 тис р. ВР), – откритоводні умови й підвищена біопродуктивність. Домінантний вид – *F. kerguelensis*, субдомінантні *R. styliformis* (до 25%) і *T. antarctica* (T2). Збільшена частка *T. antarctica* (T2) у комплексах виділена як місцевий індикатор середньоголоценового кліматичного оптимуму;

3 – неогляціал, верхній голоцен (<2,4 тис р. ВР), характеризувався частково відкритоводними умовами. В комплексах з осадків домінує *F. kerguelensis*, істотно зменшується частка *R. styliformis* і *T. antarctica* (T2). Переважає холодноводний різновид *T. antarctica* (T1), також збільшується частка "крижаних" діатомових.

Результати наших дослідження показали, що малий вміст у комплексах діатомових водоростей з осадків колонки К98-09 видів-індикаторів середньоголоценового кліматичного оптимуму, а саме *R. styliformis* (0-2,5%) і *T. antarctica* (T2) (2-8%), дозволяє співвіднести час осадконакопичення з третьою стадією, тобто з неогляціалом. Таким чином, проводячи кореляцію із даними [43] вік початку формування відкладів колонки можна визначити як не раніше 2,4 тис р. ВР (неогляціал). Неогляціал в районі Антарктичного п-ву характеризують як чітко проявлене похолодання клімату, підсилення льодової обстановки й охолодження поверхневих вод [113].

Зважаючи, що діатомові Південного океану напрочуд чутливі до змін температури та крижаного режиму, нами була здійснена спроба зіставити графік коливань річної температури поверхневого шару морської води в

пізньому голоцені Атлантичного сектора Антарктики (Nielsen, 2004) [114], зі зміною вмісту в комплексах діатомових водоростей станції K98-09 субантарктичних видів (рис. 3.2.5.). Як видно графіки мають майже повну тотожність на проміжку в останні 900 років. В такому випадку ми можемо зазначити час за який накопичувалися осадки колонки K98-09. Таким чином нижній інтервал колонки (18-45см) співпадає з "малим льодовиковим періодом" і відповідає абсолютній позначці 900-500 років тому. Верхня частина колонки (0-18 см) відповідає сучасному швидкому потеплінню яке почалося 500 років тому і триває зараз.

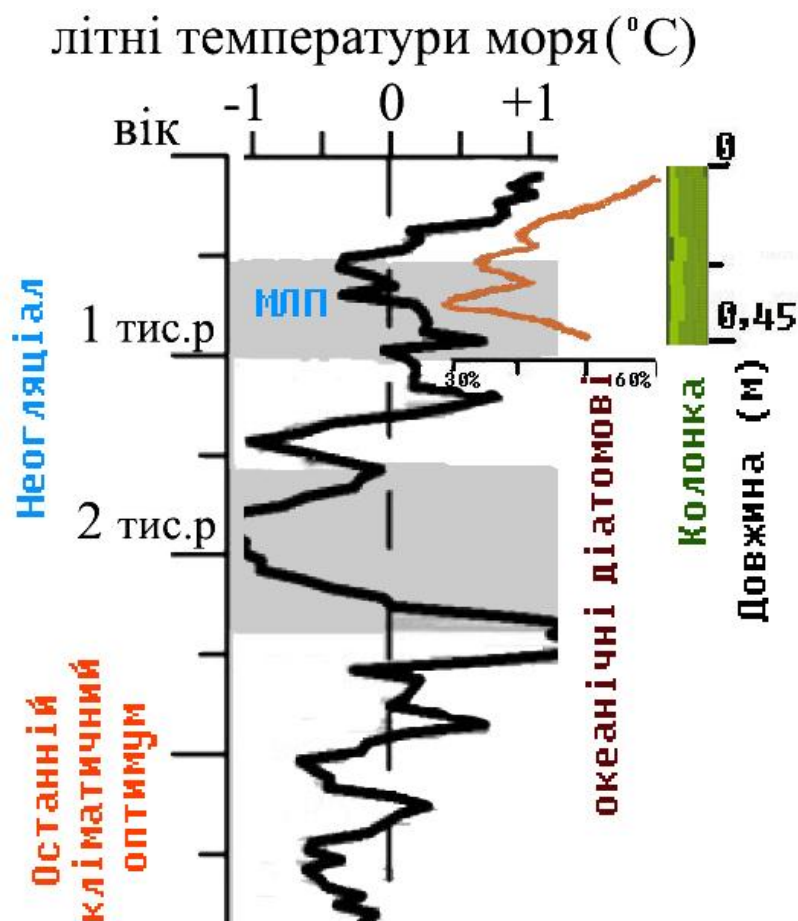


Рис. 3.2.5. Зіставлення коливань середньолітньої температури поверхневого шару морської води в пізньому голоцені Атлантичного сектора Антарктики (за Nielsen, 2004) [114] зі зміною вмісту в комплексах діатомових водоростей станції K98-09 субантарктических видів. (МЛП – малий льодовиковий період).

Віднесення початку осадконакопичення донних відкладів колонки K98-09 до "малого льодовикового періоду" неогляціалу, із урахуванням наведених вище даних абсолютного віку дозволяє орієнтовно оцінити середню швидкість осадконакопичення в пізньому голоцені в районі розташування станції як не менше 50 см/тис.р. При чому швидкість осадконагромадження під час "малого льодовикового періоду" оцінюється у 67,5 см/тис.р., для періоду сучасного швидкого потепління – близько 36 см/тис.р. Досліджена станція росташована неподалік підніжжя континентального схилу для якого характерна лавинна седиментація. Більша швидкість осадконакопичення, визначена у нижньому інтервалі поснюється активним розвантаженням морської криги, щільність якої під час "малого льодовикового періоду" була вищою ніж зараз, що підтверджується даними діатомового аналізу, проведеного нами. Для порівняння середня швидкість осадконакопичення під час неогляціалу у підніжжя континентального схилу північніше о. Мордвінова, сягає приблизно 100 см/тис.р. [57]. Середня швидкість осадконакопичення у південно-західній частині моря Скоша за той самий період оцінюється у 37,5 см/тис. р. [43]. В той же час швидкість осадконакопичення в затоці Прюдс оцінюють в 15-20 см/тис.р. [115].

Протока Дрейка близько 800 км в ширину, знаходиться між мисом Горн і північно-західним узбережжям Антарктичного півострова і представляє собою суттєве звуження на шляху АСТ, найбільшої у світі океанічної течії. Тому зміни потоку приполярних водних мас через протоку Дрейка має вирішальне значення на формування клімату не тільки Південного океану, а й планетарного масштабу [53]. Як вважається, власне, розкриття протоки Дрейка для глибинних вод, що сталася у міоцені, мало глобальні кліматичні наслідки і привело до становлення близьких до сучасних умов, сучасної океанічної циркуляції і початку циклічних антарктичних зледенінь [7]. Під час сильних зледенінь, коли щільна морська крига обмежувала транспортування АСТ через протоку, збільшувалося постачання поверхневих та проміжних вод північного

відгалуження АСТ у південну частину Тихого океану і зменшувався водообмін між Тихим та Антарктичним океанами. Але навіть невеликі зміни у крижаному режимі в південній частині протоки Дрейка обмежували водообмін, що впливало на обстановку у північному та північно-західному районі Антарктичного півострова. Власне, з таненням шельфових льодовиків і становленням відкритоводних умов, збільшувався водообіг не тільки умовно теплої АЦТ і їй збільшувалося постачання холодної води з моря Уедделла до узбережжя північно західної частини Антарктичного півострова, тому у деяких районах на фоні загальної дегляціації фіксується пониження температури поверхневої водної маси. Чередування теплих та холодних кліматичних подій у пізньоголоценовий час північної частини Антарктичного півострова показані на рис. 3.2.6. [67].

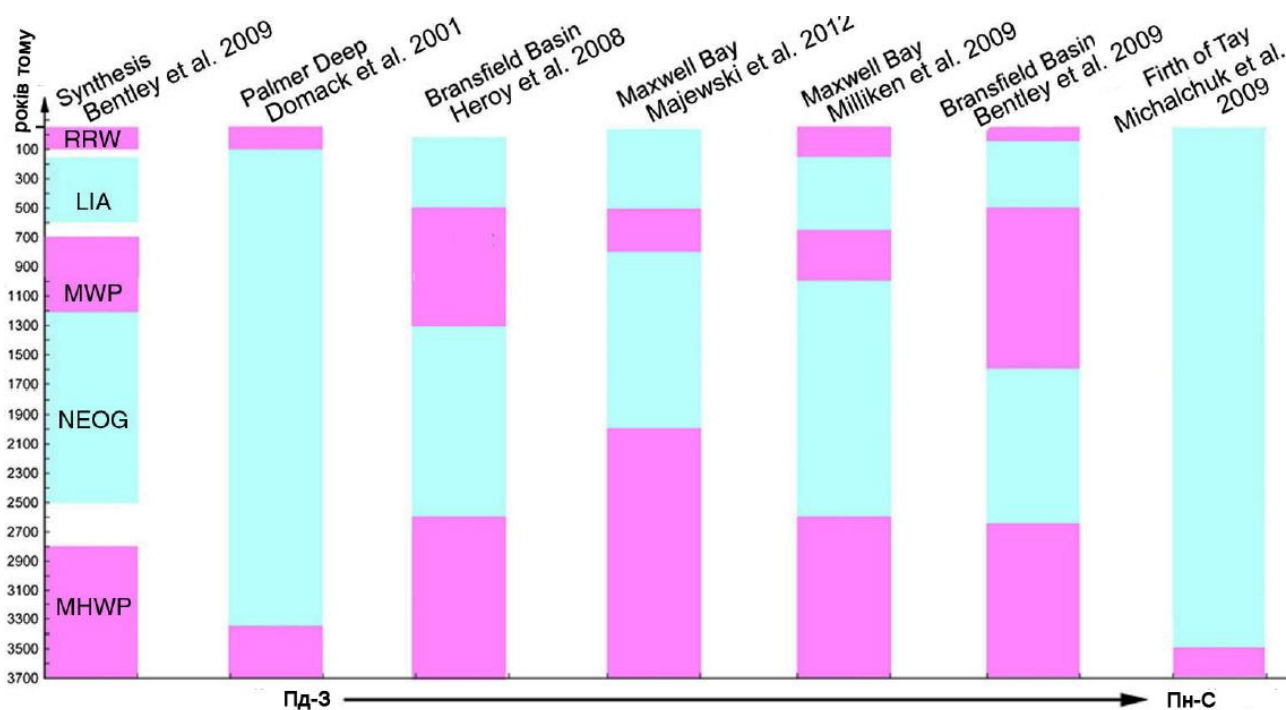


Рис. 3.2.6. Чередування теплих (рожеве) та холодних (блакитне) етапів пізнього голоцену у північній частині Антарктичного періода (за різними даними) [67], де: RRW – сучасне швидке нагрівання, LIA – малий льодовиковий період, MWP – середньовічний теплий період, NEOG – неогліціал, MHWP – середньоголоценовий кліматичний оптимум.

Наші дослідження показали, що відклади колонки K98-09 накопичувалися на протязі останніх 900 років (рис 3.2.5.). Напротязі часового відрізка 900-500 років ("малий льдовиковий період") існували помірнокрижані умови, що частково ускладнювали циркуляцію океанічних вод. Активна розгрузка морської криги збагачує донні відклади уламковим матеріалом. У діатомових комплексах домінують холодноводні антарктичні морські планктонні види. Відрізок часу 500-0 років відповідає сучасному потеплінню і характеризується відновленням циркуляції океанічних вод і послабленням крижаного режиму і підвищенням температури поверхневої води. У діатомових комплексах домінують океанічні субантарктичні види. Потерліня сказується і на активізації карбонатних організмів.

3.3 Встановлення джерел мобілізації, шляхів транспортування та віку акумуляції осадової речовини у пізньочетвертинний час у південній частині моря Скоша

В рамках програм наукових досліджень НАН України у березні 1997 р. в південній частині моря Скоша експедиційні роботи рейсу НДС “Ернст Кренкель” проводились на похилому північному схилі Південно-Оркнейського жолобу. Тут було відібрано колонку станції К97-18 довжиною 0,5 м (рис. 3.3.1.). Глибина моря в місці відбору сягає відмітки 1600 м. Дослідження літологічного складу осадків та аналіз таксономічного складу викопних діатомових водоростей із донних відкладів колонки дозволили реконструювати зміни умов осадконакопичення та трансформацію палеогеографічних обстановок у пізньочетвертинний час в цьому районі, встановити джерела первинної локалізації та простежити шляхи транспортування перевідкладеного осадового матеріалу.

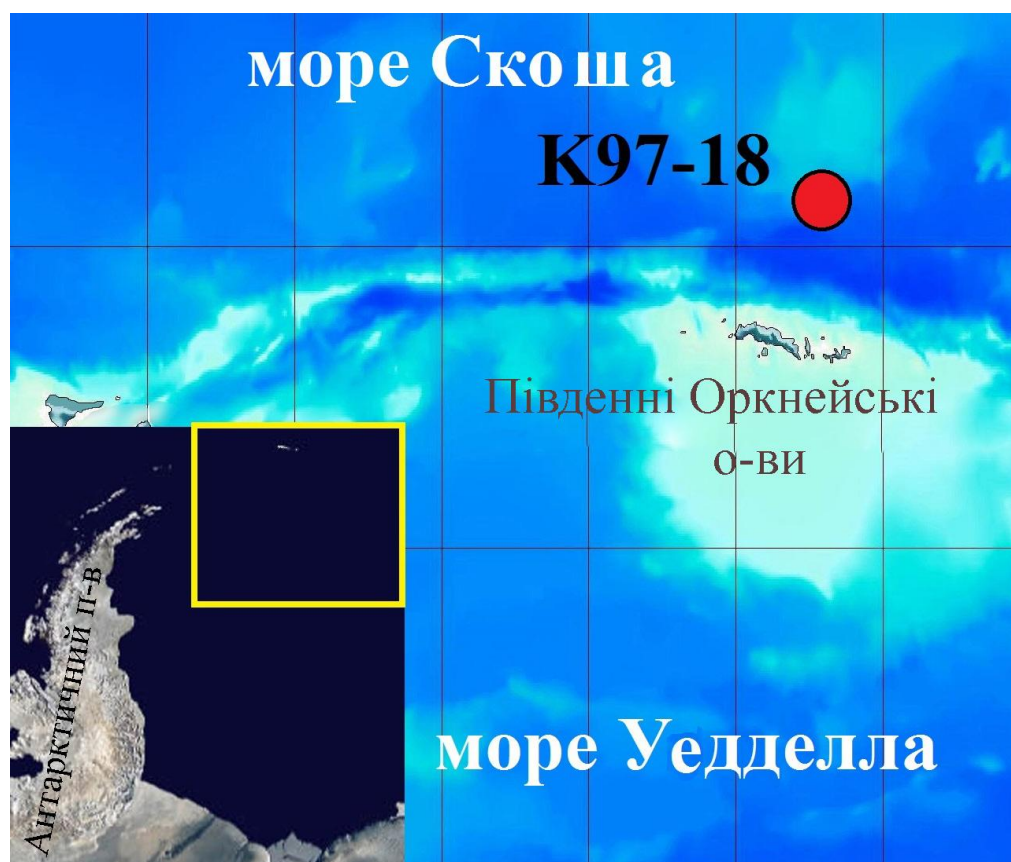


Рис. 3.3.1. Схема розташування С. К97-18 у південній частині моря Скоша

Було досліджено 8 зразків порід із інтервалів: 0-0,1 м, 0,1-0,25 м, 0,25-0,37 м, 0,37-0,38 м, 0,38-0,41 м, 0,41-0,44 м, 0,44-0,47 м, 0,47-0,50 м. За характером осадків було виділено дві літологічно неоднорідні частини колонки: 0-0,38 м та 0,38-0,50 м (табл. 3.4.).

Таблиця 3.4.

Літологічний опис порід колонки станції K97-18

Інтервал колонки (см)	Літологічна характеристика горизонту	Інтервал опробування (см)
0-38	Однорідний сильно глинистий алеврит сірувато-зеленого кольору із незначними домішками псамітового та гравійного матеріалу представлених кварцом і кристалічними породами. Порода безкарбонатна незцементована, пухка	0-10
		10-25
		25-37
		37-38
38-50	Алеврит слабоглинистий сірого кольору з легким зеленуватим відтінком та зі значною домішкою псамітового і гравійного матеріалу кварцу та кристалічних порід. алеврим безкарбонатний доволі міцний. Чітко проявлена грудкувата текстура, обумовлена домішками включення білуватого кольору розміром 0,5-3 мм та концентрацією їх у породі становить 3-7%. Вони однорідної будови, напівкруглої та округлої форми, ізометричні або таблитчасті, представлені уламками осадових порід, майже повністю представлених світлими діатомітами.	38-41
		41-44
		44-47
		47-50

Верхній інтервал представлений однорідним сильно глинистим алевритом сірувато-зеленого кольору із незначними домішками псамітового та гравійного матеріалу. Нижня частина розрізу складена алевритом слабоглинистим сірого

кольору з чітко проявленою грудкуватою текстурою. Дослідження діатомових водоростей із порід двох інтервалів показало значні таксономічні відмінності у складі діатомових асоціацій кожного з них. Діатомовий комплекс вилучений із порід верхнього інтервалу, повністю складені з пізньочетвертинних видів, на відміну від нього у зразках нижнього інтервалу окрім пізньочетвертинних в значній кількості присутні неогенові (вимерлі) таксони.

Відклади верхнього інтервалу (0-0,38 м) представлені однорідним нешаруватим сіро-зеленим безкарбонатним сильно глинистим алевритом з домішками псамітового матеріалу та поодиноким уламків кварцу і кристалічних порід дрібногравійного розміру. Діатомові комплекси даного інтервалу за таксономічним складом та кількісним співвідношенням видів дуже подібні. В породі стулки діатомових численні, добре збережені. Діатомові майже повністю представлені планктонними морськими та океанічними видами. Приблизно 45-55% стулок у комплексах належить до антарктичних холодноводних видів та кріофілів, 30-40% діатомових представлені умовно теплолюбними океанічними субантарктичними видами. Тихопелагічні види, та епіфіти представлені поодинокими стулками. Серед холодноводних планктонних морських та кріофільних діатомей домінують представники роду *Chaetoceros*, 17-27% від загальної кількості у комплексі. Присутні *A. actinochilus* – 4-7%, *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata*, які в сумі складають 3-4%, *S. microtrias* – 1-4%. Широким видовим різноманіттям представлений рід *Fragilariopsis*., більшість представників якого являються кріофілами і складають у суммі 5-7,5%. Це: *F. cylindrus* – 0,5-1,5%, *F. curta* – 1-2,5%, *F. obliquecostata* – 2,5-3,5%, *F. rhombica* – 0,5-1% та інші. Неритовий планктонний вид *T. antarctica* становить 20-25% в комплексі і представлений як холодноводною формою *T. antarctica* (Т1), у кількості 7-10%, так і теплолюбивою *T. antarctica* (Т2), яка складає 11-14%. Океанічний вид *T. lentiginosa* сягає 4-6%, частка *F. kerguelensis*, єдиного антагоніста крижаних умов серед представників свого роду, становить 5-9% (рис. 3.3.3.). Серед видів роду *Rhizosolenia* (4-6%)

переважає більш теплолюбний *R. styliformis*. Океанічний холодноводний вид *T. gracilis*, присутній у кількості 1-4%. представлений двома варієтатами: *T. gracilis* var. *expecta* та *T. gracilis* var. *gracilis*. Відмічається присутність поодиноких стулок вимерлих діатомей, таких як *Actinocyclus ingens*, *A. ingens* var. *nodus*, *Denticulopsis dimorpha*, *D. simonsenii*, *Rocella praeinitida* та ін.

Відклади нижнього інтервалу розрізу (0,38-0,50 м) представлені світло-сірим з легким зеленуватим відтінком безкарбонатним слабоглинистим алевритом зі значною домішкою піщаного та дрібногравійного матеріалу кварцу та кристалічних порід. Грудкувату текстуру алевриту утворюють включення білуватого кольору розміром 0,5-3 мм, окремі до 5 мм. Концентрація їх у породі становить 3-7%, місцями до 10% (рис. 3.2.2. а). Всі вони однорідної будови, напівкожурлої та округлої форми, ізометричні або таблитчасті. Мікроскопічні дослідження цього матеріалу дозволили встановити, що ці дрібні включення є уламками осадових порід, майже повністю представлених світлими діатомітами, утворених тонким детритом панцирів діатомових (рис. 3.2.2. б).

Ретельні дослідження таксономічного складу діатомових водоростей нижнього інтервалу дозволив виділити дві різновікові складові в загальному комплексі. Автохтонна складова (5-15% стулок у комплексах) представлена набором пізньочетвертинних видів, аналогічних діатомовим верхнього інтервалу та сучасним видам, що і зараз розвиваються у планктоні південної частини моря Скоша [116]. Алохтонна складова значно переважає у комплексі за чисельністю (>85%) і представлена стулками вимерлих міоценових видів, які потрапили в осадок шляхом перевідкладення із більш давніх порід (рис. 3.3.3.). Окрім діатоміту в матриксі присутні поодинокі включення інших осадових порід представлених зеленкуватими глинистими алевритами та чистим світлосірим алевритами.



Рис. 3.3.2. Зразок верхньочетвертинного алевриту з інтервалу 0,38-0,50 м колонки: *а* – алеврит з включенням шматочків діатоміту; *б* – знімок діатоміту під мікроскопом (СЭМ)

Серед автохтонних видів присутні *T. antarctica* (холодно- та теплолюбна форми), *P. glacialis* (гіпноспори та вегетативні клітини), *S. microtrias*, *T. lentiginosa*, *T. gracilis* var. *gracilis*, *F. kerguelensis*, *F. obliquecostata*. *A. actinochilus* – ті самі види, що складають основу діатомового комплексу верхнього інтервалу колонки (рис. 3.3.4.).

Алохтонна (перевідкладена) складова діатомових комплексів представлена здебільшого нині вимерлими видами, серед яких домінують: *Denticulopsis simonsenii* – до 25%, *Actinocyclus ingens* з різновидом *A. ingens* var. *nodus* – близько 15% (рис. 3.3.4.), *Stephanopyxis turris*, *Stephanopyxis* sp. 1, *Stephanopyxis* sp. 2, які в сумі становлять 15-20% від загальної кількості перевідкладених стулок. Представники роду *Rhizosolenia* (*R. hebetata* f. *hiemalis*, *R. hebetata* f. *semispina*, *R. oligocenica*?, *R. miocenica*?) складають 6-18% автохтонного комплексу. Решта видів представлена незначною кількістю екземплярів, 1-5% кожний, але вони надають комплексу багате таксономічне різноманіття. Це представники родів *Thalassiosira*, *Thalassionema*, *Thalassiothrix*,

Nitzschia, Chaetoceros, Fragilariopsis, Stellarima, Coscinodiscus (*C. oculus-iridis*, *C. radiatus*, *C. marginatus*), Paralia, Asteromphalus, Bacteriastrum (гіалохети). Спостерігаються поодинокі стулки *Trinacria excavata*, *Trinacria pileolus*, *Mediaria splendida*, *Liradiscus ovalis*, *Craspedodiscus* sp., *Rouxia* sp., *Cocconeis* spp.

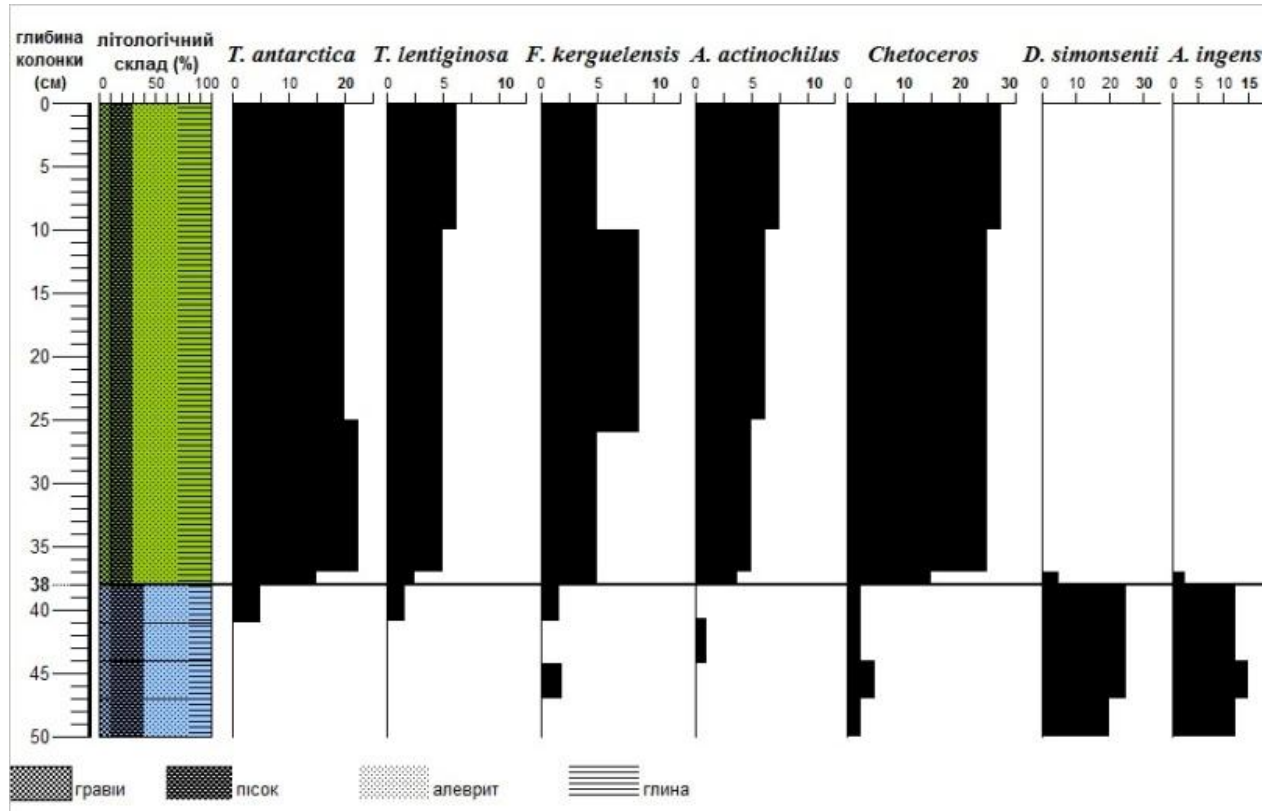


Рис. 3.3.3. Схема розподілу чисельності стулок домінуючих видів діатомових (%) по колонці K97-18

Аналіз діатомових комплексів із діатомітів, вкраплених у основному тлі породи показав, що діатоміти складеного повністю тими самими міоценовими видами діатомових, що і алохтонна складова матриксу. Тобто, діатоміти були джерелом надходження міоценових стулок діатомових, що свідчить про участь процесів перевідкладання при формуванні четвертинного осаду.

Аналіз вкраплень діатоміту показав, що вони складені тонким детритом стулок діатомових водоростей із незначною домішкою (до 5%) теригенного матеріалу у вигляді окремих зерен кварцу дрібноалевритистої розмірності та

глинистих мінералів з групи гідрослюд. Основна маса діатоміту складена уламками панцирів планктонних субантарктичних діатомових, серед яких домінують представники родів *Thalassiosira*, *Coscinodiscus*, *Thalassiotrix*, *Thalassionema*, уламками хет *Chaetoceros* и *Bacteriastrum*. Цілими залишились товстостінні та/або дрібні стулки: *Denticulopsis*, *Actinocyclus*, *Rhizosolenia*, *Stephanorhixis*, *Chaetoceros*. Крім діатомових, серед мікрофосилій з опаловим скелетом трапляються поодинокі скелети діктіюхових водоростей (силікофлагеляти): *Distephanus speculum*, *Distephanus crux*, фрагменти теплолюбної *Dictyocha* sp., також спікули губок та панцирі ебрідієвих водоростей (Ebridians). Таксономічний склад діатомових водоростей із діатомітів різноманітний. Основу складають вид *Denticulopsis simonsenii* – 18-21%, рід *Stephanorhixis*, представлений щонайменше 4 видами – 13-26 %, гіпноспори *Chaetoceros* і морфологічно схожі роди – 7-15%, стулки *Thalassiothrix* та *Thalassionema* – в сумі 10%, представники родів родів *Rhizosolenia* та *Proboscia* – 10–15%, з домінуванням *R. hebetata* f. *hiemalis* – біля 5%, *Actinocyclus ingens*, в тому числі *A. ingens* var. *nodus* – 4-6%, *Fragilariopsis efferans* – до 3%. Представники інших родів мають широкий видовий спектр, але зустрічаються в незначній кількості – від одиничних стулок до 2%. Аналіз таксономічного складу діатомових з інших уламків осадових порід (алевритів та глинистих алевритів) вкраплених у верньочетвертинний матрикс, показав повну тотожність з таксономічним складом комплексів з уламків діатоміту. Це дозволяє зробити висновок, що уламки осадових порід – одновікові утворення і первинна міоценова товща могла складатися з перешарування діатоміту та алевритистих порід.

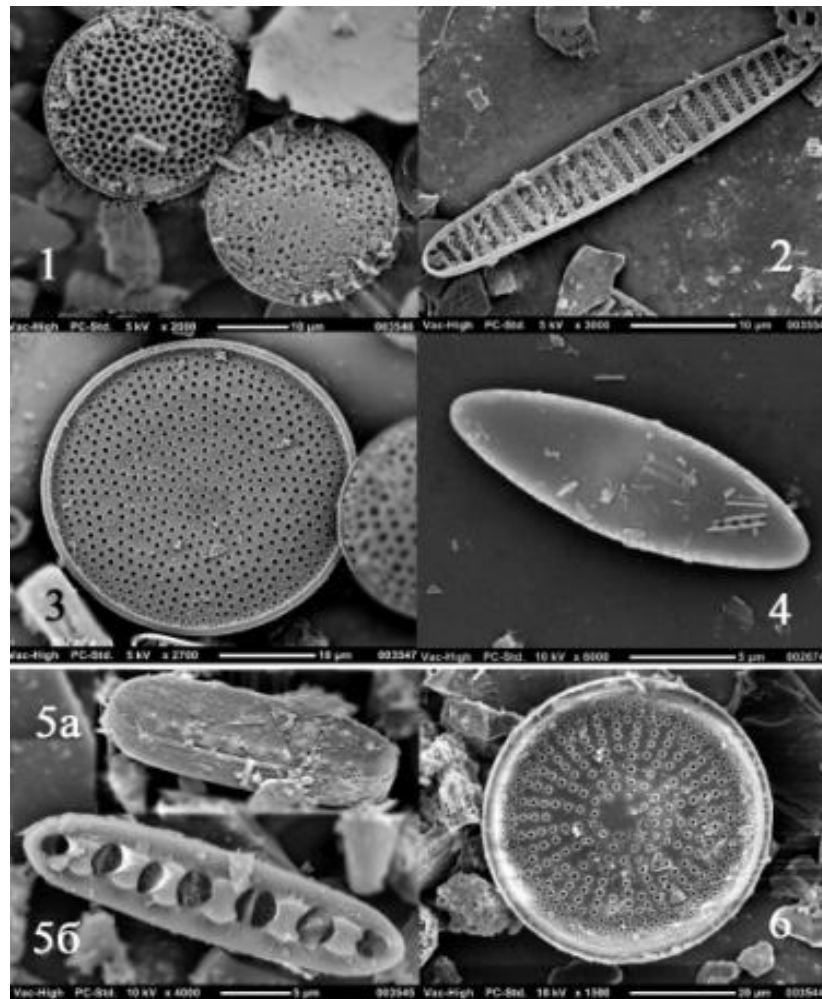


Рис. 3.3.4. Діатомові колонки K97-18 (СЭМ). Верхньоплейстоцен-голоценові:
 1 – *T. antarctica*, 2 – *F. kerguelensis*, 3 – *T. lentiginosa*, 4 – гіпноспора *Chetoceros*;
 середньоміоценові: 5а, 5б – *D. simonsenii*, 6 – *A. ingens*

Наявність по всій довжині колонки стулок типових для сучасних антарктичних вод діатомових, які складають основу комплексу верхнього інтервалу та автохтонну частину нижнього, дають змогу визначити час утворення породи по своїй довжині колонки як пізньочетвертинний. Про це свідчить присутність значної кількості представників виду *T. antarctica* характерного для відкладів Південного океану, не старших за 0,56 млн. р. [117, 118]. Таксономічний склад комплексів верхньої та нижньої частин розрізу відповідає діатомовій зоні *Thalassiosira lentiginosa*/*Fragilariopsis kerguelensis* субзоні b, зональної діатомової шкали південної частини АЦТ Атлантичного

сектора Південного океану (Zielinski, Gersonde, 2002) [119], вікові межі якої становлять 0-0,13 млн. р., тобто, пізній плейстоцен-голоцен (рис. 3.3.5.). За положенням у розрізі та за літологічним аналізом осаду можна стверджувати, що нижній інтервал утворився під час останнього піку антарктичного зледеніння, який для півдня моря Скоша визначається у проміжку ~23,40-8,3 тис р. ВР [43]. Верхній інтервал колонки накопичувався у післяльодовиковий час останні 8,3 тис р. За нашими підрахунками швидкість осадконакопичення у цей час можна оцінити у 4,6 см/тис.р. Проте, умови накопичення осадків верхнього та нижнього інтервалів були різними.

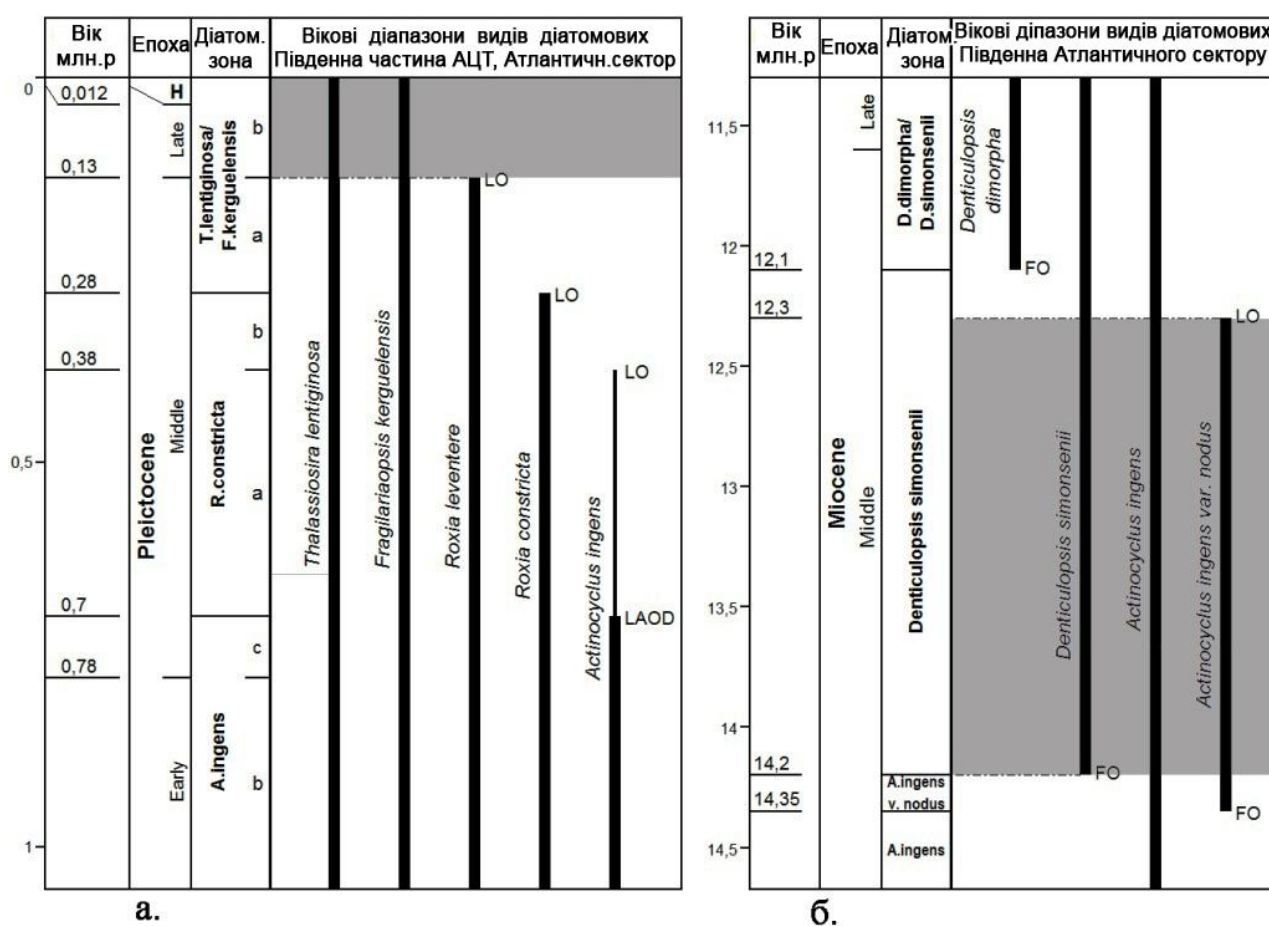


Рис. 3.3.5. Схема біостратиграфічного розчленування по діатомовим водоростям: *а* – четвертинних (по Zielinski, Gersonde, 2002) [119], *б* – неогенових (по Sensarec, Gersonde, 2002) [120] відкладів Атлантичного сектора Західної Антарктики, де FO – перша поява виду, LO – остання поява, LAOD – остання масова поява

Аналіз таксономічного складу та екологічних характеристик діатомових комплексів із морських донних відкладів інтервалу 0-0,38 м дозволив зробити наступні висновки про гідрологічні умови під час накопичення даного шару осаду. Повна відсутність бентосних діатомових та наявність численних планктонних, серед яких суттєву частку складають океанічні види, вказує на значні глибини морського басейну та значну віддаленість від континенту. Наявність кріофілів вказує на наявність щільного крижаного покриву взимку та початок вегетації діатомових ще до початку її сходження. Швидке танення крижаного покриву навесні з утворенням стратифікованої водної товщі та значну її продуктивність. Наявність дрейфуючої кригу протягом усього літнього сезону. Комплекси "крижаних діатомових" разом з холодноводними океанічними видами свідчать про низькі середньолітні температури морської поверхні (від $-0,5^{\circ}\text{C}$ до $+1,5^{\circ}\text{C}$) [12]. У той же час, наявність субантарктичних океанічних видів та теплолюбивих морських форм дає можливість встановити верхню межу літніх температур не нижче за $+4-5^{\circ}\text{C}$ [13]. Переважання субантарктичних видів вказує на сильний океанічний вплив. Доволі великі інтервали орпобування верхнього інтервалу не дають змоги за аналізом співвідношення екогруп антарктичних та субантарктичних діатомових відстежити зміни палеогеографічних умов протягом голоцену, як це було зроблено у підрозділі 3.2. (дивись підрозділ 3.2.), можна було оцінити лише загальні риси.

Як було зазначено вище, можна зробити висновок, що відклади нижнього інтервалу колонки K97-18 накопичувалися під час піку останнього антарктичного зледеніння $\sim 23,40-8,3$ тис р. ВР. Незначна кількість верхньочетвертинних видів діатомових у комплексах матриксу (не $>15\%$) вказує на несприятливе існування діатомових в умовах щільного крижаного покриву протягом більшої частини року. Не виключено, що стулки діатомових могли бути занесеними бічною адвекцією. Наявність сучасних кріофілів (*A. actinochilus* та ін.) та у меншій мірі океанічних видів (*F. kerguelensis*,

T. lentiginosa, *T. gracilis*) вказують, що осадконакопичення відбувалося на віддаленні від континенту, глибокому морському басейні, в умовах сильного розвитку морської криги і відносно короткого літа. На участь криги у формуванні породи вказують такі літологічні особливості, такі як наявність гравійного матеріалу, який міг поступати при розгрузці айсбергів або шельфових льодовиків. Власне і самі шматочки діатоміту, наявні в породі, мають гравійну розмірність. Віднесення верхньочетвертинних відкладів до айсбергових підтверджується такими особливостями породи, як слабе сортування та хаотична текстура осадку, відсутність явних слідів вивітрювання, слабка обкатаність та необкатаність дрібногравійних зерен різноманітного складу, наявність у складі уламкового матеріалу зерен нестійких мінералів, таких як слюда, домінування в біогенній складовій високо антарктичних асоціацій кременистих організмів тощо [2].

Узагальнення літературних даних що до шляхів надходження теригенного матеріалу у південну частину моря Скоша під час піку останнього антарктичного зледеніння [121, 122] дозволило припустити положення місць корінної локалізації дослідженого діатоміту в районі Південних Оркнейських островів або в північній і північно-західній частинах Антарктичного півострова (рис. 3.3.6.).

При визначальній ролі льодовиків у мобілізації, транспортуванні та седиментації осадового матеріалу в Антарктиці, значним його джерелом є біогенна речовина, що виробляється антарктичними асоціаціями кремнеземистих організмів, в першу чергу, діатомових водоростей.

Розвантаження айсбергів, що тануть, призводить до утворення слабосортованих моренних відкладів, що вміщують матеріал від тонкого мулу до грубих уламків з кременистим та карбонатним біогенним матеріалом. З віддаленням айсбергів від континенту, матеріал що осаджується стає все тоншим, а у дистальному напрямку відклади айсбергових морен асоціюють з

біогенними, зокрема діатомовими мулами. В результаті в антарктичному поясі в донних відкладах міститься від 30-50 до 70% біогенного опалу [2].

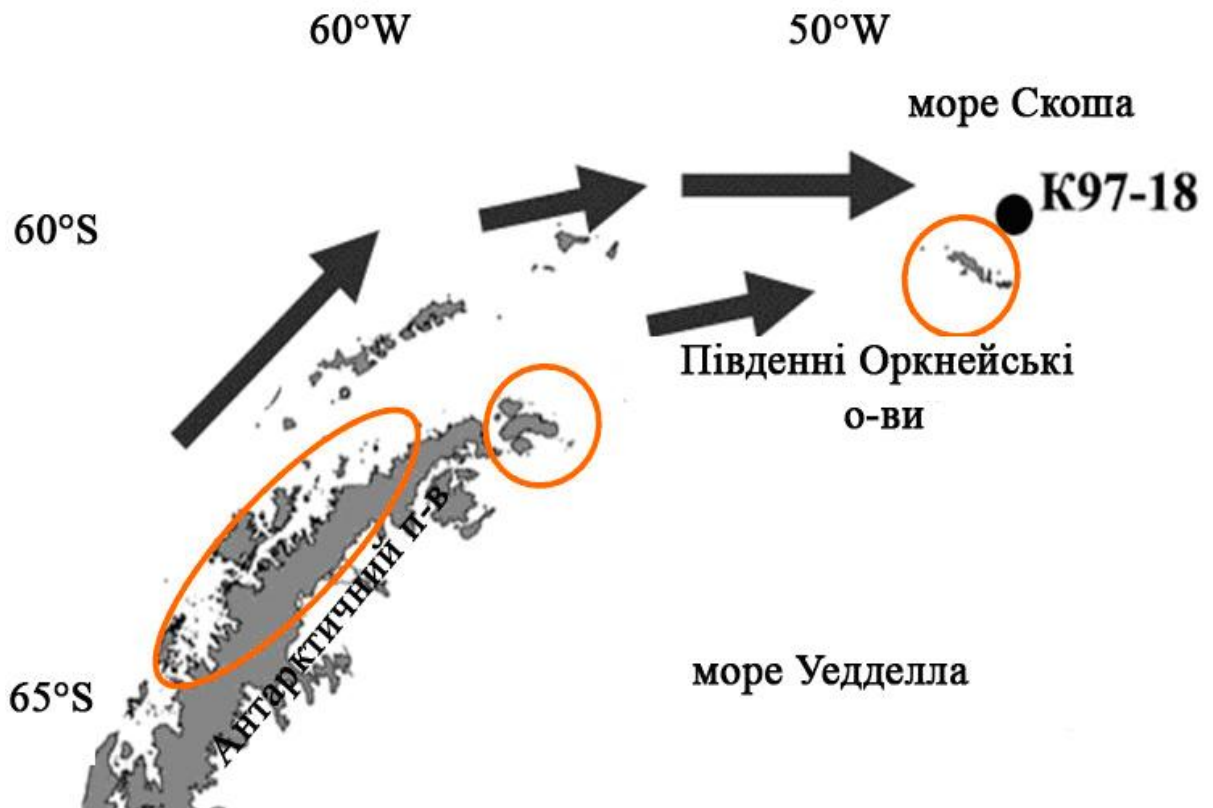


Рис. 3.3.6. Узагальнена схема шляхів надходження теригенного матеріалу у південну частину моря Скоша під час піку останнього антарктичного зледеніння (по Diekmann B, 2000 [121], з доповненнями автора) та можливі місця мобілізації середньоміоценового діатоміту.

Як показав аналіз таксономічного складу, більшість видів діатомових, що складають діатоміт, мають доволі широкий віковий діапазон існування, але час утворення діатомітів можна визначити за наявністю індекс-видів зональних шкал Південного океану, побудованих за матеріалами глибоководного буріння [120, 123-127]. Це види *Denticulopsis simonsenii* з віковим діапазоном 14,2-4,5 млн. р. та *Actinocyclus ingens* час існування якого визначається від 16,4 млн. р. до 0,62 млн. р.) [128]. Стратиграфічно важливою є знахідка виду *Mediaria splendida*, який вже вказує на вік діатоміту, не молодший за середній міоцен. Поява *D. simonsenii* (FO) у Південному океані оцінюється на рівні

14,2 млн. р [124, 125], що дозволяє встановити нижній віковий діапазон утворення діатоміту. Верхня межа визначається за останньою появою (LO) *Actinocyclus ingens* var. *nodus*, що для моря Уедделла складає 12,3 млн. р. [124, 125]. Таким чином, час утворення діатоміту вкладається у проміжок не раніше ніж 14,2 млн. р. і не пізніше 12,3 млн. р., що практично повністю відповідає інтервалу поширення діатомової зони *Denticulopsis simonsenii* (14,2–12,1 млн. р) середнього міоцену північної частини Атлантичного сектора Південного океану [124, 125, 129, 130] (рис. 3.3.5.).

За екологічною структурою діатомових комплексів із зразків середньоміоценового діатоміту в асоціаціях суттєво переважає планктон, представлений океанічними субантарктичними видами. Цікавою є знахідка поодиноких стулок діатомових родів *Craspedodiscus* та *Entopyla*, які характерні більше для тропічних вод. Домінування неритичного та океанічного планктону свідчить на те, що осадконакопичення відбувалося в умовах відкритого басейну. Незначна частка бентосу, епіфітів та тихопелагічних видів вказує на значні глибини. Велика кількість та видове різноманіття діатомових, наявність представників родів *Thalassionema*, *Thalassiotrix*, *Chaetoceros*, *Rhizoscholenia* дозволяє припустити високу продуктивність вод, а тонкий детрис більшості стулок може бути результатом роботи щелеп зоопланктону, який харчувався діатомовими.

Фактично повна відсутність домішок теригенного та глинистого матеріалу говорить про його незначне надходження з материка в басейн седиментації під час накопичення діатоміту, можливо внаслідок броньованого впливу континентального льодовика. Про прохолодні умови на континенті і домінування фізичного вивітрювання свідчить мінеральний склад глин у діатомітах, представлених іллітами. Про можливість сезонного надходження тонкосортованого теригенного та глинистого матеріалу говорить наявність незначних домішок серед уламків діатоміту в матриці гарносорттованих алеврити стих порід. Середньоміоценова осадова товща, яка в четвертинний час

зазнала перевідкладання, була верстуватою, частково тонковерстуватою з домінуванням прошарків діатомітів і підлеглою кількістю алевритистих порід.

Південний океан набув, в основному, якщо не сучасних розмірів, то своїх сучасних обрисів у ранньому міоцені (~22 млн.р. тому) [8]. Розвиток АЦТ в олігоцені спричинив термічну ізоляцію Антарктиди, відокремивши теплі субтропічні течії від холодних субполярних, що привело до початку зледеніння і формуванню у середньому міоцені Антарктичного льодовикового щита з подальшим розповсюдженням морської криги. У ранньоміоценових кернах глибоководного буріння з приантарктичних розрізів південно-східної частини Тихого океану виявлений матеріал льодового розносу [8] (рис. 3.3.7.).

Хоча у ранньому міоцені льодовиковий щит вже існував у Східній Антарктиці, він не досяг значних розмірів. Розвиток антарктичного зледеніння і АЦТ привели до експансії антарктичної водної маси, утворенню антарктичної конвергенції (рис. 2.3.5.) у ранньому міоцені. Завдяки цьому провінція біогенних кременистих осадків значно розширилася на північ за рахунок зменшення області накопичення карбонатних осадків. Швидкості осадконакопичення у високих широтах значно зросли. З тих пір кліматичні зони зберегли свої основні характеристики, лише зміщуючись у меридіональному напрямку. Як уже було сказано раніше (дивись підрозділ 3.2.), головною геологічною подією неогену у Антарктиці, що мало глобальні кліматичні наслідки, стало відкриття протоки Дрейка для глибинних вод, що привело, до становлення сучасної океанічної циркуляції і близьких до сучасних умов. Антарктичні поверхневі води саме в неогені стали більш придатними для продукування кременистого мікропланктону і збільшенню біогенного кремненакопичення у високих широтах. Середній міоцен був одним з критичних етапів еволюції глобальних кліматі (рис. 3.3.7.). Близько 14 млн.р. тому утворилася більша частина Антарктичного льодовикового щита, що підтверджено збільшенням $\delta^{18}\text{O}$ вапняковистого планктону та бентосних форамініфер. Східний Антарктичний щит досяг близьких до сучасних розмірів,

що обмежені береговою лінією континентів. Повністю Антарктичний льодовиковий щит сформувався на початок пізнього міоцену [7].

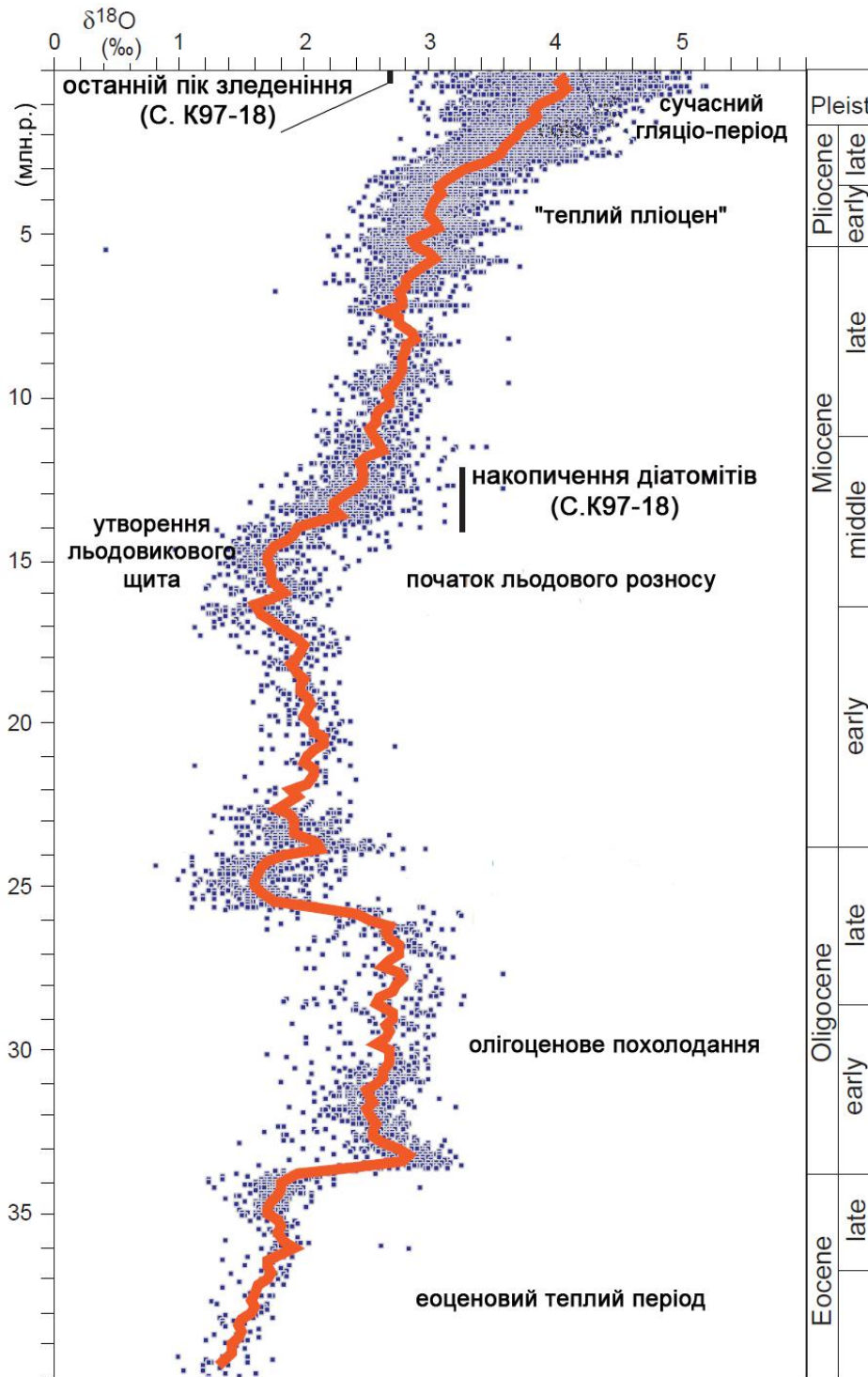


Рис. 3.3.7. Порівняння коливання $\delta^{18}\text{O}$ (показника палеотемператури) з льодовими обстановками району Антарктичного півострова, за останні 40 млн.р. [131], з доповненнями автора

Отже, на початок середнього міоцену, завдяки остаточному відокремленню Південної Америки та Антарктиди, навколо останньої сформувалася система циркуляції океанічних течій, близька до сучасної. Це привело до блокування надходження теплих (субтропічних) океанічних вод до узбережжя Антарктиди, що й спричинило активне охолодження материка та швидке розростання крижаного покрову.

На той час остаточно сформувався льодовиковий щит Східної Антарктиди і тут вже повсюдно існував айсберговий рознос осадового матеріалу [132, 133]. Льодовиковий щит Західної Антарктики на початку середнього міоцену складався щонайменше з двох частин; у вузькій прибережній полосі розвивалася тундрова рослинність [134]. Льодовиковий покрив цієї частини материка вже майже повністю блокував транспортування терригенного матеріалу з континенту у морський басейн, але айсберговий рознос ще не був повсюдним. Поступова зміна факторів приконтинентальної седиментації призвела до розширення поясу накопичення кременистих осадків навколо Антарктиди [134]. Зниження температур поверхневих морських вод викликало їх стійку стратифікацію і, як слідство, біологічну активність діатомових, що у поєднанні зі зменшенням привносу з материка терригенного та глинистого матеріалу, призвело до накопичення чистих морських діатомових осадків.

В силу означених вище причин, корінні діатоміти міоценового віку широко розповсюджені в районі досліджень: морським бурінням у південно-східній частині шельфу Південних Оркнейських островів і центральній частині моря Уедделла були виявлені потужні корінні шари діатомітів середньоміоценового віку [123, 124, 125, 135].

Реконструкція течій в районі Південних Оркнейських островів під час піку останнього антарктичного зледеніння [121] показала, що у гляціальні стадії збільшувалося зрізання та видалення льодовиками осадків шельфу (так званий "бульдозерний ефект") при насуванні криги на фіорди та шельф Антарктичного

півострова. Контрольоване вітрами АЦТ в результаті адвекції водних мас посилювало значення латерального переносу осаду. У міжльодовикові періоди, навпаки, домінував міжбасейнове перенесення в море Скоша.

Узагальнена схема реконструкції основних шляхів надходження теригенного матеріалу в південну частину моря Скоша у пізньому плейстоцені показує можливі шляхи транспортування вторинномобілізованих морською кригою осадків і дозволяє ймовірно визначити місце корінного місцезнаходження діатоміту. Найбільш вірогідно, що місце його формування було локалізоване в районі Південних Оркнейських островів або північної та північно-західної частини Антарктичного півострова з прилягаючими архіпелагами (рис. 3.3.6.).

З розвитком покровних льодовиків, перевідкладання осадових порід було розвинене повсюдно і діатомові являють собою біологічні маркери цього процесу. У літературі [132, 136-139] описаний факт знаходження у моренних відкладах неподалік гирла льодовика Росса перевідкладених діатомових комплексів нижньоміоценового та середньміоценового віку разом з одновіковими породами, та поодиноких решток кременистих мікрофосилій палеогенового та крейдового віку. Масове перевідкладення нині вимерлих видів спочатку спричинило хибне трактування віку порід. D. Harwood вказує на те, що стулки міоценових діатомових водоростей та одновікові породи (у тому числі і діатоміти) були перероблені шельфовим льодовиком у пізньому плейстоцені.

Підвищений вміст вимерлих діатомових водоростей у комплексах з верхньочетвертинних льодовикових відкладів південної частини протоки Дрейка [59], підтверджують припущення про переробітку льодовиком більш старих відкладів північно-західної частини шельфу Антарктичного півострова [53].

У четвертинних відкладах шельфу Південних Оркнейських островів також зафіксований факт перевідкладання більш старшого кременистого компоненту біогенного походження [72].

Таким чином на основі діатомового аналізу зразків порід колонки K97-18 виявив факт перевідкладання стулок середньоміоценових діатомітів у поверхневі відклади пізньоплейстоцен-голоценового віку.

В осадках колонки K97-18 було виділено два інтервали різні за літологічними характеристиками та за умовами утворення. Верхній шар містить пізньоплейстоцен-голоценові види діатомових водоростей, екологічна структура яких вказує на накопичення відкладів в умовах, близьких до сучасних: у глибокому відкритому морському басейні з крижанм покривом взимку, швидким таненням криги навесні з утворенням стратифікованої товщі води, при доволі теплому, але короткотривалому літньому періоду. Вік порід становить 0-0,13 млн. р. (субзона b зони *Thalassiosira lentiginosa*/*Fragilariopsis kerguelensis*). До складу діатомових комплексів нижнього інтервалу 0,38-0,50 м, входять, крім верхньочетвертинних, також міоценові види, а в основній масі породи відмічена значна кількість шматочків діатоміту, складених детритом стулок цих же видів. Це свідчить, що перевідкладання міоценових діатомітів, що відбувалося у пізньоплейстоцен-голоценовий час.

Аналіз таксономчного сокладу комплексів діатомових водоростей із краплень діатоміту у верхньочетвертинної породи, а саме наявність видів з чітко визначеним віковим діапазоном існування та індекс-видів, дав можливість співставити їх із діатомовою зоною *Denticulopsis simonsenii* і визначити вік їх формування як середньоміоценовий (14,2–12,3 млн. р.).

Основним агентом переносу міоценових порід в при антарктичних водах була дрейфуюча морська крига останнього антарктичного зледеніння. Аналіз напрямку та характеру водних течій, що існували на той час, дало підстави окреслити місце первинної локалізації шарів діатоміту у досить широкому

ареалі: Південні Оркнейські о-ви, північна-західна частина Антарктичного півострова та прилеглі острови.

Аналіз екологічної структури міоценових діатомових комплексів та літологічний склад порід, свідчить, що накопичення діатомітів відбувалося у відкритому глибокому морському басейні, позбавленому морської криги, з малою кількістю надходження теригенного матеріалу завдяки зледенінню Антарктиди. Не виключено, що поступання теригенного матеріалу, та накопичення діатоміту носило сезонний характер.

Отримана на основі діатомового аналізу інформація про джерела мобілізації, а також про шляхи та агенти переносу середньоміоценового осадового матеріалу може бути використана при вивченні особливостей морського седиментогенезу в Антарктиці, пов'язаних з розвитком материкового зледеніння у високих широтах.

Окрім перевідкладання осадового матеріалу на прикладі перенесення кригою діатомітів під час останнього антарктичного зледеніння, автором відмічаються ознаки еолового транспортування стулок діатомових. У цій дисертації процеси переносу та перевідкладення вітром спеціально не вивчалось, хоча знахідки у діатомових комплексах з голоценових відкладів поодиноких стулок нині вимерлих видів діатомових з товстостінними стулками зі слідами ушкодження вказують на наявність таких процесів. Але досліджених зразках, діатомові, перенесені вітром у море, або спочатку перенесені вітром в льодовик, а потім в море, присутні у вигляді поодиноких стулок вимерлих видів на фоні потужного четвертинного комплексу діатомових донних відкладів. Присутні у всіх зразках. Це, як правило товстостінні стулки з слідами ушкодження. У верхній частині колонки K97-18, це діатомові, що набули розквіту протягом міоцену, пліоцену, плейстоцену: *Actinocyclus ingens*, *A. ingens* var. *nodus*, *Denticulopsis simonsenii*, *D. dimorpha* *D. lauta*, *Lirodiscus ovalis*, *Rhizosolenia miocenica*; рідше палеогену: *Rocella praenitida*. Майже по всій довжині колонки K98-09, що неподалік острова Мордвінова зустрінуті стулки

A. ingens. У поверхневих пробах морських донних відкладів північно-західної частини шельфу Антарктичного півострова діагностовано нині вимерлі види та різновиди діатомових: *A. ingens*, *A. ingens* var. *nodus*, *D. simonsenii*, *D. dimorpha*, *Stictodiscus californicus*, *S. hardmanianus*, *Melosira Pantocheiki*.

Еолове транспортування уламкового матеріалу доволі поширене в Антарктиці. Цьому сприяють кліматичні умови, температурне та морозне вивітрювання, значні коливання добової [63]. Підхоплені вітром тонкі продукти руйнування переносяться на значну відстань, осідають безпосередньо у морі, або переносяться вглиб Антарктиди, осаджуються на поверхні льодовика і завдяки руху льодовика до краю континенту з подальшим таненням, все одно попадають у морські відклади. Таким чином руйнуються як міцні кристалічні породи, так і осадові, котрі можуть містити стулки діатомових. Завдяки своїм розмірам та питомій вазі – стулки діатомових хороший матеріал для перевідкладання вітром. Під час транспортування тонкостінні панцирі діатомових стираються, залишаються, як правило, товстостінні стулки, котрі в свою чергу зазнають ушкоджень. Крупні та видовжені стулки ламаються, тонка скульптура стулок зникає.

З одного боку, вивчаючи перевідкладені стулки, можна встановити шляхи та чинники міграції речовини, як то панувальні вітри або течії [97]. Натомість перевідкладені стулки діатомових можуть ввести дослідників в оману, про що говорилося у даній главі на прикладі перевідкладення діатомів у морі Росса. В породах з бідними або відсутніми діатомовими комплексами, чужорідні стулки можуть займати домінуюче положення. Тоді, визначення відносного віку порід та палеогеографічні реконструкції можуть бути хибним. Потрапляння більш древніх стулок у осад може здійснюватись шляхом перевідкладання під час його накопичення (відносний вік осаду буде завищено). Або навпаки – в більш древні породи по тріщинам вмиваються молодші види (відносний вік порід омолоджується). Виявлення в гляціогенній Формазії Сіріус (Трансантарктичні гори, море Росса) морських діатомових, стало причиною суперечок про

існування в Антарктиді в пліоцені теплого періоду (приблизно 3,0-2,5млн.р.), котрий міг визвати не тільки зникнення шельфового льодовика Росса, а й, частково, льодовиків Східної Антарктиди [140]. Але, проведені дослідження довели, що єдиним джерелом діатомових міг бути тільки атмосферний перенос [141].

При вивченні космічного пилу з антарктичних льодовиків, постійно знаходять в кризі перенесені вітром стулки діатомових, як сучасних, так і викопних. Навіть метеорит ALH 84001 з Марсу, котрий знайшли в Антарктичних льодовиках, не оминув участі забруднення діатомовими. Це представляє велику проблему для вчених, що шукають позаземні скам'янілості у метеоритах [142].

Вітри в Антарктиді, як відомо, досягають дуже високої швидкості. Зазвичай переважають стокові потоки від центру льодовикового куполу до периферії, до моря. Сильні шторми спостерігаються, як правило навколо континенту. Іноді особливо великі бурі проривають навколоантарктичний атмосферний фронт і проникають до Південного полюсу [140]. Ці епізодичні події трапляються декілька разів на рік, і можуть переносити стулки діатомових. Альтернативний механізм стратосферного переносу до полюса навряд чи має місце в силу того, що більшість діатомових водоростей, котрі знайдені в континентальних льодовиках Антарктиди, являються ендеміками Антарктиди, тоді як стратосферні часточки в більшості мають тропічне походження. Загалом у кризі антарктичних льодовиків діагностовано більше 40 видів діатомових морських та прісноводних [140]. Постачальником ступок діатомових слугують осадові гірські породи, що виходять на денну поверхню. Вітром їх переносить в сторону крижаного плато і відкладає на поверхню криги. Діатомові повільно, разом з льодовиком рухаються до краю крижаного покриву. В результаті абляції вони відкладаються у моренних відкладах або по тріщинам проникають вглиб гірських порід, в тому числі і вулканічного походження [143]. Досягаючи моря з льодовиками, стулки діатомові

перевідкладаються у кінцевій морені, або з айсбергами переносься далеко у море. Звичайно, найпростіший спосіб потрапляння чужорідних стулок діатомових – це пряме видування їх з материнської породи, транспортування вітром з подальшим потраплянням у морську воду, і, як наслідок – у морські відклади.

ВИСНОВКИ

Антарктика є ключовою частиною кліматичної системи Землі і чутливим барометром змін навколишнього середовища. Віддалена і негостинна, Антарктида є самою потужною природною лабораторією Землі. Розуміння яким Антарктичний континент був у минулому і як реагує Антарктика на зміни клімату дає можливість дослідникам більш точно прогнозувати його майбутні зміни.

Описані у дисертації дослідження є внеском у вивчення палеоклімату Антарктики та умов осадконакопичення протягом четвертинного часу в районах прилеглих до північної та північно-західної частини Антарктичного півострова, що отриманий за рахунок вивчення викопних комплексів кременистого фітопланктону. Значення роботи полягає в оцінці ролі діатомових водоростей як індикаторів палеокліматичних подій та показників палеоокеанологічних процесів у четвертинний час в районі шельфу Антарктичного півострова. Дослідження показало значення, діапазон можливостей діатомових водоростей для палеогеографічних реконструкцій та встановлення хронології кліматичних подій кайнозою у високих широтах.

Аналіз даних про викопні діатомові комплекси дозволив оцінити палеообстановки з визначенням положення крижаної кромки, гідродинамічних умов, температури поверхневої маси морської води, наявності та кількості дрейфуючої криги, глибини басейну, стратифікації водної товщі, репродуктивності вод, наявності чи відсутності зон апвелінгу Південного океану в районі Антарктичного півострова. Окрему увагу було приділено систематизації та узагальненню даних про видовий склад діатомових комплексів.

Результати даної роботи доповнюють інформацію про палеоклімат Антарктики, палеогеографічні умови та умови осадконакопичення протягом пізньочетвертинного часу в акваторіях, прилеглих до північної та північно-

західної частини Антарктичного півострова. Для досягнення мети було досліджено геологічний матеріал із розрізів морських верхньочетвертинних відкладів району робіт та виявлено залежність розповсюдження у донних відкладах біогенного компоненту (на прикладі викопних діатомових комплексів) від морфоструктурних зон шельфу північно-західної Антарктики; виявлено вплив абіогених факторів на формування діатомових комплексів; визначено палеогеографічні обстановки впродовж пізнього голоцену в північній частині Антарктичного півострова; виявлено джерела первинної локалізації осадової речовини, простежено шляхи та причини її міграції у південній частині моря Скоша.

В результаті вивчення фаціальних особливостей поверхневого шару морських донних відкладів північно-західної частини Антарктичного півострова та вміщених у них комплексів діатомових водоростей встановлено, що обстановки накопичення осаdkів були близькими до сучасних, відповідали морським умовам континентального шельфу. За характерними рисами асоціацій кременистих мікрowodоростей виділено п'ять біофацій, визначено ареали їх розповсюдження відносно морфоструктурних зон шельфу. Встановлено, що кожній зоні шельфу притаманні характерні діатомові комплекси з певними рисами видового складу та екологічною структурою. Основні фактори, що впливають на біофаціальну характеристику вміщуючих осаdkів у регіоні, це: глибина басейну, більша за фотичну зону, низька температура води, характер сезонного крижаного режиму, відстань від узбережжя, трофність середовища, гідродинамічний режим тощо.

В результаті дослідження кременистих мікрофосилій та літологічних особливостей верхньоголоценових морських донних відкладів потужністю 45 см південної частини протоки Дрейка біля острова Мордвінова визначено точний вік порід, який становить не більше 900 років, співвіднесено його з неоголяціалом, охарактеризовано умови седиментації та її швидкість, простежено послідовність змін палеогеографічних обстановок у часі та

зроблено висновки про трансформацію морського басейну за цей час. Виділено два кліматичні етапи з відмінними палеогеографічними умовами та умовами седиментогенезу, пов'язані зі зміною клімату. 1 – "малий льодовиковий період" (900-500 років тому) з існуванням помірнокрижаних умов, ускладненою циркуляцією поверхневих вод, швидкістю осадконакопичення 67,5 см/тис.р. та 2 – етап сучасного стрімкого потепління (від 500 років тому і до сьогодення), який характеризується підвищенням температури поверхневої води й становленням відкритоводних океанічних умов. Швидкість осадконакопичення у цей період становить 36 см/тис.р. У верхніх 3 см осаду, які відповідають останнім 80 рокам, встановлена поява біогенного карбонату – показника тенденції до потепління.

В результаті аналізу літологічного складу верхньоплейстоценово-голоценових морських донних відкладів потужністю 50 см південної частини моря Скоша (район Південних Оркнейських островів) та вилучених з них комплексів діатомових водоростей встановлено час седиментації, який її швидкість протягом голоцену, реконструйовано палеогеографічні обстановки пізнього плейстоцену та голоцену, виявлено участь процесів перевідкладання середньоміценового осадового матеріалу у формуванні верхньочетвертинних осадків, пов'язаних з діяльністю морської криги. Виділено два етапи формування поверхневого шару донних осадків під час останнього плейстоценового зледеніння та голоценовий постгляціальний етап з різними палеогеографічними обстановками та умовами осадконакопичення. У пізньоплейстоценовий час в районі дослідження існували суворі льодові обстановки. Встановлено факт перевідкладання міценових діатомітів та участь морської криги у перенесенні матеріалу. Дослідження видового складу вилучених з діатоміту комплексів кременистих мікрофітофосилій дало можливість визначити вік їхнього накопичення як середньоміценовий (зона *Denticulopsis simonsenii*, 14,2-12,1 млн. р.), Реконструйовано середньоміценові палеогеографічні обстановки під час формування діатомітів в регіоні як

субантарктичні, позбавлені криги морські умови, пов'язані із заключною фазою формування льодовиків на континенті. За аналізом усіх отриманих даних було встановлено можливі джерела мобілізації у районі північно-західного шельфу Антарктичного півострова та шляхи надходження перевідкладеного матеріалу під час останнього антарктичного зледеніння в південну частину моря Скоша. Встановлено, що на початку голоцену (8,4 тис. р.) у зв'язку з відступанням морського зледеніння умови суттєво помінялися й поступово стали подібні до існуючих нині. Швидкість осадконакопичення у цей період становить 4,6 см/тис.р.

Результати палеокліматичних досліджень і висновки щодо швидкостей та умов осадконакопичення в північній акваторії Антарктичного півострова представляють науковий інтерес і мають прикладне значення для реконструкції клімату пізнього голоцену високих широт, а також можуть бути використані при палеоокеанологічних дослідженнях пізньочетвертиної історії полярних областей. Залежність таксономічного складу і екологічної структури діатомових комплексів та закономірностей їхнього розповсюдження у поверхневому шарі морських донних відкладів північно-західного шельфу Антарктичного півострова від морфоструктурних зон є важливим підґрунтям для палеогеографічних реконструкцій у регіоні. Дані про джерела мобілізації, шляхи та агенти переносу середньоміоценового осадового матеріалу мають важливе значення для визначення направленості процесів морського седиментогенезу протягом неогену та кватеру та його зв'язку з глобальними кліматичними змінами, зокрема, з розвитком материкового зледеніння у високих широтах.

Загалом, вивчення та інтерпретація палеокліматичних подій в Північній Антарктиці важливі для усвідомлення закономірностей змін клімату, що має вирішальне значення для його довгострокового прогнозу, а також для розуміння послідовності трансформацій умов осадконакопичення у Південному океані.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Казарина, Г. Х. Роль диатомовых водорослей в накоплении биогенного кремнезема и преобразовании современных осадков [Текст] / Г. Х. Казарина, В. Н. Свальнов // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории : матер. VII Всерос. литологического совещания. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2013. – С. 403–406.
2. Лисицын, А. П. Ледовая седиментация в Мировом океане [Текст] / А. П. Лисицын. – М. : Наука, 1994. – 448 с.
3. Лисицын, А. П. Осадкообразование в океанах [Текст] / А. П. Лисицын. – М. : Наука, 1974. – 438 с.
4. Palaeoclimate reconstructions from the Antarctic Peninsula: Diatoms as indicators of Holocene environmental change [Text] / A. Hey, J.-J. Pike, C. Allen, D. Hodgso. // U.S. Geological Survey and The National Academies. – 2007. – №1047. – P. 1–4.
5. Esper, O. Quaternary surface water temperature estimations: New diatom transfer functions for the Southern Ocean [Text] / O. Esper, R. Gersonde. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2014. – №414. – P. 1–19. – (ISSN 0031-0182).
6. Romero, O. E. Chapter 20. Marine diatoms as indicators of modern changes in oceanographic conditions [Text] / O. E. Romero, L. K. Armand // In : The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences. – Cambridge : Cambridge University Press, 2010. – P. 373–400.
7. Кеннет, Дж. П. Морская геология. Т. 1. : пер. с англ. [Текст] / Дж. П. Кеннет. – Москва: Мир, 1987. – 397 с.
8. Кеннет, Дж. П. Морская геология. Т. 2. : пер. с англ. [Текст] / Дж. П. Кеннет. – Москва: Мир, 1987. – 384 с.

9. Anderson, J. B. Antarctic Marine Geology [Text] / J. B. Anderson. – Cambridge : Cambridge University Press, 2010. – 300 p.
10. Environmental responses of the Northeast Antarctic Peninsula to the Holocene climate variability [Text] / L. Barbara, X. Crosta, A. Leventer et al. // *Paleoceanography*. – 2016. – №31. – P. 131–147. – (DOI 10.1002/2015PA002785). – (ISSN 0883-8305).
11. Геологічна будова західного шельфу Антарктичного півострова : звіт про НДР [Текст] / В. П. Усенко, Р. Х. Греку, О. Ю. Митропольський та ін. ; ІГН НАН України. – Київ: ІГН, 2005. – 80 с. – (Фонди УАЦ).
12. The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments: 1. Sea ice related species [Text] / L. Armand, X. Crosta, O. Romero, J.-J. Pichon // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2005. – № 223. – P. 93–126. – (ISSN 0031-0182).
13. The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments: 2. Open ocean related species [Text] / X. Crosta, O. Romero, L. Armand, J.-J. Pichon // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2005. – №223. – P. 66–92. – (ISSN 0031-0182).
14. The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean surface sediments: 3. Tropical/Subtropical species [Text] / O. Romero, L. Armand, X. Crosta, J.-J. Pichon // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2005. – № 223. – P. 49–65. – (ISSN 0031-0182).
15. Ligowski, R. Morphological adaptation of a planktonic diatom to growth in Antarctic sea ice [Text] / R. Ligowski, R. Jordan, P. Assmy // *Marine Biology*. – 2012. – №159. – P. 817–827. – (DOI 10.1007/s00227-011-1857-6).
16. Огієнко, О. С. Видове різноманіття та екологічні особливості діатомових комплексів із поверхневого шару донних відкладів Західної Антарктики (район Аргентинських островів) [Текст] / О. С. Огієнко // *Вісник Київського університету. Геологія*. – 2014. – Вип. 4(67). – С. 14–18. – (ISSN 1728-2713).

17. Огієнко, О. С. Перевідкладання середньоміоценових діатомітів у верхньочетвертинні осади південної частини моря Скотта (Антарктика) [Текст] / О. С. Огієнко // Тектоніка і стратиграфія. – 2014. – № 41. – С. 106–117. – (ISSN 0376-7773).

18. Огієнко, О. С. Розподіл комплексів діатомових водоростей у поверхневому шарі донних відкладів північно-західної частини Антарктичного півострова за морфоструктурними зонами шельфу [Текст] / О. С. Огієнко // Вісник Київського університету. Геологія. – 2015. – Вип. 1(68). – С. 14–20. – (ISSN 1728-2713).

19. Огієнко, О. С. Біофаціальна характеристика за діатомовими водоростями донних відкладів шельфу Антарктичного півострова [Текст] / О. С. Огієнко // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2015. – №3(41). – С. 82–90. – (ISSN 1999-7566).

20. Огиенко, О. С. Влияние позднеголоценовых колебаний климата на обстановки седиментации в акватории Антарктического полуострова [Текст] / О. С. Огиенко, Ю. А. Тимченко // Вісник Київського університету. Геологія. – 2015. – Вип. 2(69). – С. 11–16. – (ISSN 1728-2713).

21. Ogienko, O. S. Taxonomic Composition of Diatom Assemblages (Bacillariophyta) from the Quaternary Deposits, Scotia Sea (Antarctic) [Text] / O. S. Ogienko // International Journal of Algae. – 2015. – №17. – P. 211–218. – (DOI 10.1615/Inter.JAlgae.v17.i3.20). – (ISSN 1521-9429).

22. Огиенко, О. С. Диатомовые водоросли как показатель динамики формирования поверхностных донных осадков южной части моря Скоша [Текст] / О. С. Огиенко, Ю. А. Тимченко // Международный научный журнал «ScienceRise». – 2015. – №5/1(10). – С. 31–37. – (DOI 10.15587/2331-8416.2015.42246). – (ISSN 2313-6286).

23. Огиенко, О. С. Особенности голоценового осадконакопления в северной акватории Антарктического полуострова по диатомовым водорослям

[Текст] / О. С. Огиенко // Вестник ИГ Институт геологии Коми НЦ УРО РАН. – Сыктывкар, 2015. – №248. – С. 28–31. – (ISSN 2221-1381).

24. Огиенко, О. С. Таксономический состав комплексов Bacillariophyta из четвертичных осадков моря Скоша (Антарктика) [Текст] / О. С. Огиенко // Альгология. – 2015. – №25. – С. 297–305. – (DOI <http://dx.doi.org/10.15407/alg25.03.297>). – (ISSN 0868-8540).

25. Огиенко, О. С. Диатомовые комплексы поверхностных отложений пролива Пенола (Западный сектор Антарктики) [Текст] / О. С. Огиенко // Диатомовые водоросли: морфология, систематика, флористика, экология, палеогеография, биостратиграфия : матер. XII междунар. науч. конф. диатомологов, посвящ. 120-летию со дня рождения А. И. Прошкиной-Лавренко. (Звенигород, 19-24 сент. 2011 г.). – М. : Университетская книга, 2011. – С. 248–250.

26. Огиенко, О. С. Характер распространения диатомовых водорослей в морских поверхностных отложениях района Аргентинских островов Западной Антарктики [Текст] / О. С. Огиенко // Актуальные проблемы современной альгологии : тезисы IV междунар. конф. (Киев, 23-23 мая 2012 г.). – Киев, 2012. – С. 220–221.

27. Огієнко, О. С. Особливості поширення діатомових водоростей у поверхневому шарі осадків в районі Аргентинських островів [Текст] / О. С. Огієнко // Палеонтологічні дослідження в удосконаленні стратиграфічних схем фанерозойських відкладів : матер. XXXIV сесії палеонтологічного товариства НАН України (Дніпропетровськ, 28-31 трав. 2012 р.). – Київ, 2012. – С. 136–137.

28. Огієнко, О. С. Різноманіття роду *Cocconeis* в морських донних відкладах Українського сектора Антарктики [Текст] / О. С. Огієнко // Комплекс стратиграфічних методів під час розшуків корисних копалин в осадовому чохлі фанерозою України : матер. всеукр. наук. конф. (Львів, 04-06 жовт. 2012 р.). – Львів, 2012. – С. 54–55.

29. Огиенко, О. С. Формирование голоценовых диатомовых комплексов поверхностных осадков южной части моря Скотта [Текст] / О. С. Огиенко // Диатомовые водоросли: современное состояние и перспективы исследований : матер. XIII междунар. конф. альгологов (Борок, 24-29 авг. 2013 г.). – Кострома, 2013. – С. 38.

30. Огієнко, О. С. Вивчення комплексів діатомових водоростей із поверхневих осадків південної частини моря Скотта [Текст] / О. С. Огієнко // Актуальні питання геологічних досліджень в Україні : тези IV щорічної всеукр. наук. конф. (Львів, 03-06 жовт. 2013 р.). – Львів, 2013. – С. 75–76.

31. Огієнко, О. С. Знахідки міоценових діатомітів у четвертинних донних відкладах Південної частини моря Скоша, Антарктика [Текст] / О. С. Огієнко // Еволюція органічного світу та етапи геологічного розвитку Землі : матер. XXXV сесії палеонтологічного товариства НАН України (Львів, 19-22 трав. 2014 р.). – Київ, 2014. – С. 110–111.

32. Gersonde, R. The reconstruction of Late Quaternary Antarctic sea-ice distribution – the use of diatoms as a proxy for sea-ice [Text] / R. Gersonde, U. Zielinski // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2000. – №162. – P. 263–286. – (ISSN 0031-0182).

33. Sjunneskog, C. Diatom and Sedimentological Investigations on West Antarctic Shelf Sediment : Dissertations from the Faculty of Science and Technology : 692 [Text] / Sjunneskog C. ; [Acta Universitatis Upsaliensis]. – Uppsala : Comprehensive Summaries of Uppsala, 2002. – 27 p.

34. Sprenk, D. Palaeoclimate and Ice-Sheet Dynamics in the Southern Ocean : Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät [Text] / Sprenk D. ; [der Universität zu Köln]. – Köln, 2013. – 129 p.

35. Dierssen, H. Glacial meltwater dynamics in coastal waters west of the Antarctic peninsula [Text] / H. Dierssen, R. Smith, M. Vernet // *Proceedings of the*

National Academy of Sciences (PNAS). – 2002. – №99(4). – P. 1790–1795. – (ISSN 1091-6490).

36. Domack, E. *Environmental setting of the Antarctic Peninsula [Text]* / E. Domack, A. Burnett, A. Leventer // Antarctic research series. – 2003. – №79. – P. 1–13. – (ISSN 0066-4634).

37. Holocene climate variations in the western Antarctic Peninsula: evidence for sea ice extent predominantly controlled by changes in insolation and ENSO variability [Text] / J. Etourneau, L. Collins, V. Willmott et al. // *Climate of the Past*. – 2013. – №9. – P. 1431–1446. – (DOI 10.5194/cp-9-1431-2013).

38. Sjunneskog, C. Postglacial marine diatom record of the Palmer Deep, Antarctic Peninsula (ODP Leg 178, Site 1098). 1. Total diatom abundance [Text] / C. Sjunneskog, F. Taylor // *Paleoceanography*. – 2002. – №17/4(3). – P. 1–8. – (DOI 10.1029/2000PA000563). – (ISSN 0883-8305).

39. Taylor F. Postglacial marine diatom record of the Palmer Deep, Antarctic Peninsula (ODP Leg 178, Site 1098). 2. Diatom assemblages [Text] / F. Taylor, C. Sjunneskog // *Paleoceanography*. – 2002. – №17/2(3). – P. 1–12. – (DOI 10.1029/2000PA000564). – (ISSN 0883-8305).

40. Armand, L. K. Chapter 11. Palaeo Sea Ice Distribution - Reconstruction and Palaeoclimatic Significance [Text] / L. K. Armand, A. Leventer // In : *Sea Ice: An Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology* / D. Thomas, G. Dieckmann (Eds.). – 2003. – P. 333–372.

41. Late Quaternary paleoceanographic change in the South Scotia Sea, northern Antarctic Peninsula [Text] / H. I. Yoon, S. H. Nam, K.-C. Yoo et al. // *Journal of the Geological Society of Korea*. – 2005. – №41. – P. 211–226. – (ISSN 2288-7377).

42. Late glacial to Holocene climatic and oceanographic record of sediment facies from the South Scotia Sea off the northern Antarctic Peninsula [Text] / H. I. Yoon, B. K. Khim, K.-C. Yoo et al. // *Deep Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2007. – №54(21-22). – P. 2367–2387. – (ISSN 0967-0645).

43. Diatom evidence for Holocene paleoclimatic change in the South Scotia Sea, West Antarctica [Text] / Y.-S. Bak, K.-C. Yoo, H. I. Yoon et al. // *Geosciences Journal*. – 2007. – №11. – P. 11–22. – (ISSN 1226-4806).

44. Climate changes in the South Orkney Plateau during the last 8600 years [Text] / J. I. Lee, Y.-S. Bak, K.-C. Yoo et al. // *The Holocene*. – 2010. – №20(3). – P. 395–404. – (DOI 10.1177/0959683609353430). – (ISSN 0959-6836).

45. Glaciomarine sedimentation and its paleoclimatic implications on the Antarctic Peninsula shelf over the last 15 000 years [Text] / H. I. Yoon, B.-K. Park, Y. Kim, C. Y. Kang // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2002. – №185. – P. 235–254. – (ISSN 0031-0182).

46. Laminations from the Palmer Deep: A Diatom-based interpretation [Text] / A. Leventer, E. Domack, A. Barkoukis et al. // *Paleoceanography*. – 2002. – №17/3. – P. 1–15. – (DOI 10.1029/2001PA000624). – (ISSN 0883-8305).

47. Holocene neoglacial events in the Bransfield Strait (Antarctica). Palaeoenographic and palaeoclimatic significance [Text] / M. Barcena, J. Fabres, E. Isla et al. // *Scientia Marina*. – 2006. – №70(4). – P. 607–619. – (ISSN 0214-8358)

48. Depositional environment of near-surface sediments, King George Basin, Bransfield Strait, Antarctica [Text] / H. I. Yoon, B.-K. Park, S. K. Chang et al. // *Geo-Marine Letters*. – 1994. – №14(1). – P. 1–9. – (ISSN 0276-0460).

49. Lee, Y. G. Micropaleontological (diatoms) study of the core sediments in the Bransfield Strait, Antarctica [Text] / Y. G. Lee // *Journal of the Paleontological Society of Korea*. – 1996. – №12(1) – P. 1–21. – (ISSN 1225-0929).

50. Origins and paleoceanographic significance of layered diatom ooze interval from the Bransfield Strait in the Northern Antarctic Peninsula around 2500 yrs BP [Text] / H. I. Yoon, B.-K. Park, Y. Kim et al. // *Antarctic Peninsula climate variability. Antarctic research series*. – 2003. – №79. – P. 225–238. – (ISSN 0066-4634).

51. Antarctic Phytoplankton Assemblages in the Marginal Ice Zone of the Northwestern Weddell Sea [Text] / S.-H. Kang, J.-S. Kang, S. Lee et al. // *Journal of*

Plankton Research. – 2001. – №23(4). – P. 333–352. – (DOI 10.1093/plankt/23.4). – (ISSN 0142-7873).

52. Origin of laminated diatom ooze in King George Basin sediments from Bransfield Strait, Antarctica [Text] / H. I. Yoon, B.-K. Park, M. W. Han et al. // Geosciences Journal. – 2001. – №5(3). – P. 225–231. – (ISSN 1226-4806).

53. Late Quaternary glacial–interglacial variations in sediment supply in the southern Drake Passage [Text] / J. I. Lee, H. I. Yoon, K.-C. Yoo et al. // Quaternary Research. – 2012. – №78. – P. 119–129. – (ISSN 0033-5894).

54. Abbot, H. W. Diatom investigations of southern ocean deep-sea cores [Text] / H. W. Abbot // Antarctic Journal of the U.S. – 1971. – №6. – P. 171.–172. – (ISSN 0003-5335).

55. Glacial reduction and millennial-scale variations in Drake Passage through flow [Text] / F. Lamy, H. Arz, R. Kilian et al. // Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS). – 2015. – №112(44). – P. 13496–13501. – (DOI 10.1073/pnas.1509203112). – (ISSN 1091-6490).

56. Core-based reconstruction of paleoenvironmental conditions in the southern Drake Passage (West Antarctica) over the last 150 ka [Text] / H. I. Yoon, K.-C. Yoo, Y.-S. Bak // Geo-Marine Letters. – 2009. – № 29(5) – P. 309–320. – (ISSN 0276-0460).

57. Bak, Y.-S. Late Quaternary climate changes around the Elephant Islands, Antarctic Peninsula [Text] / Y.-S. Bak, K.-C. Yoo, H. I. Yoon // Geosciences Journal. – 2014. – №18(4). – P. 495–501. – (ISSN 1226-4806).

58. Khim, B.-K. Postglacial marine environmental changes in Maxwell Bay, King George Island, West Antarctica [Text] / B.-K. Khim, H. I. Yoon // Polar Researcher. – 2003. – №22(2). – P. 341–353. – (ISSN 0800-0395).

59. Reconstruction of postglacial paleoproductivity in Long Lake, King George Island, West Antarctica [Text] / H. I. Yoon, B. K. Khim, K. Lee et al. // Polish Polar Researcher. – 2006. – №27(3). – P. 189–206. – (ISSN 0138-0338).

60. Sedimentological, geochemical and palaeontological evidence for a

neoglacial cold event during the late Holocene in the continental shelf of the northern South Shetland Islands, West Antarctica [Text] / K.-C. Yoo, H. I. Yoon, J.-K. Kim, B. K. Khim // *Polar Research*. – 2009. – №28. – P. 177–192. – (ISSN 0800-0395).

61. Glaciomarine sedimentation and its paleoceanographic implications along the fjord margins in the South Shetland Islands, Antarctica during the last 6000 years [Text] / H. I. Yoon, B.-K. Park, Y. Kim, D. Kim // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2000. – №157(3-4). – P. 189–211. – (DOI10.1016/S0031-0182(99)00165-0). – (ISSN 0031-0182).

62. Late Holocene cyclic glaciomarine sedimentation in a subpolar fjord of the South Shetland Islands, Antarctica, and its paleoceanographic significance: Sedimentological, geochemical, and paleontological evidence [Text] / H. I. Yoon, K.-C. Yoo, Y.-S. Bak et al. // *Geological Society of America (GSA Bulletin)*. – 2010. – №122(7/8). – P. 1298–1307. – (DOI 10.1130/B30178.1).

63. Бібік, В. А. Звіт про роботи І Української морської комплексної антарктичної експедиції (І УМКАЕ), виконані з 18 січня по 15 травня 1997 року (60-й рейс НДС "Ернст Кренкель") [Текст] / В. А. Бібік. – Київ : УАЦ, 1997. – 300 с.

64. Birkenmajer, K. Geological research of the Polish Geodynamic Expeditions to West Antarctica, 1984-1991: Antarctic Peninsula and adjacent islands [Text] / K. Birkenmajer // *Polish Polar Research*. – 1998. – № 19(1-2). – P. 125–142. – (ISSN 0138-0338).

65. Геология и металлогения Южного океана [Текст] / П. Ф. Гожик, Г. Н. Орловский, Л. И. Митин и др. [Отв. ред. Шнюков Е.Ф.] ; АН УССР. Ин-т геологических наук. – Киев: Наук. думка, 1991. – 192 с. – (ISBN 5-12-001909-9).

66. Diatom quantification and their distribution with salinity brines in coastal sediments of Terra Nova Bay (Antarctica) [Text] / F. Baldi, C. Facca, D. Marchetto et al. // *Marine Environmental Research*. – 2011. – №71. – P. 1–26.

67. Barnard, A. Late Holocene climate change recorded in proxy records from a Bransfield Basin sediment core, Antarctic Peninsula [Text] / A. Barnard, J. Wellner, J. Anderson // *Polar Research*. – 2014. – №33. – P. 1–13. – (ISSN 0800-0395).

68. Xiao, W. Last Glacial - Holocene climate variability in the Atlantic sector of the Southern Ocean [Text] / W. Xiao, O. Esper, R. Gersonde // *Quaternary Science Reviews*. – 2016. – №135. – P. 115–137. – (DOI 10.1016/j.quascirev.2016.01.023). – (ISSN 0277-3791).

69. Kolpack, R. L. Surface Sediments of Drake Passage [Text] / R. L. Kolpack // *Antarctic Journal of the U.S.* – 1967. – №5. – P. 183. – (ISSN 0003-5335).

70. Heroy, D. Holocene climate change in the Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: evidence from sediment and diatom analysis [Text] / D. Heroy, C. Sjunneskog, J. Anderson // *Antarctic Science*. – 2008. – №20(1). – P. 69–87. – (ISSN 0954-1020).

71. Goodell, H. G. The marine geology of the Southern Ocean: Pacific-Antarctic and Scotia Basins [Text] / H. G. Goodell // In : *Marine geology USNS Eltanin cruises 9-15 ; Sedimentology Research Laboratory Department of Geology Florida State University*. – 1965. – P. 1–35.

72. Pudsey, C. J. Late Pliocene to Quaternary sedimentation on the South Orkney shelf [Text] / C. J. Pudsey, J. W. Murau, P. F. Ciesielski // *British Antarctic Survey Bulletin*. – 1987. – №77. – P. 81–97.

73. Грикуров, Г. Э. Геология Антарктического полуострова [Текст] / Г. Э. Грикуров. – М. : Наука, 1973. – 120 с.

74. Barker, P. Chapter 27. Tectonic development of the Scotia Arc Region, in *The Geology of Antarctica* [Text] / P. Barker, I. Dalziel, B. Story // In : *Oxford Science Publications, Monograph on Geology and Geophysics / ed. by R. J. Tingey*. – Oxford : Clarendon Press, 1991. – 27. – P. 215–248.

75. Evidence for hydrothermal venting and sediment volcanism discharged after recent short-lived volcanic eruptions at Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica [Text] / L. Samoza, J. Martinez-Frias, J. Smellie et al. // *Marine Geology*.

– 2004. – №203. – P. 119–140.

76. King, E. C. The margins of the South Orkney Microcontinent [Text] / E. C. King, P. F. Barker // *Journal of the Geological Society*. – 1987. – №145. – P. 317–331. – (DOI 10.1144/gsjgs.145.2.0317). – (ISSN 0016-7649).

77. Sverdrup, H. The Oceans: their physics, chemistry and general biology [Text] / H. Sverdrup, M. Johnson, R. Fleming. – New Jersey : Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1942. – 1087 p.

78. Flowerdew, M. J. Geological Map of the South Orkney Islands (1:150 000 scale). Sheet 3 [Map] / M. J. Flowerdew, T. R. Riley, C. E. Haselwimmer. – BAS GEOMAP 2 Series. – Cambridge : British Antarctic Survey, 2011.

79. Диатомовый анализ. Кн. 1 : Общая и палеоботаническая характеристика диатомовых водорослей руководство [Текст] / [общ. ред. А. Н. Криштофовича]. – М.-Л. : Гос. изд-во геол. лит-ры, 1949. – 240 с.

80. Жузе, А. П. К методике технической обработки горных пород в целях диатомового анализа [Текст] / А. П. Жузе // Диатомовый сборник : (Посвященный памяти профессора В. С. Порецкого) : статьи. – Л. : Изд-во Ленинградского ун-та, 1953. – С. 206-220.

81. Round, F. E. The diatoms: biology and morphology of the genera [Text] / F. E. Round, R. M. Crawford, D. G. Mann. – Cambridge : Cambridge University Press, 1990. – 758 p.

82. Scott, F. J. Antarctic Marine Protists [Text] / F. J. Scott, H. J. Marchant. – Canberra : Australian Biological Resources Study, 2005. – 572 p.

83. Усачев, П. И. Микрофлора полярных льдов [Текст] / П. И. Усачев // Труды Института океанологии Академии Наук СССР. – 1949. – Т. 3. – С. 216–259.

84. Diatom assemblages in surface sediments of the northwestern Weddell Sea, Antarctic Peninsula [Text] / A. Buffen, A. Leventer, A. Rubin, T. Hutchins // *Marine Micropaleontology*. – 2007. – №62. – P. 7–30. – (ISSN 0377-8398).

85. Observations on the relationship between the Antarctic coastal diatoms *Thalassiosira antarctica* Comber and *Porosira glacialis* (Grunow) Jorgensen and sea ice concentrations during the Late Quaternary [Text] / J. Pike, X. Crosta, E. Maddison et al. // *Marine Micropaleontology*. – 2009. – №73. – P. 14–25. – (ISSN 0377-8398).

86. Esper, O. Diatom distribution in southeastern Pacific surface sediments and their relationship to modern environmental variables [Text] / O. Esper, R. Gersonde, N. Kadagies // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2010. – №287. – P. 1–27. – (ISSN 0031-0182).

87. Protists in the marine ice of the Amery Ice Shelf, East Antarctica [Text] / D. Roberts, M. Craven, C. Minghong et al. // *Polar Biology*. – 2007. – №30(2). – P. 143-153.

88. Crosta, X. Distribution of *Chaetoceros* resting spores in modern peri-Antarctic sediments [Text] / X. Crosta, J.-J. Pichon, M. Labracherie // *Marine Micropaleontology*. – 1997. – №29. – C. 289–299. – (ISSN 0377-8398).

89. Fryxell, G. A. Comparison of winter and summer growth stages of the diatom *Eucampia antarctica* from the Kerguelen Convergence Zone [Text] / G.A. Fryxell // *Proc. ODP, Sci. Results, 119 : College Station TX (Ocean Drilling Program)* ; [J.-A. Barron & B. Larsen (Eds.)]. – 1991. – P. 675–685.

90. *Eucampia* Index as an indicator of the Late Pleistocene oscillations of the winter sea-ice extent at the ODP Leg 119 Site 745B at the Kerguelen Plateau [Text] / I. Kaczmarek, N. Barbrick, J. Ehrman, G. Cant // *Hydrobiologia*. – 1993. – №269/270 – P. 103–112.

91. Seasonal progression of diatom assemblages in surface waters of Ryder Bay, Antarctica [Text] / A. Annett, D. Carson, X. Crosta et al. // *Polar Biol.* – 2010. – №33. – P. 13–29.

92. Warnock, J. Diatom species abundance and morphologically-based dissolution proxies in coastal Southern Ocean assemblages [Text] / J. Warnock, R. Scherer // *Continental Shelf Research*. – 2015. – №102. – P. 1–8.

93. Marine pelagic ecosystems: The West Antarctic Peninsula [Text] / H. Ducklow, K. Baker, D. Martinson et al. // Philosophical Transactions of the Royal Society of London : Series B-Biological Sciences. – 2007. – №362(1477). – P. 67–94.

94. Syvertsen, E. Resting Spore Formation in the Antarctic Diatoms *Coscinodiscus furcatus* Karsten and *Thalassiosira australis* Peragallo [Text] / E. Syvertsen // Polar Biol. – 1985. – №4. – P. 113–119.

95. Poulin, M. Sub-ice colonial *Melosira arctica* in Arctic first-year ice [Text] / M. Poulin, G. Underwood, C. Michel // Diatom Research. – 2014. – №29. – P. 213–221.

96. Benthic diatom flora of freshwater and saline lakes in the Larsemann Hills and Rauer Islands, East Antarctica [Text] / K. Sabbe, E. Verleyen, D. Hodgson et al. // Antarctic Science. – 2003. – №15. – P. 227–248. – (ISSN 0954-1020).

97. Chapter 14. Diatoms as indicators of environmental change in Antarctic and subantarctic freshwaters [Text] / S. A. Spaulding, B. Van de Vuver, D. A. Hodgson et al. // In : The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences / eds. J. P. Smol, E. F. Stoermer. – 2nd Edition. – Cambridge : Cambridge University Press, 2010. – P. 267-283.

98. Греку, Т. Р. Роль льодового морфогенезу та тектоніки в формуванні західного шельфу Антарктичного півострова : автореф. дис. ... канд. геол. наук : 04.00.10 [Текст] / Греку Т. Р. ; [Інститут геологічних наук НАН України]. – К., 2005. – 24 с.

99. Греку, Т. Р. Изучение особенностей формирования структуры и морфологии западного шельфа Антарктического полуострова по результатам тектонических и гляциологических исследований [Текст] / Т. Р. Греку // Український антарктичний журнал. – 2006. – №4–5. – С. 30–38.

100. Taylor, F. Holocene paleoclimate change in the Antarctic Peninsula: evidence from the diatom, sedimentary and geochemical record [Text] / F. Taylor,

J. Whitehead, E. Domack // *Marine Micropaleontology*. – 2001. – №41. – P. 25–43. – (ISSN 0377-8398).

101. Olguín, H. F. Species composition and biogeography of diatoms in Antarctic and Subantarctic (Argentine shelf) waters (37–76°S) [Text] / H. F. Olguín, V. A. Alder // *Deep Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2011. – №58(1-2). – P. 139–152. – (ISSN 0967-0645).

102. Statistical modeling of southern ocean marine diatom proxy and winter sea ice data: Model comparison and developments [Text] / A. Ferry, N. Prvan, B. Jersky et al. // *Progress in Oceanography*. – 2015. – №131. – P. 100–112. – (DOI 10.1016/j.procean.2014.12.001). – (ISSN 0079-6611).

103. Ломакин, П. Д. Характеристика течений, ледовых условий и рельефа дна межостровной зоны архипелага Аргентинские острова (месторасположения станции "Академик Вернадский") [Текст] / П. Д. Ломакин, А. А. Саркисов, В. П. Усенко // *Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу : Збірн. наук. праць / НАН України, МГІ, ІГН, ОФ ІнБПМ*. – Севастополь, 2005. – Вип. 12. – С. 307–313.

104. Diatoms and biomarkers evidence for major changes in sea ice conditions prior the instrumental period in Antarctic Peninsula [Text] / L. Barbara, X. Crosta, S. Schmidt, G. Masse / *Quaternary Science Reviews*. – 2013. – №79. – P. 99–110. – (ISSN 0277-3791).

105. Ferrario, M. Chaetoceros resting spores in the Gerlache Strait, Antarctic Peninsula [Text] / M. Ferrario, E. Sar, M. Vernet // *Polar Biol.* – 1998. – №19. – P. 286–288.

106. Gleitz, M. Physiological responses of a small Antarctic diatom (*Chaetoceros* sp.) to simulated environmental constraints associated with sea-ice formation [Text] / M. Gleitz, D. Thomas // *Marine Ecology Progress Series*. – 1992. – №88. – P. 271–278.

107. Leventer, A. Sediment trap diatom assemblages from the northern Antarctic Peninsula region [Text] / A. Leventer // Deep Sea Research. Part A: Oceanographic Research Papers. – 1991. – №38(8-9). – P. 1127–1143.

108. Модель формирования вулканических и морских вулканогенно-осадочных образований острова Десепшен (Западная Антарктика): исходные данные для моделирования [Текст] / С. Е. Шнюков, И. И. Лазарева, Е. А. Хлонь и др. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2013. – №1. – С. 44–65. – (ISSN 1999-7566).

109. Герасимюк, В. П. Водоросли прибрежных вод и внутренних водоемов острова Галиндез (архипелаг Аргентинские острова, Антарктика) [Текст] / В. П. Герасимюк // Альгология. – 2008. – №18. – С. 58–71. – (ISSN 0868-8540).

110. Козлова, О. Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики [Текст] / О. Г. Козлова. – М. : Наука, 1964. – 167 с.

111. New approaches and progress in the use of polar marine diatoms in reconstructing sea ice distribution [Text] / A. Leventer, L. Armand, D. M. Harwood et al. // Papers in the Earth and Atmospheric Sciences : 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences. – 2008. – Paper 287.

112. Toggweiler, J. Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation / J. Toggweiler, B. Samuels // Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers. – 1995. – №42(4). – P.477-500.

113. Antarctic Peninsula Ice Sheet evolution during the Cenozoic Era [Text] / B. Davies, M. Hambrey, J. Smellie et al. // Quaternary Science Reviews. – 2012. – №31. – P. 30–66. – (ISSN 0277-3791).

114. Nielsen, S. Holocene climate in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Controlled by insolation or oceanic circulation? [Text] / S. Nielsen, N. Кос, X. Crosta // Geological Society of America. – 2004. – №32(4). – P. 317–320. – (DOI 10.1130/G20334.1).

115. Пушина, З. В. Позднечетвертичные диатомовые водоросли и эволюция палеогеографических обстановок в центральном секторе Восточной

Антарктики : дис. ... канд. геол.-мин. наук : 25.00.02 “Палеонтология и стратиграфия” [Текст] / Пушина З. В. – Санкт-Петербург, 2008. – 193 с.

116. Ligowski, R. Sea ice microalgae at the northern boundary of the pack ice between Elephant Island and South Orkney Islands (December 1988 - January 1989) [Text] / R. Ligowski // Polish Polar Research. – 1991. – №12(4). – P. 547–564. – (ISSN 0138-0338).

117. Thinking outside the zone: Highresolution quantitative diatom biochronology for the Antarctic Neogene [Text] / R. Cody, R. Levy, D. Harwood, P. Sadler // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2008. – №260. – P. 92–121.

118. Antarctic and Southern Ocean influences on Late Pliocene global cooling [Text] / R. McKay, T. Naish, L. Carter et al. // Proceedings of the National Academy of Sciences of United States of America. – 2012. – №109(17). – P. 6423–6428.

119. Zielinski, U. Plio-Pleistocene diatom biostratigraphy from ODP Leg 177, Atlantic sector of the Southern Ocean [Text] / U. Zielinski, R. Gersonde // Marine Micropaleontology. – 2002. – №45(3-4). – P. 225–268. – (DOI 10.1016/s0377-8398(02)00031-2 – (ISSN 0377-8398).

120. Censarec, B. Data report: Relative abundance and stratigraphic ranges of selected diatom from Miocene sections at ODP Sites 689, 690, 1088 and 1092 (Atlantic sector of Southern Ocean) [Text] / B. Censarec, R. Gersonde // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – 2003. – №117. – P. 1–14. – (DOI 10.2973/odp.proc.sr.177.119.2003).

121. Terrigenous sediment supply in the Scotia Sea (Southern Ocean): response to Late Quaternary ice dynamics in Patagonia and on the Antarctic Peninsula [Text] / B. Diekmann, G. Kuhn, V. Rachold et al. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2000. – №162. – P. 357–387. – (ISSN 0031-0182).

122. Climatic control on variations of terrigenous particle provenance and transport in the Scotia Sea (Southern Ocean): evidence from Nd, Pb, and Sr isotopes

[Text] / H. Walter, E. Hegner, B. Diekmann et al. // Goldschmidt conference. – Toulouse, 1998. – P. 1623–1624.

123. Baldauf, J. Diatom biostratigraphy: Kerguelen Plateu and Pryds Bay regions of the Southern Ocean [Text] / J. Baldauf, J. Barron // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – 1991. – №119. – P. 547–598.

124. Gersonde, R. Neogene diatom biostratigraphy of ODP Leg 113, Weddell Sea (Antarctic Ocean) [Text] / R. Gersonde, L. Burckle // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – 1990. – №113. – P. 761–789.

125. Gersonde, R. Taxonomy and morphologucture of neogene diatoms from the Southern Ocean, ODP LEG 113 [Text] / R. Gersonde // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – 1990. – №113. – P. 791–802.

126. Harwood, D. Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediment from Kerguelen Plateu, Leg 120 [Text] / D. Harwood, T. Maruyama // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – 1992. – №120. – P. 683–733.

127. Winter, D. Data report: Neogene diatom biostratigraphy, Antarctic Peninsula Pacific margin, ODP Leg 178 rise sites [Text] / D. Winter, M. Iwai // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – 2002. – №178. – P. 1–25.

128. Пушина, З. П. Диатомовые водоросли из кайнозойских отложений гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) и их стратиграфическое значение [Текст] / З. П. Пушина, Р. В. Гогорев, П. И. Лунев // Диатомовые водоросли: морфология, систематика, флористика, экология, палеогеография, биостратиграфия : матер. XII междунар. науч. конф. диатомологов, посвящ. 120-летию со дня рождения А. И. Прошкиной-Лавренко. – М. : Университетская книга, 2011. – С. 256–259.

129. Censarec, B. Miocene diatom biostratigraphy at ODP Sites 689, 690, 1088, 1092 (Atlantic sector of Southern Ocean) [Text] / B. Censarec, R. Gersonde // Marine Micropaleontology. – 2002. – №11. – P. 309–359. – (ISSN 0377-8398).

130. Censarec, B. Data report: Relative abundance and stratigraphic ranges of selected diatom from Miocene sections at ODP Sites 689, 690, 1088 and 1092 (Atlantic sector of Southern Ocean) [Text] / B. Censarec, R. Gersonde // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – 2003. – №177. – P. 1–14.

131. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present [Text] / J. Zachos, M. Pagani, L. Sloan et al. // Science. – 2001. – №292. – C. 686–693.

132. Harwood, D. Diatom biostratigraphy and paleoenvironmental significance of reworked Miocene diatomaceous clasts in sediments from RISP site J-9 [Text] / D. Harwood, R. Scherer // Antarctic Journal of the U.S. – 1988. – №23. – P. 31–34. – (ISSN 0003-5335).

133. Antarctic Peninsula Ice Sheet evolution during the Cenozoic Era [Text] / B. Davies, M. Hambrey, J. Smellie et al. // Quaternary Science Reviews. – 2012. – №31. – P. 30–66. – (ISSN 0277-37-91).

134. Bart, P. Were West Antarctic Ice Sheet grounding events in the Ross Sea a consequence of East Antarctic Ice Sheet expansion during the middle Miocene? [Text] / P. Bart // Earth and Planetary Science Letters. – 2003. – №216. – P. 93–107. – (ISSN 0012-821X).

135. Schwarz, S. Sediment History of the Miocene-Pliocene Weddell Sea Abyssal Plain : Masters Theses : Paper 15 [Text] / Schwarz S. ; [Wesleyan University, Middletown]. – Connecticut, 2011. – 129 p.

136. Harwood, D. Lower Miocene Diatom Biostratigraphy of the CRP-1 Drillcore, McMurdo Sound, Antarctica [Text] / D. Harwood, S. Bohaty, R. Scherer // Terra Antarctica. – 1998. – №5(3). – P. 499–514.

137. Harwood, D. Multiple Miocene marine productivity events in West Antarctica as recorded in upper Miocene sediments beneath the Ross Ice Shelf (Site J-9) [Text] / D. Harwood, R. Scherer, P.-N. Webb // Marine Micropaleontology. – 1989. – №15. – P. 91–115. – (ISSN 0377-8398).

138. Micropaleontological analysis of sediments from the Crary Ice Rise, Ross Ice Shelf [Text] / R. Scherer, D. Harwood, S. Ishman, P.-N. Webb // Antarctic Journal of the U.S. – 1988. – №23. – P. 34–36. – (ISSN 0003-5335).

139. Sjunneskog, C. Mixed diatom assemblages in glacial sediment from the central Ross Sea, Antarctica [Text] / C. Sjunneskog, R. Scherer // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2005 – №218(3-4). – P. 287–300. – (ISSN 0031-0182).

140. Kellogg, D. E. Diatoms in a South Pole ice core: Serious implications for the age of the Sirius Group [Text] / D. E. Kellogg, T. B. Kellogg // Antarctic Journal of the U.S. – 1997. – №32(1). – P. 213–218. – (ISSN 0003-5335).

141. Atmospheric transport and concentration of diatoms in surficial and glacial sediments of the Allan Hills, Transantarctic Mountains [Text] / R. McKay, P. Barrett, M. Harper, M. Hannah // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2008. – №260(1-2). – P. 168–183. – (ISSN 0031-0182).

142. Taylor, G. J. Fossils Blowing in the Wind: More Contamination of Antarctic Meteorites [Electronic resource] / PSR Discoveries: Feature: More Contamination of Antarctic Meteorites. – Режим доступа : URL: <http://www.psr.d.hawaii.edu/July99/contamination.html>. – Posted July 30, 1999. – Загол. з екрану.

143. Stroeven, A. Recycled marine microfossils in glacial tills of the Sirius Group at Mount Fleming: Transport mechanisms and pathways [Text] / A. Stroeven, M. Prentice, J. Kleman // Antarctic Journal of the U.S. – 1997. – №32(1). – P. 219–224. – (ISSN 0003-5335).