

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

**«Роль вулcano-сидиментаційних процесів
у формуванні нафтогазоносних систем»**

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА МАГІСТРА

Виконав:

студент 2 курсу, група ГХ-21,
спеціальність 103 Науки про Землю,
освітньо-професійна програма
«геологія нафти і газу»

Ренкас Дмитро Юрійович

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

РЕФЕРАТ

Робота містить 65 сторінок, 4 розділи, посилання на 50 джерел.

Досліджено процеси та продукти взаємодії лави, води та осаду у наземних вулкано-осадових комплексах з використанням чотирьох польових ділянок, що представляють різні екологічні та тектонічні умови. Встановлено континуум взаємодії від пасивного занурення лави до динамічної флюїдизації осаду, причому ключовим контролюючим фактором є властивості осаду – насичення водою, когезія, консистенція, розмір зерен та ступінь консолідації. Вперше системно охарактеризовано домени пепериту та подушкових лав, описано їхню геометрію та латеральну мінливість.

Польове картування та петрографічні дослідження дозволили деталізувати внутрішню будову вулкано-осадових тіл, включення осаду, структуру контактів та характер фрагментації лави, що слугує діагностичним маркером фізичних властивостей осаду. Створено фаціальні та концептуальні моделі континууму лава–вода–осад, що пояснюють формування змішаних доменів, буферних осадових бар'єрів та геометрії лавово-осадових систем у різних палеогеографічних умовах, включно з флювіальними та дельтовими середовищами.

Порівняння наземних аналогів із морськими даними свердловин і каротажу дозволило визначити діагностичні критерії для інтерпретації пеперитових доменів, фрагментованих лав та зон флюїдизації осадів у нафтогазових басейнах. Встановлено, що такі лавово-осадові тіла можуть суттєво змінювати архітектуру колекторів, спричиняти компартменталізацію та впливати на проникність і флюїдопотоки, що важливо для моделювання продуктивності резервуарів.

Отримані результати мають практичне значення для нафтогазової розвідки, регіонального та басейнового моделювання осадонакопичення, а також для навчального процесу зі спеціальностей «Геологія» та «Науки про Землю».

Ключові слова: ЛАВА, ОСАД, ВОДА, ПЕПЕРИТ, ПОДУШКОВА ЛАВА, ВУЛКАНО-ОСАДОВА СИСТЕМА, ФАЦІАЛЬНА МОДЕЛЬ, КОЛЕКТОР, КОМПАРТМЕНТАЛІЗАЦІЯ.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
РОЗДІЛ 1	
1.1 Передумови дослідження.....	7
1.2 Обґрунтування дослідження.....	7
РОЗДІЛ 2	
ГЕОЛОГІЧНА ОСНОВА.....	12
2.1 Геологічна довідка	12
2.2 Термінологія та основні поняття.....	12
2.1.1 Типи лави та її розташування.....	12
2.3 Взаємодія лави з водою	22
2.4 Взаємодія лави з осадам.....	23
РОЗДІЛ 3	
ЗБІР ДАНИХ У ШЕЛЬФОВИХ НАФТОГАЗОВИХ СИСТЕМАХ	28
3.1 Каротажні журнали	28
3.2 Зображення свердловин	30
РОЗДІЛ 4	
ОБГОВОРЕННЯ ТА ЗАСТОСУВАННЯ ДО НАФТОГАЗОВИХ СИСТЕМ.....	34
4.1 Синтез поля: фундаментальні концепції	34
4.1.1 Континуум лава-вода-осад	35
4.2 Галузеве застосування польових аналогів	44
4.2.1 Зображення свердловин	45
4.2.2 Поєднання зображень свердловин із польовими аналогами	46
4.2.3 Наслідки взаємодії лави, води та осаду для масштабу басейну	56
4.3 Подальша робота.....	59
Висновки	60
Список використаних джерел	62

ВСТУП

Вивчення взаємодії лави, води та осаду є одним із ключових питань сучасної вулканології та осадової геології. Такі взаємодії формують специфічні літології – подушкові лави, гіалокластит і пеперит, – які суттєво впливають на архітектуру та властивості вулcano-осадових систем. Незважаючи на значний обсяг досліджень, низка аспектів, зокрема геометрія, масштаб і варіабельність доменів пепериту, а також роль властивостей осаду-господаря, залишаються недостатньо вивченими. Актуальність проблеми посилюється потребами сучасної нафтогазової промисловості, що дедалі активніше залучає перспективи розробки «нетрадиційних» резервуарів у межах вулканічно активних басейнів.

У багатьох світових басейнах – Північно-Атлантичному, Західноавстралійському, Бразильському, басейнах Китаю, Індонезії, Японії – вулканічні та вулканокластичні породи відіграють роль як резервуарів, так і покривних чи екрануючих товщ. Складна морфологія лавових потоків, їх перемежування з осадовими та вулканокластичними фаціями, а також труднощі сейсмічного розпізнавання таких тіл ускладнюють пошук і розробку вуглеводнів. Зокрема, у Фареро-Шетландському басейні, де залягають значні поклади вуглеводнів у товщах палеогенових базальтів, досі спостерігаються проблеми інтерпретації геологічної будови та апробації свердловинних даних. Тому критичне вивчення наземних аналогів є важливим шляхом вирішення цих проблем і має значну наукову та прикладну цінність.

Мета дослідження

Отримання науково обґрунтованої моделі будови та формування межі взаємодії лава–вода–осад на основі детального вивчення польових аналогів, мікроструктур та фаціальних особливостей із подальшим застосуванням результатів для інтерпретації вулcano-осадових систем у потенційних нафтогазових басейнах.

Завдання дослідження

Для досягнення поставленої мети необхідно виконати такі завдання:

1. Провести критичний аналіз сучасних уявлень про механізми взаємодії лави, води та осаду та їх вплив на формування пеперитів і споріднених літологій.
2. Виконати детальне польове картування наземних аналогів та визначити архітектуру і геометрію вулкано-осадових тіл.
3. Провести петрографічне та мікроструктурне дослідження зразків для характеристики текстур і діагностичних ознак продуктів взаємодії.
4. Створити фаціальні та концептуальні моделі формування доменів пепериту та змішаних лавово-осадових тіл.
5. Зіставити отримані результати з наявними даними морських нафтогазових родовищ та визначити можливі напрями їх практичного застосування.
6. Оцінити вплив таких об'єктів на формування, функціонування та компартменталізацію нафтогазових систем.

Об'єкт дослідження

Вулкано-осадові комплекси та межі взаємодії лави, води та осаду в наземних геологічних розрізах.

Предмет дослідження

Процеси та продукти взаємодії лави з водно-осадовими середовищами, їх геометрія, текстури та вплив на архітектуру вулкано-осадових систем, зокрема у контексті можливих нафтогазових резервуарів.

Методи дослідження

У роботі застосовано польові геологічні методи (картування, опис розрізів, структурно-фаціальний аналіз), петрографічні дослідження оптичної мікроскопії, аналіз літологічних каротажів, порівняльний аналіз з даними морських нафтогазових басейнів, методи геологічного моделювання та фаціальної інтерпретації.

Наукова новизна

У роботі:

- вперше системно охарактеризовано континуум взаємодій лава–вода–осад із визначенням ключової ролі властивостей осаду-господаря, а не лише параметрів лавового потоку;
- встановлено різноманіття доменів пепериту та їхня геометрія на основі детального аналізу наземних аналогів;
- запропоновано нові концептуальні та фаціальні моделі формування змішаних лавово-осадових тіл;
- визначено діагностичні ознаки, які можуть бути використані для інтерпретації вулкано-осадових систем у межах потенційних вуглеводневих родовищ.

Практичне значення результатів

Результати дослідження можуть бути використані:

- у нафтогазовій розвідці для покращення інтерпретації сейсмічних, геофізичних і кернових даних у басейнах з вулканічним надходженням;
- для моделювання резервуарів та аналізу ризиків компартменталізації;
- у навчальному процесі зі спеціальностей «Геологія» та «Науки про Землю» як приклади типових вулкано-осадових систем;
- у подальших регіональних та прикладних дослідженнях вулканічних басейнів.

Особистий внесок магістранта

Автором самостійно проведено польові спостереження, камеральну обробку матеріалів, підготовку та аналіз петрографічних шліфів, фаціальну інтерпретацію, побудову концептуальних моделей та порівняння результатів із даними морських нафтогазових систем. Окремі результати були апробовані під час наукових доповідей на конференціях та в навчальних семінарах.

РОЗДІЛ 1

1.1 Передумови дослідження

Спосіб взаємодії лави з водою та осадам є складним. В результаті такої взаємодії утворюється кілька літологій, включаючи подушкові лави, гіалокластит та пеперит (наприклад Сільвестрі 1963; Кокелаар 1982; Вайт та ін., 2000; Скіллінг та ін. 2002); однак процеси та продукти цих взаємодій ще не повністю вивчені. У цьому дослідженні було використано детальний польовий та петрографічний аналіз кількох тематичних досліджень з різних екологічних та тектонічних умов, щоб охарактеризувати дуже мінливі фрагментарні геометрії та текстури літологій, що створюються на межі розділу лава-вода-осад, та зрозуміти процеси, що відбуваються.

Це дослідження є частиною ширшої групи проектів – Консорціуму досліджень вулканічних окраїн (VMRC) – ініціативи, що фінансується промисловістю, розробленої для відповіді на широкі питання щодо геології вулканічних окраїн та впливу вулканічних порід у вуглеводневих системах. Разом ці проекти спрямовані на покращення нашого розуміння впливу вулканічних порід на розвідку та розробку вуглеводнів, сприяння та просування експлуатації прикордонних басейнів. Це дослідження зосереджено на межі розділу лава-уламкові осади, процесах та продуктах, що відбуваються, а також на тому, як вони можуть впливати на нафтогазову систему або що може знадобитися врахувати під час розвідки та розробки.

1.2 Обґрунтування дослідження

Взаємодії лави, води та осаду добре задокументовані в літературі, включаючи формування та виникнення пепериту, з ідентифікацією на межах інтрузій та субаеральної лави. Однак, акцент робиться на описі та інтерпретації морфології ювенільних уламків, а також на контролі магми/лави над формуванням пепериту. Геометрія доменів пепериту рідко обговорюється, і хоча розмір зерен осаду-господаря враховується, глибина обговорення та аргументації щодо факторів впливу осаду на процеси взаємодії є мінімальною.

Це дослідження виявило різноманітні домени пепериту та пов'язані з ними особливості, а також визнало континуум взаємодій лава-вода-осаду, заснованих на змінних властивостях осаду-господаря, а не на контролюючих властивостях лави. Також обговорюється геометрія доменів змішаної лави та осаду з посиланням на системи басейнового масштабу.

Зі швидким зменшенням запасів вуглеводнів, нафтова промисловість звертається до більш «нетрадиційних» систем резервуарів та басейнів, щоб знайти додаткові ресурси та задовольнити енергетичні потреби 21-го століття. Цей проект зосереджений на системах, які мають значну вулканічну складову, що ставить як цікаві, так і складні проблеми та питання для нафтової промисловості. Вулканічні породи можуть виступати в ролі резервуарів, ущільнювачів, пасток, бар'єрів або перегородок, а також спричиняти компартменталізацію нафтогазової системи. У світі існує кілька басейнів, які містять багаті ресурси вуглеводнів, включаючи вулканічні та вулканокластичні породи, багато з яких пов'язані з LIP (нерозбірливими вулканічними породами). (Рисунок 1-1) Прикладами таких басейнів є: Західна Австралія (Хоулейдер, 1990), Бразилія (дос Анжос та ін., 2000), Китай (Бу та ін., 2006; ЗОУ та ін. 2008; Цзоу 2013), Індонезія (Віллумсен та Шиллер, 1994)), Японія (Сімазу 1985; Саката та ін. 1989; Левін 1995; Міцухата та ін. (1999), Пакистан (Бергер та ін., 2009) та Північноатлантичне березе (Нотт та ін., 1993; Доре та ін. 1999; Ламерс і Кармайл 1999; Ларсен та ін. (2010).

Фарерсько-Шетландський басейн (ФШБ), на захід від Шетландських островів, Північна Атлантика (Рисунок 1-2), є гарним прикладом прикордонного басейну, в якому переважають вулканічні породи та який багатий на вуглеводні. Цей район став центром розвідки, оскільки компанії переміщуються з Північного моря до західних та північноатлантичних околиць. ПСБ містить низку перспективних родовищ, які проходять масштабні дослідження та розвідку багатонаціональними нафтовими компаніями. Родовище Роузбенк- (Рисунок 1-2), Північна Атлантика, відкрита у 2004 році компаніями Chevron, OMV, Statoil та DONG (Дункан та ін., 2009; Гелланд-Гансен 2009; Скофілд і

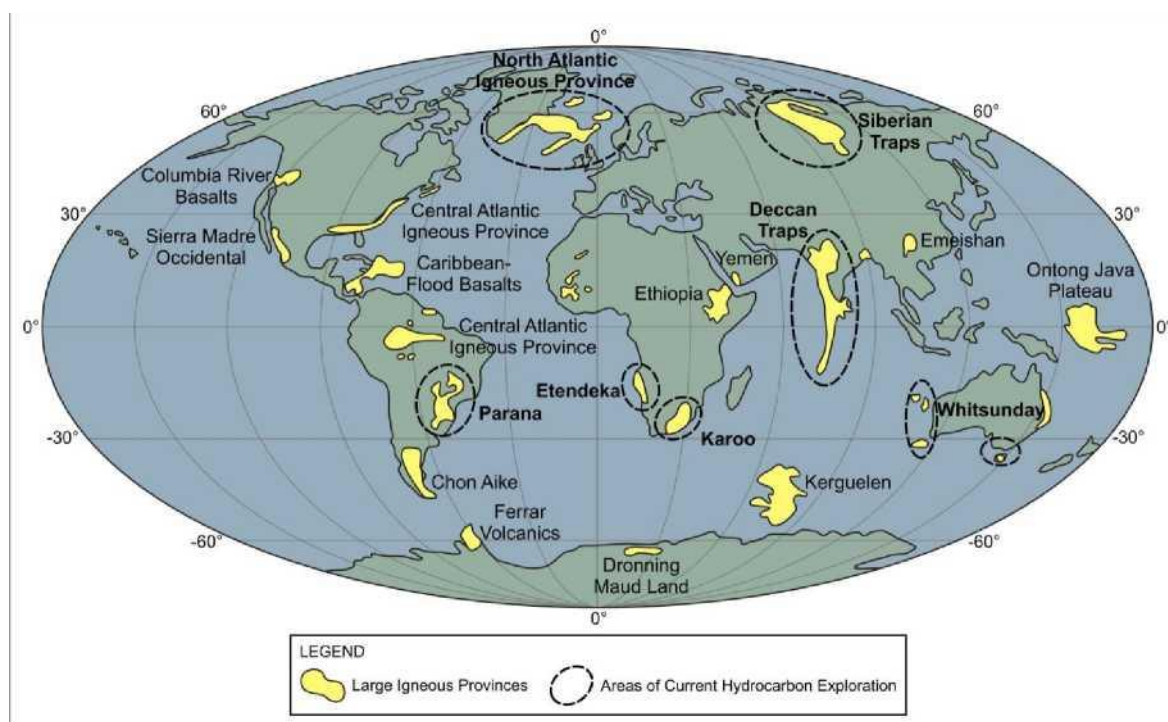


Рисунок 1-1: Карта, що позначає райони поточної розвідки вуглеводнів по всьому світу. Багато з цих районів пов'язані з великими магматичними провінціями, такими як Північноатлантична магматична провінція, Сибірські траппи, Деканські траппи та басейн Парани. Рисунок адаптовано з Wright (2013).

Джоллі (2013), є гарним прикладом і був у центрі уваги значна частина цих досліджень наразі проведена. Родовище Роузбенк, як і значна частина FSB, містить великі запаси нафти та газу, що знаходяться в потужній товщі палеогенових пластів, де переважають базальтові лави. Лави перешаровуються з силікокластичними та вулканокластичними одиницями, причому як останні, так і лави діють як покривні породи для силікокластичних резервуарів. Хоча це відкриття сприймається як успішний приклад вулканічної нафтогазової системи, родовище ще не розпочало видобуток. Інші суміжні перспективні родовища, такі як Камбо (Рисунок 1-2) Однак, все ще стикаються з труднощами в розробці, зокрема, в розуміння складності вулканічної та вулканокластичної системи. Сverdlovina Бругдан (6104/21-1) є прикладом невдалої свердловини, яка не досягла цільового резервуара – пісковика формації Вайла. Натомість було виявлено більші товщини палеоценових базальтових лав, більші, ніж вважалося раніше, при цьому значних вуглеводнів не було виявлено. Незважаючи на ці

труднощі, інтерес та дослідження в цьому районі тривають.

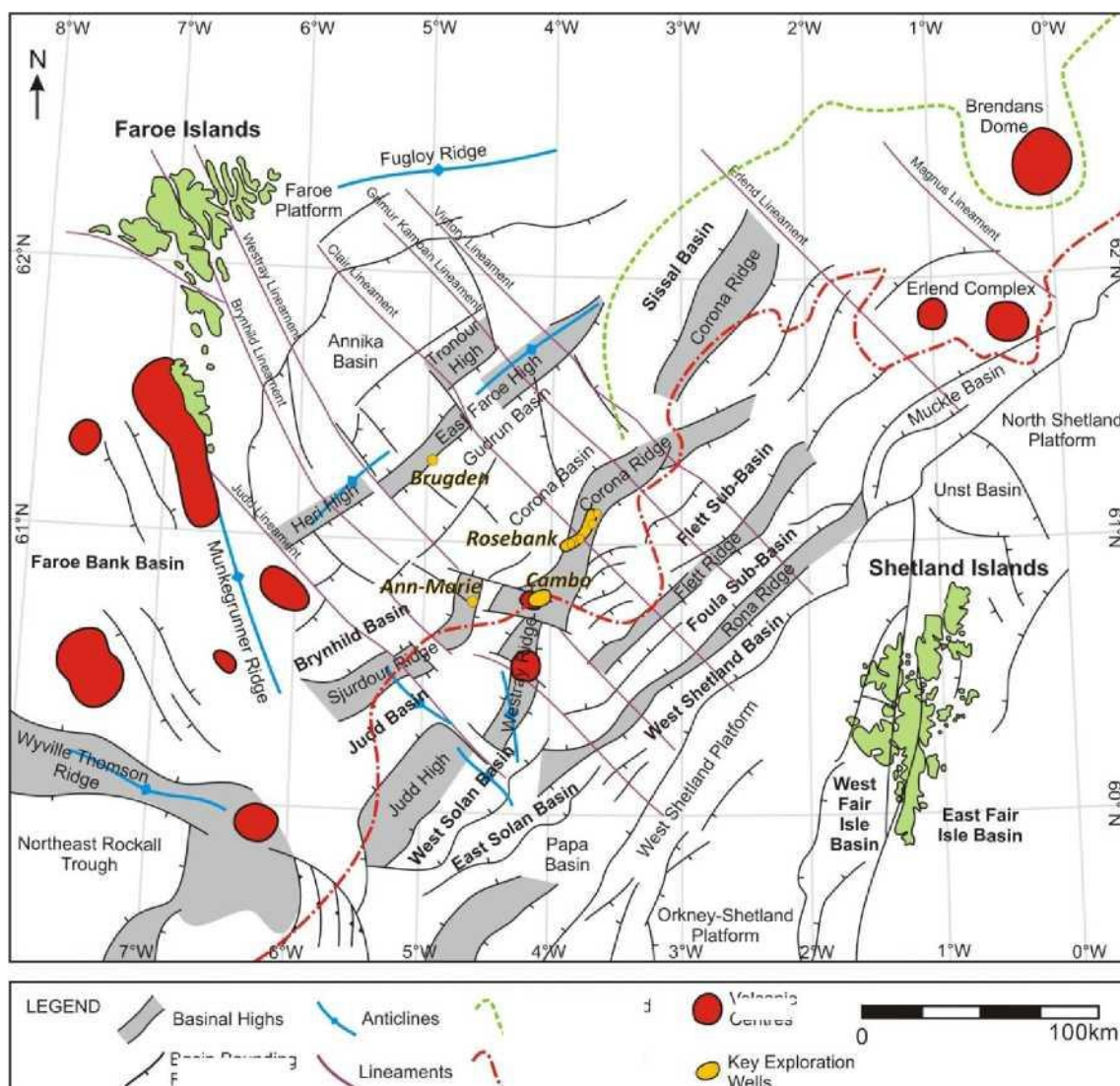


Рисунок 1-2: Карта Шетландського басейну Фарерських островів із зазначенням структури, поширення базальтів затоплення (червоні пунктирні лінії) та вулканічних центрів. Від Райт (2013), змінено з Стокер та ін. (1993), Річі та Гітчен (1996); Річі та ін. (1999), Соренсен (2003); Елліс та ін. (2009); Мой та Імбер (2009)

Хоча традиційні силікокластичні нафтогазові системи відносно добре вивчені, очевидно, що існує брак знань і багато питань без відповідей щодо вулcano-осадових систем та їхнього вуглеводневого потенціалу. Це стосується як академічних кіл, де моделі вулcano-осадових фацій відносно слабо розроблені, так і особливо нафтової промисловості, де вивчення таких взаємодій не було пріоритетом. Архітектура, геометрія та масштаб конкуруючих

вулcano-осадових систем погано вивчені, головним чином через складності, створювані вулканічним надходженням. Двома суттєвими ускладненнями вулканічного надходження в осадовий басейн є взаємодія вулканічного матеріалу з силікокластичними осадами та його потенціал для неоднорідності колектора (наприклад Матісен і Макферсон, 1991; Шуттер 2003; Рорман 2007; Холфорд та ін. (2012) та потенційне руйнування та/або компартменталізація водосховища (Шуттер 2003; Рорман 2007; Цукур та ін. ін. 2010; Скофілд та ін. (2012)). Розуміння цих проблем у потенційних вуглеводневих системах є проблематичним, особливо в вулканічних послідовностях, оскільки дані з шельфу (наприклад, сейсмічні, кабельні, кернові) обмежені та їх важко отримати. Крім того, сейсмічні дані в басейнах з вулканічним переважанням важко інтерпретувати, а складності, створювані вулканічним впливом на систему, можуть виходити за межі сейсмічної роздільної здатності. (Мареш та ін.) ін. 2006; Нельсон та ін., 2009; Скофілд та ін. (2010)). Таким чином, вивчення відповідних наземних прикладів є важливим для нашого розуміння таких систем та майбутнього розвитку морських перспектив.

РОЗДІЛ 2

ГЕОЛОГІЧНА ОСНОВА

2.1 Геологічна довідка

Літології та фації, пов'язані з взаємодією лава-вода та лава-осад, добре задокументовані; однак, як зазначено у вступному розділі, детальні процеси та продукти взаємодії лава-вода-осад відносно погано вивчені. Крім того, мало що з цієї роботи було оцінено в контексті застосування в нафтовій промисловості. У цьому розділі представлено термінологію та основні поняття, які є основою цієї дослідження. Важливо зазначити, що всебічне обговорення процесу, разом з новими спостереженнями та інтерпретаціями, пов'язане з кожним розділом тематичного дослідження, і тому цей розділ не є вичерпним і служить більш базовим вступом до існуючої прийнятої термінології/понять. Крім того, обговорення регіональної геології містяться у відповідних розділах.

У цьому розділі представлено основні типи лави та термінологію, зокрема, морфологію лави та процес інфляції лави. У ньому висвітлено широкий спектр термінології, пов'язаної з вулканокластичними породами/осадами, та різні процеси, що в них беруть участь, з особливим акцентом на наших існуючих знаннях про процеси та продукти взаємодії лави, води та осаду. Також описано збір та інтерпретацію даних каротажу та зображень свердловин, які є корисними методами для визначення взаємодії лави, води та осаду в надрах поверхні; важливе застосування в нафтовій промисловості.

2.2 Термінологія та основні поняття

2.1.1 Типи лави та її розташування

Базальтові лави зазвичай класифікуються на основі їхньої поверхні та внутрішньої морфології на типи потоку «а'а» або «раhоеhое».(Макдональд, 1953) (Рисунок 2-1) Лава 'А'а має базальну брекчію, масивне ядро та характерну шорстку брекчію з клінкерним потіковим верхом.(Макдональд 1953) утворилися внаслідок автобрекчування. Для порівняння, потоки пахоехое мають окремі

лавові трубки з гладкими або канатоподібними поверхнями(Макдональд 1953;Вокер 1971;Роуланд і Вокер 1990)Морфологічні відмінності пов'язані з поверхневими процесами та динамікою потоків, що відбуваються під час утворення лави. Швидкість випоту визначається типом лавового потоку, який розвивається. Потоки типу 'А'а зазвичай розвиваються з високих швидкостей випоту, а пахоехое утворюється з нижчими швидкостями потоку (нижче 5-10 м3/с) та нижче певного порогу в'язкості.(Роуланд і Вокер, 1990).

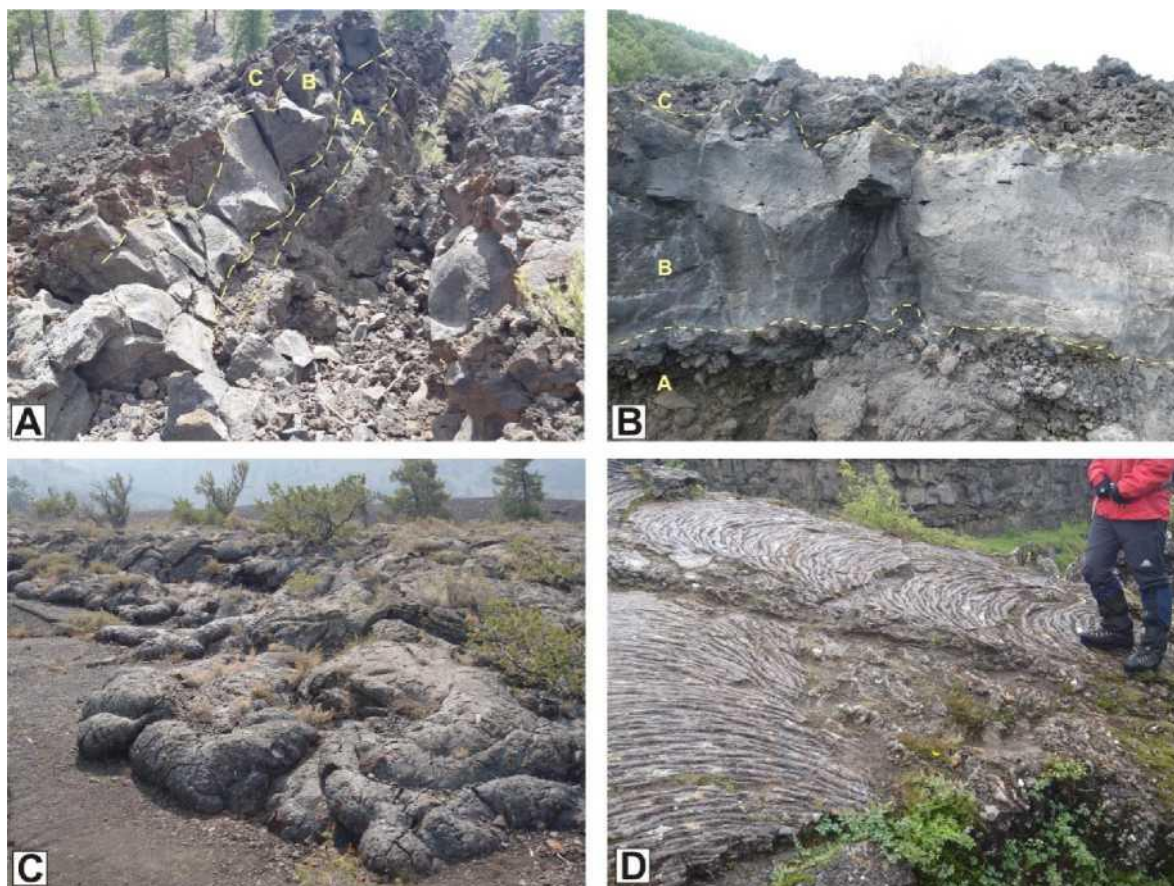


Рисунок 2-1: Морфологія потоків базальтової лави.

Класифікація базується на їх морфології, як 'а'а (А, В) або пахоехое (С, D). А) Лава 'А'а, Флагстафф, Аризона. Потік 'А'а зазвичай складається з базальної брекчії (А), зв'язного масивного ядра (В) та клінкерної, автобрекчованої верхівки (С). Ядро має товщину ~ 1 м. В) Поперечний розріз типової лави 'а'а, Етна, Сицилія, Італія. А, В, С, як і раніше. Ядро (товщиною ~ 1,5 м) має масивну базальну частину та везикулярну верхню частину. С) Лавові частки Пахоехое

мають гладкі поверхні та просуваються шляхом брунькування/проривів та роздування окремих часток. Фронтальна частина лавової частки має товщину ~30 см; Кратери Місяця, Айдахо. D) В'язистий вигляд свідчить про лаву пахоехое (Тінгвеллір, Ісландія, особа для масштабу). Поверхні Пахоехое часто мають тяговиді поверхні, які виникають внаслідок пластичного руху та деформації охолодженої кори частки.

Лави типу 'А' швидко течуть у вузьких відкритих каналах, зазвичай шириною 0,1-2,5 км. Краї потоку застоюються та утворюють дамби шляхом акреції, що призводить до більшої концентрації центральної каналізованої частини. (Роуланд і Вокер, 1990) Канальна частина потоку має високу швидкість течії, до 60 км/год. (Макдональд 1953), але також значні радіаційні втрати тепла, що призводить до постійної зміни напрямку потоку та розвитку швидко остигаючої земної кори (Крісп та Балога, 1994) Клінкер «А» (рвані, злегка охолоджені грудки лави) утворюється, коли земна кора холоднішого потоку постійно порушується швидким потоком, при цьому напруги зсуву перевищують напругу розтягу охолодженої кори. (Браун та ін., 2011) Клінкер може бути включений назад у потік, оскільки він витісняється до фронту потоку, а потім падає до основи потоку, нагадуючи рух гусениці. (Макдональд, 1953).

Лави Пахоехое просуваються повільно, з кількома невеликими частками потоку, зазвичай $<1 \text{ м}^2$, активними в будь-який момент часу. (Макдональд 1953; Селф та ін. 1998; Тордарсон і Селф (1998) Поверхня швидко охолоджується, утворюючи кірку, яка забезпечує безперервний потік крові всередині ядра та ендегенний ріст або роздування частки. (Рисунок 2-2) Ця термічно ефективна транспортна структура дозволяє лаві текти на великі відстані, від 100 до 1000 км. (Хон та ін. 1994; Сам та ін. 1998; Браун та ін. (2011), оскільки тепло утримується від джерела до країв потоку. У міру роздування частки утворюється в'язка кірка з крихкою тріщинуватою зовнішньою кіркою (Рисунок 2-2) Затверділі пластинчасті частки зазвичай мають тонку ($<10 \text{ см}$) базальну кору, масивне ядро та верхню тріщинувату, везикулярну вершину потоку. (Рисунок 2-2) Злиття часток пахоехое утворює типові складні потоки,

характерні для цього лавового стилю та заплавних базальтових провінцій.(Хон та ін. 1994;Селф та ін. (1998)Також можуть утворюватися торосисті потоки з курганами або піднятими хребтами, які виникають під час переривчастого витоку лави.(Селф та ін., 1998), де швидкість випоту зупиняється під час інфляції або через нерівність поверхні потоку, що лежить в основі(Селф та ін., 1998).

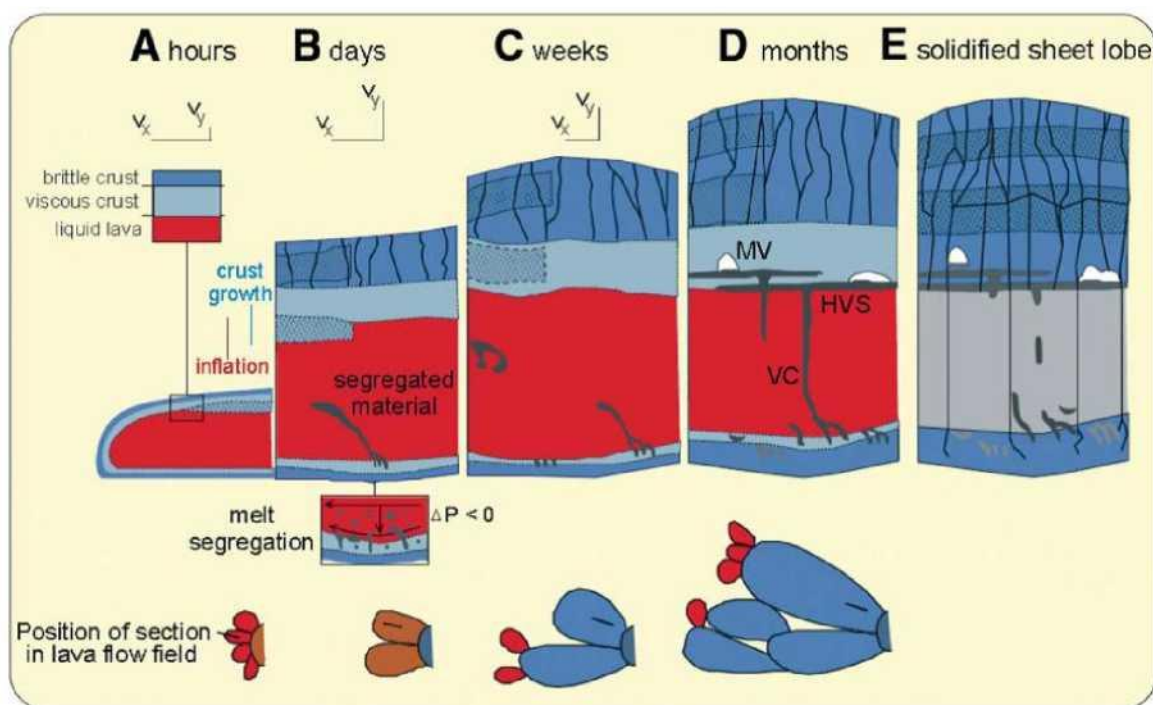


Рисунок 2-2: Схематична модель, що ілюструє розвиток та ріст потоку базальтової лавової стінки пахоехое шляхом інфляції, як шляхом латерального (V_x), так і вертикального (V_y) розширення.

Поле базальтового потоку розвивається в міру злиття та потовщення лопатей. Схематичне зображення поля зростаючого лавового потоку наведено під кожною стадією. MV – мегавезикули; HVS – горизонтальні везикулярні шари; VC – циліндри везикул (зСелф та ін., 2014 р.післяТордарсон і Селф1998).

Вулканокластичні породи

Класифікація

Вулканокластичні породи можна дуже просто визначити як уламкові породи, що містять значну кількість вулканічних фрагментів. Однак класифікація вулканокластичних порід та відкладень є складною, і для їх

характеристики використовується ряд схем (див.:Фішер 1961;Кас і Райт, 1987;Макфі та ін. 1993;Вайт і Хоутон, 2006;Манвілл та ін. (інш., 2009)Вулканокластичні породи розрізняються на ті, що утворюються безпосередньо внаслідок вулканічних вивержень (первинні вулканокластичні), і ті, що утворюються внаслідок переробки матеріалу попередніх вивержень (тобто епікластичні/«звичайні» осадові породи) (White and Houghton, 2006). Для тих вулканокластичних порід, що утворюються безпосередньо внаслідок вулканічних вивержень, зазвичай використовується класична пірокластична термінологія (наприклад, туф, лапілліський туф), тоді як для тих, що утворюються внаслідок переробки, зазвичай використовується класична осадова термінологія.(Таблиця 1). Зведена блок-схема кожної схеми наведена нижче (Рисунок 2-3).Фішер(1961) був першим, хто описав вулканокластичні породи відповідно до первинного походження зерен/фрагментів та розміру зерен (рис. 2-3). Схема класифікації дозволяє розрізняти пірокластичні, автокластичні та інші породи, а також включає негенетичну категорію для порід, які не підходять або їх важко розрізнити. Ця схема зараз широко застаріла.

Кас і Райт (1987),зосередили свою класифікацію на способі осадонакопичення та фрагментації, а не на походженні, як у Фішера (1961). Усі відкладення, утворені нормальними осадовими процесами (як син-, так і постреруптивними), визначаються як непервинні або епікластичні. Це створює труднощі, оскільки розмежування між синереруптивними та постреруптивними процесами неясне, а відкладення, такі як ті, що утворилися під час підводної вулканічної активності, не слід класифікувати як епікластичні. Однак схема дійсно надає корисну загальну описову термінологію, яка особливо корисна там, де ідентифікація/інтерпретація генезису є складною (наприклад, у керні, шламів). Ця схема досі широко використовується, особливо в промисловості.

Макфі та ін. (1993),поєднали аспекти двох попередніх схем Фішера (1961) та Каса та Райта (1987), щоб використовувати походження зерен, транспорт та механізми осадження для класифікації. Описано чотири типи відкладень: пірокластичні, автокластичні, переосаджені синевивержні вулканокластичні та

вулканогенно-осадові (рис. 2-3). Вулканогенні осадові відкладення - це ті, що включають переробку вже існуючих вулканічних відкладень перед остаточним осадженням. Переосаджені синевивержні відкладення складаються з первинного матеріалу, який відкладається під час виверження, але під вплив зовнішнього керування (наприклад, води або сили тяжіння). Ця схема дуже складна і рідко використовується.

На відміну від інших схем, які використовують описову вулканокластичну термінологію (тобто вулканокластична брекчія тощо), Вайт і Хоутон (2006) спочатку визначають процеси перенесення та осадження, а потім розмір зерен, і таким чином втрачають описовий вулканокластичний термін, який використовується Кас і Райт (1987) (Рис. 2-3). У їхній схемі використовується як термінологія первинної пірокластики, так і термінологія розміру уламкових зерен. Первинні вулканокластичні відкладення включають ті, що безпосередньо пов'язані з виверженнями, і ті, що синеруптивно перероблені, і вони поділяються на пірокластичні, автокластичні, гіалокластитні та пеперитові. Перероблені та постреруптивні відкладення вважаються звичайними осадовими відкладеннями та мають розміри уламкових зерен. Епікластична схема не використовується. Ця схема широко використовується вулканологами, але не отримала широкого застосування в промисловості.

У цьому дослідженні визначення того, чи були певні вулканокластичні матеріали перероблені, було надзвичайно складним, особливо враховуючи їх дрібний розмір зерен. Крім того, детальне генетичне визначення цих матеріалів не було предметом цього дослідження. Тому для спрощення використовується загальна описова термінологія Кас і Райт (1987), для опису цих матеріалів використовувався термін «вулканокластика», якщо, однак, немає чітких доказів первинної фрагментації, і в такому разі використовується термінологія «первинна вулканокластика» Вайт і Хоутон, 2006 використовується.

Вулканокластичні підкатегорії

Зазвичай розрізняють кілька груп або підкатегорій вулканокластичних порід: пірокластичні, автокластичні, гіалокластитові, пеперитові та

епікластичні/перероблені. Короткі описи їх наведено нижче.

- Пірокластичні відкладення утворюються внаслідок вибухової фрагментації та безпосередньо пов'язані з вулканічними виверженнями. Вони формуються з вулканічних шлейфів та/або пірокластичних потоків щільності.(Вайт і Хоутон, 2006)Відкладення включають ігнімбрити, бризки та шлак.(Рисунок 2-4),(Шмід 1981;Бренні та Кокелаар 2002).
- Автокластичні породи утворюються внаслідок механічного самофрагментування лавового потоку (або купола) під час ефузивного вулканізму.(Менвілл та ін., 2009,Вайт і Хоутон2006). Зовнішня частина лавового потоку охолоджується та фрагментується при контакті з повітрям, а фрагменти осідають у міру продовження потоку (наприклад, клінкер)(Рисунок 2-4) (Вайт і Хоутон, 2006).

Таблиця 1: Зведений огляд існуючих схем класифікації розмірів зерен для осадових та вулканокластичних частинок. (Після:Вентворт 1922;Фішер 1961;Кас і Райт, 1987;Блер і Макферсон, 1999;Білий та Хоутон, 2006)L = Літифікований; U = Неконсолідований.

Осадові: Удден-Вентворт (1914, 1922) Блер і Макферсон (1999)			Верхня межа розміру зерна		Вулканокластичний:Кас і Райт (1987)	Первинні вулканокласти:за Фішером (1961), Вайтом та Хоутоном (2006)	
Л	У	Клас	(мм)	Ф	Л	Л	У
Конгломерат (брекчія)	Гравій	Боулдер	4096	-12	Вулканокластична брекчія або конгломерат	Брекчія	Блоки/бомби
		Булижник	256	-8			
		Галька	64	-6		Лапіллі-туф	Лапіллі
		Гранула	4	-2			
Пісковик	Пісок	Пісок	2	-1	V. пісковик	Туф	Попіл
Аргіліт або сланець	Бруд	Мул	0,063	4	V. алевроліт		
		Глина	0,004	8	V. аргіліт		

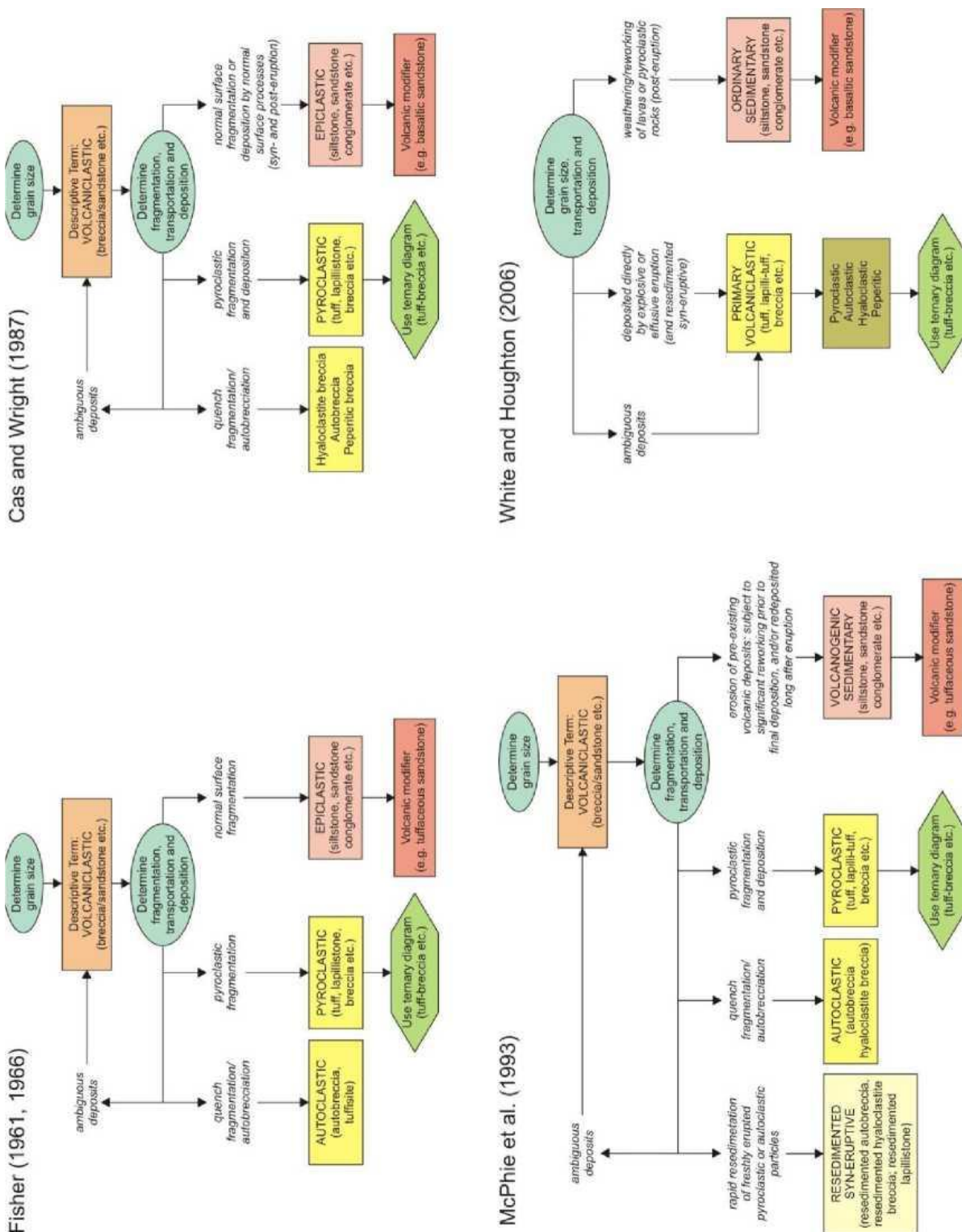


Figure 2-3: The main classification schemes for volcanoclastic rocks as proposed by Fisher (1961, 1966); Cas and Wright (1987); McPhie et al. (1993); White and Houghton 2006.

- Гіалокластит утворюється внаслідок фрагментації магми та/або лави, що контактує з водою або льодом, шляхом гартування. Фрагменти, що утворюються під час швидкого охолодження, гартування та фрагментації, осідають під час подальшого утворення магми/лави (White and Houghton 2006b). Відкладення являють собою характерні склоподібні, кутасті

(базальтові) уламки загартованої магми, що підтримуються дрібнозернистою, зазвичай склоподібною матрицею.(Рисунок 2-4).

- Пеперит – це гетерогенна гірська порода, яка утворюється по суті *in situ* у вигляді фрагментів магми та змішується з неконсолідованим, зазвичай вологим, осадом.(Вайт та ін.) ін. 2000;Скіллінг та ін., 2002;Вайт і Хоутон, 2006)Пеперит утворюється в різних палеосередовищах, де седиментація та магматизм відбуваються одночасно. Він також часто асоціюється з синвулканічними інтрузіями в підводних осадових товщах.(Кокелаар 1982;Лоренц 1984;Кокелаар та ін. 1985;Басбі-Спера та Вайт, 1987;Кано 1989;Кано 1991;Гансон і Вілсон 1993;Макфі та ін. 1993;Дойл 2000;Сквайр і Макфі, 2002)а також біля підніжжя лав в озерних та субаеральних послідовностях(Кас та ін., 2001;Скіллінг та ін. ін. 2002;Зімановський та Бюттнер, 2002)Пеперитові домени складаються з ювенільних лавових уламків, що підтримуються осадовими породами.(Рисунок 2-4)Пеперит детально обговорюється нижче.
- Епікластичні відкладення (тобто перероблені вулканічні матеріали) є результатом переосадження раніше існуючих гірських порід/неконсолідованої тефри. Відкладення містять фрагменти, що утворилися внаслідок попередніх вулканічних вивержень, внаслідок процесів вивітрювання та ерозії.(Фішер, 1961;Кас і Райт (1987) (Рисунок 2-4)Вони можуть утворюватися в будь-якому середовищі осадонакопичення, що включає широкий спектр процесів осадонакопичення.

У цьому дослідженні описано низку вулканокластичних відкладень, проте основна увага приділяється пепериту, який безпосередньо бере участь у процесах змішування магми/лави та осаду.



Рисунок 2-4: Приклади типових вулканокластичних відкладень.

А) Зварений ігнімбрит з кам'янистими лапілями та фіамами, Гран-Канарія, Іспанія. Ніготь завширшки 1 см. В) Шлакові пірокластичні відкладення, Лакі, Ісландія. Пішохідна жердина ~1 м. С) Автокластична брекчія верхівки потоку, Флагстафф, Аризона. D) Гіалокластит, Солхеймейокутль, Ісландія. Склоподібні фрагменти базальту (чорні) підтримуються дрібнозернистою склоподібною матрицею. Діаметр об'єктива камери ~8 см. (Фото: Б. Белл). Е) Пеперит, Сент-Сайрус, Шотландія. Ювенільні лавові уламки (червоні/фіолетові)

всередині дрібнозернистої алевролітової осадової матриці (зеленої). Розмір канцелярського ножа ~8 см. F) Перероблений вулканокластичний пісковик, Малкольмс-Пойнт, Малл. Розмір кам'яного молота ~30 см. (Фото: Д. Браун).

2.3 Взаємодія лави з водою

Подушкоподібні лави утворюються, коли лава вивергається у водойму або заповнюється нею.(Мур1975). Вони домінують на океанічному дні через виверження на океанічних хребтах, а також зустрічаються у зв'язку з розміщенням субаеральної лави вздовж берегової лінії океанських островів та озер або під льодом. Подушкоподібні лави зазвичай розглядаються в поперечному перерізі як характерна еліптична (подушкоподібна) форма і найбільш тісно пов'язані з морфологією пахоехое.(Селф та ін. 1998;Ведмідь і Кас (2007) (Рисунок 2-5)Вони мають тонкі охолоджені зовнішні кірки, які ізолюють внутрішнє ядро та дозволяють ріст і поширення пластичної лави. Численні охолоджені кірки, або шкірки, утворюються внаслідок безперервного розміщення лави та розтріскування кірки.(Гото та Макфі, 2004) (Рисунок 2-5)Суміжні подушки деформуються одна навколо одної під час процесу росту; концентричні везикули та радіальні суглоби на зовнішніх краях є поширеними.(Скіллінг 2002;Гото та Макфі, 2004) (Рисунок 2-5)Руйнування склоподібних зовнішніх оболонок може призвести до утворення відколотого склоподібного матеріалу, гіалокластиту, який утворює матрицю між подушками.

Субаеріальні базальтові лави, що потрапляють у воду, зазвичай утворюють дельтоподібні послідовності, що включають прогресуючі клиноформи подушкової лави та гіалокластитової брекчії.(Фернс і Фрідлейфссон 1974;Порбський та Градзинський 1990;Шмінке та ін. 1997;Батіза та Вайт, 2000; Скіллінг 2002;Воттон та ін. (2013)Дельти, пов'язані з гіалокластитом, можна порівняти з потоками типу Гілберта, грубозернистими, що рухаються під дією сили тяжіння.(Порбський та Градзинський 1990;Скіллінг 2002;Воттон та ін. (2013)У межах дельти гіалокластит також може бути перероблений під дією сили тяжіння та хвиль.

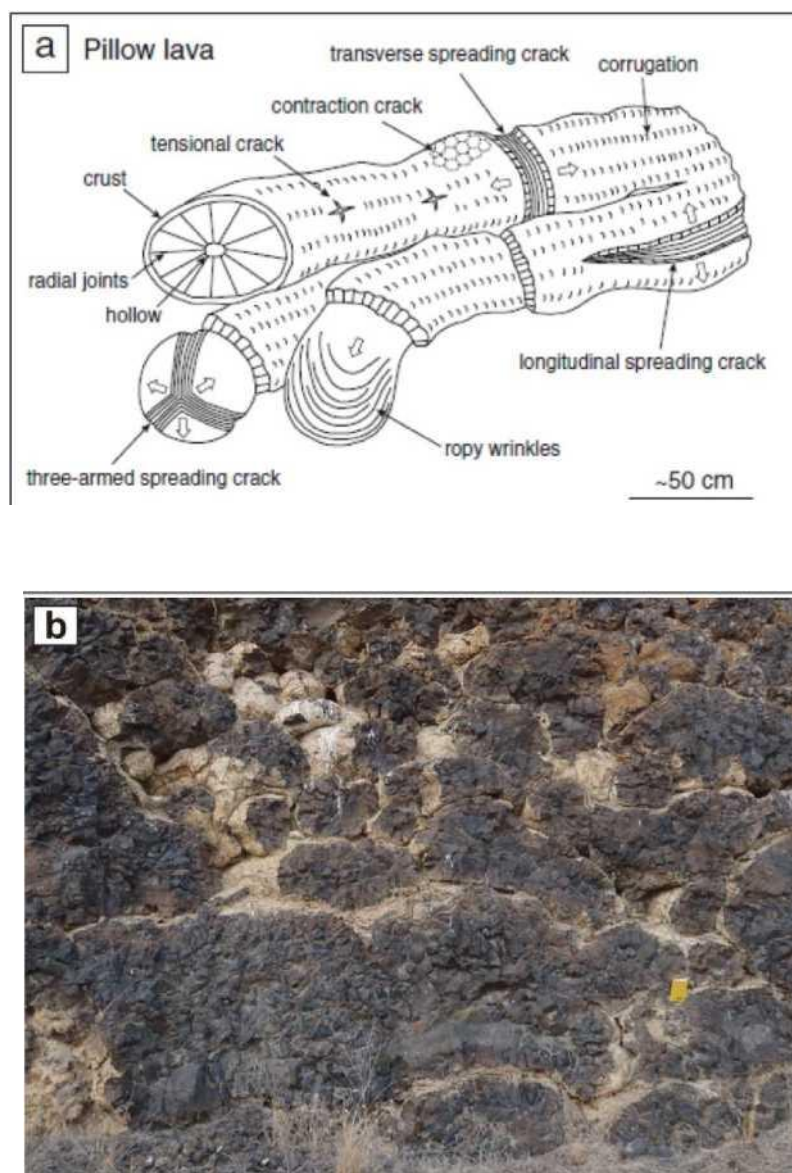


Рисунок 2-5: Типові характеристики та морфологія подушкоподібної лави.

а) Схематичний ескіз морфології та поверхневих особливостей подушкових лав (зПерейти таМакфі (2004). б) Подушкоподібні лави в поперечному розрізі, річка Колумбія, США. Подушки мають еліптичну форму та деформуються одна навколо одної, щоб заповнити відкритий простір. Жовтий зошит має розмір ~ 15 см.

2.4 Взаємодія лави з осадам

Широко повідомляється, що пеперити утворюються на краях інтрузій, з доменами розміром кілька км³, а також біля основи лавових потоків, де домени значно менші, ~1 м³(Скіллінг та ін., 2002)Геометрія цих доменів різноманітна, від часточок до шарів та взаємопов'язаних капсул.(Дойл, 2000;Скіллінг та ін.

(2002) (Рисунок 2-6) На формування пепериту впливає низка факторів, включаючи (але не обмежуючись ними): природу «материнського» магматичного тіла (інтрузивне чи субаеріальне), тип лави та середовище залягання. (Джеррам та Штольгофен, 2002; Петрі та ін. (2007), розмір зерен осаду, що містить (крупний чи дрібний) (Басбі-Спера та Вайт, 1987; Скіллінг та ін. (2002),

консолідація та насичення осаду, що вміщує (Скіллінг та ін., 2002, Вайхель та ін., 2007; Хоул та ін. (2013) та контрасти щільності магматичного та осадового покривів (Зімановський та Бюттнер 2002).

При контакті з пухким осадом магла/лава розпадається та фрагментується, утворюючи ювенільні уламки, які змішуються та переплітаються в різному ступені з осадом. Ювенільні уламки демонструють різноманітну морфологію від блокової до флюїдної. (Басбі-Спера та Вайт, 1987), які відображають різні процеси крихкої та пластичної фрагментації, що відбуваються під час формування пепериту (Скіллінг та ін., 2002) (Рисунок 2-6b). Блокові уламки мають субеквантну форму, форму від поліедра до табличкової, криволінійну до площинної та криволінійну до площинної. (Скіллінг та ін., 2002), тоді як флюїдальні уламки мають кулясту морфологію, що характеризується складними, неправильними контурами та варіюється за формою від амебоїдної до глобул, вусиків та пасмоподібних структур (Лоренц 1984; Басбі-Спера та Вайт, 1987; Скіллінг та ін. (2002) Групи блокових уламків зазвичай демонструють текстуру, що нагадує пазл, що характерна для фрагментації *in situ*. (Скіллінг та ін., 2002) Однак, в межах одного пеперитового домену спостерігаються суміші морфологій ювенільних уламків, що свідчить про поєднання як термічних, так і механічних процесів фрагментації. (Скіллінг та ін., 2002) Окремі уламки, що демонструють як флюїдальні, так і субплощинні межі, інтерпретуються як продукт багатостадійної фрагментації. (Скіллінг та ін., 2002) Внутрішня структура пепериту визначається розсіюванням, орієнтацією та сортуванням ювенільних уламків. (Рисунок 2-6a). Розподіл ювенільних уламків у осадовій породі використовувався для визначення «щільноупакованого» (висока

концентрація ювенільних уламків) та «розподіленого» (низька частка ювенільних уламків) пепериту.(Хенсон та Вілсон, 1993;Скіллінг та ін. (2002)Ювенільні уламки також можуть демонструвати бажану орієнтацію в осадових породах хазяїна.(Басбі-Спера та Вайт 1987;Брукс 1995;Дойл 2000;Скіллінг та ін., 2002Браун і Белл, 2007)Пеперитові домени зазвичай нестратифіковані, некласифіковані та дуже невідповідні нашаруванню; однак, ступінь класифікації ювенільних уламків може локально зберігатися (наприкладГансон і Вілсон 1993;Дойл 2000;Браун і Белл, 2007)Початкова стратифікація в межах осадових порід, що вміщують їх, зазвичай втрачається.(Дойл, 2000;Вайт та ін., 2000;Скіллінг та ін. (2002).

Змінні осаду, що вміщує, що впливають на формування пепериту, включають розмір зерен, склад, сортування, когезійність, пористість та проникність(Лоренц 1984;Басбі-Спера та Вайт 1987;Сквайр та Макфі, 2002;Скіллінг та ін. (2002)Ряд ознак, що спостерігаються у відкладеннях-господарях, використовується для визначення того, що осад був неконсолідованим та, ймовірно, вологим; до них належать: полікристалічні зерна господаря-осаду, текстурна гомогенізація; везикульований осад; осад у везикулах та тонких тріщинах ювенільних уламків та материнського магматичного тіла, а також елутріаційні труби.(Кокелаар 1982;Басбі-Спера та Вайт, 1987; Гансон 1999;Дадд та Ван Вагонер, 2002;Скіллінг та ін., 2002;Сквайр і Макфі, 2002) (Рисунок 2-6с). Однак, блоковий пеперит був ідентифікований у зв'язку з неущільнений, сухий осад (наприклад, еоловий)(Джеррам та Штольгофен, 2002)Флюїдизація осаду(Рисунок 2-6е) є основним процесом, який, як передбачається, відбувається під час взаємодії магми та осаду та формування пепериту(Скіллінг та ін., 2002), і вимагає достатньої підтримки частинок та транспортування зерен осаду, що міститься в них, шляхом руху рідини(Скіллінг та ін.2002). Інші процеси, що відбуваються, включають деформацію м'яких осадів (розрідження осаду), сильне вторгнення магми, контрасти щільності магми та осаду, вибухи пари в порах (взаємодія палива та теплоносія), вибухи магматичного газу та гідродинамічне змішування.(Кокелаар

1982;Макфі та ін. 1993;Лоренц та ін., 2002;Скіллінг та ін. 2002;Зімановський та Бюттнер, 2002;Шиппер та ін. (2011)(Рисунок 2-6d, e). Вважається, що ці процеси відбуваються одночасно та в результаті проникнення магми у вміщувальний осад.

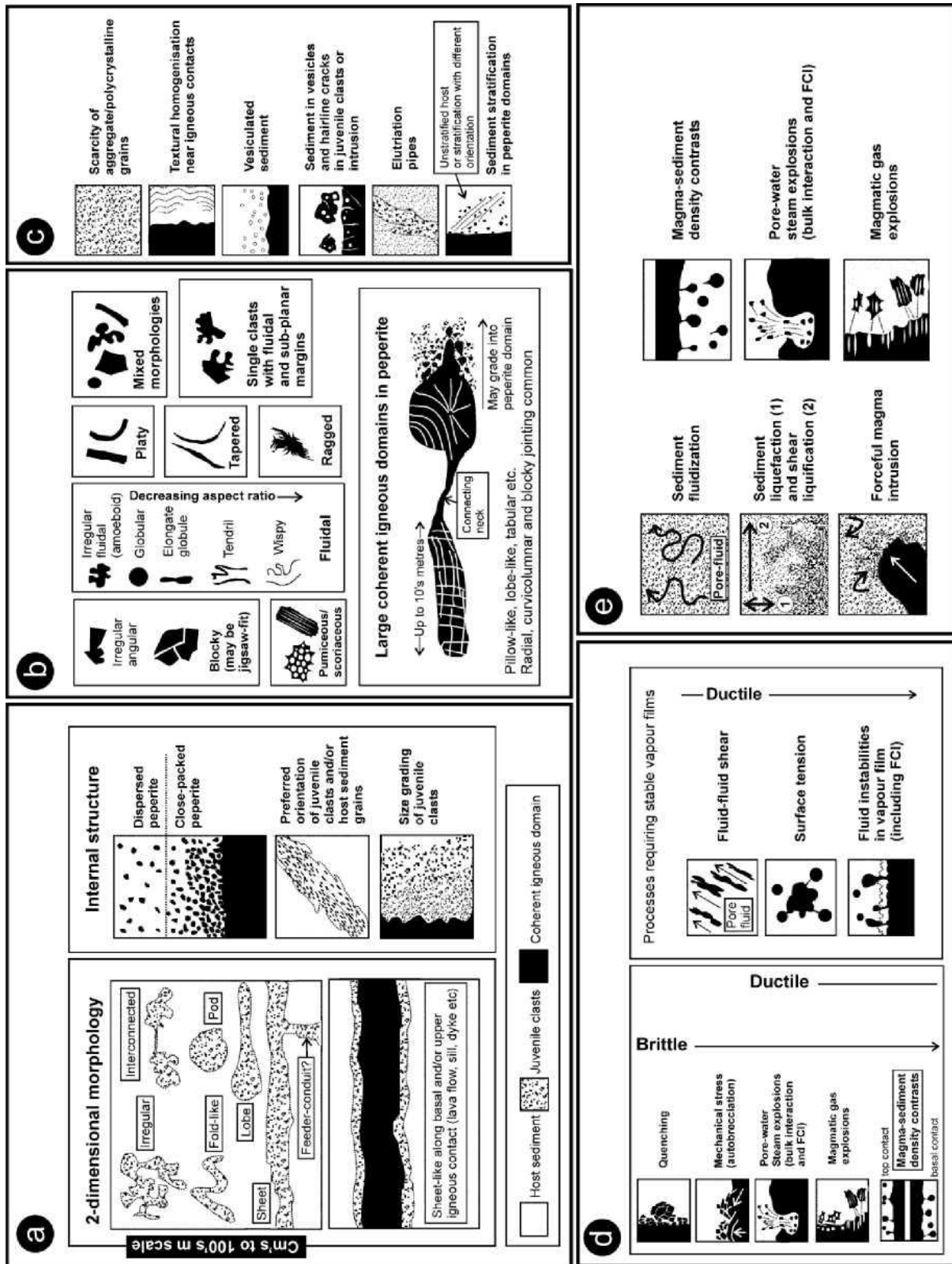


Рисунок 2-6: Зведена характеристика пепериту зСкіллінг та ін. (2002).

а) морфологія та внутрішня структура пеперитового домену, б) морфологія ювенільних уламків, с) характеристики осаду, що вміщує, д) процес утворення ювенільних уламків, е) процеси змішування ювенільних лавових уламків та осаду, що вміщує.

Сучасне розуміння пепериту полягає в тому, що він зустрічається як на інтрузивних, так і на екструзивних магматичних контактах. Більшість досліджень зосереджені на інтрузивних контактах між інтрузіями та вміщувальним осадам/породою або інтерпретують пеперит на базальному контакті субаеральної лави. Деякі дослідження повідомляють про неглибоке вторгнення субаеріальних лав в осадові тіла. (Райдель 1998; Тордарсон та Селф, 1998; Ебінгаус та ін. (2014) Однак, вплив, який інвазивна лава може мати на нефіксовані осадові тіла зі змінним рівнем консолідації та насичення, погано вивчений. Це дослідження розглядає взаємодію лави з осадом (кластикою) під час розміщення субаеральної лави, коли вона перетікає через та вторгається в нижній осад, який зазвичай є неконсолідованим та насиченим. Воно охоплює весь спектр продуктів взаємодії лави з осадом, які включають, але не обмежуються, пеперитом.

РОЗДІЛ 3

ЗБІР ДАНИХ У ШЕЛЬФОВИХ НАФТОГАЗОВИХ СИСТЕМАХ

3.1. Каротажні журнали

Інструменти каротажу на дроті забезпечують безперервний запис стану надр за атрибутами, які можна пов'язати та інтерпретувати як специфічні особливості, включаючи літологію пористості, проникності та насичення (Серра та ін., 1984; Асквіт та ін., 2004; Райт, 2013). Ці дані забезпечують високу роздільну здатність контролю сейсмічних даних і використовуються для аналізу басейнів та моделювання колекторів.

Прилади для каротажу на основі дроту складаються з кількох окремих даних каротажу, які інтерпретуються разом для забезпечення точного відображення літофацій підземних шарів та гірських порід. (Серра та ін., 1984; Асквіт та ін., 2004; Райт, 2013). Стандартний набір каротажних даних, які зазвичай збираються та оцінюються, включає: об'ємну густину (г/см^3), природне гамма-випромінювання, нейтронну пористість, питомий опір та каротаж швидкості. (Асквіт та ін., 2004). Різні літології мають різні характерні реакції, що дозволяє оцінити як загальну інтерпретацію гірських порід, так і детальну інтерпретацію літофацій. (Асквіт та ін., 2004; Райт, 2013). Наприклад, каротаж опору може бути використаний для виявлення змін у силікокластичних породах, оскільки пісковики зазвичай мають вищі показники каротажного вимірювання, ніж сланці, які мають низький питомий опір. (Асквіт та ін., 2004). Розробка інтерпретації каротажних характеристик та калібрування відповідно до літології гірських порід спочатку була спрямована на інтерпретацію осадових порід, але з того часу успішно застосовується для інтерпретації фацій магматичних порід. (Рисунок 2-7) (наприклад Гельм-Кларк та ін., 2004; Нельсон та ін. ін. 2009; Райт, 2013; Воттон та ін. (2014)). Для вулканічних порід дані каротажу питомого опору, швидкості та нейтронної пористості є найбільш корисними для ідентифікації літофацій та змін меншого масштабу, таких як внутрішні структури лавових потоків. (Рисунок 2-7, Рисунок 2-7, Рисунок 2-8) (Шуттер

2003;Гельм-Кларк та ін., 2004;Нельсон та ін., 2009;РАЙТ 2013;Воттон та ін. 2014)Каротаж на дроті дає теоретичну числову «картину» підземних літологій; однак свердловинні зображення забезпечують зображення високої роздільної здатності на основі опору для більш детального літофаціального аналізу, що особливо корисно, коли керн не вилучено.

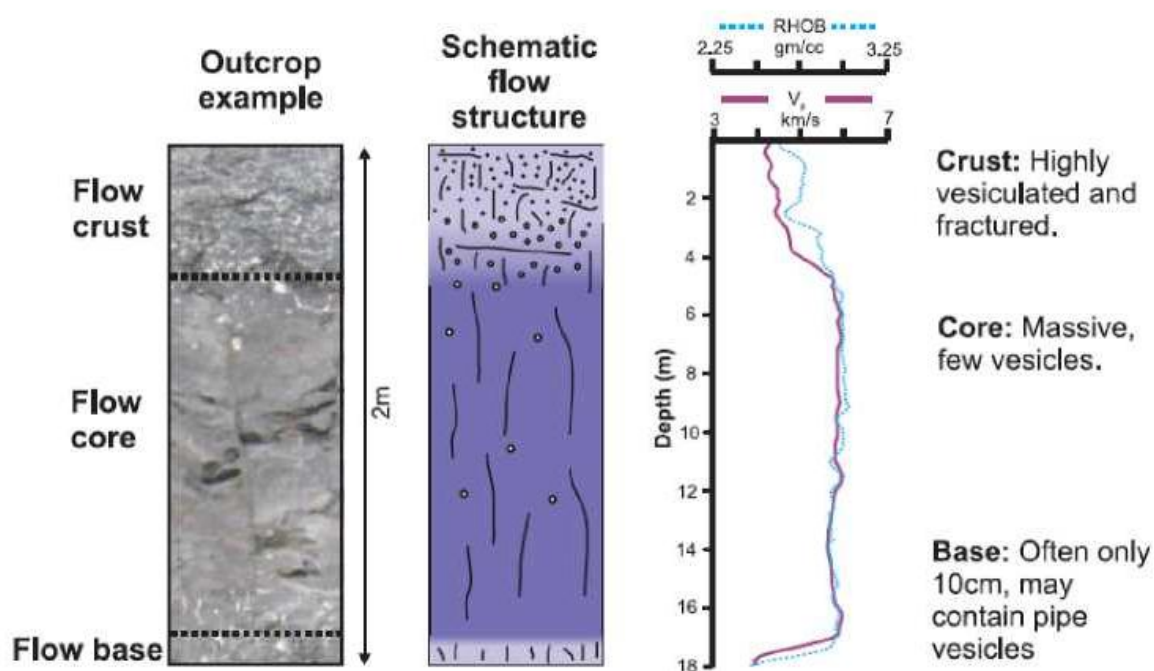


Рисунок 2-7: Польова фотографія, ескіз та дані кабель-зйомки типової внутрішньої структури лавового потоку пахоехое.

Графік показує реакцію швидкості (V_s) та щільності (RHOV) каротажних вимірювань на зміни структури лави. Дані каротажу мають інший масштаб, ніж виходи на поверхню, але структура лави є масштабно інваріантною. Зображення з Нельсон та ін. (2009).

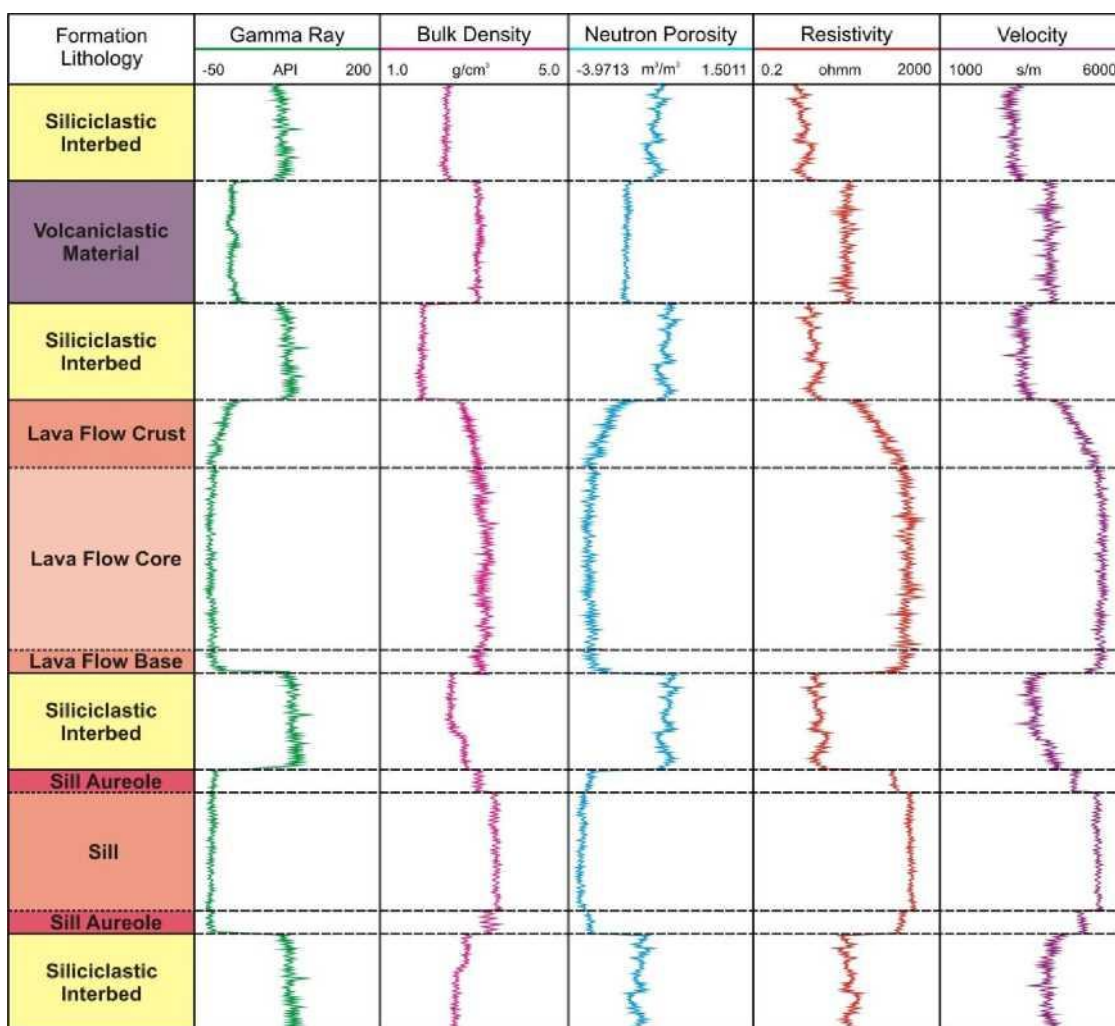


Рисунок 2-8: Схематична діаграма, що відображає типові характеристики літофацій, виявлених у послідовностях з переважанням лави, за даними каротажу. Зображення з Райт (2013) (після Планке 1994; Планке та ін., 2000; Белл і Бутчер, 2002; Смолвуд та Мареш, 2002; Гельм-Кларк та ін., 2004; Болдріл 2006; Нельсон та ін. (2009)).

3.2 Зображення свердловин

Дані зображень свердловинних кабелів отримуються за допомогою вимірювань мікрорезистивного опору або акустичної швидкості та забезпечують візуалізацію літофаціальних структур та геометрії, особливо в осадових фаціях. (Шахінпур, 2013) Існує безліч різних інструментів для збору цих даних, розроблених для промислового використання, таких як розроблений Schlumberger повнорозмірний мікроскоп для формування пласта (FMI), який використовується в цьому дослідженні. Цей інструмент для встановлення вниз

по свердловині використовує набір прокладок, які притискаються до стінки свердловини та реєструють мікроопір пласта під час роботи на кабелі та буріння. (Пренський 1999; Гайо та ін., 2007; Шахінпур 2013; Воттон та ін. (2014). Зазвичай, роздільна здатність 5 мм або менше збирається для 80-100% свердловини, що забезпечує відмінне відновлення даних та покриття свердловини на 360°. (Гайо та ін., 2007; Воттон та ін. (2014). Обробка набору даних високої роздільної здатності забезпечує нормалізоване, вертикальне «розгорнуте», каліброване електричне зображення свердловини, орієнтоване на північ, так що південь є центральною точкою зображення. (Рисунок 2-9) Нормалізація створює два кольорово узгоджені зображення, «статичне» та «динамічне», які отримуються під час усереднення значень питомого опору свердловини. Статичні зображення мають однакову кольорову шкалу по всьому каротажу, що підкреслює більш масштабні варіації питомого опору, пов'язані з літологією. Тоді як динамічні зображення усереднюються кожні ~2 м, що забезпечує максимальну деталізацію, до ~50 мкм, що дозволяє ідентифікувати дрібномасштабні особливості, такі як нашарування та тріщини. (Рисунок 2-9) Як статичні, так і динамічні зображення використовуються разом одне з одним та співвідносяться з каротажними даними під час інтерпретації. Нещодавно було підкреслено перевагу використання цієї технології в вулканічних послідовностях, і це дозволяє ідентифікувати та інтерпретувати внутрішні лавові структури та особливості, а також вулканокластичні фації. (Ваттон та ін., 2014) (Рисунок 2-10).

Дані, використані в цьому дослідженні, зосереджені на ідентифікації лавово-осадових контактів на зображеннях свердловин і на тому, як це може покращити кореляції каротажу та допомогти в інтерпретації умов осадонакопичення. Дані FMI та каротажу були надані OMV зі свердловин у межах родовища Камбо у Фарерсько-Шетландському басейні.

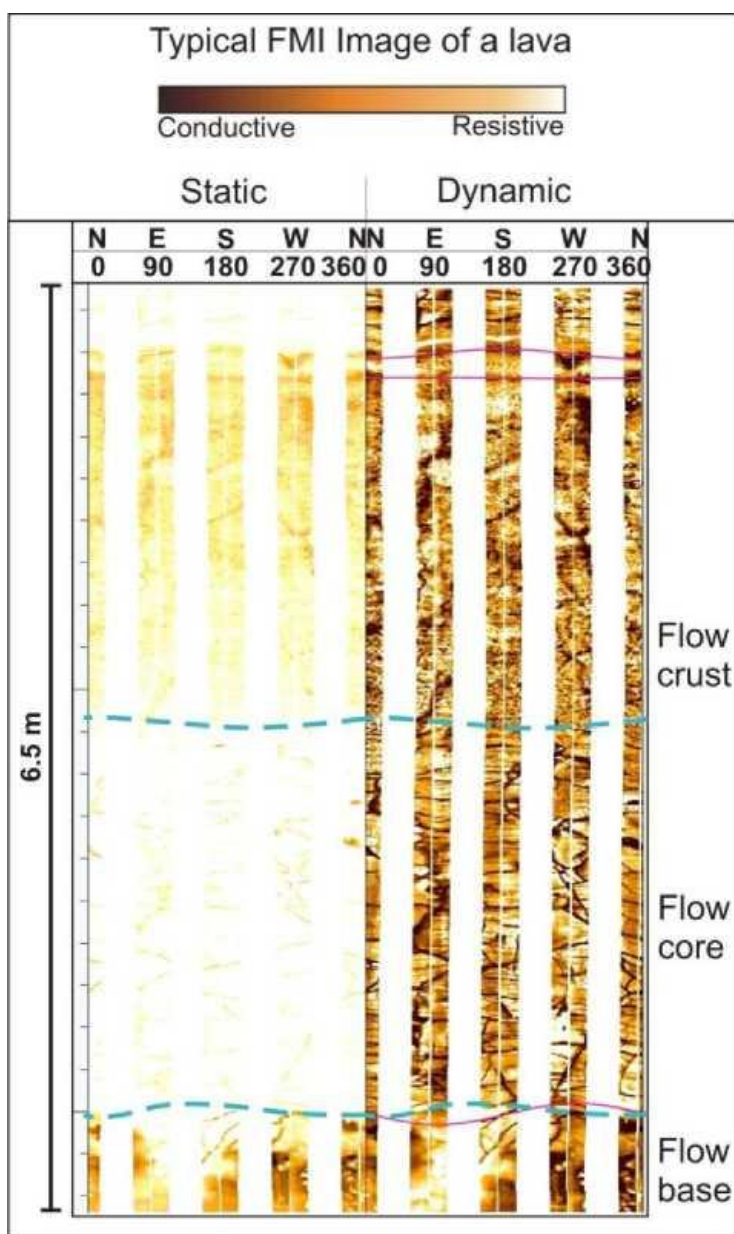


Рисунок 2-9: Типове зображення базальтової лави, отримане за допомогою FMI.

Два надані зображення, статичне та динамічне, є мірою питомого опору літофацій нижньої свердловини. Зображення забезпечують розгорнутий 360° огляд свердловини, орієнтованої на південь. Статичне зображення забезпечує літологічну ідентифікацію; у цьому прикладі базальтова лава має високий опір (блідо-жовтий/білий колір), причому ядро потоку має найсильнішу резистивну сигнатуру. Динамічне зображення надає детальну інформацію про фації, таку як нашарування та дрібномасштабні внутрішні структури, наприклад, чітке тріщинуватість у ядрі потоку та везикуляцію в кінці потоку.

FMI facies	FMI Identification	Composite log Attributes	Interpretation Volcanic lithofacies	Scale	FMI Image Static	FMI Image Dynamic	Interpretation Conductive	Field analogue
Mottled Upper	High conductivity in comparison to flow core. Resistive "spots" pepper the interval. Often overall grading to higher resistivity values in both static and dynamic logs at the top of the unit. Higher fracture abundance can differentiate interval from the core where gradational changes are lost. Flow top, Core and Base have been identified by V_p distribution see Fig. 2.	- Low GR API <30 - Lower Resistivity (deep) than flow core (10-80 Ohms) V_p decrease (4-6 km s⁻¹) - Density decrease (2.5-3gm/cc) - PEF remains constant (5-6.5)	Flow Crust. Higher conductivity "spots" represent vesicles which can be banded. Once buried these vesicles can be filled with calcite and zeolite to form amygdalites. These features have been confirmed when the FMI logs have been compared to core data. Sharp relationships mark the transitions between flows.	2m				
Uniform Conductive	High conductivity overall, some vertical fractures which are drilling induced. Near constant resistivity values on static FMI. Noticeable lack of features separates the unit from the flow top. Flow top, Core and Base have been identified by V_p distribution see Fig. 2.	- Low GR API <15 - Higher Resistivity (deep) >100 Ohms V_p increase (5-6.5 km s⁻¹) - Density decrease (2.7-3.3gm/cc) - PEF remains constant (5-6.5)	Flow Core Finely crystalline vesicle poor central segment of a lava flow. Can be fractured or jointed but often absent of any features hence uniform appearance in the image log. Flow cores are formed as magma cools more slowly as insulated by the crust.	4m				
Mottled Lower	Similar to flow tops with a resistive base and increasing in conductivity towards the core. Small resistive spot are again visible but can be elongate perpendicular to the flow base. The basal contact can be locally irregular. Flow top, Core and Base have been identified by V_p distribution see Fig. 2.	- Low GR API <30 - Lower Resistivity (deep) than flow core. (10-80 Ohms) V_p decrease (4-6 km s⁻¹) - Density decrease (2.5-3gm/cc) - PEF remains constant (5-6.5)	Flow Crust (Base). At the flow base vesicles or occasionally infilled amygdalites occur. They originate from cooling and volatile release. Segregation of a more silica rich component can lead to the formation of elongate vesicles at the flow base. Vesiculation can be partially laminated upon ductile deformation of the flow during cooling.	2m				
Resistive contact	Resistive contact in FMI image between two flows. Mottled, diffuse appearance with patches of higher and lower resistivity. The contact changes are gradation with no sharp contacts. Usually only 0.2-0.7m thickness. Where present flow to facies can be difficult to determine.	- High GR API >40 - Higher Resistivity (deep) than flow top (40-80 ohms) V_p decrease (2.5-3 km s⁻¹) - Density decrease (2.3-2.7gm/cc) - PEF decrease to lower values (2-4)	Palaeosol or laterite derived from the weathering and leaching of basalt flow tops. In outcrop they often have a reddened appearance due to oxidising iron. Palaeosols are important as they marks breaks in activity in volcanism and can provide useful stratigraphic markers. Recognition of palaeosols in image logs can be difficult.	1m				

Рисунок 2-10: Класифікація лавових фацій з інтерпретацією FMI. Мінливість лавових фацій можна розпізнати та інтерпретувати в даних FMI. Схема класифікації основних типів, включаючи кору та ядро лавового потоку, наведена у Watton et al (2014). Надані дані включають типові сигнатури FMI, типові ідентифіковані ознаки та польові приклади.

РОЗДІЛ 4

ОБГОВОРЕННЯ ТА ЗАСТОСУВАННЯ ДО НАФТОГАЗОВИХ СИСТЕМ

Взаємодія лава-вода-осад – це охоплюючий термін, який використовується для опису широкого спектру взаємодій та продуктів, включаючи подушкову лаву/брекчію, гіалокластит та пеперит. Дослідження, представлене тут, демонструє, що взаємодія лава-вода-осад є складним, але поширеним явищем у ландшафтах, які стикаються з конкуруючими вулканічними та силікокластичними системами. У цих системах виявлено широкий спектр продуктів, окрім простої подушкової брекчії, гіалокластиту та пепериту, і було встановлено, що фрагментація на межі розділу різних матеріалів/компонентів сильно залежить від властивостей осаду та глибини його залягання в товщі осаду.

4.1 Синтез поля: фундаментальні концепції

У попередніх детально розглядається взаємодія лави з осадом та водою. Ряд особливостей було виявлено раніше (наприклад, пеперит), але це дослідження пропонує нові уявлення завдяки більш цілеспрямованому аналізу текстур та геометрії взаємодії. Особливості та продукти, такі як когерентні включення осаду, укладені лавові частки в осаді та осад у гіалокластитовій та подушковій лаві, були детально описані та інтерпретовані.

Таблиця 7 є зведеною таблицею кількох характеристик взаємодії лави, води та осаду, які виявлені на досліджуваних ділянках. Подібності та відмінності очевидні; однак це по суті демонструє, що характерні риси взаємодії лави, води та осаду залишаються незмінними незалежно від тектонічних та екологічних умов (наприклад, від рифтових окраїн до океанічних островів, від річково-озерного до морського середовища). Однак визнано, що подушкові лави та гіалокластити потребують наявності більших водойм для формування, і таким чином вони певною мірою контролюються навколишнім середовищем.

На основі спостережуваних особливостей взаємодії лави, води та осаду

(Таблиця 7), це дослідження встановило континуум від пасивної до динамічної взаємодії (розділ 7.2.1, Рисунок 7-1 та Рисунок 7-2). Континуум висвітлює численні проміжні продукти та процеси, а також наслідки властивостей (господаря) осадових порід, які зробили можливими або спричинили такі взаємодії між лавою, осадом та/або водою. (Рисунок 7-1).

Таблиця 7: Зведений огляд основних особливостей взаємодії лави, води та осаду, що спостерігалися на кожному полігоні (розділи 3-6).

Особливості	Кінгхорн	Гора. Дім	Гран-Канарі	Святий
Завантаження	X	X	X	X
Полум'яні конструкції	X	X	X	X
Подушка-лава	X	X	X	
Гіалокластит	X	X	X	
Пасивний пеперит	X	X	X	X
Динамічний пеперит	X			X
Осадові включення	X	X	X	X
Кремнієкластичний осад	X			X
Вулканокластичний осад	X	X	X	X
Лавові трубки		X	X	X
Лавові трубки, заповнені		X		X
Флюїдизація осаду		X	X	

4.1.1 Континуум лава-вода-осад

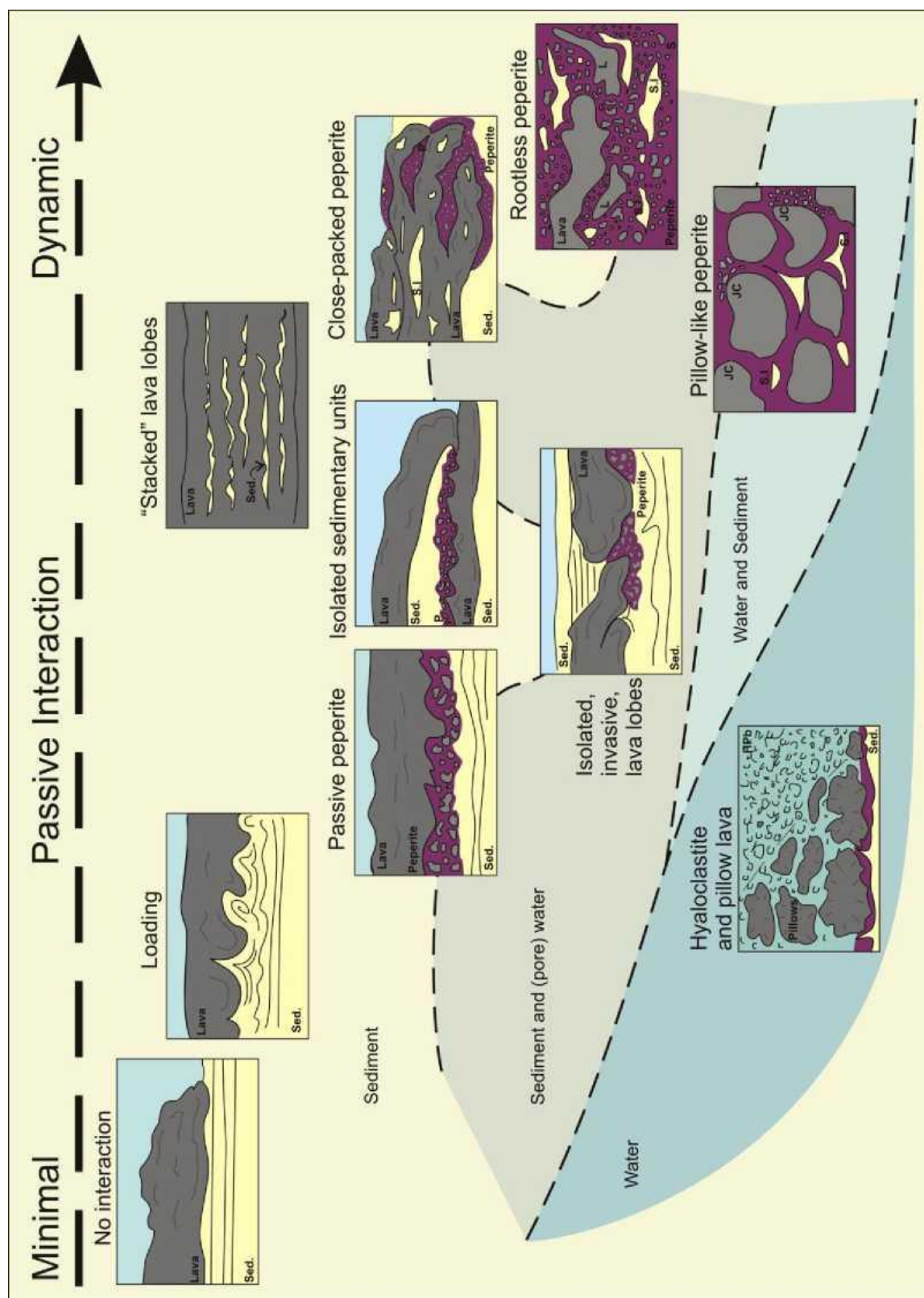
Для цілей цього дослідження властивості лави (швидкість витікання/потік, склад, температура, в'язкість, міцність на зсув тощо) вважалися по суті однаковими та постійними в окремих польових дослідженнях, щоб дозволити зосередитися переважно на властивостях осаду. Хоча повністю визнається, що властивості лави локально різняться, у всіх районах лави були субаеральними (принаймні спочатку), пахоєхое-типу, та мали подібний склад (базальтовий або його варіанти), а отже, мінералогію, в'язкість (низькі швидкості витікання $\sim 5-10$ м³/с) та щільність (зазвичай $\sim 2,8-3$ г/см³). Потік лави вважається ключовим обмеженням для розміщення пахоєхое-лави у воді (Стівенсон та ін., 2012; Воттон та ін. (2013), але наскільки це критично для взаємодії осаду, невідомо. Не вдалося визначити швидкість витоку лав на польових ділянках, але, незважаючи

на це, схоже, що властивості осаду здійснюють фундаментальний контроль над фрагментацією.

Властивості осаду, що розглядалися в цьому дослідженні, включали: розмір зерен, склад, ступінь ущільнення, ступінь консолідації та вміст води (поверхневі води проти порової води). Спосіб, яким осади впливають на взаємодію лави та осаду, розглядався раніше, зокрема розмір зерен вміщувального осаду, вміст води, пористість та консолідація (Басбі-Спера та Вайт, 1987; Вайт та ін., 2000; Джеррам і Штольгофен, 2002; Скіллінг та ін. (2002)). Польові та петрографічні спостереження дозволяють розрізняти та класифікувати різні продукти взаємодії та те, як на них ймовірно впливають осадові компоненти та властивості. Ці взаємодії представлені на схематичній діаграмі (Рисунок 7-1) та концептуальну блок-схему (Рисунок 7-2), які ілюструють та пояснюють континуум взаємодій лави, води та осаду, від відсутності взаємодії до мінімальних та пасивних взаємодій, а також динамічних та складних взаємодій. Основні висновки яких:

- Коли осад частково консолідований та ущільнений, з відносно невеликим вмістом води або взагалі без нього, відбувається навантаження та пасивна взаємодія.
- Коли осад перенасичений, неконсолідований та неущільнений, відбувається агресивний/динамічний пеперит та флюїдизація осадових порід.

Коли осад дуже дрібнозернистий, ущільнений, насичений і лише злегка консолідований, він зазвичай більш зв'язний і утворює когерентні осадові включення.



-1: Diagrammatical representation of the main types of lava-water-sediment interaction documented within this re: reactions form a continuum from minimal, to passive, to dynamic interaction of lava and sediment, with varying saturation. 1'

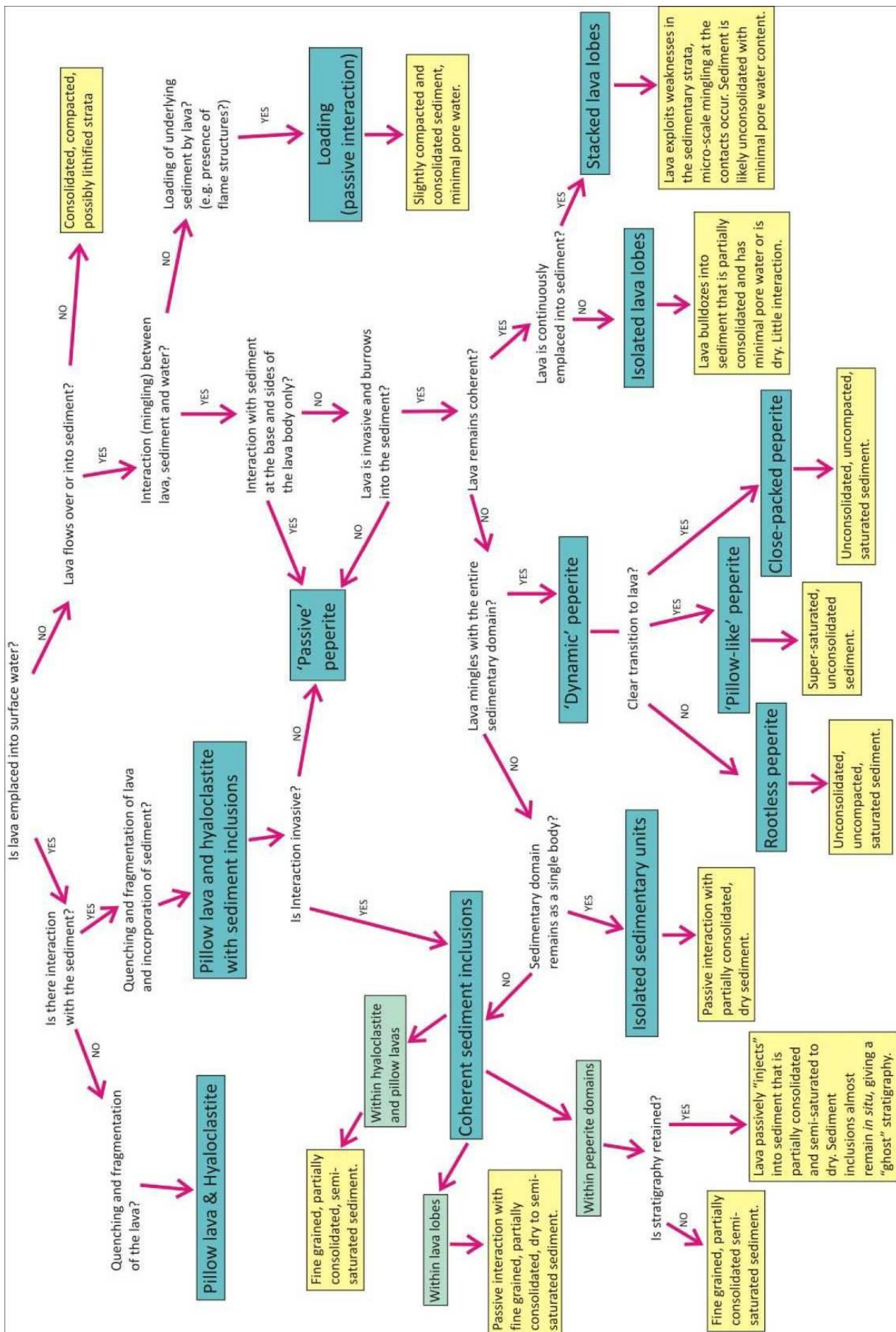


Рисунок 7-2: Концептуальна блок-схема, що ілюструє процеси та продукти взаємодії лави, води та осаду.

Сині квадратики позначають продукти; жовті квадратики позначають властивості осаду; блідо-зелені квадратики – це продукти, але підрозділ когерентних включень осаду.

Концептуальна блок-схема(Рисунок 7-2)має серію простих «питань» на варіанти «так/ні». Він намагається спростити характеристики взаємодії до продуктів та властивостей осаду, підкреслюючи відмінності та зв'язки. Важливо зазначити, що незначні зміни властивостей осаду (наприклад, насичення водою) можуть призвести до значних відмінностей у процесі та типі взаємодії. Кожен з ключових продуктів обговорюється далі:

- Подушкоподібна лава та гіалокластит, з включеннями осадових порід або без них, є продуктами гасіння та фрагментації лави, що була поміщена у водойму. Якщо осадові порідки присутні, ймовірно, що відбудеться певна взаємодія між фрагментованою лавою та нижніми осадовими одиницями (див. також зв'язні осадові включення нижче).
- Навантаження (пасивна взаємодія) відбувається, коли осад завантажується лавою (включаючи подушкову лаву) з мінімальною взаємодією. Структури навантаження, такі як полум'я осадових порід, вказують на пасивний тип взаємодії з нижньою осадовою одиницею, яка, найімовірніше, була трохи ущільнена та/або консолідована з мінімальною поровою водою. Це дозволяє осадовим порідам стискатися та формуватися, несучи вагу лави, що лежить вище, але не піддаючись і не викликаючи взаємодії. Однак можна стверджувати, що властивості лави можуть відігравати тут певну роль, можливо, таку ж значну, як і властивості осадових порід. Лавові потоки з низькою в'язкістю потенційно частіше викликають навантаження, ніж агресивну взаємодію, оскільки вони зазвичай тонкі та легше течуть по осадовим порідам, ніж бульдозерують у них. І навпаки, лава з вищою в'язкістю потенційно може бути більш агресивною. Приклад взаємодії між осадовими порідами та товстими ріолітовими лавами спостерігається в окрузі Овайхі, Західна

рівнина Снейк-Рівер (WSRP), США. Тут ріолітові лави викликають значне руйнування нижчих вулканокластичних осадових одиниць, включаючи навантаження, флюїдизацію та розрідження; Вторгнення лави в осад утворює пеперитові краї (Маклін та ін. 2016, у пресі). Масштаб цієї взаємодії набагато більший, ніж той, що спостерігається з базальтовими лавами, з товщиною лави ~20 м. Тому взаємодія магм високої в'язкості та осадових порід є більш динамічною, але спостерігаються подібні взаємодії.

- «Пасивний пеперит» у концептуальній моделі постає ізольованим, як продукт змішування та взаємодії з осадом лише біля основи та з боків лавового тіла, тому його не можна класифікувати як інвазивний або такий, що заривається. Лава розміщується поверх осадового тіла, і взаємодія може бути значною, але обмеженою основою та/або краями лавового тіла. Однак осадові властивості є ймовірно, подібний до «динамічного пепериту»: неконсолідований, неущільнений та зазвичай насичений водою, як широко зазначається в літературі (Вайт та ін. 2000; Скіллінг та ін. (2002) Однак важливо зазначити, що пеперити також можуть зустрічатися в посушливих еолічних середовищах. (Джеррам та Штольгофен, 2002) Тим не менш, у рамках тематичних досліджень цього дослідження дані щодо навколишнього середовища свідчать про те, що осад зазвичай був насичений водою на момент залягання та взаємодії лави.
- Якщо лава стає інвазивною та проникає в осад, вона в деяких випадках може залишатися цілісним тілом. Оскільки вона безперервно розміщується (потік/флюїс лави залишається високим, а властивості осаду дозволяють), можуть утворюватися укладені лавові частки. Оскільки лава, що вторгається, використовує слабкі місця в осадових шарах, тонкі лавові частки поступово розміщуються, захоплюючи тонкі шари осаду між собою. У поперечному перерізі це створює вигляд вертикально укладених лавових часток із захопленими шарами осаду між ними. Це призведе до дрібно- та мікромасштабного змішування в місцях контактів. У цій

ситуації осад, найімовірніше, неконсолідований з мінімальним вмістом порової води (тобто не перенасичений).

- Якщо лава не безперервно вбудовується в осад, це може призвести до утворення ізольованих лавових часток, внаслідок чого лава бульдозерує в осад, який частково консолідований і має мінімальний вміст порової води, або є сухим, і таким чином взаємодія відбувається мало. Наведені тут приклади демонструють, що лавові часточки роздуті з пеперитовими краями та викликають деформацію/флюїдизацію осаду. Можна також стверджувати, що відсутність або втрата (механічної та теплової) енергії гальмує здатність лави динамічно взаємодіяти з осадом, що підкреслює тісну взаємодію властивостей лави та осаду.
- «Динамічний» пеперит (як визначено в цій дослідженні) – це повне порушення та змішування осадової області лавою та з нею. Включено різноманітні морфології, що показують діапазон різних стилів взаємодії; ці підтипи описані нижче та в Рисунок 7-2.
- Подушкоподібні, щільно упаковані та безкореневі пеперити детально описані в розділі 6 (Святий Кір). Вони можуть зустрічатися над, під та з боків лавового тіла. Термін «подушкоподібний» пеперит описує округлі, великі, цибулиноподібні та кулясті ювенільні бульбашки, що відокремлюються від основного інвазивного лавового тіла в осаді. Вони утворюються, коли лава бульдозерує та взаємодіє з перенасиченим, неконсолідованим осадом. Вміст води забезпечує стійке утворення пароподібної плівки(Кокелаар 1982;Басбі-Спера та Вайт (1987)щоб утворитися навколо лавового зародка, дозволяючи йому вирости, перш ніж відірватися. «Звичайний» щільно упакований пеперит схожий на пеперит, описаний раніше в літературі(Хенсон та Вілсон, 1993)Цей стиль утворюється, коли лава бульдозерує в домени, де осад неконсолідований і рівномірно насичений поровою водою, що забезпечує рівномірне (або гомогенне) змішування ювенільних уламків та осаду-господаря, а також демонструє градацію та перехід до

основного лавового тіла. Кореневий пеперит описує складні пеперитові домени, де не спостерігається чіткого зв'язку з основним лавовим тілом, що живиться.

- Ізольовані осадові одиниці присутні або тому, що відкладення відбувалося під час вулканічного спокою, або тому, що лава, що вторглася, не змішалася з частинами осадового тіла. Як правило, велика частина осадової області залишається як єдине, не вторгнуте тіло та стає ізольованою. Це потенційно пов'язано з пасивною взаємодією, коли лава змішується з частково консолідованим осадом, який є сухим (або має мінімальну порову воду) на верхніх межах осадового тіла. Масштаб та геометрія цих ізольованих осадових областей можуть мати ширші наслідки для вуглеводневої промисловості, якщо враховувати їхній розмір та те, як вони пов'язані з іншими осадовими областями, а також зв'язок з пеперитом (див. розділ 7.3 нижче).
- Включення зв'язних осадових порід можуть зустрічатися в ряді випадків і відрізняються від основного осаду. Осад, який є дуже дрібнозернистим, ущільненим, насиченим водою та лише злегка консолідованим, зазвичай є більш зв'язним і з більшою ймовірністю утворює зв'язні осадові включення. Ці включення утворюються, коли лава бульдозерує осад, і можуть бути включені до лавових часток, гіалокластитових та подушкоподібних брекчій, а також до пеперитових доменів. Пасивна взаємодія з осадом може включати осадові включення в основу лави, тоді як більш агресивне бульдозерування та взаємодія можуть включати включення по всьому тілу лави. У деяких випадках когерентні осадові включення в межах пеперитових доменів можуть зберігати стратиграфію, що може свідчити про те, що лава пасивно «впорскується» в осад, що вміщує, та огортає його, що призводить до того, що включення залишаються на місці, створюючи «примарну стратиграфію».

Наскільки правдоподібним є прокладання та бульдозерування лави крізь осадові породи? Нещодавні дослідження показують, як лава пробивається

бульдозерами, плавиться та взаємодіє з товстими льодовиковими щитами. Едвардс та ін. (2014) демонструють за допомогою серії польових експериментів та ілюстрацій активність, яка відбувається на межі лави та льоду. Це дисертаційне дослідження підтверджує ці висновки, оскільки лава може і буде активно проштовхуватися крізь осад (і воду), і що при цьому утворюватимуться побічні продукти. Ключовим прикладом є блокові фрагменти осаду, які утворюються, коли лава просувається крізь осад. Вони наносяться поверх лави та або вбудовуються під час інфляції, або вбудовуються внаслідок пізнішого утворення лави. (Рисунок 7-1) Цей процес також був імітований у невеликих гідродинамічних експериментах з перемішуванням, в яких спостерігають везикулярні частинки, що вбудовуються в розплав, коли інвазивне тіло проходить межу між повітрям і охолоджуючою рідиною (Шіппер та ін., 2011).

Кількісна оцінка процесів, що відбуваються під час взаємодії лави та осаду, є складною, головним чином тому, що розрахунок характеристик осаду до взаємодії (наприклад, пористість та водонасиченість) практично неможливий (Вайхель та ін., 2007). Мінливість властивостей осаду також впливає на співвідношення вода/розплав, яке використовується для визначення змішування магматичних осадів. (Зімановський і Бюттнер 2002; Вайхель та ін. (2007) Експериментальні дані, доступні в літературі (наприклад Лоренц та ін., 2002; Волец 2002; Зімановський та Бюттнер, 2002; Шіппер та ін. (2011) намагався відповісти на ці питання, але обмеження все ще присутні.

Термодинамічні та флюїдні властивості магми та води відносно добре визначені та перевірені в рамках вибухових експериментів MFCI (Волец 2002; Зімановський та Бюттнер 2002) однак виникають складнощі при поширенні цих результатів на осад або «частинки домішок» (Шіппер та ін., 2011) В інженерній літературі також не враховуються неоднорідності, притаманні осадовим тілам, осадовим шламам або гранульованим потокам. (Шіппер та ін., 2011) Однак експерименти були зосереджені на гідродинамічному змішуванні, невибуховому фрагментуванні однієї рідини всередині іншої. (Зімановський та Бюттнер 2002; Шіппер та ін. (2011), спробували проаналізувати та кількісно визначити

процеси формування пепериту. Ці експерименти ілюструють сучасне розуміння текстур пепериту, зокрема того, як формуються блокові та флюїдні текстури, а також доводять теорію гідродинамічного змішування для більш пасивного, невибухового процесу змішування між лавою, водою та осадам.(Шіппер та ін., 2011). Гідродинамічне перемішування відбувається у чотирьох режимах, причому експерименти показують, що перемішування є найефективнішим/посиленим під час випробувань з високим вмістом осаду, ~10-30%, всередині «охладжувальної рідини».(Шіппер та ін., 2011). Це пов'язано з повільнішою теплопередачею та однаковою в'язкістю між розплавом (лавою) та теплоносієм (водою/осадовою суспензією) (Шіпперта ін., 2011); процеси, які необхідно виконати для сприяння змішанню (Зімановський та Бюттнер, 2011. Термічна грануляція інтерпретується як така, що контролюється типом та кількістю осаду в охолоджувачі (Шіппер та ін., 2011).

Такі експерименти свідчать про єдиний пасивний процес змішування лавової води та осаду, в якому вміст осаду, його зернистість та неоднорідність впливають на процес та продукти змішування. Подальші дослідження, що вивчають вищий вміст осаду, а також систематичні зміни типу осаду, розміру зерен та ущільнення, можуть дати додаткове розуміння.

4.2 Галузеве застосування польових аналогів

Взаємодія лави з водою та осадовими породами, а також її наслідки стають дедалі більш визнаними в нафтовій промисловості, особливо серед компаній, які працюють у межах вулканічно-рифтових окраїн, таких як Північноатлантичні околиці та їх басейни, зокрема Фарерсько-Шетландський басейн (ФШБ). Родовище Роузбенк (див. Розділ 1) є ключовим прикладом перспективного родовища, розробленого на основі вулканологічної послідовності в межах ФШБ. Як наслідок, дослідження тривають, щоб краще зрозуміти, як і чому відбулася взаємодія лави та осадових пород. Однак, все ще існують невизначеності, які керують та/або обмежують геологічні дослідження, і часто бракує визнання, усвідомлення та розуміння. Тим не менш, у нафтовій промисловості існує

бажання дізнатися більше про вулканічно-осадові системи та їхній потенціал. Протягом часу, проведеного в OMV UK, в рамках стажування під час цього дослідження, польові дані з цієї дослідженні були інтегровані з даними каротажу свердловин, отриманими від FSB. Така інтеграція дозволяє спростити розуміння спектру продуктів і процесів лавово-осадових утворень-води, а також застосувати ці результати до галузевих проектів, особливо там, де може бракувати даних та/або експертизи.

4.2.1 Зображення свердловин

Дані, використані в цьому дослідженні, були резистивними зображеннями свердловин, отриманими за допомогою мікрорезистивного зображення пласта (FMI) (©Schlumberger). Вони забезпечують детальне, вирівняне 3D-зображення свердловини, яке використовується разом із даними каротажу (гамма-випромінювання, питомий опір, нейтронна пористість, об'ємна щільність, швидкість тощо) (див. Розділ 2). FMI стає дедалі популярнішим у галузі, оскільки він набагато дешевший, ніж збір керна, але забезпечує набагато чіткіше зображення, ніж традиційні дані каротажу та точкові дані. Це особливо корисно, оскільки керн зазвичай не збирається у вулканічних послідовностях, а там, де він був зібраний, межа між лавою та осадам зазвичай втрачається.

Інтерпретація даних зображень свердловин порівнянна з багатьма інтерпретаціями та висновками на чотирьох польових ділянках цього дослідження, особливо Кінгхорн (Розділ 3) та Сент-Сайрус (Розділ 6). Дані зображень свердловин також можна використовувати разом з інтерпретаційними концептуальними моделями з польових тематичних досліджень для подальшого розуміння особливостей взаємодії лави, води та осаду. Цей додаток є ключовим для забезпечення швидкого та вичерпного «керівництва» та усвідомлення взаємодії лави, води та осаду в рамках прикладів масштабу басейну (тобто дані невеликих кабельних/свердловинних ліній у великому басейні для тих, хто не знайомий із взаємодією лави, води та осаду та її інтерпретацією).

4.2.2 Поєднання зображень свердловин із польовими аналогами

Такі літофації, як гіалокластит, лавові трубки та пеперит, нещодавно були визнані в дослідженнях FMI, що включають дані з родовища Роузбенк, FSB (наприклад Рисунок 2-10, Воттон та ін. (2014), що допомогло у представлений тут роботі, аналіз даних з родовища Камбо, FSB (див. Розділ 2). Підсумовуючи, каротажні діаграми Cambo FMI виявляють подібні літофації, а також складні особливості взаємодії лава-осади-вода, включаючи: завантаження, включення осадових порід, інвазивну лаву та більш складні особливості пепериту. Пов'язування цих особливостей з великомасштабним польовим прикладом важливе для розуміння справжнього масштабу та геометрії цих особливостей там, де доступна інтерпретація лише одного зображення свердловини (~8 дюймів; 20 см, резистивне плоске або 3D-зображення).

В аналізі даних FMI питомий опір різних одиниць контролює отримані зображення. У цьому дослідженні резистивні фації, такі як лава та інші вулканічні літології, демонструють яскраву реакцію (білий або блідо-жовтий колір), тоді як провідні фації, такі як силіциклічні відкладення, демонструють темну реакцію (темно-коричневий або помаранчевий колір) (див. Розділ 2, та Фігура 7-3) Вулканокластичні фації розмивають межі, як і в інших даних каротажу, але аналіз комбінації даних каротажу та FMI разом може підвищити точність інтерпретації. (Рисунок 7-3) Каротажні діаграми та статичні зображення FMI надають корисні дані про широкі літологічні варіації та інтерпретацію у більшому масштабі. (Рисунок 7-3) Однак, відмінною рисою каротажу FMI є дані високої роздільної здатності (дрібномасштабні варіації фацій нашарування), отримані з динамічного зображення FMI. Нижче представлено чотири ключові зображення FMI з даними каротажу (тобто об'ємна щільність, нейтронна пористість, гамма-випромінювання та швидкість) та відповідна інтерпретація. (Рисунок 7-5-7).

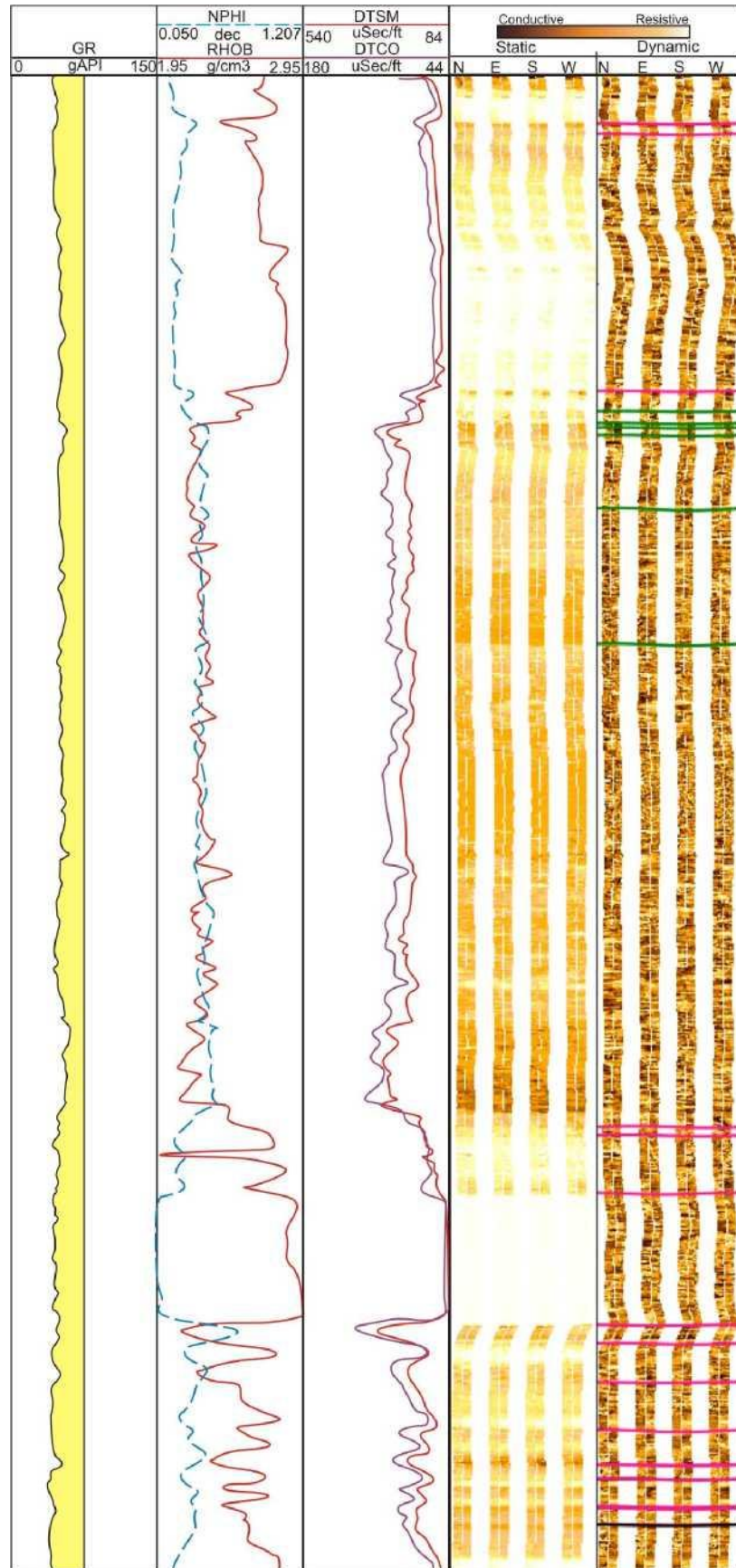


Рисунок 7-3: Великомасштабні FMI та каротажні діаграми лавових та міжлавових літофацій.

За такої роздільної здатності лаву чітко ідентифікувати як у межах FMI (яскраво-білий статичний FMI-відгук), так і в межах каротажу (час проходження повільний, з меншою пористістю та вищою щільністю). За допомогою гамма-відгуку міжлавої фації можна інтерпретувати як вулканокластичні, що також демонструє змішані характеристики на каротажі.

На зображеннях FMI та за допомогою дровових ліній зв'язку можна розрізнити когерентні, масивні лавові ядра (найяскравіший резистивний сигнал, вища об'ємна щільність, нижча пористість) та везикулярні та щебеневі основи. Рисунок 7-4 показує типову лавову частку з масивним ядром з везикулярною щебеневою основою та везикулярною верхівкою. Верхній контакт лави з осадом нерівномірний, але у вищерозміщеному осаді немає видимих окремих ювенільних уламків лави. Базальний контакт лави з осадом також нерівномірний і інтерпретується як тонка зона змішування між лавою та осадом. Можна побачити зони контрастної яскравості, що свідчить про те, що лавові уламки розташовані поруч з осадом у цій зоні змішування. Характер верхнього контакту свідчить про те, що лава була субаеральною і що вона, можливо, неглибоко проникала в осад; наприклад, невеликі нерівності та контакти, подібні до цього, спостерігаються в контактах лави з осадом у Сент-Кірус (Розділ 6, Рисунок 6). Однак верхній контакт лави з осадом також можна інтерпретувати як результат вивітрювання або нерівностей на поверхні лави, пізніше заповнених осадом, і тому це повністю субаеральна лава. Базальний контакт можна інтерпретувати як дрібномасштабну пеперитову (пасивну) зону, що розвивається біля основи субаеральної лави, коли вона текла по вологому, неконсолідованому осадовому утворенню. Однак, базальний контакт лави також можна інтерпретувати як щебенисту основу, яка просто насипається на нижній осадовий утворення.

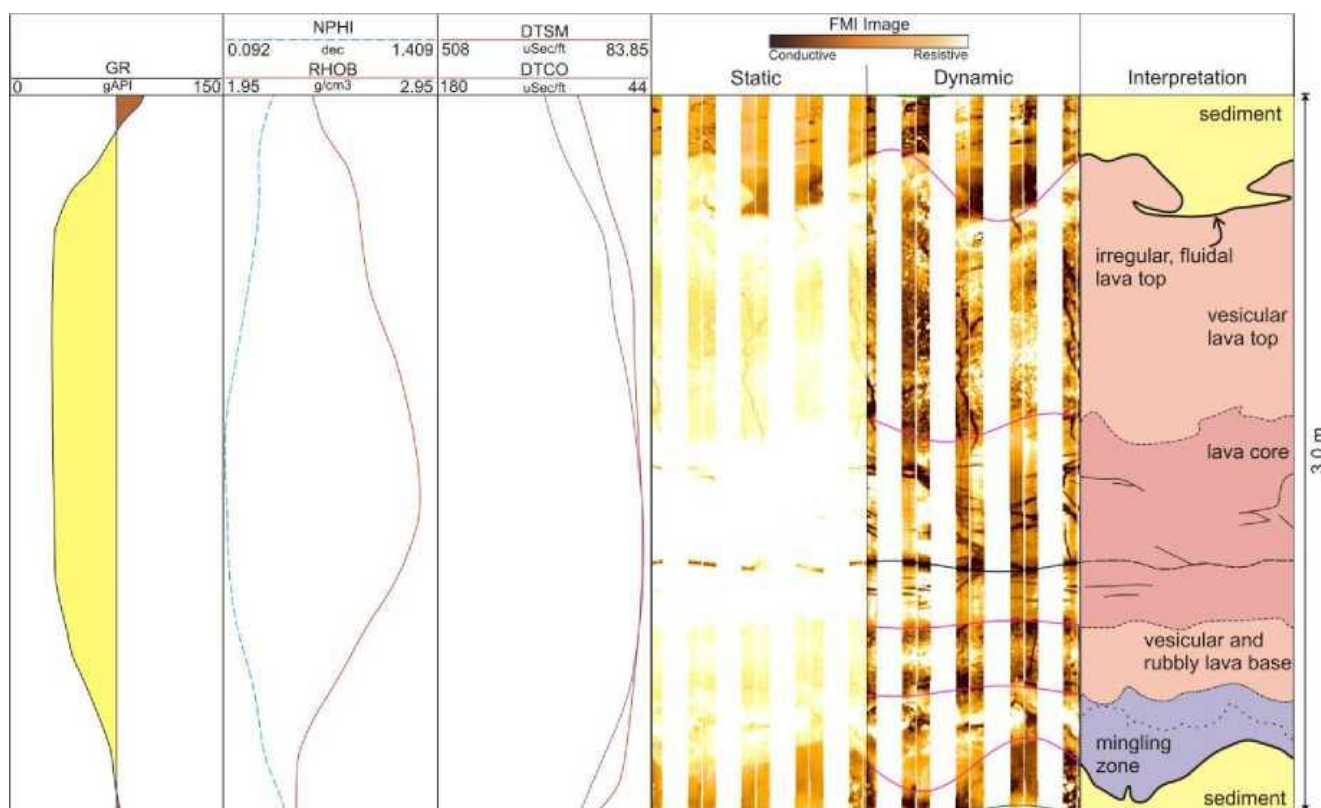


Рисунок 7-4: Згладжені зображення FMI, дані кабельного зв'язку та інтерпретація лави пахоехое з нерегулярними контактами лави та осаду.

Ядро лави демонструє найвищий питомий опір, тоді як везикулярна та щебенева основа та верхівка демонструють менший питомий опір. Контакт лави з осадом є нерівномірним як біля основи, так і зверху. Вища гамма-відгук (GR) біля основи та верхівки лави інтерпретується як осадовий (уламковий) контакт. Умовні позначення: GR = гамма-випромінювання; NPHI = нейтронна пористість; RHOB = об'ємна щільність; DTSM = час проходження зсувної хвилі (звукова швидкість); DTSC = час проходження компресійної хвилі (звукова швидкість).

Рисунок 7-5 Наведено приклад та інтерпретацію пепериту, що утворився біля основи лави. Лава ніби виступає вниз в осадову область, а всередині провідної матриці видно уламки лави та фрагменти матеріалу з вищим опором. Ця зона обмежена біля основи осадом та іншою лавою, остання має везикулярну та щебеневу верхівку, а також масивне ядро. Канатна дорога підтверджує цю інтерпретацію. Практично неможливо визначити геометрію цієї зони пепериту лише за зображенням свердловини. Приклади невеликих ізольованих кишень

пепериту в лавах спостерігаються в Сент-Кірус, але так само можливі латерально протяжні зони пепериту (десятки метрів).

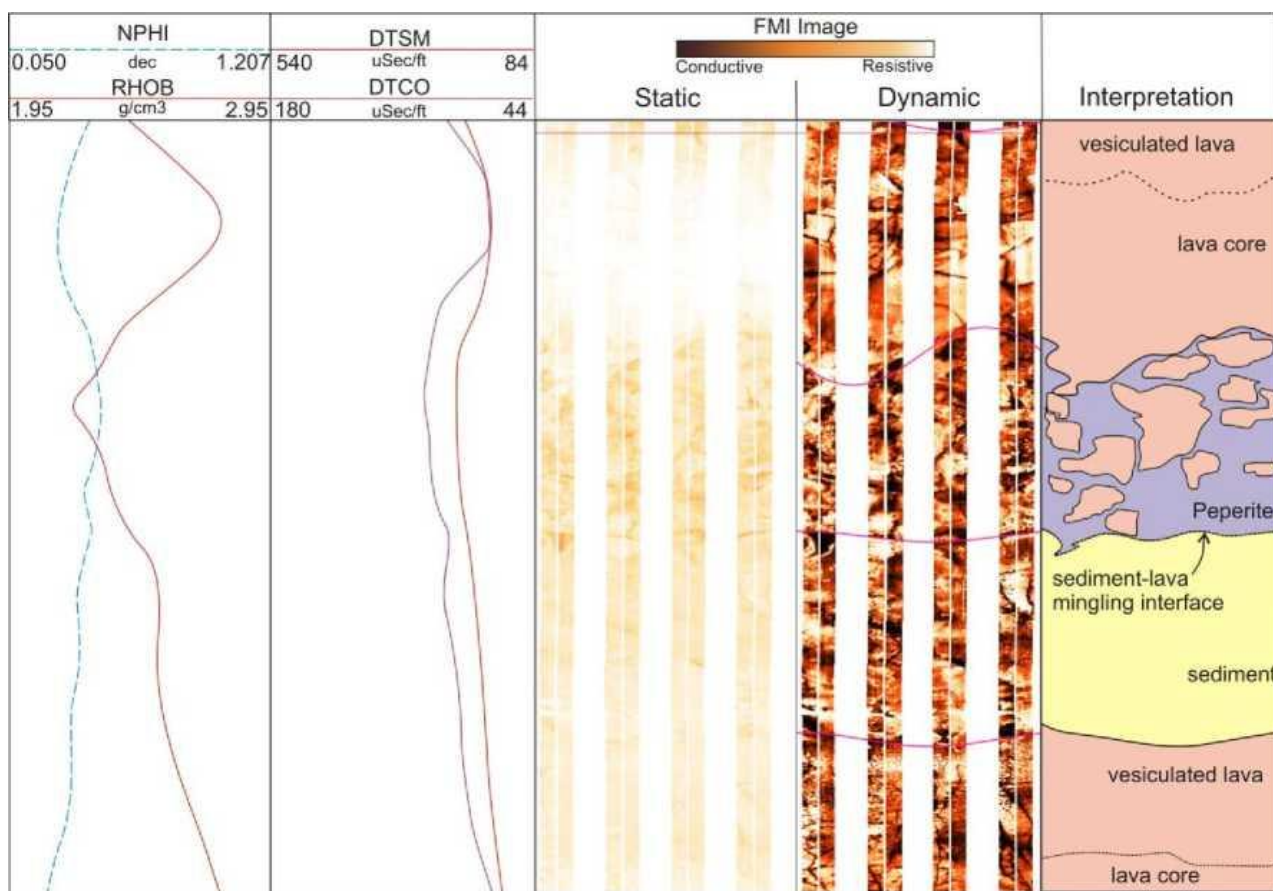


Рисунок 7-5: Зображення FMI, дані кабель-зйомки та інтерпретація пепериту біля основи лави. Інтерпретований лавово-осадовий контакт відбувається там, де уламки з вищим опором (що вказує на лаву) оточені провідною матрицею (що вказує на осад). Умовні позначення: GR = Гамма-випромінювання; NPHI = Нейтронна пористість; RHOV = Об'ємна щільність; DTSM = Час проходження зсувної хвилі (звукова швидкість); DTSC = Час проходження компресійної хвилі (звукова швидкість).

Дані FMI є чудовими для висвітлення складного інтерфейсу між лавою та осадом. Рисунок 7-6 показує включення осаду в основі лави, яка заповнила нижній осад. На зображенні показано осад, можливо вулканокластичний, перекритий везикульованою лавою. Контакт лави з осадом нерегулярний, з геометрією полум'яного/флюїдного типу, де лава інтерпретується як заповнена осадом. Темна, відокремлена, округла бульбашка інтерпретується як включення

осаду в основі лава. Цей тип взаємозв'язку лава-осад раніше описувався як пеперит (Ваттон та ін., 2014), але ця інтерпретація показує, що дані чітко вказують на провідну бульбашку (осад) всередині резистивного (лавового) тіла. Для справжнього пепериту можна було б очікувати чітко визначених уламків лави в осаді. Ознаки осадових включень в основі лав спостерігалися в кожній польовій місцевості, описаній у цій дослідженні, що не було помічено в попередніх лавово-осадових дослідженнях.

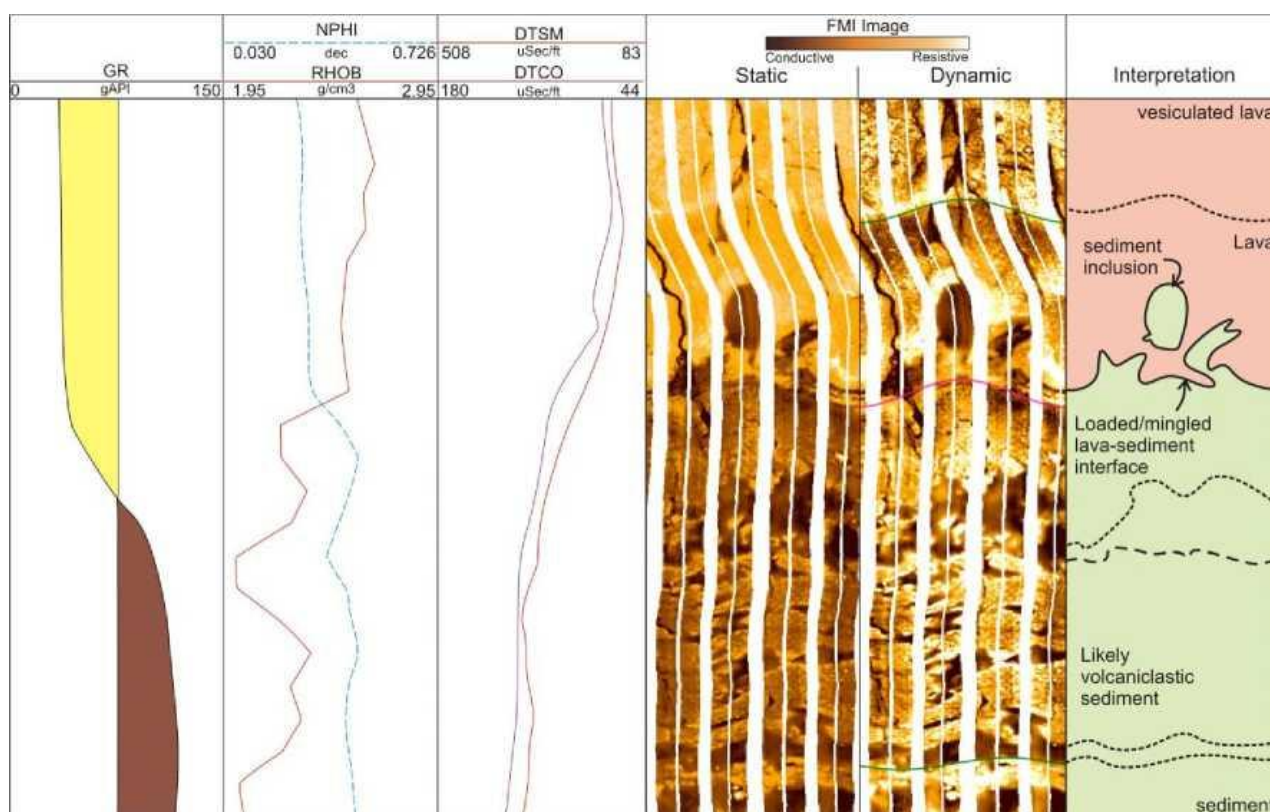


Рисунок 7-6: Зображення FMI, дані кабельного зв'язку та інтерпретація включення осаду в основу лави.

Високий питомий опір інтерпретується як лава, а провідні ділянки – як ознака осаду. Це зображення показує нерівномірний контакт між лавою та осадом, що лежить нижче, а також провідний уламок в основі лави. Це інтерпретується як включення осаду, що спостерігається в польових прикладах. Умовні позначення: GR = гамма-випромінювання; NPHI = нейтронна пористість; RHOB = об'ємна щільність; DTSM = час проходження зсувної хвилі (звукова швидкість); DTSC = час проходження компресійної хвилі (звукова швидкість).

Гіалокластит також був інтерпретований з набору даних Cambo (Рисунок 7-7). Резистивні уламки спостерігаються всередині провідної матриці. Уламки демонструють повторювану послідовність збільшення вгору, а також, здається, стають більш поширеними в міру збільшення. Градуїзовані пакети гіалокластиту спостерігаються на Гран-Канарії (Розділ 5). Альтернативна інтерпретація полягає в тому, що дані FMI фіксують градуїзований вулканокластичний осад; однак у цьому випадку інші дані (аналіз вирізання каналів) підтверджують припущення, що ці пакети складаються з гіалокластиту.

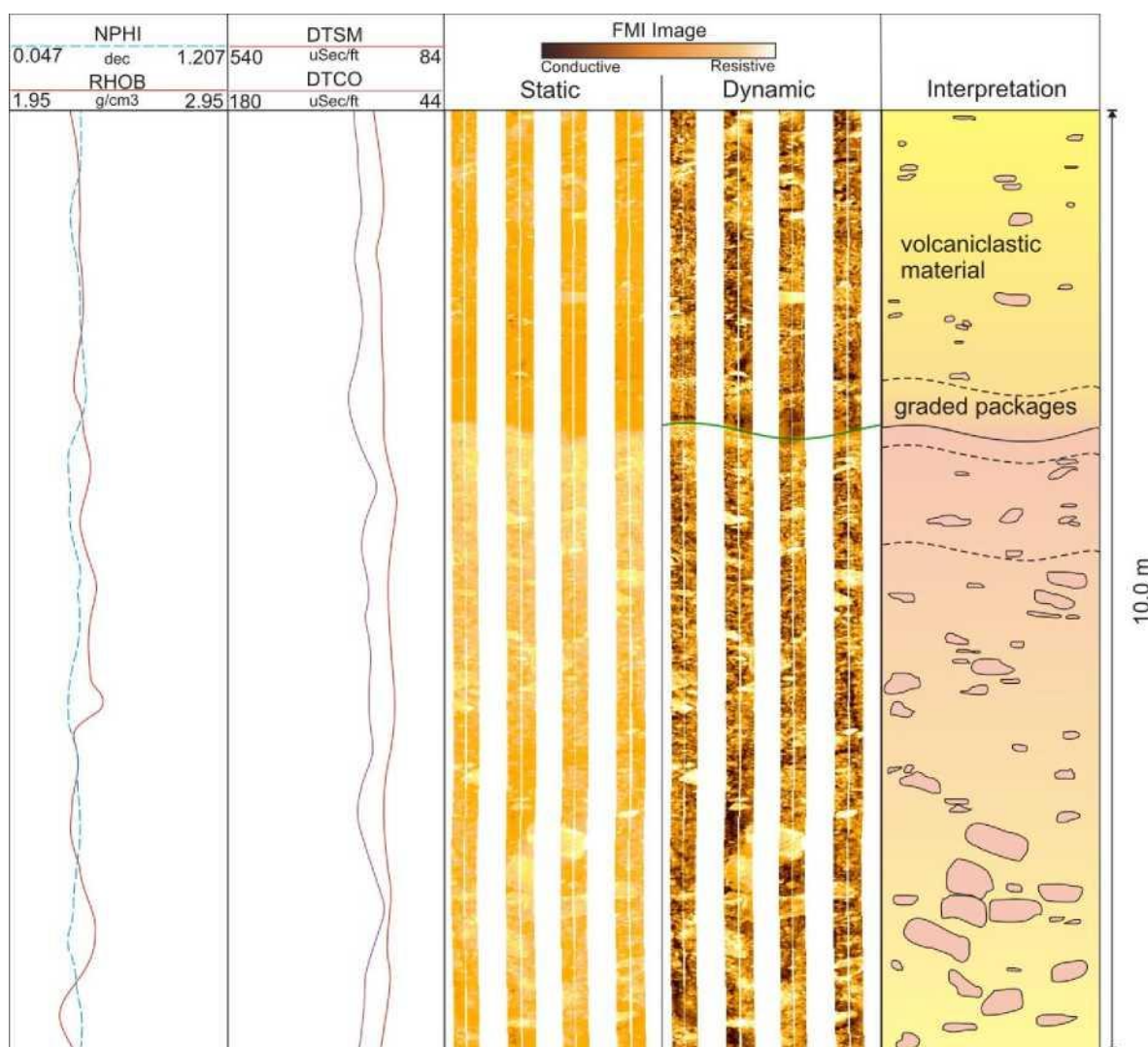


Рисунок 7-7: Зображення FMI, каротажні діаграми та інтерпретація ступенчастих пакетів гіалокластиту, що спостерігаються в даних родовища Камбо.

Класти з високим опором вказують на вулканічні уламки. Умовні позначення: GR = гамма-випромінювання; NPHI = нейтронна пористість; RHOV = об'ємна щільність; DTSM = час проходження зсувної хвилі (звукова швидкість); DTCSO = час проходження стисненої хвилі (звукова швидкість).

Невизначеності в інтерпретаціях кожного з наведених вище прикладів підкреслюють складність обмежених наборів даних та невідомих аспектів взаємодії лави з осадам. Там, де є невизначеність, для подальшої інтерпретації можна використовувати інші супутні дані та приклади зі свердловин (наприклад, каротаж, зразки керна). Визнаючи, що взаємодія лави з осадам, ймовірно, мала місце, це також допомагає в інтерпретації місцевої та регіональної геології. Наприклад, характер взаємодії лави з водою та осадам має значення для навколишнього середовища та часових шкал відкладення в басейні.

Рисунок 7-8 являє собою схематичну модель концептуальної польової місцевості та каротажу, заповнену репрезентативними зображеннями FMI та фактичними польовими прикладами характерних літофацій.

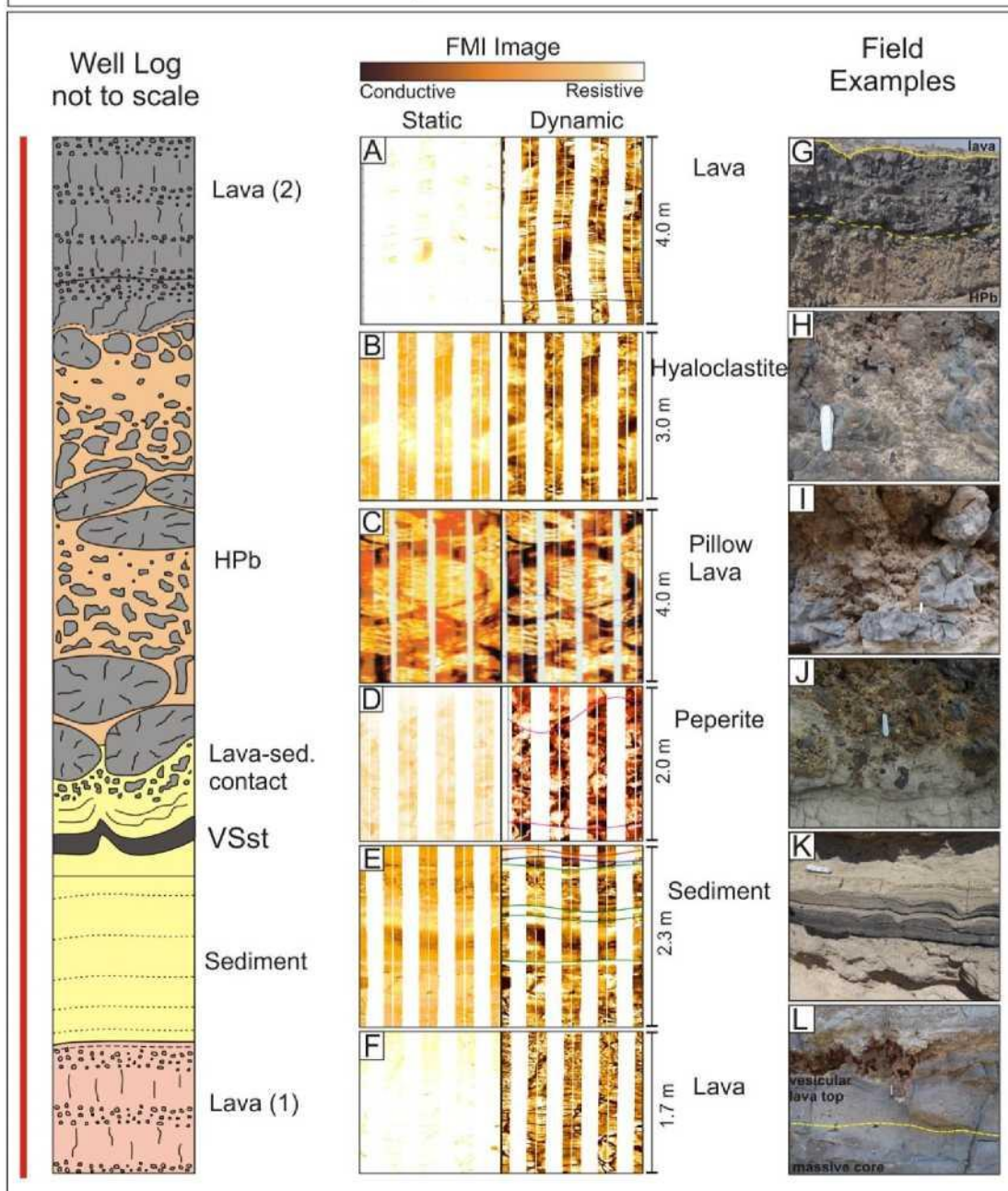
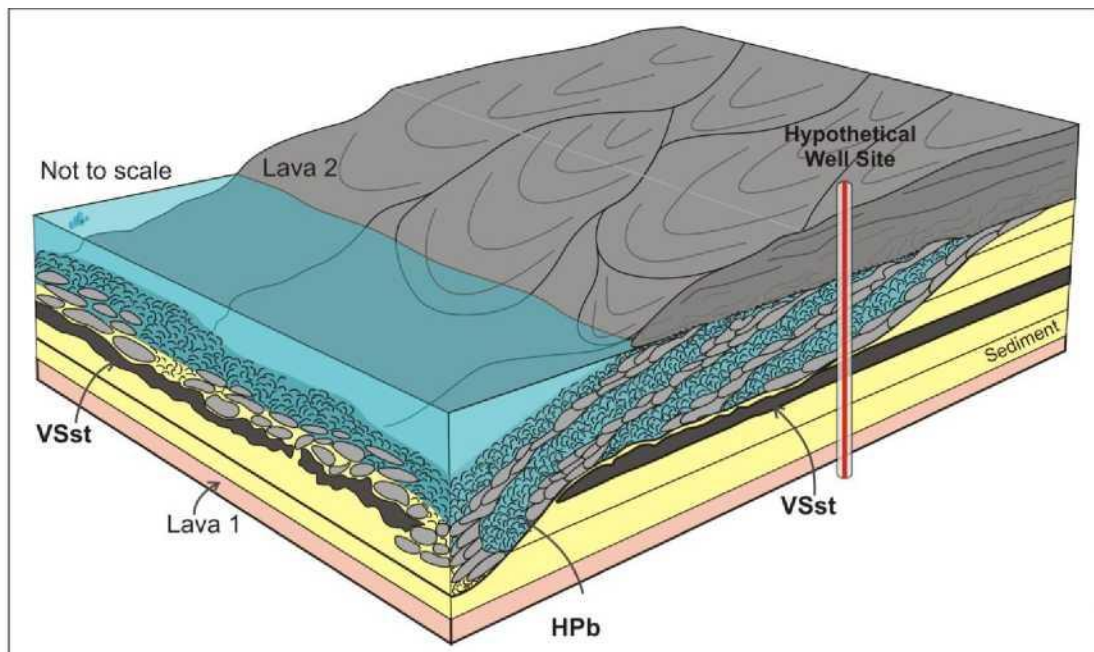
3D-модель переналаштовано з Розділу 4, «Маунтін-Хоум», і було вибрано довільне місце розташування каротажу, з ймовірними літофаціями, виділеними на каротажних діаграмах нижче. Гіпотетичний каротаж свердловини – це ескіз каротажу через основні літофації, включаючи контакт лавово-осадочного шару. Зображення каротажу FMI є прикладами кожної з фацій, що спостерігаються в свердловинах Камбо (крім подушкоподібної лави, C). Обидва зображення A та E є лавовими пакетами та демонструють високий питомий опір на статичних зображеннях. Зазвичай можна ідентифікувати окремі лавові частки, з контрастом між когерентними лавовими ядрами та везикулярними краями. Також спостерігаються щебеневі вершини та основи. B є репрезентативним для гіалокластиту (як вище). Зображення C є зображенням подушкоподібних лав (з родовища Роузбенк; (Ваттон та ін., 2014) в межах послідовності; однак, подушкові лави не спостерігалися в даних Камбо. Зображення D показує пеперит (як вище), де ювенільні уламки з високим опором оточені провідним осадам. Зображення E є частиною осадової послідовності, в якій чітко видно

нашарування. Це, можливо, вулканокластичний осад, оскільки деякі пласти демонструють вищий питомий опір. Польові приклади показують кожен особливості, як це видно в Маунтін-Хоум.

Ця концептуальна модель разом з гіпотетичним графічним каротажем, зображеннями FMI та польовими зображеннями забезпечують основу для розпізнавання ключових особливостей літостратиграфії послідовності, в якій переважає лавовий покрив. Хоча ці відповіді не охоплюють усі можливі варіанти розвитку подій, вони ілюструють цінність та необхідність знання польових аналогів на додаток до безпосередньої інформації зі свердловин. Значення пов'язування даних зображень свердловин з польовими прикладами полягає в розумінні масштабів та, де це можливо, геометрії цих особливостей, щоб точно зрозуміти та встановити кореляції (наприклад, між свердловинами). У складних районах розвідки, таких як NAIP, так само важливо виключити можливості, як і визначити їх, у кількох масштабах. Пропонується, що ця модель слугуватиме «атласом» для тих, хто в галузі досліджує складні лавово-осадові послідовності.

Рисунок 7-8: (наступна сторінка): 3D-модель через перешарову лавово-осадову послідовність з ескізним каротажем, відповідями FMI та польовими прикладами через гіпотетичну свердловину.

Верхня частина – це 3D-модель, переконфігурована з тематичного дослідження Маунтін-Хоум (Розділ 4) з накладеним на неї гіпотетичним місцем розташування свердловини. У нижній частині показано схематичний ескіз каротажу через гіпотетичну свердловину, що вказує на ймовірні особливості, які можна було б побачити. У середині (AF) показано приклади ймовірних зображень FMI, які корелюють з особливостями на ескізному каротажі. Кольорова шкала показує питомий опір та провідність. Зображення C показує подушкові лави, але це не з родовища Камбо, оскільки подушок не спостерігалось (зображення адаптовано з Воттон та ін. (2014)) У третьому стовпці (GL) наведено польові приклади (з Маунтін-Хоум, Айдахо) кожної з цих ознак.



4.2.3 Наслідки взаємодії лави, води та осаду для масштабу басейну

Можливо, найбільшим безвідповіданим питанням, що стосується продуктів взаємодії лави, води та осаду (описаного в цій дослідженні), є те, який вплив ці літофації мають на потенціал колекторів та нафтогазові системи? Вулканічні породи здатні виступати в ролі материнських порід, пасток, резервуарів, ущільнювачів та шляхів міграції вуглеводнів, проте вплив вулканічних порід на рівні басейну слабо обмежений. Регіони, де базальти заплави покривають осадові басейни без інтрузій безпосередньо в підземні шари, ймовірно, є найбільш перспективними (Halford et al., 2012). Недавні дослідження показали, як інтрузії викликають компартменталізацію нафтогазовидобувної системи, діють як бар'єри та перегородки для руху рідин, а також пов'язані з гідротермальними рідинами (див.: Шуттер 2003; Планке та ін., 2005; Рорман 2007; Холфорд та ін., 2012; Скофілд та Джоллі 2013). Компартменталізація визначається як сегрегація накопичення нафти на кілька окремих відсіків рідини/тиску (Джоллі та ін., 2010). Однак мало уваги приділяється межі розділу лава-осад та геометрії лава-осад.

Повідомляється, що гіалокластит та подушкові брекчії є хорошими резервуарами та стратиграфічними пастками (Шуттер, 2003) якщо розміщено у сприятливих умовах (наприклад, озерне середовище, яке має підстилаючі багаті на органічні речовини осадові породи, що діють як материнська порода, та перекриваючі субаеральні лави та озерні осадові породи, що діють як бічні та верхні ущільнення)(Шуттер, 2003). Пеперити, пов'язані з мааровими діатремами, також описуються як породи-колектори через пов'язані з ними озерні відкладення, які, ймовірно, є як джерелом, так і ущільнювачем (Баррабе 1932; Шуттер 2003). Однак ці фації також зустрічаються в інших середовищах осадонакопичення.

Це дослідження показало, що межа лава-осад може бути надзвичайно мінливою за товщиною, латеральною протяжністю та тривимірною геометрією, що створює труднощі для розуміння складних морських послідовностей. Обмежене змішування та/або пасивні контакти, як-от у Кінгторні (Розділ 3),

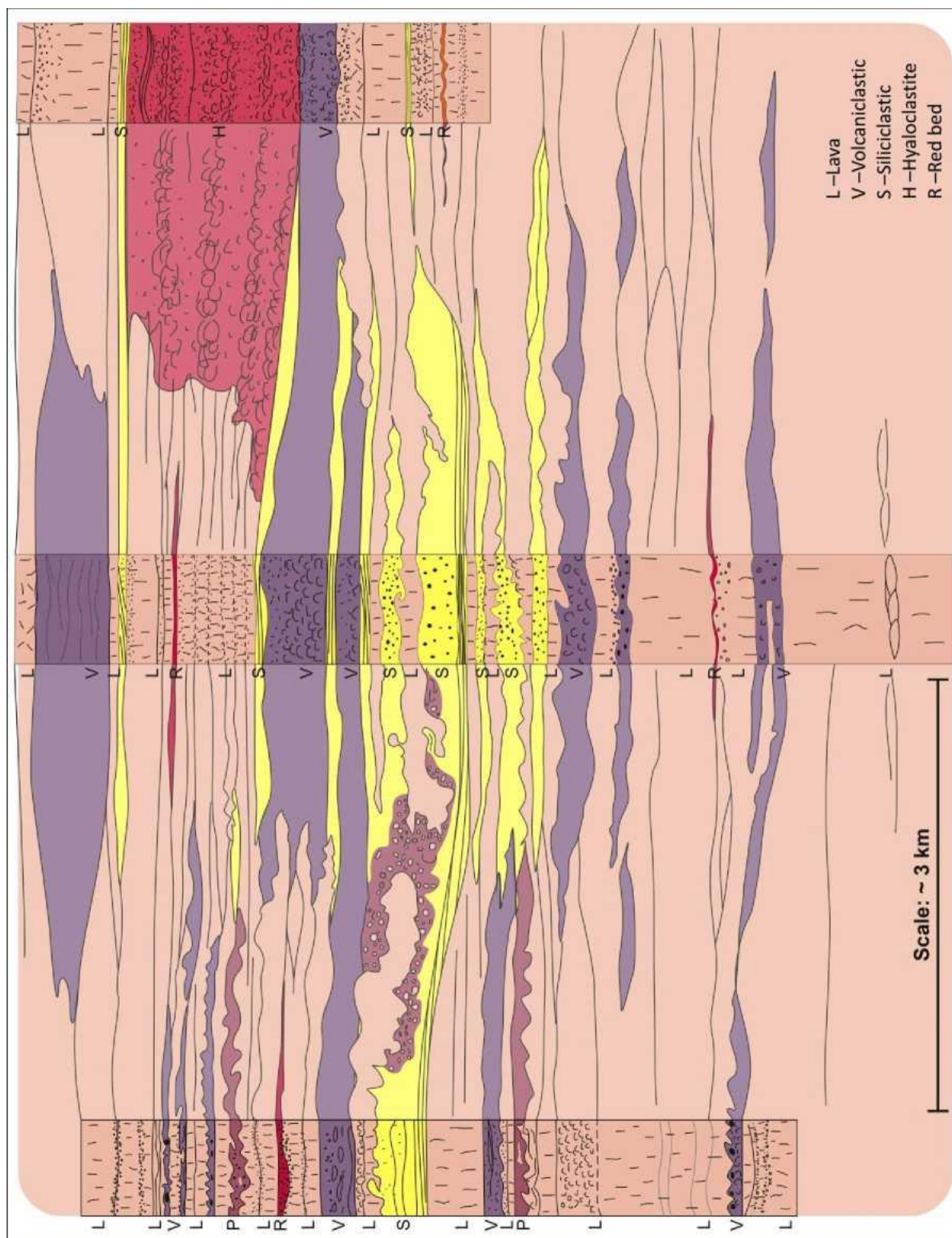
мало впливають на осадову область і найбільш схожі на геометрію шаруватих пирогів покривних базальтів затоплення. Однак інвазивні лави спричиняють сильно руйнівні межі розділу, як це спостерігається у Сент-Кірус (Розділ 6), та значно порушують осадову область. Точне прогнозування латеральної протяжності цих утворень у великому масштабі є складним і завжди може залишатися проблемою. Однак представлена концептуальна кореляція каротажних діаграм (Рисунок 7-9), яка ілюструє ряд меж лави та осаду, пов'язаних із взаємодією субаеріальної лавової, вулканокластичної та силіцикластичної систем. Мета діаграми – виділити можливі геометрії взаємодії лави, води та осаду, щоб допомогти у визначенні їхнього впливу на нафтогазові системи.

Модель показує вторгнення лави в силіцикластичне тіло та великий пеперитовий домен (Рисунок 7-9). Якщо пеперит вважається гарною гірською породою-колектором (Шуттер, 2003) тоді ця область може мати обмежений вплив на міграцію та зберігання вуглеводнів. Однак, якщо розглядати пеперит як ущільнювач, можливо, через діагенетичні ефекти та геометрію межі розділу, то ця область може спричинити компартменталізацію силіцикластичного тіла, що створить проблеми під час прогнозування латеральної безперервності, товщини, зв'язності та ймовірних скупчень у межах потенційного колектора.

Границя між лавою та осадом більше не може вважатися простою геометрією шаруватого пирога в масштабі басейну. Не тільки геометрія полів внутрішньолавових потоків є складною, але й межа між лавою та осадом також може бути дуже мінливою. Руйнування осадових тіл не обмежується магматичними інтрузіями. Врахування наявності та ймовірних наслідків взаємодії лава-вода-осад у масштабі басейну є важливим для точнішого визначення меж надр та розвідки вуглеводнів.

Дані каротажу були інтерпретовані на основі зображень FMI з родовища Камбо, і були зроблені гіпотетичні кореляції. Зверніть увагу на порушення силіцикластичних осадових тіл лавою, утворюючи пеперит. Цей малюнок показує, як можна інтерпретувати межі розділу лава-осад, а також ілюструє

Рисунок 7-9: (наступна сторінка) Гіпотетична інтерпретація даних каротажу свердловин та кореляція послідовності з переважанням лави (товщиною ~175 м) у масштабі басейну (км).



потенційні проблеми, що створюють труднощі для розвідки нафти в лавових послідовностях. Умовні позначення: L = лава, V = вулканокластичні осадові породи, S = силіцикластичні осадові породи, P = пеперит, H = гіалокластит та подушкова брекчія, R = червоний шар.

4.3 Подальша робота

Майбутня робота, що впливає з результатів цієї дослідження, може включати наступне:

- Поширеність осадових включень на межі розділу лава-вода-осад ставить питання щодо їх впливу на лаву. Наприклад, який вплив мають включення на пористість і проникність лав, у яких вони містяться?

Можна створити комп'ютерні моделі для перевірки діапазону та масштабу осадових властивостей і того, як на них впливає лава. Це також можна розширити, включивши низку типів лави (наприклад, морфологічні та композиційні відмінності – ріоліт та 'а'а проти базальту та пахоехо), а також типи осадових порід, такі як карбонати та евапори. Це розширило б знання про взаємодію лави та осаду, а також забезпечило б інтерактивні моделі, які можна використовувати в академічних колах та промисловості.

Майбутнє використання та застосування концептуальної моделі та польових аналогів до інших галузевих проектів розширить базу знань про взаємодію лави, води та осаду. Цьому може допомогти польове тестування гамма-відповідей від нещодавно виявлених фацій, визнаних у цій роботі, разом зі створенням синтетичних сейсмічних кубів для демонстрації архітектури, гіпотетично запропонованої в фігурі 7-9.

Висновки

У межах даної роботи було сформовано комплексне наукове бачення процесів і продуктів взаємодії лава–вода–осад на основі польових, лабораторних та аналітичних досліджень, що дозволило виконати всі поставлені завдання та досягти мети дослідження.

1. **Критичний аналіз наукових уявлень** засвідчив, що традиційна модель домінуючого впливу параметрів лавового потоку (швидкість, температура, в'язкість) є неповною. Проведене дослідження доводить, що *ключовим контролюючим фактором* формування пеперитів, подушкових лав та змішаних лавово-осадових тіл є **властивості осаду** – ступінь насичення водою, когезія, консистенція, розмір зерен та рівень консолідації. Саме осад визначає характер взаємодії: від пасивного занурення до динамічної флюїдизації.

2. **Польове картування наземних аналогів** дозволило реконструювати *архітектуру, геометрію та латеральну мінливість* змішаних лавово-осадових систем. У встановлених розрізах детально задокументовано складні контакти лава–осад, пеперитові домени різних типів та особливості внутрішньої будови подушкових лав. Показано, що масштаб фрагментації та ступінь проникнення лави не залежать від кількості подушок чи розмірів потоку, а контролюються властивостями осаду-господаря.

3. **Петрографічні та мікроструктурні дослідження** виявили широкий спектр текстурних ознак – від пасивного пепериту до інтенсивно флюїдизованих доменів, що відображають градацію взаємодії від слабкої до високодинамічної. Встановлено, що включення осаду, структура контактів і характер фрагментації лави є діагностичними маркерами рівня насичення осаду та його механічних властивостей.

4. На основі отриманих даних **створено фаціальні та концептуальні моделі континууму взаємодії лава–вода–осад**, які демонструють вплив осаду на утворення різних типів пеперитів, геометрію змішаних доменів і розвиток буферних осадових бар'єрів. Запропоновані моделі пояснюють механізми

формування лавово-осадових систем у різних палеогеографічних умовах, включно з флювіальними та дельтовими середовищами.

5. Порівняння наземних аналогів із даними морських нафтогазових басейнів підтвердило, що встановлені мікро- та макроструктурні ознаки можуть бути використані для інтерпретації каротажних зображень та кернових даних у районах із присутністю базальтів. Визначено діагностичні критерії, які дозволяють розпізнавати пеперитові домени, фрагментовані лави та зони флюїдизації осадів у свердловинних даних.

6. Оцінка впливу змішаних лавово-осадових тіл на нафтогазові системи показала, що такі об'єкти здатні суттєво змінювати архітектуру колекторів, спричиняти їх компартименталізацію, утворювати локальні пастки, а також впливати на проникність та флюїдопотоки у резервуарі. Встановлено, що фрагментація лави при взаємодії з водно-насиченим осадом може значно підвищувати її проникність, що має важливе значення для моделювання продуктивності.

Підсумкове положення

Дослідження вперше комплексно обґрунтовує ключову роль фізичних властивостей осадів у формуванні продуктів і геометрії взаємодії лава–вода–осад, пропонує детальні моделі будови змішаних доменів та демонструє їхнє значення для інтерпретації вулкано-осадових систем у межах нафтогазових басейнів. Отримані результати становлять важливу наукову основу для геологічного моделювання та зменшення ризиків розвідки в умовах вулканічних рифтових окраїн.

Список використаних джерел

1. Allen J. R. Sedimentary structures, their character and physical basis. — Amsterdam : Elsevier, 1982. — 663 p.
2. Anguita F., Hernán F. The Canary Islands origin: a unifying model // Journal of Volcanology and Geothermal Research. — 2000. — Vol. 103. — P. 1–26.
3. Armstrong M., Paterson I. B. Lower Old Red Sandstone of the Midland Valley of Scotland. — Edinburgh : HMSO, 1970. — 84 p.
4. Asquith G. B., Krygowski D., Gibson C. R. Basic well log analysis. — Tulsa : AAPG, 2004. — 244 p.
5. Batiza R., White J. D. L. Submarine lavas and hyaloclastite // Encyclopedia of Volcanoes. — San Diego : Academic Press, 2000. — P. 361–381.
6. Bell B. R., Butcher H. On the emplacement of sill complexes // Geological Society, London, Special Publications. — 2002. — Vol. 197. — P. 307–329.
7. Berger A., Gier S., Krois P. Porosity-preserving chlorite cements // AAPG Bulletin. — 2009. — Vol. 93. — P. 595–615.
8. Bluck B. J. Old Red Sandstone basins and alluvial systems // Geological Society Special Publication. — 2000. — Vol. 180. — P. 417–437.
9. Boldreel L. O. Wire-line log stratigraphy of flood basalts // Petroleum Geoscience. — 2006. — Vol. 12. — P. 37–48.
10. Branney M. J., Kokelaar B. P. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. — London : Geological Society, 2002. — 143 p.
11. Brown D. J., Bell B. R. How do you grade peperites? // Journal of Volcanology and Geothermal Research. — 2007. — Vol. 159. — P. 409–420.
12. Busby-Spera C., White J. L. Variation in peperite textures // Bulletin of Volcanology. — 1987. — Vol. 49. — P. 765–776.
13. Carey S. N., Schneider J.-L. Volcaniclastic processes in the deep sea // Developments in Sedimentology. — 2011. — Vol. 63. — P. 457–515.
14. Carracedo J. C. et al. Hotspot volcanism and the Canary Islands // Geological Magazine. — 1998. — Vol. 135. — P. 591–604.
15. Cas R. A. F., Wright J. V. Volcanic successions: modern and ancient. — London

- : Allen & Unwin, 1987. — 528 p.
16. Crisp J., Baloga S. Basaltic ‘a‘ā lava flow emplacement // *Journal of Geophysical Research*. — 1994. — Vol. 99. — P. 11819–11831.
 17. Dadd K. A., Van Wagoner N. A. Magma composition and peperite texture // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2002. — Vol. 114. — P. 63–80.
 18. Doré A. G. et al. Tectonics of the NW European Atlantic margin // *Geological Society Special Publication*. — 1999. — Vol. 167. — P. 1–15.
 19. Ebinghaus A. et al. Lava–sediment interaction in flood basalts // *Journal of Sedimentary Research*. — 2014. — Vol. 84. — P. 1041–1063.
 20. Fisher R. V. Classification of volcanoclastic sediments // *Geological Society of America Bulletin*. — 1961. — Vol. 72. — P. 1409–1414.
 21. Fisher R. V. Volcanic fragment rocks // *Earth-Science Reviews*. — 1966. — Vol. 1. — P. 287–298.
 22. Godchaux M. M., Bonnicksen B. Magma–water interaction // *Idaho Geological Survey Bulletin*. — 2002. — Vol. 30. — P. 387–434.
 23. Gregg T. K. P., Fink J. H. Lava flow morphology and slope // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2000. — Vol. 96. — P. 145–159.
 24. Griffiths R. W., Fink J. H. Solidification of submarine lavas // *Journal of Geophysical Research*. — 1992. — Vol. 97. — P. 19729–19737.
 25. Hon K. et al. Inflation of pāhoehoe sheet flows // *Geological Society of America Bulletin*. — 1994. — Vol. 106. — P. 351–370.
 26. Jerram D. A., Stollhofen H. Lava–sediment interaction in deserts // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2002. — Vol. 114. — P. 231–249.
 27. Kano K.-I. Andesitic magma–sediment interaction // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 1989. — Vol. 37. — P. 59–75.
 28. Kokelaar B. P. Fluidization of wet sediments // *Journal of the Geological Society*. — 1982. — Vol. 139. — P. 21–33.
 29. Leeder M. R. *Sedimentology and sedimentary basins*. — Oxford : Wiley-Blackwell, 2009. — 784 p.

30. Long P. E., Wood B. J. Cooling histories of basalt flows // Geological Society of America Bulletin. — 1986. — Vol. 97. — P. 1144–1155.
31. Macdonald G. Pāhoehoe, ‘a‘ā and block lava // American Journal of Science. — 1953. — Vol. 251. — P. 169–191.
32. Manville V., Németh K., Kano K. Source-to-sink volcanoclastic systems // Sedimentary Geology. — 2009. — Vol. 220. — P. 136–161.
33. McPhie J., Doyle M. G., Allen R. Volcanic textures. — Hobart : University of Tasmania, 1993. — 198 p.
34. Moore J. G. Formation of pillow lava // American Scientist. — 1975. — Vol. 63. — P. 269–277.
35. Nelson C. E. et al. Flood basalt facies from boreholes // Petroleum Geoscience. — 2009. — Vol. 15. — P. 313–324.
36. Owen G. Load structures // Geological Society, London, Special Publications. — 2003. — Vol. 216. — P. 21–34.
37. Planke S. et al. Seismic volcanostratigraphy // Journal of Geophysical Research. — 2000. — Vol. 105. — P. 19335–19351.
38. Reidel S. P. Columbia River flood basalt emplacement // Journal of Geophysical Research. — 1998. — Vol. 103. — P. 27393–27410.
39. Rowland S. K., Walker G. P. L. Pāhoehoe and ‘a‘ā in Hawaii // Bulletin of Volcanology. — 1990. — Vol. 52. — P. 615–628.
40. Schipper C. I. et al. Experimental magma–sediment interaction // Earth and Planetary Science Letters. — 2011. — Vol. 303. — P. 323–336.
41. Schofield N. et al. Magma fingers and host-rock fluidization // Geology. — 2010. — Vol. 38. — P. 63–66.
42. Self S. Large-scale phreatomagmatic volcanism // Journal of Volcanology and Geothermal Research. — 1983. — Vol. 17. — P. 433–469.
43. Self S., Keszthelyi L., Thordarson T. Importance of pāhoehoe // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. — 1998. — Vol. 26. — P. 81–110.
44. Skilling I. P. Basaltic lava-fed deltas // Geological Society Special Publication. — 2002. — Vol. 202. — P. 91–113.

45. Skilling I. P., White J. D. L., McPhie J. Peperite: a review // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2002. — Vol. 114. — P. 1–17.
46. Thordarson T., Self S. Roza Member flood basalts // *Journal of Geophysical Research*. — 1998. — Vol. 103. — P. 27411–27445.
47. Walker G. P. L. Lava flow types // *Bulletin of Volcanology*. — 1971. — Vol. 35. — P. 579–590.
48. Wentworth C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments // *Journal of Geology*. — 1922. — Vol. 30. — P. 377–392.
49. White J. D. L., McPhie J., Skilling I. P. Peperite as a genetic term // *Bulletin of Volcanology*. — 2000. — Vol. 62. — P. 65–66.
50. Wohletz K. Water–magma interaction theory // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. — 2002. — Vol. 114. — P. 19–35.