

Міністерство освіти і науки України  
Харківський національний університет імені В.М. Каразіна  
Факультет геології, географії, рекреації та туризму  
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

*До захисту перед ЄК допущено*  
*В.о. зав. кафедри \_\_\_\_\_ доц. Петік В.О.*  
*«\_\_\_\_\_» \_\_\_\_\_ 2025 року*

**«Кореляція та тектонічна еволюція венд-кембрійських відкладів  
у континентальних басейнах Північної Євразії»**

**КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА МАГІСТРА**

Виконав:  
студент 2 курсу, група ГХ-21,  
спеціальність 103 Науки про Землю,  
освітньо-професійна програма  
«геологія нафти і газу»  
**Місюра Дмитро Костянтинівич**  
Керівник:  
к. геол. н., доцент  
**Самчук Ірина Миколаївна**

*Кваліфікаційна робота захищена*  
*з оцінкою «\_\_\_\_\_»*  
\_\_\_\_\_  
*Голова ЄК Безрук К.О.*  
\_\_\_\_\_  
*Секретар ЄК Тищенко І.І.*  
*«\_\_\_\_\_» \_\_\_\_\_ 2025 року*

## ЗМІСТ

<b>ВСТУП</b> .....	3
<b>РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ</b> .....	7
1.1. Ізотопна стратиграфія вендських відкладів та її роль у внутрішньобасейновій кореляції.....	7
1.2. ГЕОХІМІЯ: ВІДБІР ПРОБ, АНАЛІЗИ ТА РЕЗУЛЬТАТИ.....	11
1.3. Діагенетична модифікація значень $\delta^{13}\text{C}$ .....	14
1.4. Інтеграція геологічних та геохімічних даних .....	18
<b>РОЗДІЛ 2. ХЕМОСТРАТИГРАФІЯ ВЕНДСЬКО-КЕМБРІЙСЬКОГО БАСЕЙНУ</b> .....	21
2.1 Регіональна геологія території дослідження.....	23
2.2 Ізотопна хемотратиграфія та її використання в кореляції розрізів .	297
<b>РОЗДІЛ 3. ОСАДОНАКОПИЧЕННЯ ТА ПАЛЕОГЕОДИНАМІКА ВЕНДСЬКО-КЕМБРІЙСЬКОГО БАСЕЙНУ</b> .....	29
3.1. Седиментологія та осадові фації .....	29
3.2. Систематика та палеоекологічні інтерпретації фацій вендсько- кембрійських відкладів .....	37
3.3. Палеогеодинаміка вендсько-кембрійського басейну .....	39
<b>РОЗДІЛ 4. Стратиграфічні докази зв'язку Сибір-Лаврентія та ранньокембрійського рифтогенезу</b> .....	46
4.1 Стратиграфія Сибіру та тектонічна кореляція з Лаврентією .....	48
4.2. Неопротерозойський рифтинг у Західній Сибірі та Лаврентії.....	52
<b>ВИСНОВКИ</b> .....	57
<b>Список використаних джерел</b> .....	59

## РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка до кваліфікаційної роботи має обсяг 62 сторінки, містить 4 розділи, 39 джерел у списку літератури.

*Об'єктом дослідження* є вендсько-кембрійські відклади Північно-Східного Сибірського кратона, що зберегли стратиграфічні, геохімічні та палеогеодинамічні свідчення еволюції басейну. Предмет дослідження – хемотратиграфічні, послідовні та тектонічні характеристики басейнових систем, які відображають динаміку розвитку Сибіру на межі докембрію та палеозою та його можливі кореляції з Лаврентією.

*Мета роботи* полягає у реконструкції седиментаційних умов, палеогеодинамічних процесів та ізотопно-геохімічної еволюції вендсько-кембрійського басейну, а також у встановленні кореляційних зв'язків між Сибіром і Лаврентією на основі інтеграції геологічних та геохімічних даних.

У роботі застосовано *методи* карбонатної ізотопної хемотратиграфії ( $\delta^{13}\text{C}$ ), геохімічних аналізів, літологічного та фаціального моделювання, послідовної стратиграфії, структурно-геологічного аналізу, а також палеотектонічної реконструкції. Аналітичні дослідження виконано із використанням сучасної лабораторної апаратури для мас-спектрометрії стабільних ізотопів та рентгенофлуоресцентного аналізу.

У результаті визначено послідовність ізотопних подій у верхньому венді та нижньому кембрії, встановлено фаціальні переходи від прибережно-мілководних до відкритих морських умов, обґрунтовано басейнову асиметрію та диференційовані рухи кратона. Сформовано хемотратиграфічну модель, що дозволяє виконувати внутрішньобасейнову та міжбасейнову кореляцію. У роботі вперше для даного регіону здійснено зіставлення стратиграфічних послідовностей Сибірського та Північноамериканського (Лаврентійського) кратонів, що підтверджує їхню можливу тектонічну сумісність у складі суперконтиненту Родинія.

*Отримані результати* мають широке застосування у нафтовій геології, регіональній стратиграфії, палеогеодинамічних реконструкціях та

геоінформаційних моделях басейнів. Хемостратиграфічні критерії можуть бути використані для пошуків вуглеводнів у вендсько-кембрійських комплексах, де ізотопні події відіграють роль маркерів систем нафтоутворення.

Економічна ефективність результатів полягає у підвищенні точності стратиграфічних моделей, що дає змогу зменшити ризики при бурінні, оптимізувати геолого-розвідувальні роботи та покращити прогнозування перспективних резервуарів.

Значення роботи полягає у комплексному синтезі геологічних, геохімічних і тектонічних даних, що формує оновлене уявлення про ранньокембрійський рифтогенез та позицію Сибіру в глобальних реконструкціях. У висновках обґрунтовано головні рушійні чинники басейнової еволюції та подано уточнену модель розвитку кратона.

Прогнозні припущення передбачають можливість деталізації кореляційних схем шляхом залучення Sr-ізотопної стратиграфії, удосконалення цифрових моделей басейнової динаміки та уточнення параметрів реконструкції суперконтинентів неопротерозою.

**КЛЮЧОВІ СЛОВА:** ВЕНД, КЕМБРІЙ, ІЗОТОПНА ХЕМОСТРАТИГРАФІЯ, СИБІРСЬКИЙ КРАТОН, ЛАВРЕНТІЯ, РИФТОГЕНЕЗ, ПАЛЕОГЕОДИНАМІКА.

## ВСТУП

Венд-кембрійські відклади континентальних басейнів Північної Євразії становлять особливий науковий та прикладний інтерес, оскільки саме в цей час відбувалися суттєві тектонічні перебудови, що визначили подальший геологічний розвиток платформних областей. Незважаючи на значну кількість досліджень, низка питань, пов'язаних із стратиграфічною кореляцією, реконструкцією тектонічних подій та еволюцією осадонакопичення, залишаються дискусійними. Нечіткість кореляційних схем, фрагментарність геологічних матеріалів та різна ступінь вивченості окремих басейнів обумовлюють необхідність комплексного аналізу, спрямованого на уточнення стратиграфії та встановлення закономірностей тектонічної еволюції цього інтервалу.

Актуальність дослідження визначається потребою удосконалення регіональних стратиграфічних шкал, підвищення точності геологічного моделювання та формування єдиної концепції тектонічного розвитку континентальних басейнів Північної Євразії наприкінці протерозою – на початку фанерозою. Результати роботи мають важливе значення для наук про Землю, зокрема стратиграфії, регіональної геології, палеотектоніки, а також для прикладних галузей – прогнозування корисних копалин та геолого-розвідувальних робіт.

**Метою роботи** є встановлення особливостей кореляції венд-кембрійських відкладів та реконструкція тектонічної еволюції континентальних басейнів Північної Євразії на основі комплексного аналізу геологічних, геофізичних та літолого-стратиграфічних даних.

Для досягнення поставленої мети необхідно виконати такі **завдання дослідження**:

1. Проаналізувати геологічну будову та тектонічні особливості районів дослідження.
2. Виконати кореляцію венд-кембрійських розрізів між окремими басейнами Північної Євразії.

3. Реконструювати етапи тектонічної еволюції та встановити їх взаємозв'язок з процесами осадонакопичення.

4. Узагальнити результати та сформулювати наукові висновки щодо особливостей розвитку континентальних басейнів у венд-кембрійський час.

**Об'єкт дослідження** – венд-кембрійські відклади континентальних басейнів Північної Євразії.

**Предмет дослідження** – стратиграфічна кореляція, літолого-петрографічні характеристики та тектонічна еволюція цих відкладів.

**Теоретичною та методологічною основою** дослідження слугували сучасні положення стратиграфії, регіональної геології, структурної геології, а також методи інтерпретації сейсмічних даних, палеотектонічного аналізу, кореляції геологічних розрізів і геодинамічного моделювання. Використано публікації вітчизняних і зарубіжних авторів, фондові матеріали, геологічні карти та цифрові геофізичні дані.

**Наукова новизна** роботи полягає в уточненні кореляційних співвідношень венд-кембрійських відкладів у різних континентальних басейнах Північної Євразії та реконструкції етапів їх тектонічного розвитку на підставі комплексного інтегрованого аналізу. Уперше подано систематизовану модель взаємозв'язку тектонічних подій і режимів осадонакопичення для досліджуваного інтервалу часу.

**Практичне значення** отриманих результатів полягає у можливості їх використання під час виконання геолого-розвідувальних робіт, уточнення регіональних стратиграфічних схем, створення геологічних 2D/3D моделей та прогнозування розміщення корисних копалин у межах континентальних басейнів Північної Євразії.

**Особистий внесок магістранта** полягає в проведенні збору та аналізу літературних і геологічних матеріалів, виконанні цифрової обробки та інтерпретації сейсмічних даних, побудові кореляційних схем і тектонічних моделей, формулюванні наукових висновків. Основні положення дослідження були представлені на студентських наукових конференціях та апробовані в навчально-науковому процесі.

## РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ

### 1.1. Ізотопна стратиграфія вендських відкладів та її роль у внутрішньобасейновій кореляції

Ізотопна стратиграфія, зокрема аналіз варіацій  $\delta^{13}\text{C}$  у карбонатних товщах, є одним із ключових інструментів для кореляції пізньопротерозойських та ранньокембрійських відкладів, особливо в межах басейнів, де біостратиграфічні дані обмежені. Розвиток цього підходу у вивченні вендських відкладів дав змогу встановити стійкі, масштабні секулярні коливання ізотопного складу, що фіксують глобальні зміни в океанічному та карбонатному вуглецевому циклі (Knoll & Walter, 1992; Kaufman & Knoll, 1995).

Комплексні седиментологічні, геохімічні та стратиграфічні дослідження карбонатних послідовностей північно-східної Сибірської платформи (Оленекське підняття та хребет Хараулах) стали основою для оцінки значення  $\delta^{13}\text{C}$ -хеомстратиграфії для високороздільної внутрішньобасейнової кореляції (Pelechaty et al., 1996). У цих роботах проаналізовано як великомасштабні (секулярні), так і локальні (інтрабасейнові) варіації ізотопних значень, що відображають поєднаний вплив глобальних змін, тектонічних процесів, діагенезу та гідродинаміки осадо накопичення.

Секулярні  $\delta^{13}\text{C}$ -варіації у вендських відкладах та їх кореляційний потенціал

У більшості вендських розрізів світу виділяється характерна послідовність великих  $\delta^{13}\text{C}$ -зрушень, яка дозволяє корелювати стратиграфічні інтервали навіть між ізольованими басейнами (Ripperdan, 1994; Kaufman & Knoll, 1995). Зокрема, у північно-східній Сибірії (рис. 2.2) спостерігається така типова послідовність (Pelechaty et al., 1996):

- **P-інтервал** – різкий позитивний зсув  $\delta^{13}\text{C}$  до  $\sim +6\text{‰}$ ;

• **I-інтервал** – відносно стабільні значення ( $\sim 0 \dots +2\%$ ), місцями монотонне зниження;

• **N-інтервал** – негативна аномалія  $\delta^{13}\text{C}$  до  $-4\%$  безпосередньо під межею Венд–Кембрій.

Подібний тренд простежується у розрізах Канади, Китаю, Намібії, Австралії та Марокко (Lambert et al., 1987; Narbonne et al., 1994; Walter et al., 1995), що вказує на його глобальний характер.

Таким чином,  $\delta^{13}\text{C}$ -профілі вендських карбонатів є надійним інструментом кореляції навіть у розрізах зі слабо представленими макрофосиліями та мікробними асоціаціями.

Проблематика інтрабасейнових варіацій  $\delta^{13}\text{C}$  та необхідність комплексного підходу

Попри глобальну виразність секулярних змін, локальні (інтрабасейнові)  $\delta^{13}\text{C}$ -сигнали суттєво впливають на форму профілю і можуть ускладнювати кореляції. Як показують результати Pelechaty et al. (1996), у карбонатах Оленекського підняття та хребта Хараулах локальні варіації пов'язані з:

- змінами швидкості осадонакопичення та занурення басейну;
- локальною ерозією та стратиграфічними перервами;
- діагенетичними перетвореннями (доломітизація, деградація органічної речовини, гідротермальна та похована діагенеза).

Ці фактори здатні модифікувати як амплітуду, так і форму  $\delta^{13}\text{C}$ -аномалій, що ускладнює використання їх для високоточної кореляції без додаткових даних.

Тому Pelechaty et al. (1996) застосували інтегрований метод, поєднавши:

1. **щільне стратиграфічне відбирання мінімально змінених карбонатних компонентів,**
2. **петрографічний аналіз (в т.ч. катодолюмінесценція),**
3. **геохімічні проксі (Fe, Mn, Sr,  $\delta^{18}\text{O}$ ),**
4. **аналіз фацій та послідовностей.**

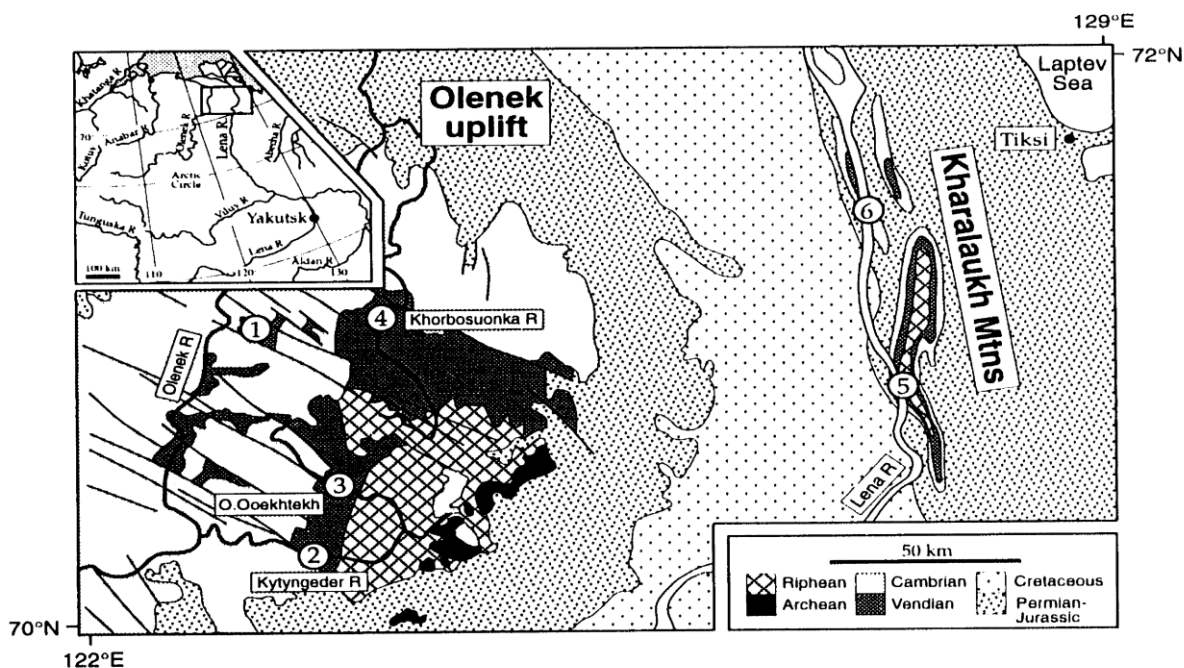
Цей підхід дозволив відокремити первинний геохімічний сигнал від вторинних діагенетичних впливів.

Стратотипові розрізи та просторові відмінності в межах басейну

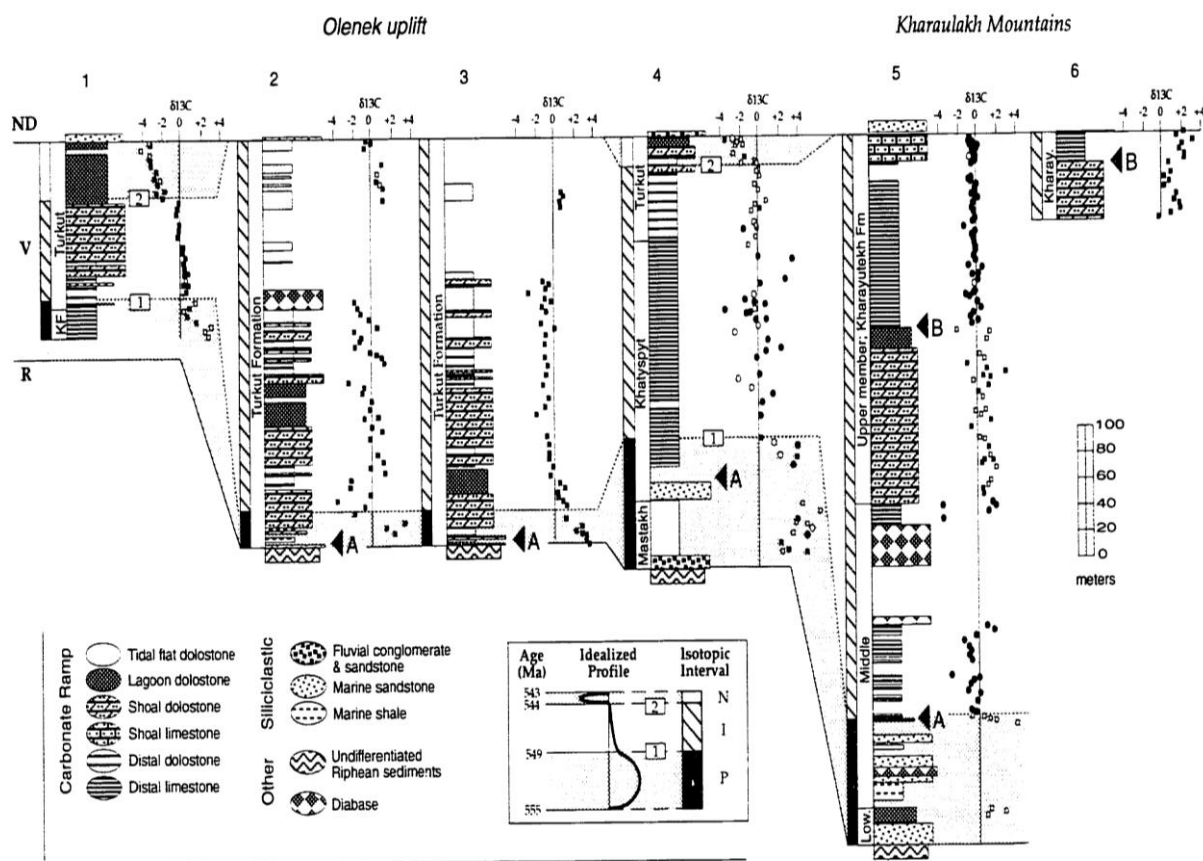
У межах досліджуваного регіону виділяється виразний перехід від платформних до басейнових умов (рис. 1.1), що значною мірою контролює ізотопний сигнал:

- **Південне Оленекське підняття** – домінують мілководні лагунні та приливні фації (Mastakh, частково Khatyspyt), значна діагенетична переробка, зменшена повнота розрізу.

- **Північні ділянки та Хараулах** – шельфово-басейнові умови, збагачені органікою вапняки, турбідити та обвальні товщі (Khatyspyt, Turkut), краща стратиграфічна повнота (рис. 1.2).



*Рисунок 1.1* Геологічна карта Оленекського підняття та регіону Хараулахських гір, північно-східна частина Сибірської платформи, Росія. Вставка показує регіональне географічне положення. Розташування розрізу: (Оленекське підняття) 1, річка Оленек; 2, річка Китингедер; 3, річка Оолахан-Оохтех; та 4, річка Хорбосуонка; (Хараулахські гори) 5, антикліналь Чекурова; та 6, антикліналь Бокурська.



**Рисунок 1.2** Хемостратиграфічний поперечний розріз, що показує стратиграфічні розрізи та пов'язані з ними профілі  $\delta^{13}\text{C}$ . Дані розрізу 4 взяті з роботи Нолла та інших (1995а). Розрізи (див. рис. 1.1 для визначення місцезнаходження) звисають з палеокарстової невідповідності, присутньої у верхній частині всіх розрізів. Суцільні стрілки, позначені А та В, позначають поверхні морського затоплення. Символи даних: заповнений квадрат, незмінений доломіт; відкритий квадрат, змінений доломіт; заповнене коло, незмінений вапняк; відкрите коло, змінений вапняк. Змінені зразки визначені як  $0180 < -10$  та  $\text{Mn}/\text{Sr} > 10$ . Вставка ілюструє ідеалізовану криву ізотопного вуглецю, яка калібрується в абсолютному часі (з Grotzinger та інших, 1995; див. текст для обговорення). Пунктирні лінії в поперечному розрізі співвідносять верхню частину R-інтервалу та основу N-інтервалу. Хемостратиграфічні кореляції узгоджуються з послідовно-стратиграфічними обмеженнями (Пелехатий та інші, 1995; 1996). R - Рифський, V - Вендський, ND - Немакіт-Далдинський. Порівняння кількох  $\delta^{13}\text{C}$ -профілів по басейну демонструє:

- зростання потужності розрізів та послідовності  $\delta^{13}\text{C}$ -змін у напрямку до басейнової частини;

- прогресивне укорочення профілів у платформній частині, що відображає ерозійні та субаеральні процеси (зокрема розвиток карсту на верхівці формувції Turkut).

Такі дані дозволяють реконструювати зміну швидкості осадо накопичення та інтенсивності тектонічного занурення басейну.

Методологічні принципи intrabasinal-кореляції  $\delta^{13}\text{C}$ -профілів

У континентальних басейнах кореляція за  $\delta^{13}\text{C}$  ґрунтується на поєднанні таких критеріїв:

1. **співставлення крупномасштабних (первинних) секулярних трендів** – Р-, І-, N-інтервали вендського вуглецевого циклу;
2. **аналіз стратиграфічної повноти (перерви, розмиви)** за формою  $\delta^{13}\text{C}$ -кривих;
3. **перевірка діагенетичної збереженості** – низькі значення Mn/Sr, відповідні  $\delta^{18}\text{O}$ , відсутність катодолюмінесценції;
4. **зіставлення з фаціальними та тектонічними змінами в межах басейну**;
5. **використання кількох паралельних розрізів** для встановлення просторової закономірності осадо накопичення.

Поєднання цих підходів зробило можливим створення деталізованої моделі кореляції вендських відкладів північно-східної Сибірії, що надалі стала основою інтегрованих басейнових реконструкцій і секвенс-стратиграфічного аналізу (Pelechaty et al., 1995; 1996).

## 1.2 Геохімія: відбір проб, аналізи та результати

Відбір зразків, аналітичні процедури та результати

Для оцінки діагенетичної історії та визначення найменш змінених карбонатних порід було проаналізовано понад **320 зразків карбонатів**, використовуючи стандартні петрофізичні, катодолюмінесцентні та геохімічні

методи ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , Fe, Sr, Mn). У цьому розділі наведено процедури польового відбору, лабораторної підготовки та аналітичних досліджень.

#### Відбір зразків та аналітичні процедури

Відбір компонентних (алохімічних) та повнозразкових проб здійснювався за допомогою моторизованого бора з набором свердел діаметром 0,5–2 мм. Повнозразкові проби відбиралися у випадках, коли структура породи була надто дрібнозернистою для виділення окремих компонентів. Додатково було здійснено серію повнозразкових відборів у нижній частині розрізу р. Китицгедер (розріз 2), що дало змогу порівняти варіації хімічного складу між компонентними та повнозразковими зразками.

Для кожного компонентного зразка виготовлялися дублікати стандартних шліфів та товстих шліфів завтовшки 1 мм. Характер карбонатних компонентів визначався за даними світлопольової мікроскопії та катодолюмінесценції, після чого місця відбору наносилися на відповідні товсті шліфи. Мінералогічну природу (кальцит/доломіт) встановлювали за допомогою HCl у польових умовах та забарвленням шліфів алізарином S.

Відібрано як **седиментаційні (депозиційні)**, так і **діагенетичні** карбонатні компоненти. У ряді випадків із одного товстого шліфа відбиралися по два порошкових зразки (депозиційний + діагенетичний) з метою визначення внутрішньозразкової геохімічної варіації. Для органічно багатих вапняків відбиралися темні органічні шари та світлі органічно бідні прошарки для визначення ізотопних ефектів, пов'язаних зі зміною органіки.

Депозиційні зразки включали:

- мікритові карбонати з масивних і ламінованих глинисто-карбонатних порід;
- інтракрати;
- онколітові та оолітові корки карбонатних зерен;
- домальні та пластові строматоліти.

Діагенетичні компоненти представлені псевдоспаритом, пізньостадійним блоковим спаром та бароковим доломітом, яким притаманні підвищені концентрації Fe та Mn, а також тьмяна або відсутня катодолюмінесценція.

Процедури підготовки зразків та визначення стабільних ізотопів (C, O) й вмісту основних елементів (Fe, Mn, Sr) виконувалися відповідно до методик Derry et al. (1992) та Narbonne et al. (1994).

### Результати

Петрографічні та геохімічні результати ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , Fe, Mn, Sr) подані в таблиці 2.1. Значення  $\delta^{13}\text{C}$  і  $\delta^{18}\text{O}$  наведені у відсотках відносно стандарту PDB. Ізотопні профілі  $\delta^{13}\text{C}$  представлено разом зі стратиграфічними розрізами (рис. 1.2).

### Основні елементи

Вміст Fe, Mn і Sr було зіставлено зі значеннями  $\delta^{18}\text{O}$  для оцінки постседиментаційної зміни. Значна частина  $\delta^{18}\text{O}$  варіює в межах від  $-2$  до  $-10\text{‰}$  і характеризується низькими концентраціями Fe ( $<5000$  ppm) та Mn ( $<400$  ppm). Діагенетичні цементы демонструють значні збагачення Fe та Mn.

Доломіти нижнього підрозділу формації Хараютех (розріз 5) містять до  $19\,000$  ppm Fe та  $9\,000$  ppm Mn, мають високі співвідношення Mn/Sr і нечітку люмінесценцію. Незважаючи на мінімальне перекристалізування, такі значення свідчать про діагенетичне переформування в умовах міграції флюїдів уздовж рифей-вендської незгідності.

Вміст Sr варіює залежно від фації:

- глибоководні вапняки ( $200\text{--}2500$  ppm) збагачені Sr;
- доломіти та шельфові вапняки –  $<200$  ppm.

Високі значення Sr в глибоководних вапняках свідчать про **первинну арагонітову мінералогію**, тоді як доломіти втратили Sr під час доломітизації.

### Профілі $\delta^{13}\text{C}$

Побудовано п'ять профілів  $\delta^{13}\text{C}$  для регіону Оленьокського підняття та Хараулахських гір, а також один літературний профіль (Knoll et al., 1995).

Найважливіші спостереження:

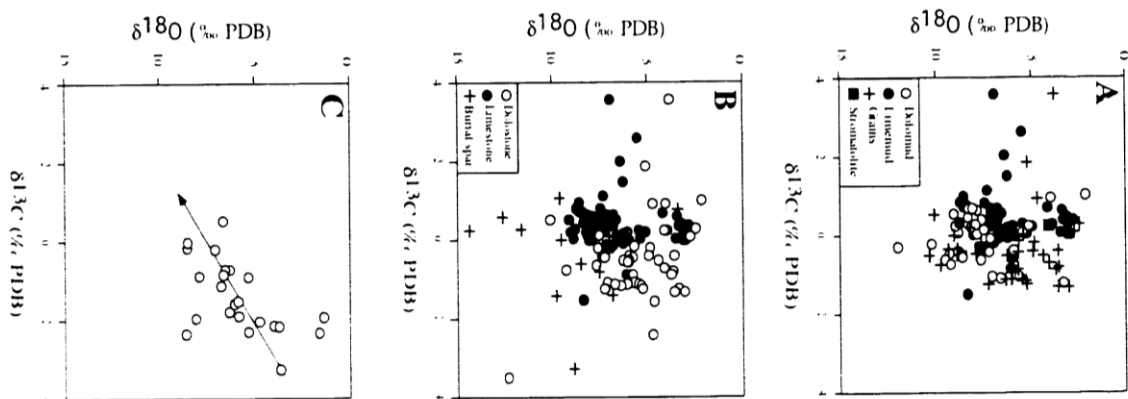
- У розрізах 1 і 4 фіксується **виразна позитивна аномалія** в підшві розрізу з подальшим падінням значень у верхніх горизонтах.

- У розрізі 3 ізотопний склад відносно сталий, зі зниженими значеннями  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-1\dots-2\text{‰}$ ).

- У розрізі 2 зафіксовано ширший діапазон коливань ( $-4\dots+3\text{‰}$ ), що пов'язано з повнозразковим відбором.

- В інших розрізах (5 і 6) значення коливаються в межах  $0\dots+4\text{‰}$ .

Фаціальні особливості **не впливають** на ізотопний склад у межах інваріантного інтервалу (I-інтервал, рис. 2.5а), де усі фації демонструють значення від  $-2$  до  $+2\text{‰}$ .



**Рисунок 1.3** Діаграми  $^{13}\text{C}$  проти  $^{18}\text{O}$ : (А) дані компонентів з усіх розрізів побудовані лише з I-інтервалу, щоб усунути вплив вікової варіації; (В) Ізотопні дані з антикліналі Чекурова (розріз 5); зауважте, що в середньому доломіти збагачені порівняно з вапняками; та (С) дані антикліналі Бокурського (розріз 6) свідчать про тенденцію до виснаження значень  $\delta^{13}\text{C}$  та  $\delta^{18}\text{O}$  (стрілка), і що подвійний позитивний зсув може бути зміненим I-інтервалом зі значеннями поблизу  $+2$  ‰, по всьому профілю.

### 1.3. Діагенетична модифікація значень $\delta^{13}\text{C}$

Можливість діагенетичних змін ізотопних значень  $\delta^{13}\text{C}$  у зразках карбонатів було досліджено на різних масштабних рівнях – від міліметрових варіацій у межах одного зразка до кілометрових змін між окремими ділянками

басейну. У цьому підрозділі розглянуто потенційний вплив різних діагенетичних процесів, зокрема діагенезу органічної речовини, доломітизації, метеорного діагенезу, контактено-метаморфічних впливів та глибинного (похованого) діагенезу.

#### Діагенез органічної речовини

Бітумінозні вапняки та рідкісні доломіти дистальної шельфової фації містять значні кількості органічного вуглецю у вигляді темного інтерстиціального матеріалу. У декількох випадках із одного зразка були відібрані органічно багаті та органічно бідні підзразки (табл. 2.2). У більшості випадків органічно багаті частини зразків **збіднені на  $^{13}\text{C}$**  порівняно з органічно бідними. Таке збіднення інтерпретується як результат утворення карбонату при **in situ окисненні органічної речовини**, під час якого генерується ізотопно легкий  $\text{CO}_2$  (Irwin та ін., 1977).

Частина варіацій  $\delta^{13}\text{C}$  у формації Хатиспит (розріз 4; Knoll та ін., 1995a) та формації Хараютех (розрізи 5 і 6) також може бути пов'язана з цим процесом.

#### Доломітизація

У ряді випадків варіації  $\delta^{13}\text{C}$  пов'язані не зі стратиграфічними чи часовими змінами морської ізотопної композиції, а з розподілом вапняків і доломітів у розрізах. Наприклад, зміни  $\delta^{13}\text{C}$  у середньому та верхньому підрозділах формації Хараютех у розрізі 5 корелюють із варіацією мінералогічного складу (рис. 1.2, 1.3b). Загалом, **вапняки збіднені на  $^{13}\text{C}$**  відносно доломітів.

Розглядаються чотири можливі пояснення таких ізотопних відмінностей:

#### 1. Секулярні варіації морської води.

Розподіл вапняків вище та нижче доломітів може збігатися з дрібномасштабними змінами  $\delta^{13}\text{C}$  морської води.

#### 2. Глибинно-залежні ізотопні градієнти.

Сучасні океани мають негативний градієнт  $\delta^{13}\text{C}$  з глибиною, що відбивається у складах карбонатів, які там осаджуються (Berger & Vincent,

1986). У верхньому підрозділі формації Хараютех у розрізі 5 присутність мілководних доломітів та глибоководних вапняків може вказувати на такий ефект. Однак відсутність точних глибинних показників і паралельних розрізів робить цю інтерпретацію малоімовірною.

### 3. Первинна доломітизація збагаченою на $^{13}\text{C}$ морською водою.

За експериментами Sheppard & Schwarcz (1970), доломіт може бути збагачений у  $^{13}\text{C}$  на 2–3‰ відносно кальциту. Однак добре збережені ооїди з кальцитовою первинною мінералогією (Tucker, 1983) свідчать, що доломіт у цих розрізах не є первинним.

### 4. Вторинна доломітизація.

Найімовірніше пояснення – **вторинна доломітизація**, особливо у розрізі 5, де доломіти мають високі Mn/Sr та збагачені на  $\delta^{13}\text{C}$  значення (рис. 1.2, 1.4). Дослідження (Sears & Lucia, 1980; Cercone & Lohmann, 1987) показують, що доломітизація із залученням флюїдів, збагачених у  $^{13}\text{C}$  внаслідок метаногенезу, може підвищувати  $\delta^{13}\text{C}$  у доломітах. Втім цей процес навряд чи міг рівномірно вплинути на всі зразки.

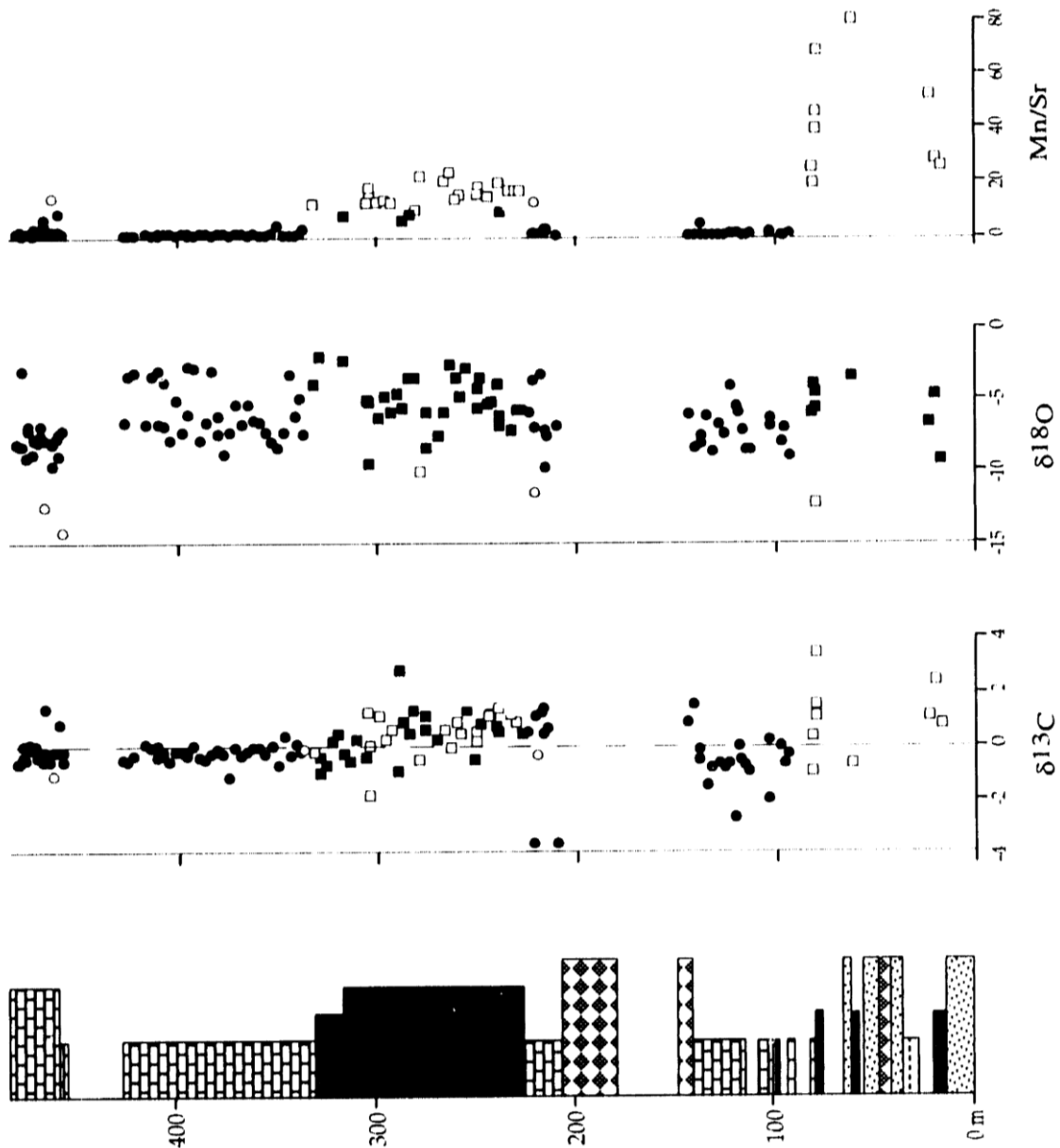
#### Метеорний діагенез

У карбонатних товщах метеорний діагенез є поширеним і може змінювати ізотопний та елементний склад. За Knoll та ін. (1995a), зразки з **Mn/Sr > 10** та  **$\delta^{18}\text{O} < -10\text{‰}$**  вважаються зміненими.

Пермеабельні вапняки, зокрема ті, що залягають разом із силіцикlastичними породами (нижня частина формації Хараютех), могли зазнати такого впливу.

Однак:

- потужні вапнякові товщі з низьким Mn/Sr та високим Sr розглядаються як **незмінені**,
- негативні тренди  $\delta^{13}\text{C}$  під поверхнею палеокарсту у розрізах 1 і 4 не супроводжуються змінами  $\delta^{18}\text{O}$ ,
- аналогічні негативні екскурсії  $\delta^{13}\text{C}$  відомі з інших регіонів (Китай, Канада, Марокко, Іран), де карстові поверхні відсутні (Kaufman & Knoll, 1995).



*Рисунок 1.4* Ізотопні дані та дані Mn/Sr для компонентного та діагенетичного карбонату для антиклінального розрізу Чекуйова (профіль 5 на рис. 1.2.1). Вапняк показано у вигляді цеглинок, а доломіту – затіненими ділянками на стратиграфічному розрізі. Опис символів даних див. на рис.1.2. В середньому, доломіти мають вищі співвідношення Mn/Sr та важчі значення ізотопного вуглецю порівняно з вапняками. Не всі зразки з ізотопними значеннями були проаналізовані на наявність основних елементів.

Отже, негативні зміни  $\delta^{13}\text{C}$  інтерпретуються як **первинні секулярні сигнали**, а не діагенетичні.

Отже, негативні зміни  $\delta^{13}\text{C}$  інтерпретуються як **первинні секулярні сигнали**, а не діагенетичні.

#### Контактно-метаморфічні впливи

Відомо, що високотемпературні процеси поблизу інтрузивів спричиняють збіднення карбонатів у  $^{13}\text{C}$  та  $^{18}\text{O}$ . У розрізі 5 подібний ефект спостерігається у нижній частині формації Хараютех: карбонати поруч із діабазовими силлами збіднені на  $\delta^{13}\text{C}$ , але  $\delta^{18}\text{O}$  залишаються незмінними (рис. 1.2, 1.4).

У розрізі 6 зафіксовані ознаки інтенсивного гідротермального переформування:

- внутрішні брекчії,
- crackle-breccia,
- крупнокристалічний спар у тріщинах.

Це призводить до значної зміни  $\delta^{13}\text{C}$  і  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 1.3с). Ймовірно, до діагенезу було залучено теплі флюїди під час виливу базальтів ранньокембрійського віку (Vidal та ін., 1995). Через відсутність елементного аналізу ці значення  $\delta^{13}\text{C}$  трактуються з обережністю.

#### Глибинний (похований) діагенез

Підразки в межах окремих зразків демонструють, що цементи поховання **систематично збіднені на  $\delta^{18}\text{O}$**  порівняно з депозиційними компонентами (рис. 1.3b), що характерно для глибинного діагенезу (Lohmann, 1982; Arthur та ін., 1983).

Однак  $\delta^{13}\text{C}$  не демонструє систематичної зміни між первинними компонентами та цементами поховання, що свідчить про обмежений вплив глибинного діагенезу на вуглецеву ізотопію.

### 1.4. Інтеграція геологічних та геохімічних даних

Інтеграція стратиграфічних, седиментологічних і геохімічних спостережень дозволяє більш упевнено інтерпретувати  $\delta^{13}\text{C}$ -профілі та реконструювати особливості осадо накопичення у межах пізньовендського

басейну Північно-Східної Сибіру. Для внутрішньобасейнової кореляції весь фінально-вендський ізотопний запис поділяють на три інтервали: початковий позитивний зсув (Р-інтервал), відносно стабільну ізотопну ділянку (І-інтервал) і наступний негативний зсув (N-інтервал). Таке розчленування дозволяє співставити ізотопні криві, навіть попри значні літологічні та фаціальні відмінності між розрізами.

Найповніший  $^{813}\text{C}$ -профіль зафіксовано в розрізі 4, де чітко проявляються всі три інтервали та великі амплітудні коливання, характерні для кінця венду. Саме цей еталонний розріз використовується як основа для кореляцій з іншими ділянками. Р-інтервал, визначений у мастахських і нижніх катиспитських відкладах, впевнено співставляється з нижніми позитивними екскурсіями в розрізах 1–3 на Оленекському піднятті. У розрізі 5 цей інтервал представлений менш виразно, оскільки визначається лише кількома точками, однак його положення підтверджується виразною регіональною поверхнею морського затоплення, яка відповідає переходу від мілководних доломітів до чорних бітумінозних вапняків дистальної рампи.

І-інтервал зберігається практично в усіх частинах басейну, але значно варіює за потужністю. Якщо в розрізі 1 його товщина становить близько 75 м, то в розрізі 4 вона зростає до 200 м, а на сході, в розрізі 5, перевищує 420 м. Такий розподіл пояснюється нерівномірними швидкостями осадонакопичення, пов'язаними з тектонічною диференціацією суббасейну. У західній частині (розріз 1) потужність І-інтервалу мінімальна, що відображає нижчі швидкості занурення й можливий розвиток передового прогину (forebulge). Південніші (розрізи 2 і 3) та східні (розріз 4) ділянки демонструють більші темпи субсиденції та відповідно більшу потужність відкладів. Особливо показовим є розріз 4, де підвищені швидкості занурення спричинили затоплення платформи, накопичення відкриторампових вапняків, а згодом – її повторне зростання.

Розподіл ізотопних значень у межах І-інтервалу є складним для інтерпретації, оскільки дрібні коливання можуть одночасно відображати як

первинні зміни в океанічному вуглецевому пулі, так і локальні діагенетичні впливи, пов'язані з фаціальними змінами, доломітизацією або локальною гідротермальною активністю.

На відміну від I-інтервалу, негативний N-інтервал зберігся лише в окремих розрізах, зокрема 1 і 4. Його відсутність у розрізах 5 та 6 пояснюється тим, що верхні частини розрізів зазнали різної інтенсивності ерозії перед утворенням палеокарстової поверхні, яка завершує послідовність. Ерозійний зріз прогресивно поглиблюється у напрямку до південної частини Оленекського підняття та до Хараулацьких гір, де у розрізі 6 видалено значні товщі, що передували відкладам N-інтервалу.

У цілому геометрія  $\delta^{13}\text{C}$ -кривих чітко узгоджується з варіаціями швидкості тектонічної субсиденції. У ділянках з повільним осадонакопиченням ізотопні екскурсії проявляються різкіше та компактніше, тоді як у зонах з високим темпом накопичення, навпаки, фіксуються згладжені, протяжні коливання. Таким чином, седиментаційна динаміка та неодночасні перерви осадонакопичення значною мірою формують загальний вигляд вендського вуглецево-ізотопного сигналу.

Палеокарстова поверхня, що завершує туркутьську та хараютекську товщі, відіграє ключову роль у збереженні або втраті частини ізотопного запису. Масштаби ерозії змінюються як у межах Оленекського підняття, так і по всій Сибірській платформі: у північних районах зріз потужніший, що призвело до часткового або повного знищення N-інтервалу, тоді як на півдні платформи (розрізи вздовж Лени та Алдану) цей інтервал зберігся повністю, і значення  $\delta^{13}\text{C}$  повертаються до 0‰ на межі венду та кембрію.

Узагальнюючи, поєднання стратиграфічних, фаціальних та геохімічних даних дозволяє не лише провести надійну внутрішньобасейнову кореляцію, але й краще зрозуміти тектонічний контекст формування ізотопних інтервалів, а також ступінь, у якому збережений ізотопний сигнал відображає як первинні океанічні процеси, так і особливості басейнової еволюції.

## РОЗДІЛ 2

### ХЕМОСТРАТИГРАФІЧНІ ТА ПОСЛІДОВНІ СТРАТИГРАФІЧНІ ОБМЕЖЕННЯ ДИНАМІКИ ВЕНДСЬКО-КЕМБРІЙСЬКОГО БАСЕЙНУ

У цьому розділі представлені  $\delta^{13}\text{C}$  хемотратиграфічні та стратиграфічні дані для термінальних вендійських і найраніших кембрійських відкладів північно-східної Сибіру, що дозволяють реконструювати розвиток регіональної басейнової системи. Межові відклади складаються з 300–500 м карбонатних відкладів останнього вендію та менше ніж 100 м силікокластичних шельфових відкладів віку Nemakit Daldyn, розділених регіональною палеокарстовою дисконформністю. Шість  $\delta^{13}\text{C}$  профілів карбонатів демонструють закономірності змін, подібні до ковалентних відкладень, з урахуванням локальних діагенетичних та тектонічних ефектів. Ізотопні профілі використовуються для виділення часових ліній (chemochrons) у межах окремих депозитних послідовностей, ілюстрації геометрії стратиграфічних одиниць, а також варіацій підсідання та стратиграфічної повноти басейну.

Групу Khorbosuonka та корельовані відклади поділено на три депозитні послідовності (1–3), що фіксують седиментацію в межах схилу пасивного типу, який поступово занурювався, протягом приблизно 555–543 млн років. Згідно з хемотратиграфічними даними, зовнішні частини схилу піднімалися і піддавалися ерозії на півночі, формуючи регіонально поширений палеокарст. Розвиток дисконформності пов'язаний з вулканічною активністю та відображає початок рифтового підняття, що тривало до раннього Tommotian часу (близько 530 млн років). Диференційоване підняття спричинило тимчасове обертання напрямку осадонакопичення, утворивши локальну південну западину під час нашарування Nemakit Daldyn шельфових відкладів (послідовність 4). Подальша сейсмічно-седиментарна активність проявляється у вигляді бімодальних вулканічних порід, вплетених у шельфові відклади, та

обриву послідовності на півночі. Вищі відклади віку Tommotian демонструють відновлення північного градієнта осадо накопичення через нашарування відкритого шельфу. Tommotian та молодші відклади інтерпретуються як пострифтові, пов'язані з гнучким або термальним прогином, викликаним спадом теплових аномалій. Регіональні стратиграфічні дані свідчать, що рифтогенез на північній межі Сибіру розвивався протягом раннього кембрію.

Хроностратиграфічне дослідження останніх вендійських і ранньокембрійських відкладів виконано із застосуванням  $\delta^{13}\text{C}$  хемотратиграфії та *sequence stratigraphy*. Цей інтегрований підхід дозволяє високоточну внутрішньобасейнову кореляцію морських карбонатних відкладів будь-якого віку та є порівняним із дослідженнями фаноерозойських басейнів. Більшість сучасних робіт щодо вендійсько-кембрійських відкладів використовують хемотратиграфію для міжконтинентальної кореляції (Ripperdan, 1994; Kaufman & Knoll, 1995), рідше – для інтрабасейнової кореляції (Knoll et al., 1986, 1995a; Brasier et al., 1993; Pelechaty et al., 1993; Burns & Matter, 1993). Комбінація ізотопних даних із *sequence stratigraphy* дозволяє виділяти додаткові хронолінії (*chemochrons*), що уточнюють часову прив'язку карбонатних басейнів більш точно, ніж тільки стратиграфічний підхід.

Метою цього дослідження є інтеграція  $\delta^{13}\text{C}$  хемотратиграфії та *sequence stratigraphy* для аналізу підсідання басейну вендійсько-кембрійського віку на північному сході Сибірського кринона. Досліджувані розрізи містять широкий спектр біостратиграфічних, седиментологічних та хемотратиграфічних даних, необхідних для часової стратиграфії (Sharovalova & Shpunt, 1982; Sokolov & Fedonkin, 1984; Khomentovsky, 1986, 1990; Missarzhevsky, 1989a, 1989b; Sokolov et al., 1989; Shpunt & Shamshina, 1989; Shenfel, 1991; Knoll et al., 1995a; Pelechaty et al., 1996). Радіометричні дати з північно-східної Сибіру (Bowring et al., 1993) та Намібії (Grotzinger et al., 1995) забезпечують точну вікову прив'язку вендійських та кембрійських відкладів у північній Сибіру. Дослідження Pelechaty et al. (1996) представили детальні  $\delta^{13}\text{C}$  профілі для цих

розрізів. Вплив діагенетичних та інтрабасейнових процесів на варіації  $\delta^{13}\text{C}$  досліджувався, і профілі демонструють закономірні зміни, порівнянні із запропонованим глобальним стандартом (Knoll & Walter, 1992). У цій роботі нові  $\delta^{13}\text{C}$  хемотратиграфічні дані інтегровані у framework sequence stratigraphy, а також наведено детальні описи фацій та їх латеральної варіації на підвищенні Оленека та в горах Хараулах. Седиментологічні та хемотратиграфічні дані використовуються для реконструкції історії підсідання басейну північної частини Сибірського кринона в період вендій–кембрій, а також для стратиграфічного обмеження тектонічної історії платформи (Pelechaty, 1996).

## 2.1 Регіональна геологія території дослідження

Вік та стратиграфічні обмеження Короткі групи відносять до пізнього вендію. У складі групи виявлено скам'янілості едіакарських м'якотілих метазоїв у формації Khatyspyt (Sokolov & Fedonkin, 1984; Karlova, 1987; Vodanjuk, 1989; Missarzhevsky, 1989a; Knoll et al., 1995a), а  $\delta^{13}\text{C}$  профілі демонструють подібні закономірності до інших пізньовендійських інтервалів (Knoll & Walter, 1992; Narbonne et al., 1994; Kaufman & Knoll, 1995; Knoll et al., 1995a). Профілі  $\delta^{13}\text{C}$  включають нижній позитивний екскурс до +6‰ PDB, інтервал відносно стабільних ізотопних значень від -1 до +2‰, а також верхній негативний екскурс у верхній частині групи Коротські з показниками до -4‰. Knoll et al. (1995a) корелювали позитивний ізотопний екскурс, що характеризує формації Mastakh та нижню Khatyspyt у складі нижньої частини групи Коротської, з аналогічним позитивним екскурсом у формації Zaris нижньої групи Nama, Намібія. Радіометричні дати (U-Pb) із вулканічного попелу, нашарованого разом із осадовими породами групи Nama, забезпечують часову калібрування ізотопних профілів (Grotzinger et al., 1995). Верх позитивного екскурсу датується 549 млн років, а основа негативного екскурсу безпосередньо під межою вендій–кембрій оцінюється консервативно не старше приблизно 544 млн років; межа докембрій–кембрій і верх

негативного екскурсу обмежені приблизно 543 млн років (Grotzinger et al., 1995). Основа групи Коротської приймається близько 555 млн років на основі консервативних швидкостей накопичення осадів (Pelechaty et al., 1996), таким чином група Коротська та корельовані одиниці в цьому регіоні охоплюють максимум останні 10 млн років пізнього вендію.

Вендійські відклади перекриті ранньокембрійськими осадовими породами, вік яких обмежений палеонтологічними даними (Sokolov & Fedonkin, 1984; Missarzhevsky, 1989a; Khomentovsky & Karlova, 1993; Bowring et al., 1993; Knoll et al., 1995a).

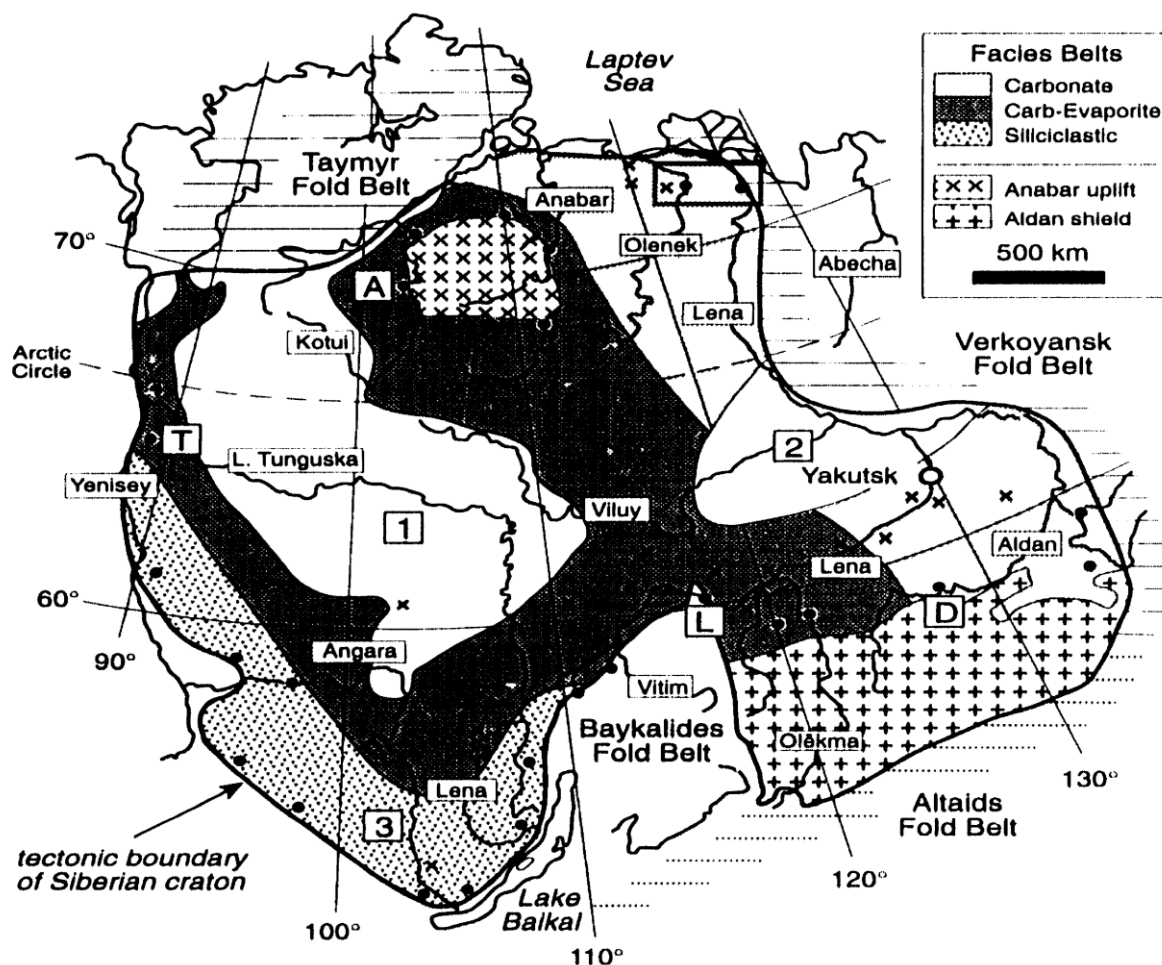
Сучасний Сибірський кринон охоплює обширну територію майже 4,4 млн км<sup>2</sup> у східній частині Росії. Орогенні пояси визначають межі кринона. Зокрема, байкалідний колізійний орогенний пояс на західних та південних межах кринона був активним у вендій–кембрійський час (Khain et al., 1985; Zonenshain et al., 1990; рис. 1). Вендійські відклади лежать майже горизонтально в середині кринона, але деформовані в прикордонних орогенних поясах (Khain et al., 1985). Відклади виходять на поверхню вздовж долин річок та інтерпретовані з бурових кернів у районах нафтогазової розвідки біля гирла річки Лени та у південній Сибіру (тобто Lena–Tunguska; рис. 2.1).

Вендійські відклади формують інтервал осадових порід, обмежений дисконформностями: знизу – значна кутова дисконформність, згори – розповсюджена дисконформність. Товщина вендійських відкладів у середині кринона менше 500 м, а на межах кринона досягає 1500 м (Bobrov, 1979; Meyerhoff, 1980; Khomentovsky, 1986, 1990). Переважна частина Сибіру була покрита вендійськими осадками, за винятком кількох регіонів, зокрема щита Алдан – підвищення, яке зазнало трансгресії та перекриття лише тонким (< 200 м) шаром осадових порід у пізньому вендії (Khain et al., 1985; Khomentovsky, 1990).

Вендійські відклади формують щонайменше три великі фаційні пояси, що простягаються приблизно з півночі на південь кринона (Bobrov, 1979;

Khomentovsky, 1986, 1990; Surkova, 1987; Grosman & Zhernovsky, 1989; Shenfel, 1991; рис. 3.1): західний силікокластичний пояс, центральний карбонатно-еварогитний пояс та східний карбонатний пояс. Силікокластичний пояс включає нашарування конгломератів, пісковиків та сланців, що інтерпретуються як континентальні моласові відклади, які відклалися на схід (за сучасними координатами) від давніх байкалідних гір у прилеглий форапт (Khain et al., 1985; Zonenshain et al., 1990). Ці відклади звужуються на схід кринона та зустрічаються у поєднанні з межами послідовностей, нашарованими з карбонатними та еварогитними відкладеннями. Центральний карбонатно-еварогитний пояс характеризується шаруватими карбонатами та еварогитами типу сабхка (Kuznetsov & Suchy, 1992). Цей пояс на сході переходить у карбонатний пояс, переважно з нормальними морськими карбонатами з поодинокими силікокластичними включеннями на підвищенні Оленека, у горах Хараулах та південно-східній Сибіру (Magaritz et al., 1986, 1991; Khomentovsky, 1990; Shenfel, 1991; Pelechaty & Grotzinger, 1993; Knoll et al., 1995a; Pelechaty, неопубліковані дані).

Палеомагнітні дані свідчать, що в період вендію Сибірський кринон займав низькі широти південної півкулі (між  $5^{\circ}$  і  $30^{\circ}$ ) (Khramov et al., 1981; McKerrow et al., 1992). Низькоширотне положення Сибіру підтверджується також седиментологічними даними – широким розвитком еварогитів і карбонатів. Відносно реконструйованого положення Сибіру байкалідні гори формували східну межу кринона, з якої річкові системи транспортували грубі силікокластичні відклади на захід. Наявність сабхкових відкладів поблизу Байкалід свідчить про формування аридного клімату як орогенний «дощовий тінь» (Hoffman & Grotzinger, 1993), що узгоджується з прогнозованими північно-східними пасатами за сучасними координатами на основі палеомагнітних даних.



*Рисунок 2.1 Розподіл фацій Вену на Сибірському кратоні. Фацеальні пояси базуються на опублікованих даних виходів порід (затінені кола) та даних бурових відбитків (хрестики) (Бобров 1979; Хоментовський 1986, 1990; Суркова 1987; Гросман та Жерновський 1989; Шенфель 1991). 1, Сибірські траппи та 2, Віюйський басейн – це області, де породи Вендлана не були виявлені; 3, Лено-Тунгуський нафтогазоносний регіон. Розрізи, показані на рис. 3.10: А, західний Анабар; Т, Туріханськ; L, річка Лена; D, розріз*

## 2.2. Ізотопна хемотратиграфія та її використання в кореляції розрізів

Ізотопна хемотратиграфія є одним із ключових інструментів реконструкції вендсько-кембрійської геологічної історії та забезпечує високу роздільну здатність стратиграфічних кореляцій між віддаленими континентальними басейнами Північної Євразії. Основу методу становить аналіз варіацій стабільних ізотопів вуглецю ( $\delta^{13}\text{C}$ ) у карбонатних породах, які відображають глобальні зміни у вуглецевому циклі та пов'язані з подіями палеоокеанографічної, тектонічної та біосферної природи.

Характерні ізотопні аномалії пізнього протерозою – включно з позитивними excursion Shuram–Wonoka, негативними аномаліями передкембрійсько-кембрійської межі та ранньокембрійськими "stepwise" коливаннями  $\delta^{13}\text{C}$  – дають змогу ідентифікувати стратиграфічні горизонти незалежно від літологічних відмінностей. У межах вендських відкладів ізотопні криві дозволяють розрізняти ділянки басейнів із різними режимами седиментації та палеоглибинності, а також простежувати часові еквіваленти між розрізами з різною потужністю та фаціальною будовою.

Для регіонів Північної Євразії – Сибірської платформи, Тимано-Печорського басейну, Північно-Китайського кратона та структур Арктичної області – було проаналізовано опубліковані дані ізотопного складу карбонатів, а також результати власних вимірювань. Побудовані інтегровані криві  $\delta^{13}\text{C}$  дали можливість здійснити кореляцію між розрізами, які розміщені на значній відстані та характеризуються відмінними тектонічними історіями. Особливо цінною виявилася можливість порівняти верхньовендські вуглецеві аномалії західної та східної частин Сибірської платформи, що дозволило виділити синхронні етапи осадо накопичення та встановити зв'язок між локальними фаціальними змінами й глобальними ізотопними подіями.

Кореляційне значення ізотопних кривих зростає при їх поєднанні з літолого-стратиграфічними та послідовними стратиграфічними даними. Такий інтегрований підхід дає змогу не лише визначити синхронність шарів,

але й реконструювати динаміку басейнових систем – фази трангресій і регресій, зміни глибинності, розвиток шельфових та схилових комплексів. На прикладі розрізів Північно-Східного Сибірського кратона встановлено, що значні зміни  $\delta^{13}\text{C}$  тісно узгоджуються з поверхнями стратиграфічних розривів та межами послідовностей, що вказує на контроль глобальних геодинамічних подій на локальні седиментаційні процеси.

Важливим аспектом застосування ізотопної хеостратиграфії є оцінка діагенетичних змін карбонатної матриці. У межах дослідження проведено порівняння первинних і вторинно змінених ізотопних сигналів, що дозволило виокремити інтервали, непридатні для стратиграфічної кореляції. Використання критеріїв діагенетичної перевірки – зокрема співвідношень  $\text{Mg}/\text{Ca}$ ,  $\text{Mn}/\text{Sr}$ , вмісту  $\text{Fe}$  та текстурних характеристик – забезпечило коректність інтерпретацій і підвищило надійність кореляційних побудов.

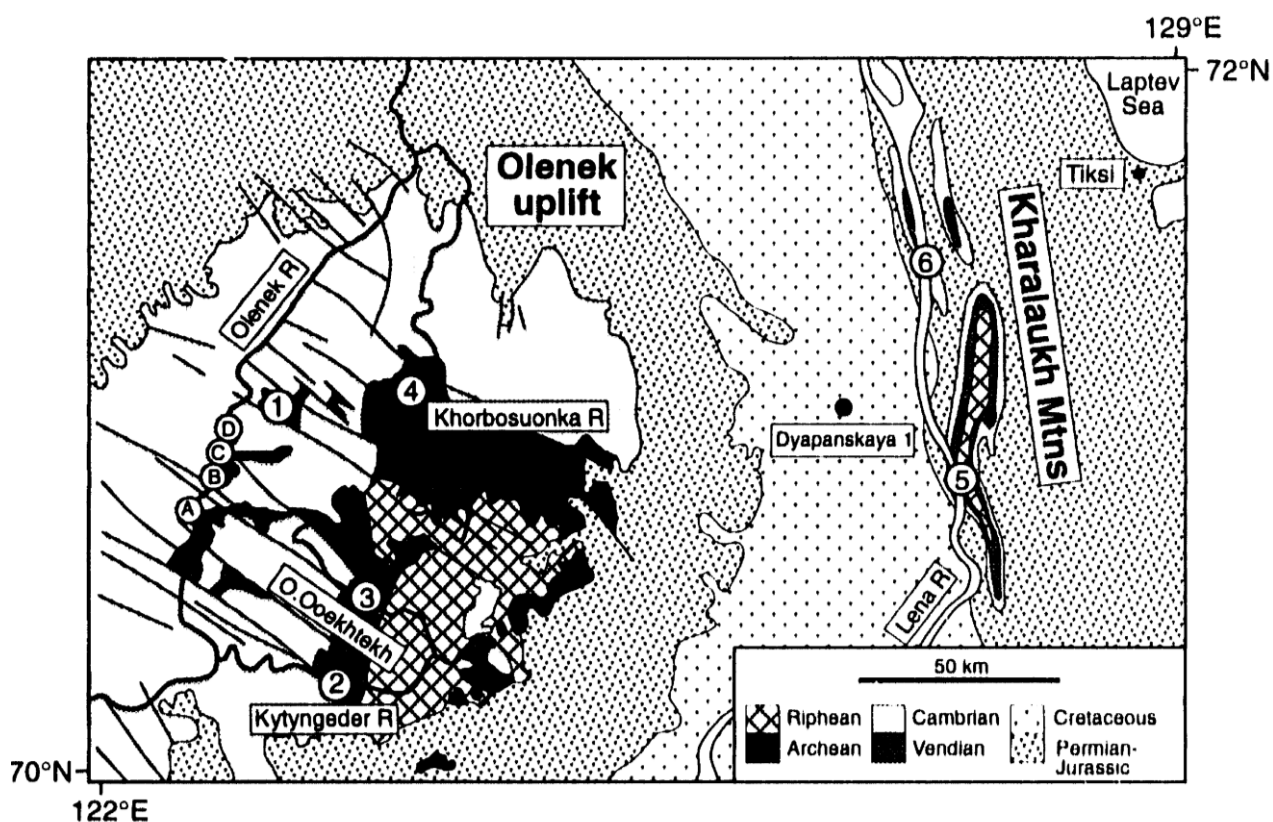
Таким чином, ізотопна хеостратиграфія стала фундаментальною основою стратиграфічної кореляції вендсько-кембрійських відкладів, дозволивши реконструювати синхронні етапи тектонічної та седиментаційної еволюції басейнів Північної Євразії, уточнити межі послідовностей і визначити вплив глобальних геодинамічних процесів на локальні умови осадонакопичення.

### РОЗДІЛ 3.

## ОСАДОНАКОПИЧЕННЯ ТА ПАЛЕОГЕОДИНАМІКА ВЕНДСЬКО-КЕМБРІЙСЬКОГО БАСЕЙНУ

### 3.1. Седиментологія та осадові фації

Вендійські та кембрійські відклади карбонатного фаційного поясу виступають на підвищенні Оленек та в горах Хараулах на північно-сході Сибіру (Рис. 2.1, 3.2). У районі Оленек пласти залягають похило у всіх напрямках від центру підвищення, тоді як у горах Хараулах відклади складені у великі північ-південні антикліналі Веркоянського складчастого поясу. В якості базового орієнтиру для шести стратиграфічних розрізів використано основу широко поширених червоних гіолітових вапняків томмотського віку (Рис. 3.3). У південному Оленеку на розрізах 2 та 3 формація Кессюса погано виявлена для детального стратиграфічного вивчення, тому її товщина визначена на основі регіонального картування (Khomentovskiy, 1990).



*Рисунок 3.2* Геологічна карта північно-східного Сибіру. Розрізи включають: 1 та a-d, річка Оленек; 2, Китингедерський заправ; 3, річка Оолахан-Ооехтех; 4, річка Хорбосуонка; та 5, (Чекуровська антикліналь) та 6 (Бокурська антикліналь), гори Хараулах.

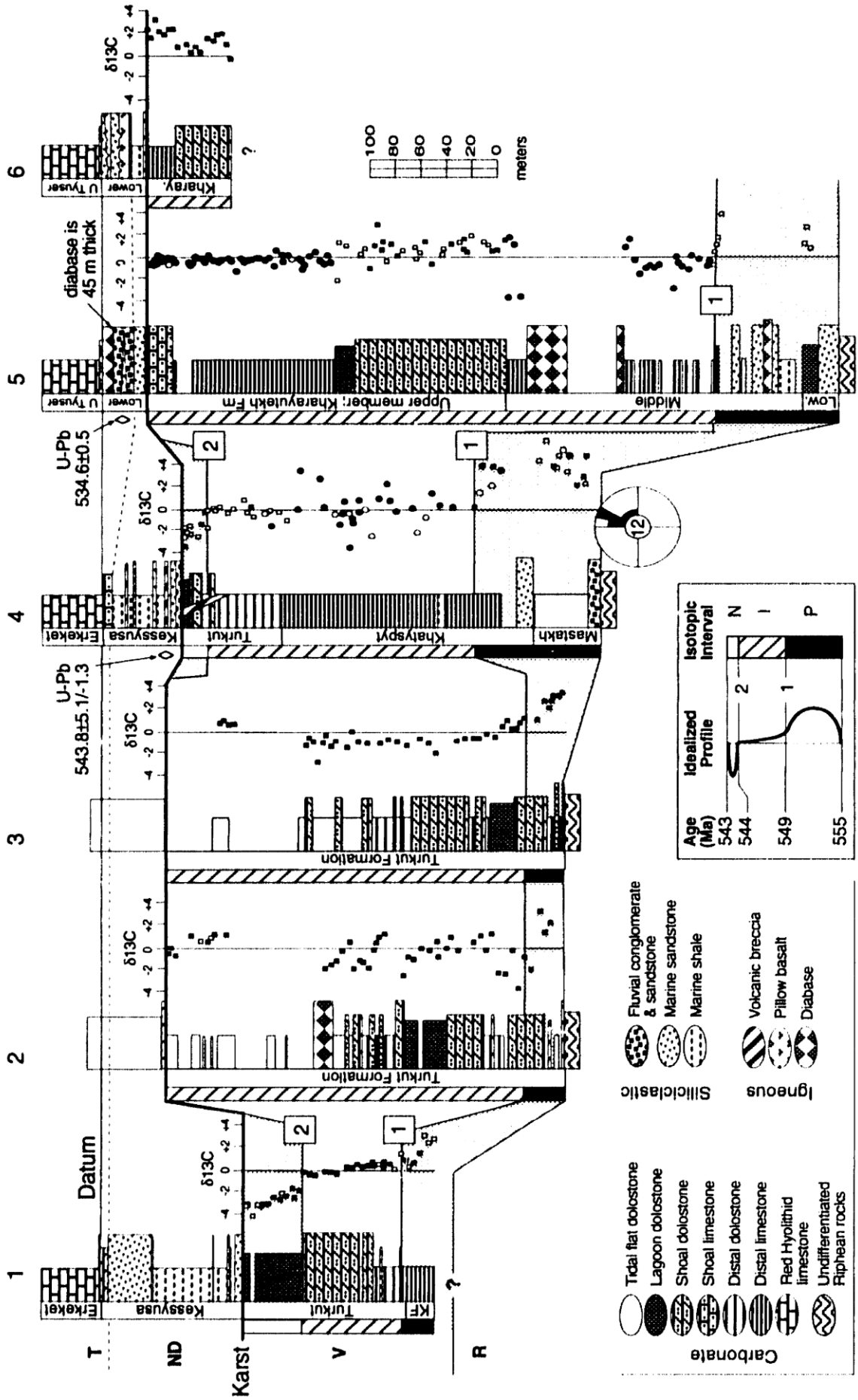


Figure 1

**Рисунок 3.3** Кореляція  $\delta^{13}\text{C}$  вендських розрізів з використанням хемохронів 1 (верхня частина інтервалу Р) та 2 (підстава інтервалу N). Розрізи відкладаються від основи вапняків томмотського віку. Див. рис. 3.2 для розташування розрізів. Позначення даних: суцільний квадрат, незмінений доломіт; порожній квадрат, змінений доломіт; суцільне коло, незмінений вапняк; відкрите коло, змінений вапняк. Зразки з  $\text{Mn/Sr} > 10$  та  $\delta^{13}\text{C} < -10$  ‰ вважаються змінно зміненими (Pelechaty et al. 1996). R, Rlphean; V, Vendlan; ND, Nemakit Daldyn; T, Tommotian; KF, Хатиспитська формація. Ізотопні дані для розрізу 4 взяті з Knoll et al. (1995a). Трояндова діаграма для розрізу 4 показує палеотечії з нижньої Мастахської формації.

Нижче бази спостерігаються вендійські та кембрійські відклади, що складаються з двох відмінних осадових пачок, розділених регіональною палеокарстовою дисконформністю, яка відзначає межу Вендій–Немакіт–Далдин (ND). Під дисконформністю залягають карбонатні породи групи Коротської на підвищенні Оленек та формації Хараютек у горах Хараулах (Рис. 3.2, 3.3). Відклади ND-віку, що перекривають дисконформність, представлені силікокластичними відкладеннями формації Кессюса в Оленекському підвищенні. У горах Хараулах формація Тюсер перекриває вендійські карбонати та умовно поділяється на нижній і верхній члени. Силікокластичні відкладення нижнього члена без скам'янілостей, але вважаються віку ND (Missarzhevsky, 1989a, 1989b), тоді як верхній член містить томмотську фауну та литостратиграфічно корелює з формацією Еркекет, яка перекриває Кессюсу в районі Оленек (Repina et al., 1974; Ogurtsova, 1975; Rudavskaya & Vasileva, 1987; Valkov, 1987; Meshkova et al., 1987; Vokova & Vasilyeva, 1990). Контакт Кессюса–Еркекет палеокарстовий, тоді як контакт нижній–верхній член Тюсера виглядає конформним.

Група Коротська у районі Оленек має товщину менше 320 м і включає три формації: у висхідному порядку – формацію Mastakh (<50 м конгломератів, пісковиків і доломітів), формацію Khatyspyt (до 180 м чорних бітумінозних

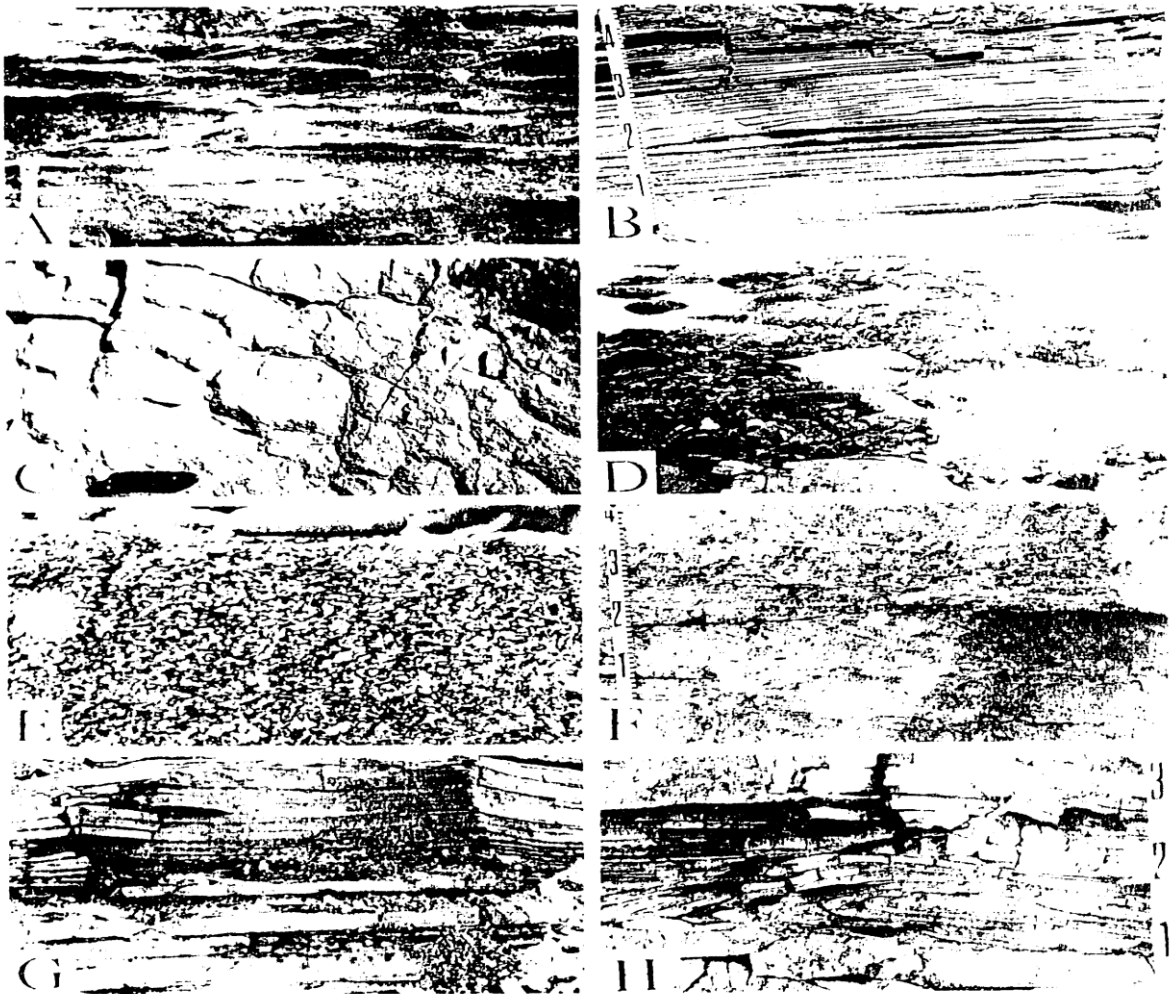
вапняків) та формацію Turkut (80–300 м буффових доломітів) (Sokolov & Fedonkin, 1984; Khomentovsky, 1990). Формація Mastakh обривається на півдні Оленека, де формація Turkut формує всю групу Коротську (Khomentovsky, 1990). На свердловині Дуаранська 1 між Оленеком та горами Хараулах група Коротська має товщину 465 м (Mastakh 65 м; Khatyspyt 169 м; Turkut 230 м; Surkova, 1987). Корельована формація Хараютек має 480 м змішаних пісковиків, бітумінозних вапняків і доломітів, поділених на нижній, середній та верхній члени, які відповідно корелюють із Mastakh, Khatyspyt та Turkut у районі Оленек (Sharovalova & Shpunt, 1982; Khomentovsky, 1990).

Формація Кессюса переважно силікокластична з незначними вапняками та вулканічними породами (Repina et al., 1974; Valkov, 1987; Shpunt & Shamshina, 1989; Shpunt, 1992; Bowring et al., 1993; Khomentovsky & Karlova, 1993; Vidal et al., 1995; Knoll et al., 1995a). Товщина формації зменшується на північний схід: 100 м вздовж річки Оленек, 50 м на р. Коротська, 30 м у горах Хараулах. Межа ND–Томмотіан розташована у верхній частині Кессюси в Оленекському підвищенні та в нижній частині формації Тюсер при першій появі томмотської фауни (Repina et al., 1974; Ogurtsova, 1975; Rudavskaya & Vasileva, 1987; Valkov, 1987; Moshkova et al., 1987; Missarzhevsky, 1989a, 1989b; Vokova & Vasilyeva, 1990; Bowring et al., 1993; Vidal et al., 1995; Knoll et al., 1995a; Рис. 3.3).

Вендійські відклади групи Коротська та формації Хараютек інтерпретуються як осадження на карбонатних рампах із щонайменше чотирма основними осадовими фаціями: приливна мілководна зона, лагуна, мілина та дистальна рампа. Карбонати нашаровані з незначними флювіальними та морськими силікокластичними біля основи розрізів (Рис. 3.3). Товщина шарів зростає на схід від південного Оленека.

Силікокластичні фації включають конгломерати, пісковики та сланці. У південному Оленеку основа формації Turkut складається з масивних конгломератів і тонко–середньшаруватих пісковиків із trough і hummocky cross bedding (Рис. 3.3, 3.4b). Пласти інтерпретуються як дюни днища русел у

мережевих річках, регіонально дискретні через локалізацію осадів у вирізаних долинах (Walker & Cant, 1984).



*Рисунок 3.4* Польові фотографії: (A) Перехресно-шаруваті флювальні конгломерати Мастахської формації в розрізі 4; масштаб молотком; (B) Горбисті перехресно-шаруваті пісковики нижньої Хатиснітської формації в розрізі 4; масштаб у дециметрах; (C) Основа висихання з тріщинами доломіт верхньої Туркутської формації в розрізі 2; масштаб ніжком; (D) Вилучені купольні строматоліти верхньої Туркутської формації вздовж річки Оленек; масштаб молотком; (E) Масивний рудстоун верхньої Туркутської формації в розрізі 1; масштаб ніжком; (F) Перехресно-шаруваті грейнстоуни верхньої Туркутської формації в розрізі 2; масштаб у дециметрах; (G) Дрібношаруваті бітумінозні вапняки в розрізі 5; масштаб ніжком; (H) Лежача осадова складка в дистальних вапняках Хатиснітської формації в розрізі 4; масштаб у дециметрах.

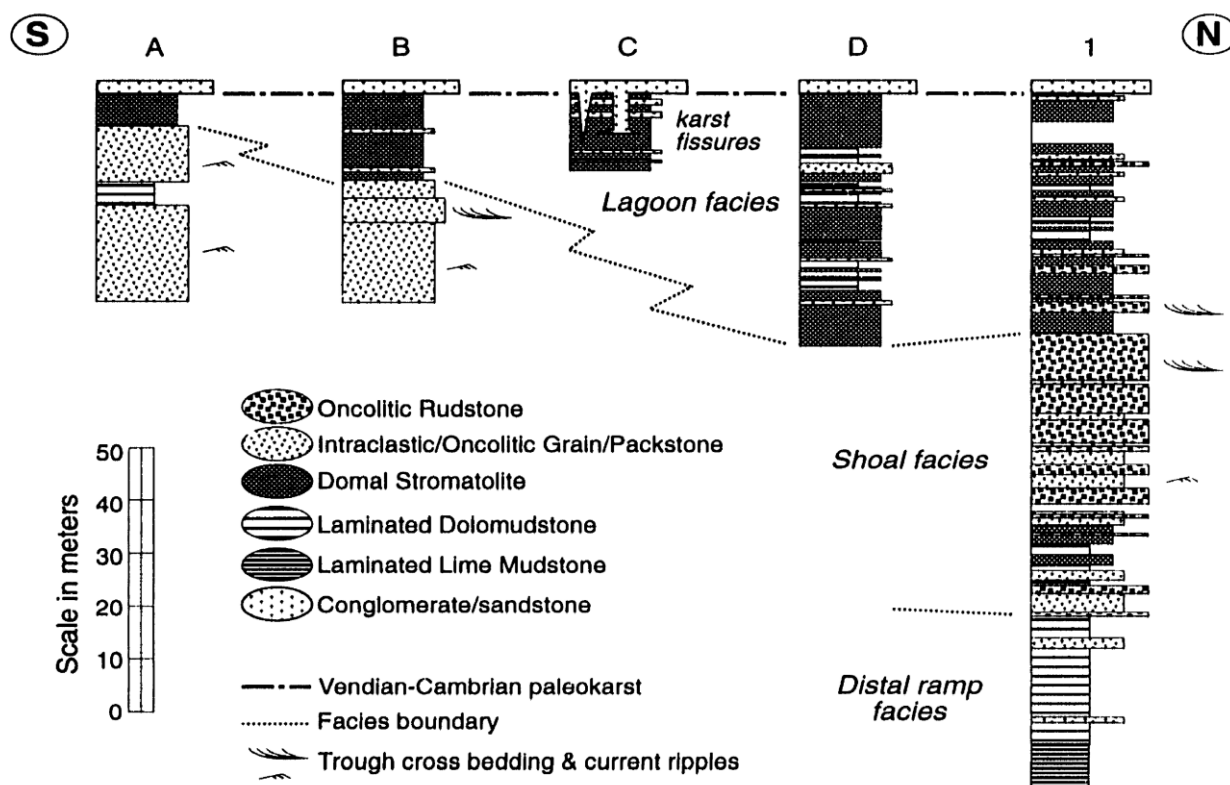
Приливні фації формуються з дуже тонкошаруватих буффових доломітових мікробних ламінатів, пакстоунів, грейнстоунів та незначних мулистих порід (Рис. 3.4с). Мікробні ламінати тріскаються при висиханні, локально формують диджитальні строматоліти, присутні ооліти та внутрішньоформальні брекчії. Відклади фації приливної мілководної зони свідчать про чергування субаерального впливу, висихання та епізодичних осадових процесів під впливом припливів та штормів.

Лагунні фації (20–40 м) представлені тонко–середньшаруватими строматолітичними доломітами, що формують низькорельєфні куполи 50–200 см у діаметрі і до 40 см заввишки (рис. 3.4d). Домінують біостроми (80–90%), решта – rudstones, grainstones, packstones та mudstones. Фація інтерпретується як тиховодні відклади обмежених лагун біля карбонатних мілин (Kerans, 1982; Pelechaty & Grotzinger, 1989).

Мілинові фації складаються з intraclastic та oncolitic rudstones, grainstones і packstones, тонко–середньшаруваті, часто з trough cross bedding, current ripple і erosional bases (рис. 3.4е, 2.4f). Осади інтерпретуються як тракційні, формували піщано-гравійні мілини на платформах (Southard & Boguchwal, 1990; Loreau & Purser, 1973).

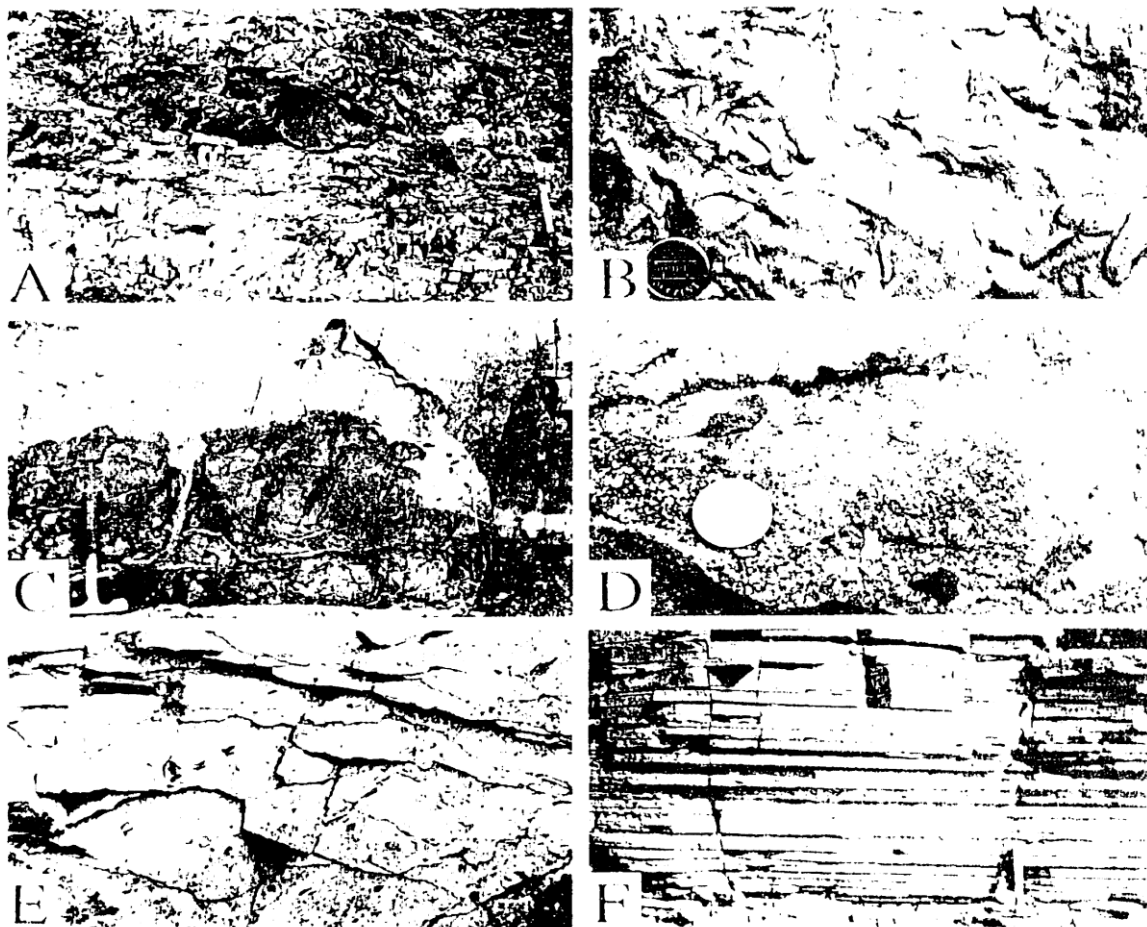
Дистальні рампові фації представлені тонкими доломітами та вапняками на розрізах 1–3 і товстими чорними вапняками на 4–6 (рис. 3.3, 3.4g). Вапняки чорні, бітумінозні, пов’язані зі скам’янілостями едіакарських організмів та вважаються потенційними нафтоносними породами (Chersky, 1986; Bolshakov, 1987; Sokolov et al., 1989; Kashirtsev et al., 1993; Sokolov & Fedonkin, 1984; Vodanjuk, 1989; Knoll et al., 1995a).

Палеокарстова дисконформність Вендій–ND поширена регіонально і відзначена ерозійним рельєфом до 20 м, з неглибокими карстовими поглибленнями, terra rossa та піщаними печерами (Khomentovsky, 1986, 1990; Pokrovsky & Venogradov, 1991; Pokrovsky & Missarzhevsky, 1993; Knoll et al., 1995b; рис. 3.5, 3.6a).



*Рисунок 3.5 Поперечний переріз верхньої Туркутської формації вздовж річки Оленек. Див. рис. 4.2 для розташування розрізів. вендсько-камбрійський палеокарст.*

Ранні кембрійські відклади представлено формаціями Кессюса та нижнім членом Тюсеру: силікокластичні породи з незначними карбонатами та вулканічними породами, що тоншають на північний схід (рис. 3.3). Флювіальні та морські силікокластики включають конгломерати, пісковики та сланці, з'єднані з тонко–середньозаруватими оолітовими grainstones та calcretes на верхівках формації Кессюса. Вулканічні брекчії та діатреми зустрічаються в Оленекському підвищенні; U-Pb дата пемзі в нижній Кессюсі –  $543.8 \pm 5.1 / -1.3$  млн років, діатреми перетинають верхню форму Turkut і, ймовірно, продовжували ін'єкцію до раннього кембрію (Shpunt & Shamshina, 1989; Bowring et al., 1993; рис. 3.6e).



*Рисунок 3.6* Польові фотографії: (А) Карстова печера, заповнена пісковиком, у верхній Туркутській формації вздовж річки Оленек; молоток для масштабу. (В) Виритий, глауконіловий пісковик Кесюської формації вздовж річки Оленек; молоток для масштабу; (С) Кембрійський базальт, усічений калькретом у розрізі 6; молоток для масштабу; (D) Галька базальту ріолітового *1md* у пісковіку над базальтом, покритим калькретом, у розрізі 6; пенні для масштабу; (E) Длатрема, що розрізає верхню Туркутську формацію в розрізі 4; ніж для масштабу; (F) Тонкошарові вапняки томмотланського віку нижньої Еркекетської формації вздовж річки Оленек; молоток для масштабу.

Томмотські відклади формацій Еркекет та верхнього члена Тюсера становлять основу 700–800 м вапняків, які неконформно перекривають Кесюсу та корельовані формації. База томмотських відкладів відзначена 1–3

м галькових пісковиків у районі Оленек та 1–2 м біотурбованих пісковиків і піщаних вапняків на північному сході, перекритих тонкошаруватими червонуватими мулистими вапняками, wackestones та hyolithid packstones (рис. 3.3, 3.6f). Вапняки відклалися на мілководних ділянках під час підйому відносного рівня моря (Knoll et al., 1995a).

### **3.2. Систематика та палеоекологічні інтерпретації фацій вендсько-кембрійських відкладів**

Для подальшого розуміння стратиграфічних і хеостратиграфічних закономірностей Vendian–Cambrian відкладів у північно-східній Сибіру важливе значення мають литофаційні та палеоекологічні інтерпретації. Фації, виділені в межах розглянутих послідовностей (Sequences 1–5; рис. 3.7), відображають змінювані умови осадонакопичення від континентальних та прибережно-морських до відкритоморських середовищ.

#### **Фаційні комплекси:**

##### **1. Континентальні та прибережні фації (Sequences 1–2)**

У нижніх частинах послідовностей 1 та 2 (Mastakh Formation, нижній Turkut Formation) домінують фації конгломератів і пісковиків, що інтерпретуються як низькостоячі флювіальні та шельфові лагунні відклади (Knoll et al., 1995a; Sharovalova and Shpunt, 1982). Ці фації супроводжуються позитивними ізотопними значеннями  $\delta^{13}\text{C}$  у Р інтервалі, що вказує на стабільні умови морського осадонакопичення з низьким впливом органічного розкладу.

##### **2. Платформенні рами та шельфові фації (Sequence 2–3)**

Верхній Khatyspyt і Turkut formations характеризуються поступовим перехідним типом від дистальних рап-фацій до шельфових доломітів у південній частині Оленек (Рис. 3.7). Ці фації відповідають трангресивним і високостоячим системним трактам, зокрема, наявні поверхні затоплення (fs1–fs3) демонструють активну рекординацію коливань рівня моря (Van Wagoner et al., 1988).

### 3. Фації низькостоячої та відкритоморської обстановки (Sequence 3–5)

Поява фацій, характерних для низькостоячих клинових тіл та дистальних рапів у верхніх частинах Turkut Formation і Kharayutekh Formation (Sequence 3), відображає падіння рівня моря та локальні басейнові зміщення осадонакопичення. У Sequence 4–5 (Kessyusa та Erkeket formations) домінують високостоячі вапняки, пісковики та базальтові покриви з калькретами, що відповідають стабільним високостоячим умовам з низьким енергійним впливом (Knoll et al., 1995a).

#### Палеоекологічні висновки:

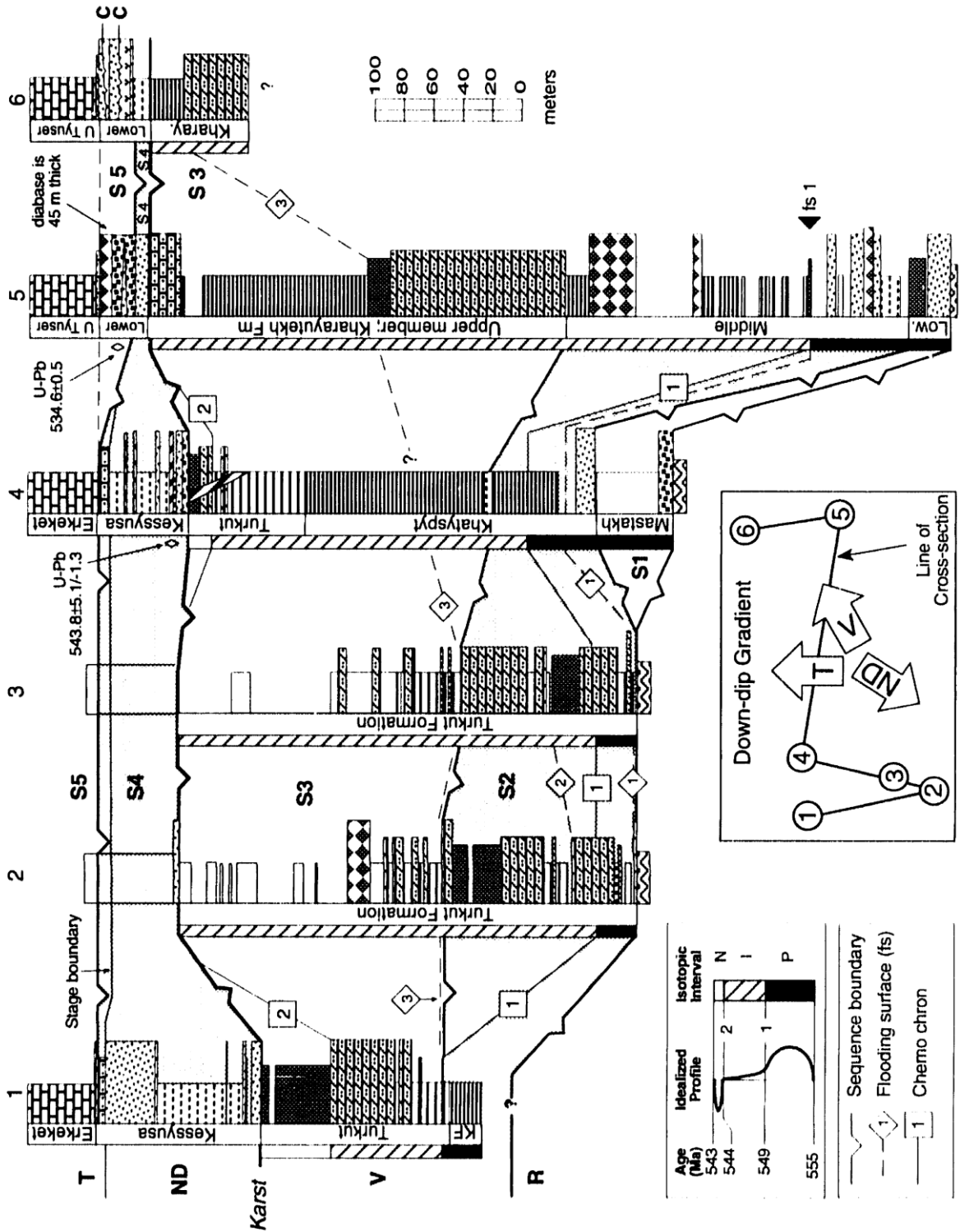
- Позитивні  $\delta^{13}\text{C}$  значення Р інтервалу вказують на активне морське осадонакопичення у стабільних умовах, тоді як N інтервал з негативними  $\delta^{13}\text{C}$  значеннями відображає потенційні падіння рівня моря та збільшення діагенетичного впливу (Pelechaty et al., 1996; Рис. 3.3).

- Перехідні фації I інтервалу демонструють поступове змішування континентальних та морських впливів з помірною варіацією  $\delta^{13}\text{C}$ .

- Наявність карстових поверхонь та місцевих низькостоячих клинових тіл відображає регіональні зміни морського рівня та тектонічні впливи на осадонакопичення (Knoll et al., 1995a; Van Wagoner et al., 1988).

Таким чином, інтеграція фаційних, палеоекологічних та  $\delta^{13}\text{C}$  хемотратиграфічних даних дозволяє простежити еволюцію морських платформ Vendian–Cambrian від континентальних до відкритоморських умов та забезпечує основу для регіональної стратиграфічної кореляції (рис. 3.7).

**Рисунок 3.7** (наступна сторінка) *Стратиграфічна кореляція послідовностей вендланських та кембрійських пластів. Літери: R, ріфейський; V, Вендський; ND, немакітський далдинський; T, томмотський; S, послідовність; c, калькрети. U-Pb вік з Боурінга та інших (1993). Градієнти осадонакопичення на основі товщини та фацельних варіацій з відслонень та неопублікованих сейсмічних даних та даних каротажу (надано Maxus Entgy Corp.). Див. рис. 3.3 для структури фацелів.*



### 3.3. Палеогеодинаміка

Для ілюстрації диференційованих рухів Північно-Східного Сибірського кратона у відкладеннях від вендійського до кембрійського часу побудовано

діаграму «час-простір» (с.f. Wheeler 1958; Рис. 3.8). Виділено три окремі періоди осадонакопичення, розділені головними дисконформностями:

1. Розвиток карбонатних рамп вендійського віку (послідовності 1–3) у басейні, що нахилений на схід;
2. Силікокластичний шельф ND віку (послідовність 4) у басейні, що нахилений на південь;
3. Пост-ND карбонатне осадонакопичення (основа послідовності 5) у басейні, що нахилений на північ.

Перші три послідовності (1–3) відображають осадонакопичення у слабо підсідному басейні, що нахилений на схід, у період приблизно 555–543 млн років тому (Рис. 3.8). Послідовність 1 інтерпретується як західне нашарування тонкої, мілководної платформи до 549 млн років тому. Як запропоновано Khomentovsky (1990), послідовність 1, що складається з формації Mastakh в районі Оленека, ерозійно обрублена на заході.

Послідовність 2 демонструє повний перехід від мілководної до глибоководної рампи у Північно-Східній Сибіру. Базальні трансгресивні силікокластичні відклади, ймовірно, нашарувалися на старіші відклади на заході, що підтверджується зменшенням потужності та латеральним переходом від дистальних до проксимальних рампових фацій на захід (Рис. 3.8). Просування рампи, ймовірно, відбувалося в напрямку до розрізів 5 та 6 від південного Оленека на основі регіональної кореляції  $\delta^{13}\text{C}$ . Chemochron 1 показує, що дистальні рампові фації молодшають на схід (Рис. 3.7). Дистальне осадонакопичення відбулося на розрізах 1 і 4 під час інтервалу Р, але почалося пізніше на розрізі 5 та, можливо, на розрізі 6 (fs 1; Рис. 3.8), демонструючи стратиграфічне нашарування на схід.

До кінця часу послідовності 2 дистальне рампове осадонакопичення сформувалося у Північно-Східній Сибіру, тоді як мілководні умови обмежувалися південним Оленеком (розрізи 2 і 3; Рис. 3.8). Падіння відносного рівня моря завершилося субаерічним виступом та ерозією рампи в південному Оленеку, а мілководні відклади перемістилися до сходу з

формуванням низьководного осадового клину на розрізах 5 та 6 на початку часу послідовності 3. Подальше затоплення кратона призвело до поширеного дистального рампового осадонакопичення. До кінця послідовності 3 мілководні умови поширилися на більшу частину Північно-Східної Сибіру після широкого мілководного осадонакопичення.

*Палеокарст вендійського-ND віку*

Палеокарст вендійського-ND віку відображає значне падіння відносного рівня моря, субаеричне виступлення та ерозію вендійських карбонатів. Палеокарст поступово обрублює вендійські відклади на північний схід, що свідчить про тектонічний нахил кратона. Подібні дисконформності на межі вендій–кембрій спостерігаються в інших регіонах: Намібія (Saylor et al. 1995), Західна Північна Америка (Narbonne et al. 1994; Ross et al. 1995; Runnegar et al. 1995), Австралія (Christie-Blick et al. 1995; Jenkins 1995; Walter et al. 1995), Гренландія та Шпіцберген (Fairchild and Hambrey 1995), що свідчить про можливе глобальне падіння еустатичного рівня моря (Khomentovsky 1990; Pelechaty, unpub. data).

Подібно до палеокарсту вендійського-ND, дисконформність на вершині послідовності 4 обрублює ND відклади на північ, що свідчить про збереження тектонічного підняття під час осадонакопичення шельфової послідовності ND (543–530 млн років; Рис. 3.8). Фації послідовності 4 заглиблюються на південний захід, що вказує на розвиток локального південного басейну. Шельфова послідовність нашаровується на вендійську платформу на півночі, що свідчить про діахронічний вік базальних відкладів.

Біостратиграфічні дані (Missarzhevsky 1989a; Bowring et al. 1993; inset A of Рис. 3.8) свідчать, що шельф спочатку піднявся та виступив на розрізах 5 та 6 на початку фосильного стадії 5, тоді як осадонакопичення в районі Оленека тривало. Дисконформність є діахронічною, зменшуючись у віці до Оленека, а північний нахил кратона призвів до формування басейну, що нахилений на північ. Шельф послідовності 4 став виступати в Оленеку на початку фосильних стадій 6–7, після початкового нашарування кратона на розрізах 5

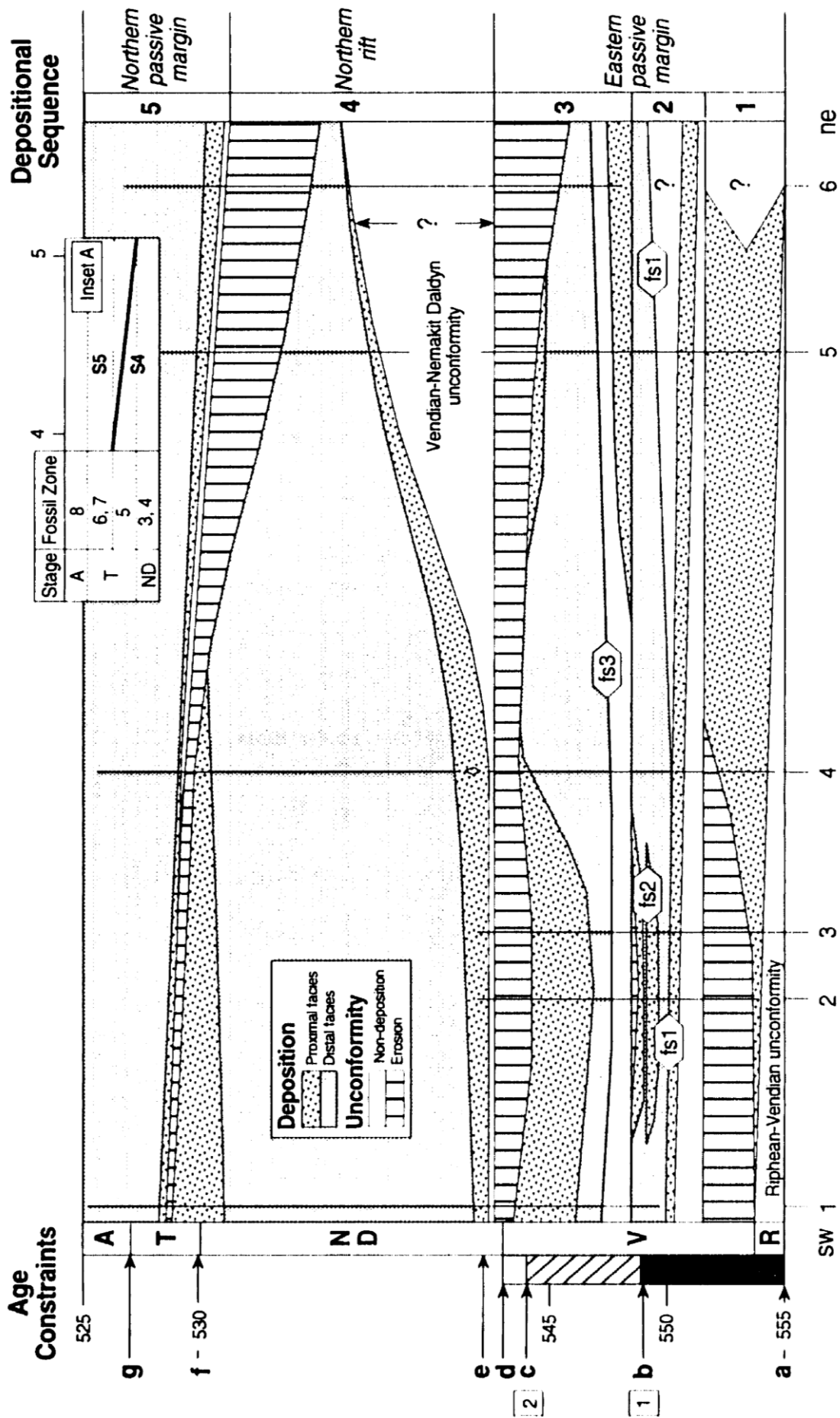
та б з півночі, що сигналізує про початок підсідного процесу близько 530 млн років, після тривалого вулканічного підняття.

*Наслідки для рифтінгу вендій–кембрій у Північній Сибіру*

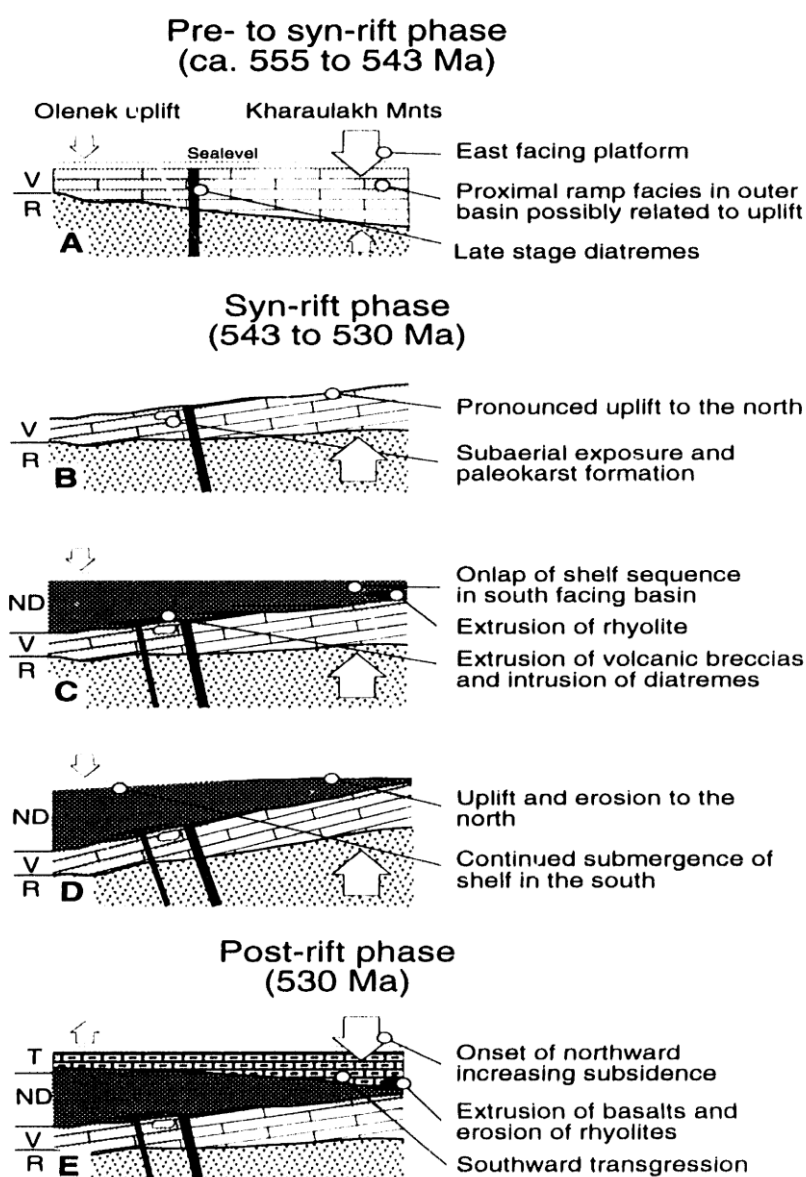
Вендійські послідовності є частиною пасивного маргінального відкладу на східному краю Сибірського кратона (Khain 1985; Zonenshain et al. 1990). Спорадичні тектонічні нахили та бімодальна вулканічна активність свідчать про помірний континентальний екстензійний вплив на північно-східному краю кратона. Великий конвергентний тектонізм малоімовірний, оскільки деформація обмежена регіональним нахилом і локальними висококутовими розломами, без ознак передгірського басейну (Allen et al. 1986).

Екстензія, ймовірно, почалася не пізніше 543 млн років і супроводжувалася підняттям та ерозією вендійських відкладів на північ, зміною градієнта осадонакопичення, припливом силікокластичних відкладів, бімодальною вулканічною активністю та місцевим розломом (Рис. 3.8, 3.9). Після приблизно 530 млн років відбулося пасивне підсідне осадонакопичення з відкрито морськими карбонатами.

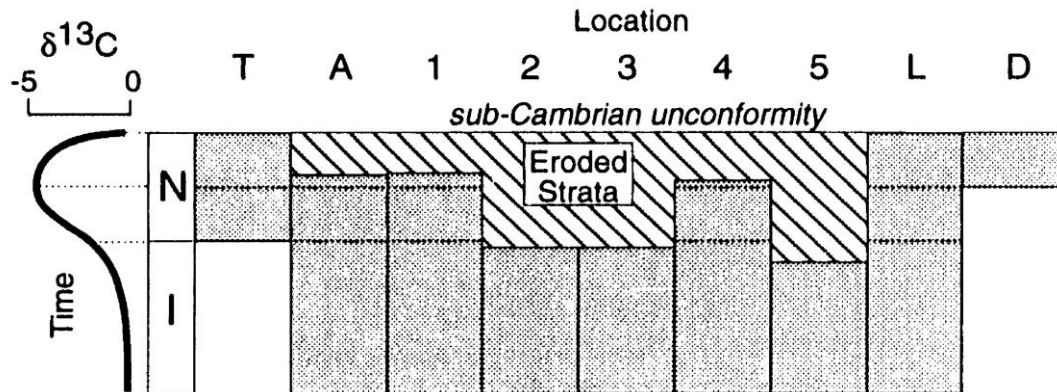
Вендійсько-кембрійська дисконформність є важливою стратиграфічною межею, що відображає різку зміну літології, стилю осадонакопичення та фауни. Ступінь ерозії оцінюється за збереженням субкембрійських ізотопних зсувів (negative excursion). Північ Сибіру характеризується значною ерозією вендійських карбонатів із частковим або повним зникненням негативного ізотопного зсуву (Рис. 3.10), тоді як на півдні зберігаються повні негативні зсуви (Magaritz et al. 1986, 1991; Bartley et al., in prep; Pelechaty, unpub. data). Це свідчить про розвиток широкого термально піднятого рифтового плеча вздовж північного краю кратона та наявність активної кембрійської рифтової зони північніше.



**Рисунок 3.8** Діаграма «час-простір». Див. малюнок 3.2 для розташування розрізів. Обмеження віку: (a) оцінка максимального віку базальних вендійських відкладів; (b) 549 млн років як *chemochron* 1; (c) 544 млн років як *chemochron* 2; (d) 543 млн років для межі вендій–кембрій (b, c та d за Grotzinger et al. 1995); (e) U-Pb вік 543+5,1/-1,3 млн років за Bowring et al. (1993); та межі стадій: (f) томмотська і (g) атдабанська за Bowring et al. (1983). Літери: R – рінейський; V – вендійський; ND – немакіт-дальдінський; T – томмотський; A – атдабанський; fs – поверхня затоплення. Кодовий бар показує ізотопні інтервали: P (чорний), I (штриховка) та N (білий). Вставка A показує діахронічну межу послідовностей (темна лінія) між послідовностями 4 і 5 від розрізу 4 до 5 на основі зон викопних, підсумованих Knoll et al. (1995a).



**Рисунок 3.9** Пропонована тектонічна історія вендійсько-кембрійського басейну на півночі Сибіру.



**Рисунок 3.10** Регіональна кореляція субкембрійських ізотопних профілів вуглецю в Сибіру. Показано лише інтервали N та верхній I. Кореляція ілюструє значну ерозію верхніх вендійських відкладів під субкембрійською дисконформністю на півночі Сибіру. Див. малюнки 3.1 і 3.2 для розташування розрізів: T – район Туруханськ (Bartley et al., in prep); A – західний Анабар (Knoll et al., 1995b); 1, 2, 3, 4 і 5 – Північно-Східна Сибір (це дослідження); L – р. Лена, Південна Сибір (Pelechaty, unpub. data); D – р. Алдан (Magaritz et al., 1986).

## РОЗДІЛ 4.

### СТРАТИГРАФІЧНІ ДОКАЗИ ЗВ'ЯЗКУ СИБІР-ЛАВРЕНТІЯ ТА РАННЬОКЕМБРІЙСЬКОГО РИФТОГЕНЕЗУ

Неопротерозой – ранньокембрійський етап розвитку Землі характеризувався масштабною перебудовою конфігурацій давніх континентів та формуванням нових океанічних басейнів. У цей період відбувався розпад суперконтинентів, зокрема роз'єднання Сибірського кратона та Лаврентії, що розглядається як один із ключових геодинамічних процесів раннього палеозою (Bond et al., 1984; Hoffman, 1991; Moores, 1991). Через фрагментарність геологічних даних із території Сибірського кратона довгий час залишалося невизначеним його місце в межах неопротерозойського суперконтиненту. Попередні реконструкції розташовували Сибір або поряд із південно-західною частиною Лаврентії (Sears & Price, 1978; Piper, 1982), або біля північно-східного сегмента Лаврентії – на схід від Гренландії (Scotese & McKerrow, 1990). Однак ці моделі недостатньо узгоджувалися з кореляцією докембрійських тектонічних провінцій, що спонукало до пошуку інших рішень. Зіставлення Телон-Талтсонської магматичної зони на північному заході Канади з Алданським і Анабараським щитами Сибіру, запропоноване Hoffman (1991), обґрунтовувало північну конфігурацію Сибір–Лаврентія. Водночас Condie & Rosen (1994), переглянувши кореляцію тектонічних поясів, дійшли висновку, що Сибір був сполучений із Лаврентією радше на сході, уздовж акітканського орогенного поясу.

Нові стратиграфічні дослідження вендійсько–кембрійських відкладів Північно-Східного Сибірського кратона (Pelechaty et al., 1996a) не підтверджують реконструкцію Condie & Rosen (1994), проте добре узгоджуються з моделлю Hoffman (1991), у якій Сибірський кратон прилягає до північної частини Лаврентії. При цьому така конфігурація не суперечить можливій кореляції орогенних поясів, запропонованій Condie & Rosen (1994),

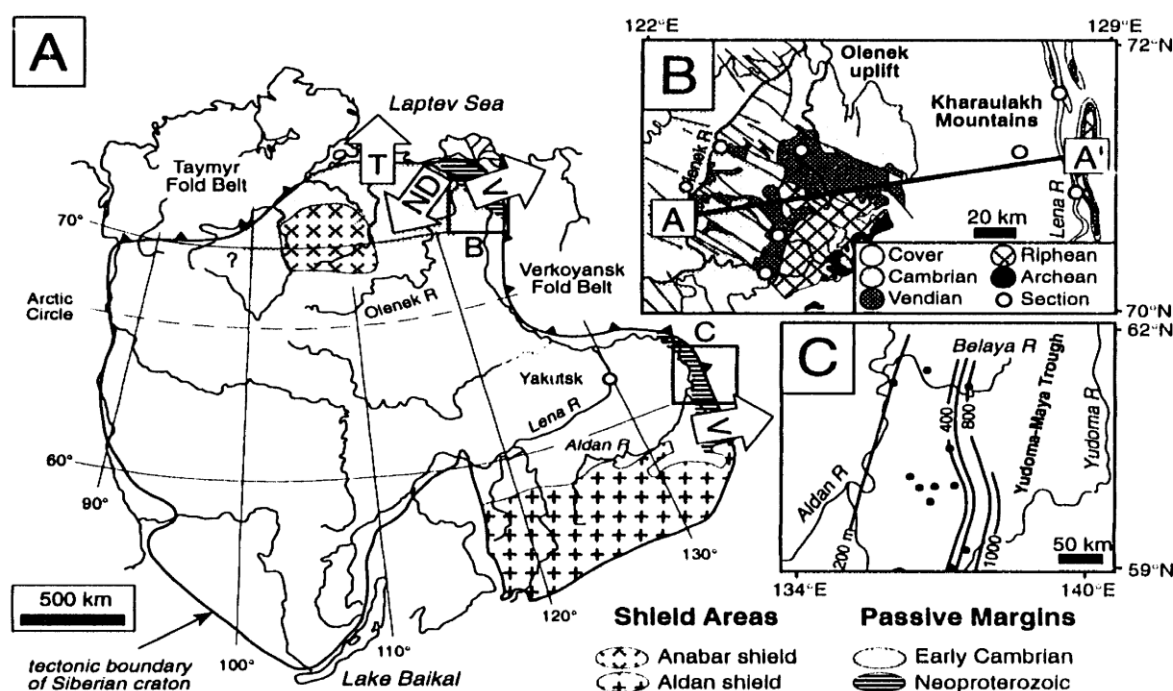
що свідчить про складний і багатоступеневий характер тектонічного розвитку цього регіону.

Особливо важливими для реконструкції палеогеографії є дані про 723-мільйонорічну трапову подію у Північній Канаді (Heaman et al., 1992) та пов'язаний із нею масив дайок Френкліна, який інтерпретується як прояв неуспішного рифтингу. На основі цього Condie & Rosen (1994) припустили, що відокремлення Сибіру та Лаврентії відбулося ще в неопротерозої. Проте стратиграфічні дані з півночі Сибіру свідчать про інший сценарій: осадові товщі венду–кембрію (Pelechaty, 1996) демонструють чіткі ознаки рифтогенного режиму та подальшого етапу термального прогинання, які датуються інтервалом близько 543–530 млн р. – тобто раннім кембрієм. Ці спостереження корелюють із тектонічною еволюцією ранньопалеозойського Френкліанського басейну на території Канади та Гренландії та дозволяють розглядати обидва басейни як *conjugate margins* – протилежні континентальні окраїни, що розірвалися внаслідок одного рифтингового процесу (рис. 4.8–4.10).

У такій реконструкції передбачається існування давнішого рифтового краю, який визначав західну межу Сибір–Лаврентія ще до їх кембрійського роз'єднання. Масштабна дайкова система Френкліна розглядається як прояв неуспішної рифтової гілки, яка могла створити значну гетерогенність у земній корі, що, у свою чергу, вплинула на напрями та сегментацію подальшого ранньокембрійського рифтингу. Відповідно, стратиграфічні, геохронологічні, палеомагнітні та палеокліматичні дані (Hoffman, 1991; Pelechaty, 1996) свідчать, що перед розривом обидва кратонні масиви утворювали єдиний континент, який відокремився від західного материкового масиву – Австралія–Антарктида–Індія–Південний Китай – приблизно 720 млн років тому. Уздовж західної межі цього об'єднаного масиву формувався тривалий пасивний континентальний край, який проіснував до ранньокембрійського рифтингу й остаточного роз'єднання Сибіру та Лаврентії.

#### 4.1 Стратиграфія Сибіру та тектонічна кореляція з Лаврентією

Тонка товща (менше 600 м) пізньовендських – ранньокембрійських відкладів Північно-Східного Сибіру містить ключові свідчення нерівномірного розтягнення земної кори в інтервалі ~543–530 млн років тому, після чого розпочалося ранньотоммотське термальне занурення кратона (Pelechaty et al., 1996a). Початок рифтогенного підняття супроводжувався формуванням регіональної палеокарстової нерівності на межі венду та кембрію, яку простежено на розрізах біля Анабара, Оленекського підняття та Хараулахських гір (рис. 4.1А, 4.1В). Палеокарст еродує залягання вендських порід на північ, і в Північно-Східному Сибіру ця поверхня фіксує верх 300–500-метрової товщі пізньовендських (~555–543 млн років) карбонатів шельфового схилу та незначних силікластитів (область 1 на рис. 4.2).

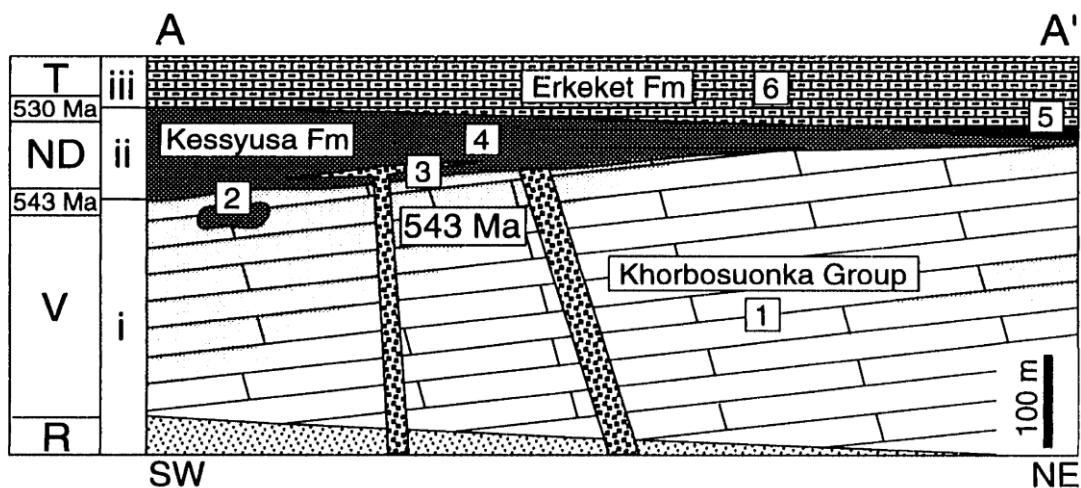


**Рисунок 4.1** А. Регіональна схема Сибірського кратону. Стрілками позначено напрямки седиментаційних градієнтів для (V) венду, (ND) немакіт-далдинського та (T) томмотського періодів на основі регіонального розподілу фацій та змін потужності, встановлених за даними розрізів, геофізичних картотажів та сейсморозвідки. Прямокутники окреслюють ділянки, збільшені на рис. 4.1В і 4.1С.

*В. Геологічна карта північно-східної Сибірі. Геологічний розріз А–А' подано на рис. 4.2.*

*С. Ізопакітна карта вендійських відкладів у південно-східній Сибірі за даними вимірних розрізів (заштриховані кружки), опублікованих Хомендовським (1990).*

Відклади хребта Хорбосуєнка репрезентують частину пасивної окраїни, орієнтованої на східну периферію кратона (Khaln et al., 1985). Кореляція ізотопних кривих вуглецю цих карбонатів (Pelechaty et al., 1996b) демонструє, що термальне підняття спричинило прогресуюче зрізання зовнішньої платформи на північ під субкембрійським палеокарстом (область 2 на рис. 4.2). Вулканізм, синхронний із підняттям платформи, засвідчений фельзитовими діатремами, які перерізані поверхнею незгоди, а також вулканогенними брекчіями, що входять до складу ранньокембрійських (немакіт-дальдінських) відкладів, безпосередньо залягаючих на палеокарсті в районі Оленека (область 3 на рис. 4.2). Найточніший вік початку рифтингу визначено за U–Pb ізотопним датуванням вулканогенних брекчій – 543 млн років (Bowring et al., 1993).



**Рисунок 4.2** Узагальнений геологічний розріз вендійсько-кембрійських товщ північно-східної Сибірі за матеріалами Pelechaty та ін. (1996a). У тексті наведено опис пронумерованих тектонічних подій. Місце розрізу показано на рис. 4.1B. R – рифей; V – венд; ND – немакіт-далдин; T – томмот; i – східна пасивна окраїна (неопротерозой на рис. 4.1A); ii – північна рифтова окраїна; iii – північна пасивна окраїна (кембрій на рис. 4.1A).

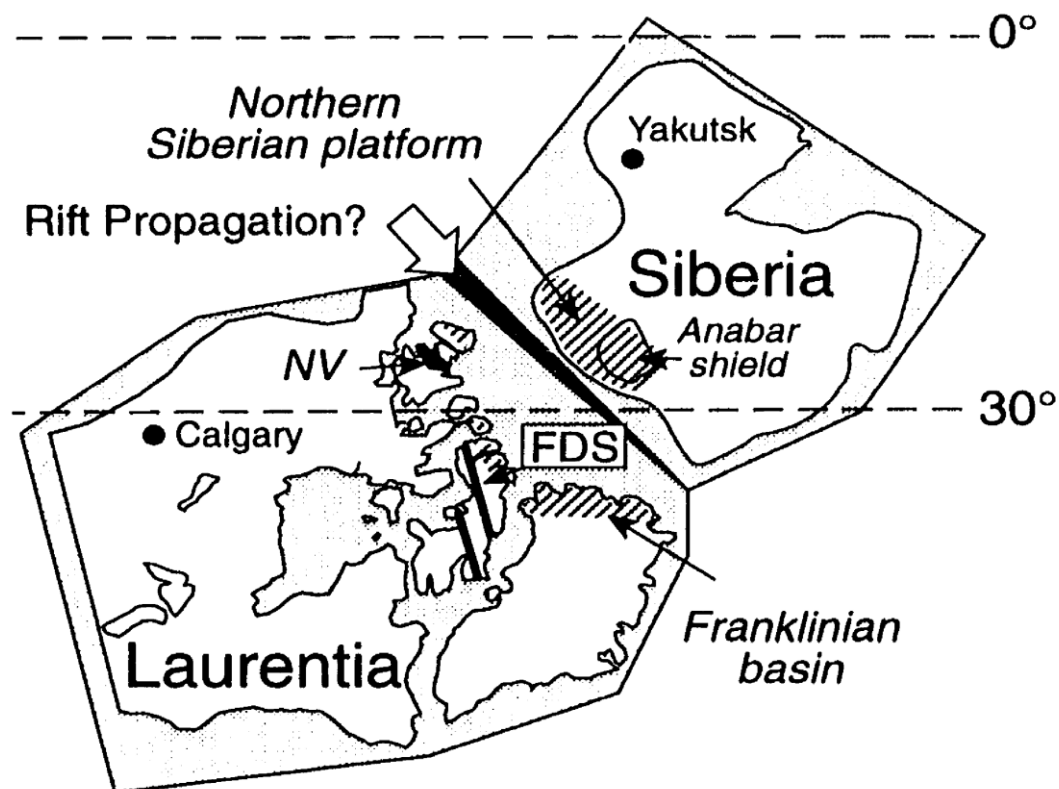
Над палеокарстом залягають породи ярусу Немакіт–Дальдін – менш ніж 100 м пістрявих конгломератів, пісковиків, алевролітів, рідкісних вапняків і вулканітів (область 4 на рис. 4.2). Їх інтерпретують як продукт континентального розтягнення, що включав підняття, надходження значної кількості уламкового матеріалу та прояви вулканізму й розломоутворення. У Північно-Східному Сибіру ці відклади накопичувалися у локальному південно-західноспрямованому басейні (стрілки на рис. 4.1А), що відображає майже 180° зміну ухилу палеорельєфу у порівнянні з пізнім вендом внаслідок підняття на півночі.

Прояви підняття продовжувалися і в ранньотоммотський час, що підтверджують ерозійне зрізання немакіт-дальдінських відкладів з півночі та наявність бімодальних вулканітів, які перекривають ці відклади у Хараулахських горах (область 5 на рис. 4.2). Вулканогенні породи репрезентовані ріолітовими гальками у алювіальних конгломератах та потужними пачками подушкових базальтів, перекритих калькретами із цементованими гальками базальту та ріоліту.

З розрізом незгоди їх перекривають вапняки томмотського віку формації Еркекет та відповідних їй одиниць у межах Північного Сибіру (область 6 на рис. 4.2). Згідно з біостратиграфічними кореляціями, трансгресія рухалася з півночі на південь у басейні, що занурювався у північному напрямку у перші стадії постріфтингового опускання (<530 млн років; Pelechaty et al., 1996a).

Синхронну тектонічну еволюцію демонструє ранньопалеозойський Франклінський басейн Північної Канади та Гренландії (рис. 4.3), де найдавніші відклади атдабанського віку представлені товщею до 1200 м уламкових порід та карбонатів формацій Кеннеді (Канада) та Скаген (Гренландія) (Trettin, 1991). Ці відклади прогресивно перекривають фундамент з півночі на південь та інтерпретуються як пізньосинрифтингові (Long, 1989). Вище залягають до 1000 м платформних карбонатів формацій Елла-Бей та Портфйельд, які репрезентують пізньосинрифтингове – ранньопасивномаргінальне осадонакопичення. Наприкінці атдабанського часу суттєве падіння рівня моря

спричинило оголення та карстування верхніх карбонатів, утворюючи поверхню незгоди, яку Long (1989) трактує як розривну (breakup) незгоду.



*Рисунок 4.3* Запропонована реконструкція взаємного положення Сибіру та Лаврентії до ранньокембрійського розділення. NV – наткусьякські вулканічні породи; FDS – франклінський дайковий сворм. Положення Лаврентії подано за Dalziel (1992). Різниця у віці початкової пострифтової субсиденції між Сибіром і Лаврентією може свідчити про діахронний характер поширення рифтингу із заходу на схід.

Механізм формування Франклінського басейну тривалий час пов'язували з подією магматизму Наткузіак та роїв дайок Франклінської провінції (~723 млн років; Heaman et al., 1992), проте відсутність неопротерозойської рифтової товщі вздовж північної окраїни Лаврентії не підтверджує наявності повноцінного рифтингу в цей період. Крім того, рифтинг ~720 млн років не пояснює стабільного режиму термального занурення від раннього кембрію до силуру, адже термальна аномалія такого віку мала б бути мінімальною.

Натомість низка спостережень підтверджує пізньовендсько–ранньокембрійський рифтинг (Surlyk & Hurst, 1984; Sonderholm & Jepsen, 1991), що засвідчено субкембрійською поверхнею незгоди та локальним блоковим розломоутворенням у Гренландії.

З огляду на синхронність та подібність тектонічних процесів, ранньокембрійські басейни Північного Сибіру та Лаврентії можна інтерпретувати як сполучені (кон'юговані) континентальні окраїни (рис. 4.3). Палеомагнітні дані (Khranov et al., 1981), а також регіональні фаціальні моделі перехідного вендійсько-кембрійського часу (Pelechaty et al., 1996a) свідчать, що Сибір у той час перебувала в низьких широтах Південної півкулі, тоді як Лаврентія займала подібні широти (Dalziel, 1992). Кореляція також підтверджується трилобітовою біостратиграфією: у ранньому кембрії трилобіти двох континентів були подібними, а наприкінці атдабану їхні фауни різко розійшлися, що вказує на ізоляцію Сибіру та Лаврентії (Palmer & Repina, 1993).

Різниця у часі початку термального занурення між Сибірським (<530 млн років; томмот) і Лаврентійським (~525 млн років; атдабан) басейнами сягає максимум 5 млн років, що ймовірно відображає діахронне поширення рифтингу із заходу на схід (рис. 4.3).

#### **4.2. Неопротерозойський рифтинг у Західній Сибірі та Лаврентії**

Західна окраїна Лаврентії зазнала інтенсивного континентального розтягування в пізньому неопротерозої, що супроводжувалося блоковим розломоутворенням, накопиченням кластичних осадів і магматизмом. У північно-західній Канаді рифтинг, ймовірно, розпочався не пізніше ~720 млн років тому із формування нижньої частини віндімерської серії (Ross, 1991; Ross et al., 1995). Верхня частина віндімерської серії, зокрема товщі, що перекривають формацію Шейзал, накладається на рифтову послідовність і вважається проявом пострифтової термічної субсиденції, яка тривала до кінця венду.

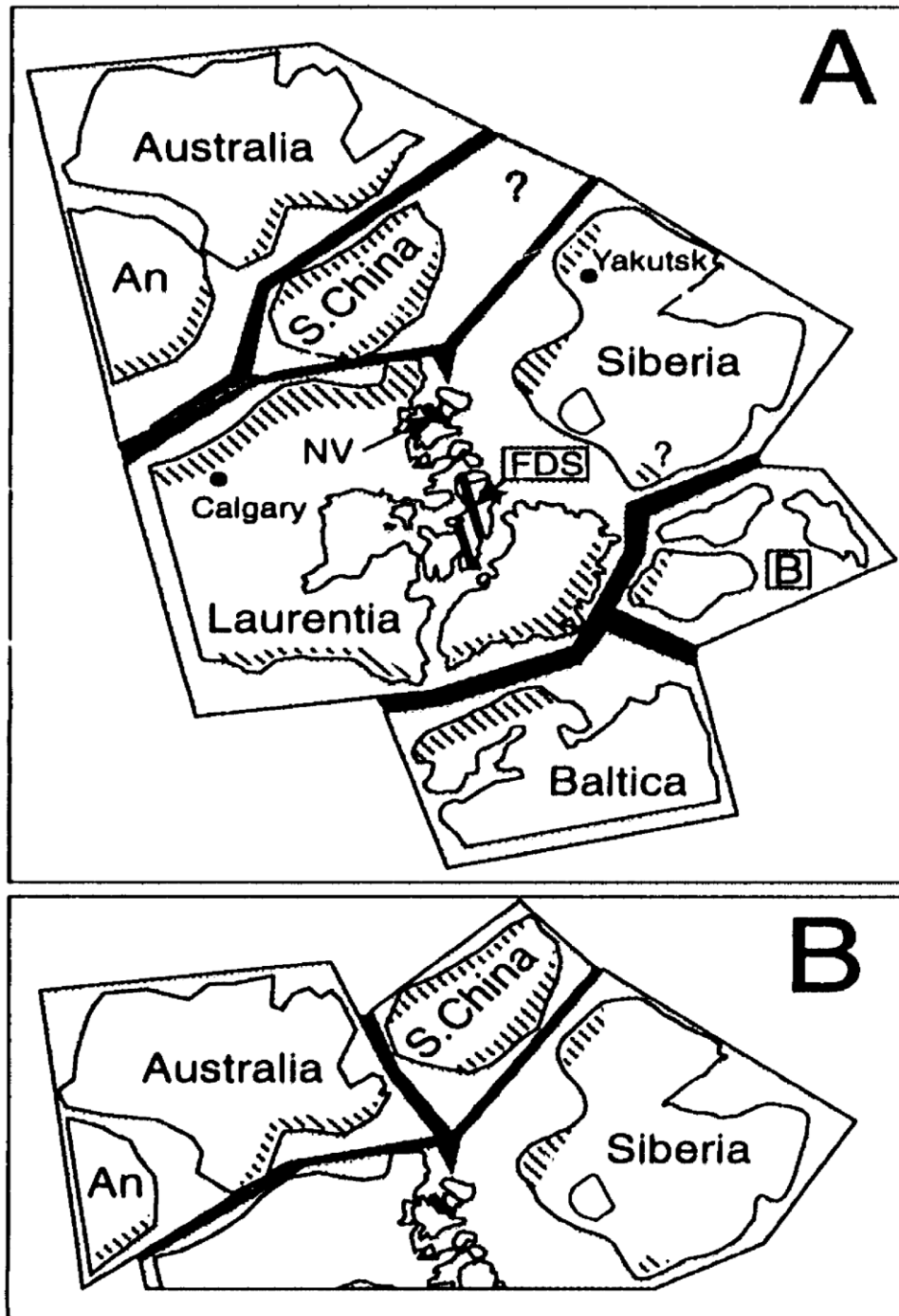
Рифтові процеси неопротерозою відбувалися також уздовж сучасної східної окраїни Сибірського кратону (Khain et al., 1985), хоча точний вік цього рифтингу залишається невизначеним (рис. 4.1А). Сейсмічні профілі з області Оленекського підняття у північно-східній Сибірі демонструють, що превендійські товщі представлені безперервними рефлекторами, які онлапуються на східноспадні розломні блоки фундаменту. Condie і Rosen (1994) повідомляють про дайки діабазів на Алданському щиті із неопублікованими датуваннями 763 та 628 млн років. Ці магматичні тіла розглядаються як пов'язані з рифтингом, що вказує на можливість одночасного розтягування континентів і потенційного відкриття протопацифічного басейну (Ross, 1991).

Попри нечіткі хроностратиграфічні рамки рифтингу в Сибірі, на обох континентах фіксуються узгоджені пасивно-окраїнні розрізи. Відповідно до моделі пізньонеопротерозойського рифтингу, верхньовендійські ( $\approx 555$ – $543$  млн років) товщі на сході Сибірського кратону демонструють зростання амплітуди диференційної субсиденції на схід (рис. 4.1; рис. 4.2), що вказує на тривале затухання термічних аномалій до самого кінця венду, аналогічно до західної Північної Америки. Регіональні біостратиграфічні та хемотратиграфічні кореляції показують, що хорбосунська серія відповідає майже 2000-метровій верхній частині віндімерської серії (Knoll et al., 1995), що підтверджує синхронний розвиток пасивних окраїн уздовж реконструйованої західної межі Сибірі та Лаврентії у цей період (рис. 4.4). Порівняно тонша вендійська товща у Сибірі може відображати нижчі темпи субсиденції у внутрішньому флексурному клині (Bond et al., 1989). Кореляція також свідчить, що сибірські відклади є значно молодшими за пізньонеопротерозойські діаміктити Канади та інших регіонів, що пояснює відсутність відповідних льодовикових відкладів у Сибірі. Водночас, такі діаміктити могли зберегтися у глибших частинах басейну, де давні вендійські товщі, ймовірно, занурені під Верхоянський складчастий пояс (рис. 4.1А).

Запропонована реконструкція взаємного положення Сибірі й Лаврентії передбачає існування просторово безперервної рифтової окраїни вздовж західного краю Сибірі-Лаврентії у пізньому неопротерозої (рис. 4.4). Однак франклінський дайковий сворм віком 723 млн років у Північній Канаді має орієнтацію, майже ортогональну до цієї окраїни. Магматичні породи формації Наткусяк і франклінські дайки можуть представляти нездійснений рифт, що простягався у напрямку Сибірі-Лаврентії, але без розвитку виразних осадових басейнів, можливо через ерозію до кембрію. Обмежена субсиденція у зоні провалу могла знизити шанси на збереження льодовикових відкладів, що пояснює їх відсутність у районі Мінто-Арч, острів Вікторія (Young, 1996, особ. Повід.). Подібність орієнтації дайок і подальшого франклінського басейну вказує, що дайкоутворення могло сформувати зону розущільнення земної кори (рис. 4.3), яка була повторно активована під час розділення Сибірі й Лаврентії.

Кон'югована окраїна західної Лаврентії, ймовірно, була пов'язана з масивом Антарктида-Австралія-Індія (Mooges, 1991), хоча інші реконструкції включають і блок Південного Китаю (Eisbacher, 1985; Li et al., 1995; рис. 4.4A). За моделлю Li та ін. (1995), Південний Китай клиноподібно розміщувався між Лаврентією та Австралією на основі зіставлення кор землі віком 1.9–1.4 млрд років у Катазії та комплексу Priest River у США. Подібність рифтингових подій у Південному Китаї та Сибірі допускає можливу палеогеографічну близькість цих територій (рис. 4.4A). Інша реконструкція висуває Південний Китай на північ, безпосередньо до Сибірі (рис. 4.4B), що узгоджується з доказами зв'язку Австралії та Лаврентії, отриманими з регіональних стратиграфічних кореляцій (Young, 1992), палеомагнітних даних (Powell et al., 1993) та ізотопного картування (Borg і DePaolo, 1994).

Аргументація може спиратися на порівняння з Алданським щитом, який складається зі стародавньої кори (3.5–3.0 млрд років) і демонструє вікові діапазони метаморфізму 2.4–1.7 млрд років і магматичні події 1.9–1.7 млрд років, включно з гранітами віку близько 1.0 млрд років (Khain et al., 1985), що є одночасними з епізодами розвитку Катазійського блоку.



**Рисунок 4.4 А:** Реконструкція неопротерозойського суперконтиненту (приблизно 720 млн років тому). Положення Австралія–Антарктида–Південний Китай (An – Антарктида) подано за Li та ін. (1995); Балтика – за Condie і Rosen (1994); Баренція та Арктична Аляска–Чукотка (позначено B) – за Patrick і McClelland (1995). Смугованими ділянками позначено пасивні окраїни. **В:** Альтернативна реконструкція положення Південного Китаю, із розташуванням Австралії–Антарктиди за Young (1992).

Нарешті, реконструкція Сибірі–Лаврентії передбачає, що сучасний північно-західний край Сибірі був з'єднаний із Баренцією та Арктична Аляска–Чукотка (рис. 4.4А), які фіксують рифтогенний магматизм віком  $\approx 680$  млн років (Patrick і McClelland, 1995). Пізньоріфейські рифтові товщі в районі Таймиру, хоч і погано датовані, також можуть свідчити про такий зв'язок (Khain et al., 1985).

## ВИСНОВКИ

У межах виконаної роботи здійснено комплексне дослідження венд-кембрійських відкладів континентальних басейнів Північної Євразії, що дало можливість реконструювати основні етапи їх тектонічної еволюції та встановити закономірності розвитку осадових систем у період переходу від пізнього докембрію до раннього палеозою. Отримані результати дозволяють сформулювати такі висновки.

1. На підставі узагальнення літературних, геологічних, геофізичних та стратиграфічних даних детально охарактеризовано геологічну будову основних венд-кембрійських басейнів Північної Євразії, включаючи Північно-Східний сегмент Сибірського кратону, басейн Верхоян'я та суміжні структури. Встановлено, що їх стратиграфічні розрізи зберігають інформативний запис диференційованих тектонічних рухів, що відбувалися у регіоні наприкінці докембрію та в ранньому кембрії.

2. Виконана стратиграфічна кореляція венд-кембрійських розрізів між континентальними басейнами дозволила виділити три основні етапи осадонакопичення, розділені регіональними перервами та змінними ритмами субсиденції. На основі простеження положення ключових стратиграфічних меж, фаціальних зон та напрямів проградації осаду встановлено узгодженість розвитку басейнів Сибірського кратону та суміжних тектонічних доменів.

3. Результати кореляції та аналіз літолого-фаціальної будови підтверджують існування спільних рифтогенних процесів у вендській–ранньокембрійській час. Показано, що структурні та стратиграфічні ознаки пізньонеопротерозойського рифтингу в Сибірському кратоні узгоджуються з аналогічними подіями на заході Лаврентії, що свідчить про існування єдиної рифт-системи та корельованих пасивних окраїн. Дані про диференційовану субсиденцію, зростання потужності відкладів у напрямку до рифтованих окраїн та зчеплення седиментаційних режимів підтверджують модель *conjugate margins*.

4. Реконструкція тектонічної еволюції дозволила встановити, що рифтогенез проходив у декілька фаз: ранній неопротерозойський етап пов'язаний з ініціацією рифтів та магматизмом (723 Ma Franklin dike swarm та Natkusiak volcanics), тоді як пізній венд-ранньокембрійський етап характеризується завершенням рифтингових процесів, переходом до пасивної окраїни та розвитком регіональної термічної субсиденції. Доведено, що ранньокембрійське розходження Сибірі та Лаврентії ймовірно було діахронним та контролювалося гетерогенністю земної кори, сформованою ще під час ранніх рифтогенних подій.

5. Отримані результати узгоджуються з палеогеографічними моделями Hoffman (1991), Pelechaty (1996) та іншими реконструкціями, які передбачають тісний взаємозв'язок Сибірського кратону та північної Лаврентії до їх роз'єднання у ранньому кембрії. Стратиграфічні та тектонічні дані підтверджують, що континентальні басейни Північної Євразії формувалися в єдиному тектонічному полі, чітко реагуючи на пізньонеопротерозойсько-ранньокембрійські рифтогенні процеси.

6. Комплексний аналіз дозволив створити узагальнену модель розвитку венд-кембрійських континентальних басейнів, яка включає: (1) ініціацію рифтових структур; (2) формування східного та північного пасивних континентальних країв Сибірського кратону; (3) ранньокембрійський тектонічний режим розділення Сибірі та Лаврентії; (4) перехід до стабільного пасивного континентального режиму з переважанням термічної субсиденції та накопиченням потужних морських товщ.

7. Таким чином, встановлені закономірності тектонічної та седиментаційної еволюції підтверджують, що венд-кембрійські басейни Північної Євразії є ключовим регіоном для відтворення структури неопротерозойських суперконтинентів, а їх геологічний запис дозволяє простежити як ранні етапи рифтогенезу, так і подальший розвиток пасивних окраїн та континентального розмежування.

### Список використаних джерел

1. Bond G.C., Kominz M.A., Steckler M.S., Grotzinger J.P. Role of thermal subsidence, flexure, and eustasy in the evolution of early Paleozoic passive-margin carbonate platforms // *SEPM Special Publication*. 1989. No. 44. P. 39–61.
2. Bond G.C., Nickeson P.A., Kominz M.A. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories // *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. Vol. 70. P. 325–345.
3. Borg S.G., DePaolo D.J. Laurentia, Australia, and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent: Constraints from isotopic mapping // *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 307–310.
4. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // *Science*. 1993. Vol. 261. P. 1293–1298.
5. Brasier M.D., Khomentovsky V.V., Corfield R.M. Stable isotopic calibration of the earliest skeletal fossil assemblages in eastern Siberia // *Terra Nova*. 1993. Vol. 5. P. 225–232.
6. Brasier M.D., Corfield R.M., Derry L.A., Rozanov A.Y., Zhuravlev A.Y. Multiple  $\delta^{13}\text{C}$  excursions spanning the Cambrian explosion to the Botomian crisis in Siberia // *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 455–458.
7. Condie K.C., Rosen O.M. Laurentia–Siberia connection revisited // *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 168–170.
8. Dalziel I.W.D. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakup of Laurentia // *GSA Today*. 1992. Vol. 2. P. 237, 240–241.
9. Eisbacher G.H. Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation, and sedimentary cycles in the Windermere Supergroup // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1985. Vol. 51. P. 231–254.
10. Grotzinger J.P. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: Emergence of the modern platform archetype // *SEPM Special Publication*. 1989. No. 44. P. 79–106.

11. Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylor B.Z., Kaufman A.J. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution // *Science*. 1995. Vol. 270. P. 598–604.
12. Heaman L.M., LeCheminant A.N., Rainbird R.H. Nature and timing of Franklin igneous events, Canada // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. Vol. 109. P. 117–131.
13. Hoffman P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? // *Science*. 1991. Vol. 252. P. 1409–1413.
14. Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater // *Precambrian Research*. 1995. Vol. 73. P. 27–49.
15. Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy // *Precambrian Research*. 1995. Vol. 73. P. 251–270.
16. Khramov A.N., Petrova G.N., Pechersky D.M. Paleomagnetism of the Soviet Union // *Geodynamics Series*. 1981. Vol. 2. P. 177–194. (англомовне видання, тому залишаємо)
17. Levy M., Christie-Blick N. Tectonic subsidence of the early Paleozoic passive continental margin in eastern California and southern Nevada // *GSA Bulletin*. 1991. Vol. 103. P. 1590–1606.
18. Li Z.-X., Zhang L., Powell C.M. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia–East Antarctica and Laurentia? // *Geology*. 1995. Vol. 23. P. 407–410.
19. Long D.G.F. Ella Bay Formation: Early Cambrian shelf differentiation in Arctic Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1989. Vol. 26. P. 2621–2635.
20. Magaritz M., Kirschvink J.L., Ripperdan R.L., Zhuravlev A.Y., Rozanov A.Y. Carbon-isotope events across the Precambrian–Cambrian boundary // *Nature*. 1986. Vol. 320. P. 258–259.
21. Moores E.M. Southwest U.S.–East Antarctic connection: A hypothesis // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 425–428.

22. Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup // *GSA Bulletin*. 1994. Vol. 106. P. 1281–1292.
23. Palmer A.R., Repina L.N. Through a glass darkly: Taxonomy, phylogeny and biostratigraphy of the Olenellina // *Kansas Paleontological Contributions*. 1993. Vol. 3. 35 p.
24. Patrick B.E., McClelland W.C. Late Proterozoic granitic magmatism on Seward Peninsula // *Geology*. 1995. Vol. 23. P. 81–84.
25. Pelechaty S.M., Grotzinger J.P., Kashirtsev V.A., Zhernovsky V.P. Chemostratigraphic and sequence stratigraphic constraints on Vendian–Cambrian basin dynamics // *Journal of Geology*. 1996. Vol. 104. P. 543–564.
26. Pelechaty S.M., Kaufman A.J., Grotzinger J.P. Evaluation of  $\delta^{13}\text{C}$  isotope stratigraphy for intrabasinal correlation // *GSA Bulletin*. 1996. Vol. 108. P. 992–1003.
27. Piper J.D.A. The Precambrian palaeomagnetic record: The case for the Proterozoic supercontinent // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. Vol. 59. P. 61–89.
28. Powell C.M., Li Z.-X., McElhinny M.W., Meert J.G., Park J.K. Paleomagnetic constraints on timing of the breakup of Rodinia // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 889–892.
29. Ross G.M. Tectonic setting of the Windermere Supergroup revisited // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 1125–1128.
30. Ross G.M., Parrish R.R., Winston D. Provenance and U-Pb geochronology of the Belt Supergroup // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. Vol. 113. P. 57–76.
31. Ross G.M., Block J.D., Krouse H.R. Isotopic evolution of seawater sulfate: Neoproterozoic strata of southern Canadian Cordillera // *Precambrian Research*. 1995. Vol. 73. P. 71–99.
32. Runnegar B. Base of the Sauk sequence as global eustatic event // *GSA Abstracts with Programs*. 1995. Vol. 27, No. 6. P. A330.

33. Scotese C.R., McKerrow W.S. Revised world maps and introduction // *GSAM Memoir*. 1990. No. 2. P. 1–21.

34. Sears J.W., Price R.A. The Siberian Connection: A case for Precambrian separation of the North American and Siberian cratons // *Geology*. 1978. Vol. 6. P. 267–270.

35. Sonderholm M., Jepsen H.F. Proterozoic basins in North Greenland // *Gronlands Geology Unders Bulletin*. 1991. No. 160. P. 49–69.

36. Surlyk F., Hurst J.M. Early Paleozoic deep-water basin of North Greenland // *GSA Bulletin*. 1984. Vol. 95. P. 131–154.

37. Trettin H.P. The Arctic Islands // In: *Geology of North America*. GSA. 1989. Vol. A. P. 349–370.

38. Trettin H.P. Tectonic framework of the Inuitian Orogen // *Geology of Canada*. 1991. No. 3. P. 57–66.

39. Young G.M. Late Proterozoic stratigraphy and the Canada–Australia connection // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 215–218.