

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ІМ. С. І. СУББОТІНА

**АРЯСОВА Ольга Вікторівна**

УДК 551.2: 552.323

**ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ В ЛІТОСФЕРІ І КІМБЕРЛІТОВИЙ  
МАГМАТИЗМ**

04.00.22 — геофізика

**АВТОРЕФЕРАТ**  
дисертації на здобуття наукового ступеня  
доктора фізико-математичних наук

Київ — 2016

Дисертацією є рукопис.

Робота виконана в Інституті геофізики ім. С. І. Субботіна Національної академії наук України.

Науковий консультант — доктор фізико-математичних наук,  
старший науковий співробітник  
**ХАЗАН Яків Мойсейович**,  
Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України,  
завідувач відділу тектонофізики,

Офіційні опоненти: доктор фізико-математичних наук,  
старший науковий співробітник  
**МАСЛОВ Борис Петрович**,  
Інститут механіки ім. С. П. Тимошенка  
НАН України, головний науковий співробітник;

академік НАН України,  
доктор геологічних наук, професор  
**ПОНОМАРЕНКО Олександр Миколайович**,  
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М. П. Семененка НАН України, директор;

доктор фізико-математичних наук, професор  
**МАЛИЦЬКИЙ Дмитро Васильович**,  
Карпатське відділення Інституту геофізики  
ім. С. І. Субботіна НАН України,  
завідувач відділу методів сейсмотектонічних  
досліджень.

Захист відбудеться «10» жовтня 2016 р. о 10 годині на засіданні Спеціалізованої вченої ради Д 26.200.01 в Інституті геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України за адресою: 03680, м. Київ-142, пр. Палладіна, 32.

З дисертацією можна ознайомитися в бібліотеці Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України за адресою: 03680, м. Київ-142, пр. Палладіна, 32, [www.igph.kiev.ua](http://www.igph.kiev.ua).

Автореферат розісланий «    » вересня 2016 р.

Вчений секретар  
Спеціалізованої вченої ради Д 26.200.01  
доктор геологічних наук



М. І. Орлюк

## ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РОБОТИ

**Актуальність теми.** У дисертаційній роботі згідно з плитотектонічними уявленнями приймається, що літосфера є верхнім шаром Землі, в якому теплоперенос є чисто кондуктивним. Від області інтенсивного конвективного перемішування з переважно конвективним теплопереносом (конвектуючої мантії) літосфера відокремлена конвективним пограничним шаром, і речовина літосфери не бере участі в конвективному перемішуванні.

Питання про те, які фізико-хімічні механізми визначають потужність літосфери і положення її підшови, представляє значний інтерес і активно вивчається впродовж останніх десятиліть. Незважаючи на це, на теперішній час немає ясності у фундаментальному питанні про те, де розміщується підшовка континентальної літосфери. Так, оскільки реологія гірських порід сильно залежить від температури, перехід від континентальної літосфери до конвектуючої мантії часто пов'язується з конкретними значеннями температури, наприклад, 1300°C [Артем'єва і Муні, 2001, Маккензі, 1967], чи з наближенням до температури солідусу, або перетином геотерми і мантійної адіабати [Поллак і Чепмен, 1977, Руднік і Найблад, 1999, Сато та ін., 1989]. Крім того, обговорюються варіанти, що розглядають підшовку літосфери як межу між розуцільненим деплетованим шаром і фертильною конвектуючою мантією (наприклад, [Мазер та ін., 2011, Купер та ін., 2004, Жапар та ін., 1998, Джордан, 1981, Лі, 2013, Маккензі та ін., 2005, О'Рейлі і Гриффін, 2010, Руднік та ін., 1998, ПоджомДжомані, 2001, Гриффін та ін., 2003]).

Для океанічної літосфери ситуація дещо інша. З одного боку, існує велика кількість спостережень теплового потоку і вимірів глибини океану і їх залежності від віку океанічної кори (наприклад, [Стейн і Стейн, 1992, Сміт і Сандвел, 1997]), а також чисельні моделі глобальної конвекції, в яких неминуче виникає жорсткий пограничний шар, що ідентифікується з літосферою (наприклад, [Соломатов, 1995, Соломатов і Моресі, 2000, Коренага, 2009]). З іншого боку, теорія, що пояснює формування океанічної літосфери і дозволяє визначити залежність потужності літосфери від потенціальної температури, відсутня, і інтерпретація, а точніше параметризація результатів спостережень теплового потоку і батиметрії ґрунтується на чисто кінематичних моделях ("модель плити" [Парсон і Склатер, 1977] і модель CHABLIS [Дуан і Флейту, 1996]), що не мають під собою реальної фізичної основи. Єдине дослідження, в якому була запропонована послідовна фізична картина формування океанічної літосфери [Парсон і Маккензі, 1978], базується на спрощеній модельній реології гірських порід.

У дисертаційній роботі побудовано динамічну теорію взаємодії мантійної конвекції з літосферою. Ця теорія спирається на експериментальні дані про реологію гірських порід [Хирт і Колштедт, 2003] і коректне визначення критичного значення числа Релея [Коренага, 2009]. Результатом теорії є нова технологія теплового моделювання літосфери, яка гарантує, що результуюча літосферна геотерма відповідає реальному квазістаціонарному стану мантійної

конвекції, і дозволяє отримати кількісні співвідношення між тепловим станом континентальної літосфери, потенціальною температурою конвектуючої мантії і потужністю літосфери. Для океанічного регіону теорія визначає залежність потужності літосфери і теплового потоку від потенціальної температури. Оскільки склад магм залежить від тиску, при якому вони виплавляються, теорія передбачає існування певних зв'язків між складом магми, що породжується одним і тим же джерелом (мантіїний плюм або гаряча точка), і потужністю літосфери. Результати дисертаційної роботи узгоджуються з даними Чалапати Рао і Леманн [2011] і спостереженнями Девіса та ін. [2015].

Інша лінія перевірки прогнозів моделі використовує результати вивчення складів кімберлітів і їх ксенолітів. У літературі є велика кількість термобарометричних (РТ) визначень, проте вони виконані за допомогою різних поєднань геотермометра і геобарометра, що дають палеотемператури, які значно відрізняються навіть для повністю урівноважених зразків [Німіс і Грюттер, 2010]. Щоб отримати вибірку РТ визначень однорідної якості, у дисертаційній роботі виконана велика кількість РТ визначень для ксенолітів/ксенокристів з 39 кімберлітів за допомогою одного і того ж одноклинопіроксенового термобарометра Німіса і Тейлора [2000]. Ці дані використані для перевірки і підтвердження теорії, що розвивається.

Значний інтерес і активну дискусію викликають процеси в джерелах кімберлітового магматизму. Одним із важливих питань є питання про те, як кімберлітові розплави, які є продуктами плавлення низького ступеня, збираються в макроскопічні осередки, з яких у подальшому вивергаються на поверхню. Цей процес зазвичай описують у рамках гідродинаміки багатозфазних середовищ. При цьому використовується система визначальних рівнянь, що була введена в геофізичну практику Маккензі [1984]. Проте виявилось, що рівняння зв'язку для цієї системи, яке припускає рівність тисків фаз, незастосовне у випадку, коли пористість заповнена кімберлітовою/карбонатитовою рідиною через великий контраст в'язкості рідини і матриці. У дисертаційній роботі сформульовано загальне рівняння зв'язку, що виражає в явному вигляді умову узгодженості просочування розплаву і непружної деформації матриці і замикає систему визначальних рівнянь. Це рівняння, зокрема, може застосовуватись у випадку сегрегації кімберлітових/карбонатитових магм, який детально розглянуто у дисертації.

З іншого боку, з точки зору макроскопічних властивостей частково розплавлених гірських порід динаміка сегрегації магми визначається зв'язністю розплавних включень. Тому в дисертаційній роботі вивчається залежність проникності і провідності порід з випадковим розміщенням включень розплаву на гранях або ребрах зерен кристалічної структури від концентрації цих включень.

**Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.** Дослідження виконувались у відділі тектонофізики Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України згідно з планами наукових досліджень у рамках наступних тем.

- Тектонофізичні фактори структурного контролю магматизму платформ і щитів, стрес-метаморфізму порід і рудовміщуючих комплексів (2011-2015 рр., номер держреєстрації 0111U000228).
- Глибинна будова і геодинамічний розвиток Інгульського мегаблоку Українського щита у зв'язку з пошуками стратегічних видів корисних копалини (2013-2015 рр., номер держреєстрації 0113U002502).
- Закономірності розміщення родовищ стратегічних мінеральних ресурсів на території України та геофізичні і геодинамічні критерії їх пошуків (2010-2012 рр., номер держреєстрації 0110U004267).
- Розробка, удосконалення і використання методів теоретичної і польової тектонофізики з метою вивчення мантійних процесів, динаміки земної кори і прогнозування пошуків родовищ корисних копалини (2004-2010 рр., номер держреєстрації 0211U004351).
- Геофізичні і геодинамічні критерії виділення площ, перспективних на енергетичні і мінеральні ресурси і алмази (2007-2009 рр., номер держреєстрації 0107U006543).
- Оцінка перспектив корінної алмазоносності Українського щита за деякими геофізичними дослідженнями земної кори і верхньої мантії (2004-2006 рр., номер держреєстрації 0104U002978).
- Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери у зв'язку з магматизмом, тектонікою і утворенням корисних копалин Українського щита (2002-2006 рр., номер держреєстрації 0102U002478).

**Мета і задачі дослідження.** Метою дослідження є вивчення геодинамічних процесів у континентальній літосфері, спираючись на дані про прояви кімберлітового магматизму (його просторово-часовий розподіл, склад кімберлітів і їх ксенолітів). Сформульована мета обумовлює наступні задачі дослідження:

- Дослідити стійкість пограничного шару на межі літосфери і конвектуючої мантії і з'ясувати, які механізми визначають тепловий режим і потужність квазістаціонарної літосфери. Прогноз моделі зіставити з результатами термобарометрії ксенолітів кімберлітів світових провінцій.
- Вивчити особливості сегрегації малов'язких розплавів (кімберлітів, карбонатитів) з частково розплавлених систем. Продемонструвати, що для малов'язких розплавів звичайний підхід до розв'язання задачі про компакцію в'язкої матриці і сегрегацію розплаву непридатний, і розробити відповідну теорію.
- Зіставити спектри рідкісноземельних елементів (РЗЕ) в кімберлітах світових провінцій і запропонувати модель, що пояснює їх схожість.
- Продемонструвати існування великомасштабного фракціонування РЗЕ в літосферній мантії, тобто закономірної зміни з глибиною міжелементних співвідношень РЗЕ, і запропонувати пояснення цього ефекту.

- Продемонструвати існування виражених просторово-часових кореляцій проявів магматизму різного складу в провінціях континентальних платобазальтів і запропонувати розширене формулювання "правила Кліффорда".
- З'ясувати, як проникність і провідність порід з випадковим розташуванням включень розплаву на гранях або ребрах зерен кристалічної структури залежить від концентрації цих включень.

*Об'єктом* дослідження є континентальна літосфера. *Предмет* дослідження — геодинамічні процеси в літосфері. Основними *методами* досліджень дисертаційної роботи є математичні методи розв'язання фізичних задач.

### **Наукова новизна одержаних результатів:**

- Запропоновано підхід до теплового моделювання стаціонарної літосфери, що використовує умову граничної стійкості конвективного пограничного шару. Виконання цієї умови означає, що система мантийної конвекції, що включає конвектуючу мантию і тепловий пограничний шар (тобто літосферу і конвективний пограншар), знаходиться в стаціонарному стані. Тому запропонований підхід гарантує, що розв'язок описує стаціонарну геотерму.
- Показано, що в субконтинентальній мантиї конвективний пограншар розташовується безпосередньо біля підшови хімічного пограничного шару, який включає кору і розуцільнений деплетований шар, тобто потужність континентальної літосфери визначається потужністю хімічного пограничного шару. Розподіл температури з глибиною залежить від потужності хімічного пограншару і потенціальної температури конвектуючої мантиї. Кількісні співвідношення між референтним тепловим потоком, потужністю літосфери і потенціальною температурою, що впливають з моделі, узгоджуються з результатами термобарометрії ксенолітів/ксенокристів кімберлітів світових провінцій.
- Показано, що в тій частині океанічної мантиї, де можна припустити, що літосфера і мантийна конвекція знаходяться в стаціонарному стані (області з віком кори, що перевищує приблизно 80-100 млн. років), підшовка літосфери встановлюється на так званій реологічній глибині, що залежить лише від потенціальної температури конвектуючої мантиї і реології порід. Якщо реологія гірських порід відповідає лабораторним даним Хірта і Колшtedта [2003], а потенціальна температура становить 1330-1350°C, то підшовка океанічної літосфери розташовується на глибині приблизно 70 км у згоді з сейсмологічними даними.
- Продемонстровано, що в літосферній мантиї кратонів спостерігається великомасштабне фракціонування РЗЕ, тобто закономірна зміна міжелементних співвідношень в групі РЗЕ з глибиною, що можливо тільки в присутності розплаву. Показано, що причиною цього ефекту може бути нерівноважна диференціація РЗЕ між розплавом і реститом, що супроводжувала епізоди часткового плавлення мантиї.

- Показано, що в частково розплавленій дифузійно-урівноваженій гірській породі єдиними незалежними параметрами, що характеризують рідкісноелементний склад, є вмісти рідкісних і розсіяних елементів (PPE) в одному з модальних мінералів. Ці вмісти однозначно визначають склад насиченого розплаву і вмісти PPE в усіх мінералах породи, що знаходиться в рівновазі з розплавом.
- Для задачі про компакцію матриці і сегрегацію розплаву одержано загальне рівняння нерозривності суміші, що виражає в явному вигляді умову узгодженості просочування розплаву і непружної деформації матриці і замикає систему визначальних рівнянь. Це рівняння є таким же фундаментальним, як і інші рівняння в'язкої гідродинаміки багатофазних середовищ.
- Побудовано чисельну модель провідності і проникності випадкової системи провідних елементів, розташованих на гранях зерен кубічної решітки. Показано, що поріг зв'язності системи відповідає приблизно 50% зайнятих граней решітки. Якщо ймовірність того, що грань зайнята, перевищує порогове значення, провідність лінійно залежить від ймовірності, тобто від відносного числа граней, зайнятих розплавом.
- Побудовано чисельну модель провідності і проникності частково розплавленого бімінерального агрегату, зерна якого мають різні форми і розміри, в припущенні, що розплави виникають тільки на ребрах контактуючих зерен різного складу. Показано, що виникнення зв'язної системи часткового плавлення вимагає плавлення по ребрах не менш ніж приблизно 15% зерен.
- Сформульовано розширене "правило Кліффорда", що акцентує асоціацію проявів кімберлітового магматизму з потужною деплетованою літосферою.

**Практичне значення одержаних результатів.** Доведена незалежність вмістів PPE в мінералах дифузійно-урівноваженої гірської породи від модального складу дозволяє розрахувати вмісти PPE в усіх мінеральних фазах і в насиченому розплаві по вимірюванням вмістів PPE тільки в одному з мінералів.

Одержане для задачі про компакцію матриці і сегрегацію розплаву загальне рівняння нерозривності суміші, що виражає в явному вигляді умову узгодженості просочування розплаву і непружної деформації матриці, може використовуватися для розв'язання задач в'язкої гідродинаміки багатофазних середовищ як таке, що замикає систему визначальних рівнянь.

Запропонований підхід до теплового моделювання стаціонарної літосфери, що ґрунтується на умові граничної стійкості пограничного шару на межі між літосферою і конвектуючою мантією, не вимагає задання теплового потоку на поверхні і може бути використаний для отримання розв'язку, що описує стаціонарну геотерму, яка задовольняє умову неперервності теплового потоку на межі літосфери і конвектуючої мантії. На відміну від підходу, що звичайно використовується, похибка, яка вноситься в цей розв'язок погано відомою теплогенерацією в корі, зменшується з глибиною. Запропонований підхід

дозволяє обчислити залежність літосферної геотерми від потенціальної температури конвектуючої мантії і потужності хімічного пограничного шару.

**Особистий внесок здобувача.** Дисертаційна робота є самостійним науковим дослідженням автора. Автором сформульовано основні наукові положення і висновки, що увійшли до дисертації. Загальний напрямок досліджень був вибраний здобувачем під впливом його наукового консультанта. У статтях, опублікованих у співавторстві, особистий внесок здобувача полягає в наступному:

- стаття [1] — побудова моделі проникності частково розплавленого мінерального агрегату, розробка алгоритмів і написання програм;
- статті [10, 11, 13, 14] — обробка даних, участь в аналізі і інтерпретації даних спостережень;
- стаття [4] — доведення всіх результатів розділів 1, 2;
- стаття [23] — результати розділів 2, 3, участь у доведенні теореми 4.1;
- стаття [19] — доведення результатів про дифузійні процеси з відбиттям на сфері Евкліда;
- статті [16, 17, 21] — обробка баз даних платобазальтів, карбонатитів і кімберлітів, участь в аналізі і інтерпретації даних;
- статті [18, 20, 22] — алгоритми і програми для чисельного моделювання теплового стану літосфери, участь в аналізі і інтерпретації результатів моделювання;
- статті [2, 3] — побудова чисельної моделі часткового плавлення мантії, участь в інтерпретації отриманих результатів моделювання;
- статті [8, 9, 15] — участь в одержанні загального рівняння, що описує взаємодію просочування і непружної деформації і замикає систему визначальних рівнянь динаміки двофазного середовища, у побудові чисельної моделі сегрегації розплаву в частково розплавленій зоні, в аналізі і інтерпретації одержаних результатів моделювання;
- статті [5, 6] — участь у побудові моделей рівноважної і нерівноважної диференціації, аналізі отриманих результатів.

**Апробація результатів дисертації.** Результати дисертації доповідались на наукових конференціях:

- Генеральна асамблея Європейського союзу наук про Землю (EGU2015) (Відень, Австрія, 12-17 квітня 2015 р.)
- Друга міжнародна конференції «Математика у Вірменії: досягнення та перспективи» (Цахкадзор, Вірменія, 24-31 серпня 2013 р.).
- Третя тектонофізична конференція «Тектонофізика і актуальні питання наук про Землю» (Москва, 08-12 жовтня 2012 р.).
- Друга міжнародна конференція "Актуальні проблеми електромагнітних зондуючих систем" (Київ, 1-4 жовтня 2012 р.).
- Восьмий всесвітній конгрес з теорії ймовірностей і математичної статистики (Стамбул, Туреччина, 9-14 липня 2012 р.).



- Осіння асамблея Американського геофізичного союзу (EGU 2011 fall meeting) (5-9 грудня 2011 р., Сан-Франциско, Каліфорнія, США).
- Чотирнадцята конференція "Прикладні стохастичні моделі і аналіз даних" (Рим, Італія, 7-10 червня 2011 р.).
- Міжнародна конференція "Геодинамічні явища: від спостережень і експериментів до теорії і моделювання" (Київ, 20-24 вересня 2010 р.).
- Десята Вільнюська конференція з теорії ймовірностей і математичної статистики (Вільнюс, Литва, 28 червня-2 липня 2010 р.).
- Дев'ята Вільнюська конференція з теорії ймовірностей і математичної статистики (Вільнюс, Литва, 25-30 червня 2006 р.).

**Публікації.** Основний зміст дисертації викладено в 35 публікаціях: 24 статтях ([1-24]), 5 з яких опубліковано в зарубіжних виданнях, що входять до наукометричних баз даних, і 11 матеріалах наукових конференцій: ([25-35]). Три роботи виконано без співавторів.

**Структура і об'єм дисертації.** Дисертація складається зі вступу, семи розділів, висновків, списку використаних джерел і двох додатків. Загальний обсяг дисертації складає 330 сторінок, список використаних джерел налічує 444 найменування. Дисертація містить 70 малюнків і 5 таблиць.

## ОСНОВНИЙ ЗМІСТ РОБОТИ

У **вступі** обґрунтовано актуальність теми роботи, показано зв'язок з науковими програмами і проектами, визначено мету і завдання дослідження, сформульовано новизну одержаних результатів і їх практичне значення, вказано обсяг публікацій за темою роботи, особистий внесок здобувача, апробацію результатів і структуру дисертації.

У **першому розділі** представлено огляд літератури за темою дисертації і відображено сучасний стан проблем, що розглядаються в роботі. Зокрема, проаналізовано результати проведеного автором тестування геотермометрів і геобарометрів і обґрунтовано вибір пари геотермометр-геобарометр, що використовується в роботі.

У **другому розділі** побудовано динамічну теорію взаємодії регулярної мантийної конвекції з континентальною та океанічною літосферою. Запропоновано новий підхід до моделювання теплового стану стаціонарної літосфери, що використовує умову граничної стійкості шару, в якому відбувається перехід від літосфери до конвектуючої мантиї.

У дисертаційній роботі приймається, що літосфера є верхнім шаром Землі, що включає кору і літосферну мантию, в якому теплоперенос є чисто кондуктивним. Разом з конвективним пограничним шаром, в якому відбувається перехід від кондуктивної літосфери до конвектуючої мантиї, літосфера формує тепловий пограничний шар мантийної конвекції. Літосфера включає також хімічний пограничний шар, що складається з кори і шару деплетованих порід, що втратили базальтову складову і воду в результаті плавлення високого ступеня.

Завдяки запасу плавучості і, особливо, високій в'язкості, що є наслідком дегідратації, хімічний пограничний шар є перешкодою для мантийної конвекції.

Загальноприйнята практика моделювання теплового стану літосфери ґрунтується на розв'язанні одновимірного стаціонарного рівняння теплопровідності з температурою і тепловим потоком, заданими на поверхні, в якості граничних умов. Такий метод не бере до уваги теплову взаємодію літосфери і конвектуючої мантиї і, таким чином, розв'язок описує не обов'язково стаціонарну геотерму. На відміну від загальної практики розв'язання стаціонарного рівняння теплопровідності із заданими граничними умовами на поверхні, запропонований нами підхід гарантує, що розв'язок описує стаціонарну літосферу. Крім того, на відміну від стандартного підходу, наш розв'язок тільки слабо залежить від варіацій теплогенерації в корі в тому сенсі, що дві стаціонарні геотерми, які відповідають різним значенням теплогенерації, але однаковим значенням інших параметрів, зближуються з глибиною.

Принцип граничної стійкості полягає в тому, що при стаціонарній розвиненій конвекції пограничні шари знаходяться на межі стійкості.

За винятком короткочасних збурень, стан докембрійської континентальної літосфери є близьким до стаціонарного, оскільки характерний час теплової релаксації  $\tau = H_{Ch}^2 / \pi^2 \kappa$ , оцінений з урахуванням товщини  $H_{Ch}$  хімічного пограничного шару, є малим у порівнянні з віком літосфери. Наприклад, для архейських блоків  $H_{Ch}$  дорівнює 180-250 км, і при температуропровідності  $\kappa \approx 0,8 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$   $\tau = 140-260$  млн. років. При цьому вік літосфери перевищує 2,5 млрд. років. Згідно з даними досліджень теплового потоку і батиметрії, термальна структура океанічної літосфери в районах старої кори, далеких від СОХ, зон субдукції, гарячих точок, також наближається до стаціонарного стану, який однаковий скрізь.

Можливі три різні конфігурації моделі: граничний випадок, коли хімічний пограншар відсутній, а також випадки, коли хімічний пограншар включає частину літосфери або літосфера є повністю деплетованою. Другий випадок реалізується в океанічному, а третій — в континентальному регіоні.

Оскільки реологія гірських порід сильно залежить від температури, літосфера, тобто холодна верхня частина теплового пограничного шару, є твердою, і тільки її гаряча нижня частина, тобто конвективний пограничний шар, знаходиться на межі стійкості. Математично принцип граничної стійкості формулюється як рівність числа Релея, визначеного для конвективного пограничного шару, критичному значенню.

Щоб застосувати принцип граничної стійкості, необхідно знати реологію середовища, уміти розраховувати число Релея для конвективного пограничного шару і знати значення критичного числа Релея. У дисертаційній роботі використовується залежне від реології значення числа Релея, що визначене на основі чисельного моделювання в роботі [Коренага, 2009], а також неньютонівська реологія зі степеневою залежністю ефективної в'язкості від диференціальної напруги і арреніусівською залежністю від абсолютної

температури і тиску, яка впливає з експериментів по деформації олівину Хірта і Колштедта [2003].

Якщо хімічний пограничний шар відсутній, при заданих потенційній температурі конвектуючої мантиї,  $T_p$ , і поверхневому тепловому потоці,  $q$ , число Релея для шару можна визначити за формулою:

$$Ra(T_p, q, \delta) = \frac{\alpha \rho g \Delta T_\delta \delta^{1+2/n}}{\kappa^{1/n} b^{1/n} \exp(Q(\delta, q)/n)}, \quad (1)$$

де  $\alpha$  — коефіцієнт теплового розширення,  $\rho$  — щільність,  $\kappa$  — температуропровідність,  $\delta$  і  $\Delta T_\delta$  — товщина шару і різниця температур на ньому відповідно,  $b$  — передекспоненціальний фактор у виразі для в'язкості,  $Q(\delta, q)$  — арреніусівська експонента, усереднена по шару:

$$Q(\delta, q) = \frac{1}{\delta} \int_{z_i - \delta}^{z_i} \frac{E_a + PV_a}{RT(z, q)} dz. \quad (2)$$

В останній формулі  $E_a$  і  $V_a$  — енергія і об'єм активації відповідно,  $R$  — універсальна газова стала,  $T(z, q)$  — розв'язок стаціонарного рівняння теплопровідності з заданим абсолютним значенням теплового потоку на поверхні  $q$ ,  $z_i$  — глибина перетину геотерми з адіабатою.

При цьому потенційно нестійкий шар відповідає максимальному значенню,  $Ra_{max}$ , числа Релея:

$$Ra_{max}(T_p, q) = \max_{\delta} Ra(T_p, q, \delta).$$

Оскільки в стаціонарному стані пограничний шар знаходиться на межі стійкості, число Релея для нього дорівнює критичному:

$$Ra_{max}(T_p, q) = Ra_c. \quad (3)$$

При заданому значенні потенціальної температури,  $T_p$ , максимальне значення числа Релея  $Ra_{max}(T_p, q)$  є монотонно спадною функцією  $q$ . Таким чином, рівняння (3) може бути розв'язано відносно  $q$ :

$$q = q(T_p), \quad (4)$$

а значить у випадку конвекції, що встановилася, поверхневий тепловий потік,  $q$ , положення нижньої межі конвективного пограничного шару,  $z_i$ , і основи літосфери,  $z_i - \delta_{max}$ , повністю визначаються потенціальною температурою,

основа літосфери лежить на глибині  $H_{rh}(T_p) = z_i - \delta_{max}$ , яка контролюється реологією гірських порід і, отже, може бути названа реологічною глибиною.

Якщо хімічний пограншар присутній, але є тонким, тобто його товщина менша, ніж  $H_{rh}$ , мантийна конвекція не відчуває існування деплетованого шару і літосфера має потужність  $H_{rh}$ . Така теплова структура характерна для океанічної мантиї. Якщо потенціальна температура всюди однакова, то глибина дна і поверхневий тепловий потік в океанічному регіоні повинні співпадати всюди, що узгоджується зі спостереженнями в районах з корою віком більше 60-70 млн. років поза зонами збурення.

У континентальній літосфері потужність хімічного пограничного шару  $H_{Ch}$  перевищує  $H_{rh}$ , конвективні течії проникають до підшови хімічного пограничного шару, і конвективний пограничний шар безпосередньо примикає до хімічного пограничного шару. Таким чином, підшовка континентальної літосфери лежить на глибині  $H_{Ch}$ , при цьому конвективний пограничний шар простягається від основи літосфери до перетину,  $z_i$ , геотерми і адіабати. Поверхневий потік залежить не лише від потенціальної температури, але й від потужності шару деплетованих порід:

$$q = q(T_p, H_{Ch}). \quad (5)$$

Перехід від континентальної літосфери до конвектуючої мантиї супроводжується зміною складу гірських порід від деплетованих до фертильних.

Для перевірки результатів моделювання ми визначили мантийну геотерму (тепловий потік на поверхні)  $q$  в епоху кімберлітоутворення для 39 кімберлітів і тиск  $P_{max}$ , при якому останній раз термалізувався найбільш глибокий ксеноліт з тих, що потрапили до вибірки. Всі визначення рівноважних температур і тисків виконувались за допомогою одного і того ж одноклинопіроксенового термобарометра Німіса і Тейлора [2000]. Геотерма, на яку якнайкраще лягають дані спостережень (тепловий потік), вибиралась із сімейства геотерм [Хастерок, Чепмен, 2011]. Залежність  $P_{max}$  (ліва ордината) від  $q$  ілюструється символами на Рис. 1. Обвідна наших даних термобарометрії, що показана на рисунку сірою смугою, наближається до межі поширення деплетованих перидотитів згідно [Грюттер, 2009]. Таким чином, обвідна малює основу літосфери. На Рис. 1 представлено також співвідношення між референтним тепловим потоком  $q$  і потужністю деплетованої літосфери  $H_{Ch}$  (права вісь Y), яке впливає з рівняння (5), при потенціальній температурі,  $T_p$ , що дорівнює 1300°C, 1350°C і 1400°C (штрих пунктирна, суцільна і пунктирна лінії відповідно). Ці криві близькі до обвідної, що узгоджується з моделлю, яка припускає, що конвективний пограничний шар в континентальному регіоні примикає до деплетованої літосфери, і підтримує ідею про те, що кімберлітовий магматизм забезпечується

гарячими мантійними підняттями, що проникають до підшови деплетованої літосфери.

У **третьому розділі** на відміну від попереднього вивчається взаємодія з континентальною літосферою гарячих мантійних підняттяв, які можуть розглядатись як флуктуації мантійної конвекції.

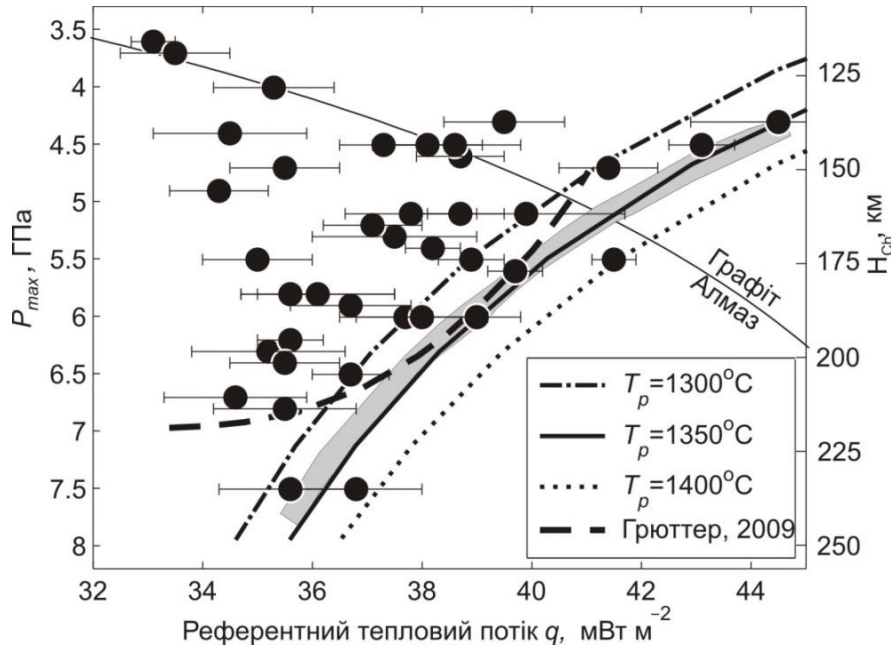


Рис. 1. Порівняння результатів моделювання з даними проведеної термобарометрії ксенолітів/ксенокристів із 39 кімберлітів.

На основі найповніших сучасних баз даних платобазальтів, карбонатитів і кімберлітів продемонстровано існування виражених просторово-часових кореляцій між цими трьома типами внутрішньоплитового магматизму в Євразії і Африці. Ймовірною причиною таких кореляцій є взаємодія з літосферою голови мантійного підняття (мантійного плюму), яка розповсюджується латерально, повторюючи рельєф підшови літосфери. Незважаючи на існуючі в літературі окремі спостереження просторово-часових спряженостей кімберлітів, карбонатитів і платобазальтів, публікацій, в яких були б представлені повні дані про такі кореляції, немає.

Розглянемо як приклад трапи Афара (Рис. 2). Трапи вивергалися двома імпульсами 45-34 (Кенійський рифт) і 31-29 млн. років (головний Ефіопський рифт). Виверження карбонатитів почалися приблизно 45 млн. років тому і тривають по теперішній час. Кімберлітові прояви розташовуються на Танзанійському щиті і датуються часом 53-40 млн. років тому, тобто кімберліти і карбонатити синхронні першому імпульсу магматизму. Існування Кенійського підняття, оточуючої його кільцевої рифтової структури (Західний і Східний (Кенійський) рифти), що включає тріщини розтягнення, зокрема, озера, такі як Танганьїка, а також аномально низькі сейсмічні швидкості в мантії Танзанійського кратона і їх радіальна анізотропія, можливо, свідчать про те, що

під Танзанійським кратоном існує висхідна течія, матеріал якої зазнає часткового плавлення і розтікається під прилеглі західну і східну гілки Східно-Африканського рифту.

Кімберліти вивергаються на архейському кратоні, синхронні їм трапи пов'язані з рифтогенною обстановкою, а карбонатити проявляються поблизу трапів, причому позиції трьох типів континентальних магматитів є зближеними, але не перетинаються.

Нами продемонстровано існування подібних кореляцій як мінімум у восьми випадках.

Синхронність магматизму і зближеність ареалів його проявів означає, що вся магма виникає під впливом деякої спільної причини. Враховуючи розміри території (~1000-2000 км), зазвичай припускається, що такою спільною причиною є мантийні плюми, які, наближаючись до літосфери, утворюють велетенську "голову".

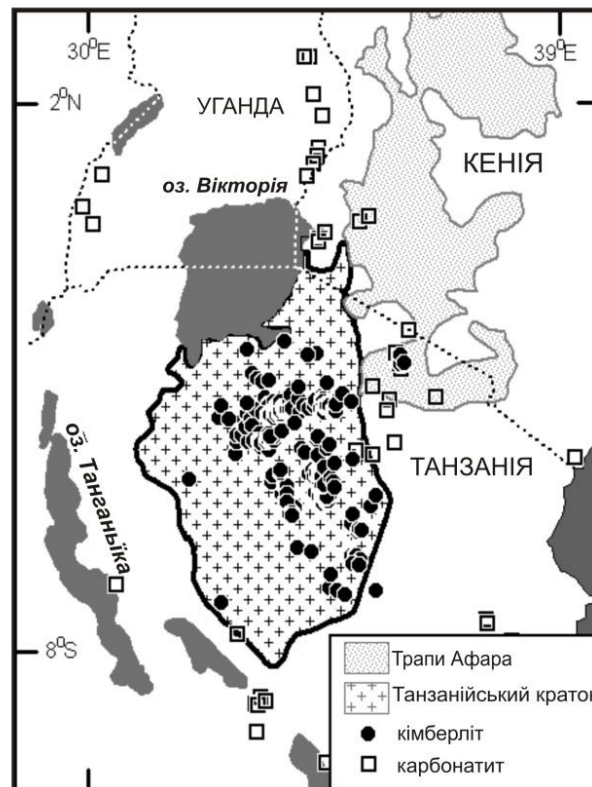


Рис. 2. Трапи Афара (45—34, 31—29 млн. років; світло-сіре поле, [Бейкер та ін., 1996, Ебінгер та ін., 1993]), карбонатитові (45—0 млн. років; квадрати, [Вудлі і Кьярсгаард, 2008]) і кімберлітові (53—40 млн. років; кружки, [Ебінгер та ін., 1997]) прояви.

Варіації складу магм, що породжуються спільною причиною, вказують на те, що магма виникає в різних умовах, швидше за все, при різному тиску. Найбільш природним поясненням цих спостережень є припущення, що висхідна мантийна течія досягає підшви деплетованої літосфери і слідує її рельєфу. Інакше кажучи,

магматизм, що спричиняється дією висхідної мантійної течії, є природним "експериментом" по плавленню в умовах підшви літосфери. З цього "експерименту" випливає, зокрема, що розплави кімберлітового складу виникають тільки при взаємодії висхідної мантійної течії з потужною літосферою кратонів у згоді з результатами лабораторного дослідження, яке показало, що рідини кімберлітового складу виникають тільки при плавленні в умовах високого тиску  $>5-6$  ГПа. Це і пояснює асоціацію кімберлітового магматизму з потужною деплетованою літосферою.

Якщо кімберлітовий магматизм спричиняється мантійними течіями, які проникають до підшви деплетованої літосфери, то слід чекати існування кореляцій між потужністю деплетованої області і глибиною найбільш глибокого ксеноліту, що виноситься кімберлітовою магмою. На Рис. 1 символами показані результати термобарометрії 39 кімберлітів Канади, Африки, Сибіру і Східноєвропейської платформи. Для кожного кімберліту визначалась найкраща геотерма з сімейства [Хастерок, Чепмен, 2011], тобто референтний тепловий потік  $q$  на поверхні,  $\text{мВт м}^{-2}$ , що є параметром сімейства, і глибина (рівноважний тиск  $P_{max}$ , ГПа) найбільш глибокого ксеноліту. Обвідна наших даних практично співпадає з межею розповсюдження деплетованих перидотитів по [Грюттер, 2009]. Це означає, що найбільш глибокий ксеноліт підбирається поблизу підшви деплетованої області. Звідки випливає, у згоді з петролого-геохімічними даними, що джерела кімберлітів розташовуються поблизу або в межах деплетованої літосфери. Таким чином, дані термобарометрії також підтримують сценарій, при якому кімберлітовий магматизм ініціюється мантійним плюмом, що досяг підшви деплетованої області.

В третьому розділі запропоновано також узагальнення «правила Кліффорда», яке передбачає асоціацію проявів кімберлітового магматизму з потужною деплетованою літосферою (в більшості випадків архейського віку). Розширене формулювання «правила Кліффорда» виконується практично без виключень і при цьому принаймні якісно узгоджується зі спостережуваною глибинністю джерел кімберлітів. Підкреслимо, що якщо існування потужної літосфери є обов'язковою умовою кімберлітового магматизму, то пояснення приуроченості кімберлітових проявів до стародавніх структур стає тривіальним. Дійсно, потенціальна температура конвектуючої мантії, яка досягала свого максимуму  $1500-1600^{\circ}\text{C}$  в археї, згодом монотонно спадала до сучасного значення близько  $1350^{\circ}\text{C}$  [Герцберг та ін., 2010]. Разом з потенціальною температурою зменшувались обумовлені нею ступінь плавлення, обсяги кори, що виплавлялася, і деплетованого залишку плавлення [Герцберг та ін., 2010]. Тому літосфера, що має характерну для архейських кратонів потужність, не могла виникнути в постархейський час.

У **четвертому розділі** показано, що просторовий розподіл рідкісноземельних елементів у верхній мантії є інформативним і чутливим інструментом, який дозволяє з'ясувати важливі особливості протікання процесів крупномасштабного плавлення в мантії кратонів. Виявлено, що вмісти рідкісноземельних елементів у клинопіроксені і гранаті закономірним чином змінюється з глибиною. Обговорюються причини і наслідки цього явища.

На Рис. 3 показано залежності від тиску  $P$  (ГПа) логарифмів концентрацій  $C$  (ppm по масі) РЗЕ в клинопіроксені з ксенолітів кімберлітів кратону Каапвааль, Південна Африка, і острова Сомерсет, полярна Канада.

Концентрації РЗЕ приблизно експоненціально залежать від тиску. Характер залежності монотонно змінюється вздовж групи: від різкого спадання з глибиною для легких РЗЕ (ЛРЗЕ) до невеликого зростання для важких. Прямі лінії показують лінійну регресію. Внаслідок цього, міжелементні співвідношення РЗЕ змінюються вздовж літосферної мантії — ефект, який можна назвати великомасштабним просторовим фракціонуванням РЗЕ. Фактично ми маємо залежність змін нахилів вмістів РЗЕ від іонного радіусу. Залежність від іонного радіусу може забезпечити єдиний ефект — хімічна диференціація, тобто дифузійний розподіл хімічного елемента між контактуючими фазами.

Якщо при дифузійному розподілі хімічного елемента між контактуючими фазами контакт між фазами є досить тривалим, то розподіл домішки всередині кожної з фаз стає однорідним і підпорядковується рівнянню

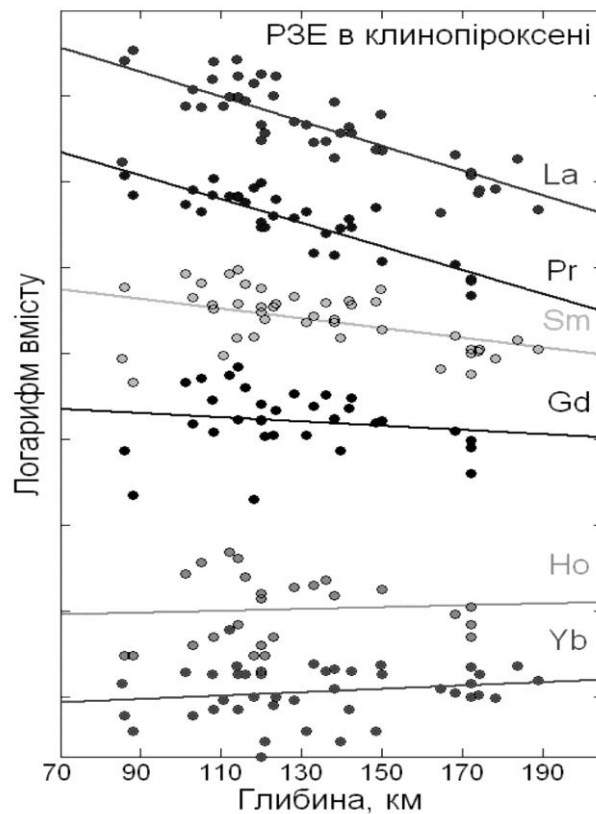


Рис. 3. Зміна з глибиною логарифмів вмістів деяких рідкісноземельних елементів в клинопіроксені з ксенолітів кімберлітів кратону Каапвааль і о. Сомерсет. Прямі — лінійна регресія логарифмів вмістів від тиску.



$$\frac{C}{y} = D(T, P), \quad (6)$$

де  $C$  і  $y$  — концентрації елементу в твердій фазі і розплаві відповідно, а  $D(T, P)$  — коефіцієнт розподілу домішки між твердою фазою і розплавом, введений в геохімічну практику В. Гольдшмідтом і сильно залежний від іонного радіусу. В цьому випадку ми називатимемо диференціацію рівноважною. У разі нетривалого контакту повна дифузійна рівновага не встигає встановитися, а умова (6) виконується тільки на міжфазних границях. Таку диференціацію ми називатимемо нерівноважною.

Ми припустили, що механізмом, що забезпечує просторове фракціонування, є нерівноважна диференціація. З одного боку, це припущення підтверджується тим, що безрозмірний час встановлення дифузійної рівноваги  $\tau$  зменшується зі зростанням коефіцієнта дифузії  $\kappa$ :

$$\tau = \frac{R^2}{\kappa \pi^2} \quad (7)$$

( $R$  — радіус зерна), а коефіцієнт дифузії зростає з глибиною:

$$\kappa = \kappa_0 \exp\left(-\frac{E_a + PV_a}{R_g T}\right). \quad (8)$$

В рівнянні (8)  $T$  — абсолютна температура,  $E_a$  і  $V_a$  — енергія і об'єм активації відповідно,  $R_g$  — універсальна газова стала,  $\kappa_0$  - передекспоненціальний множник, що не залежить від температури і тиску. Тому чим більша глибина, тим більша частина некогерентних елементів встигає дифундувати з релікта в розплав.

З іншого боку, безрозмірний час встановлення дифузійної рівноваги експоненціально зростає зі зростанням енергії активації дифузії. Тому в нашій моделі можна чекати, що нахили більше для тих елементів, для яких коефіцієнт дифузії швидше зростає зі зростанням температури вздовж геотерми, тобто нахили повинні корелювати з енергією активації дифузії. Це припущення є справедливим, як видно з Рис. 4.

Найкращу згоду зі спостереженнями дає модель нерівноважної диференціації, що супроводжує плавлення помірно високого ступеня (10-20%) деплетованого перидотиту (~ 3% клинопіроксену і 6% гранату) (Рис. 5). Нахили при плавленні помірно високого ступеня (10-20%) деплетованої мантії вищі, ніж у будь-якому з варіантів моделі фертильної мантії. Спостережуване швидке спадання вмістів ЛРЗЕ в мантійному клинопіроксені з глибиною вказує на те, що мантія раніше була деплетована внаслідок плавлення високого ступеня, що призвело до "вимивання" значної частини клинопіроксену і гранату.

Спостереження свідчать про те, що просторове фракціонування РЗЕ в гранаті набагато менше виражене, ніж в клинопіроксені. Ці відмінності поведінки вмісту РЗЕ в мантійних клинопіроксенах і гранатах природним чином пояснюються в запропонованій моделі просто тим, що енергія активації дифузії РЗЕ в клинопіроксені значно вища, ніж в гранаті, і, отже, коефіцієнти дифузії РЗЕ в клинопіроксені значно сильніше змінюються вздовж кривої плавлення, ніж

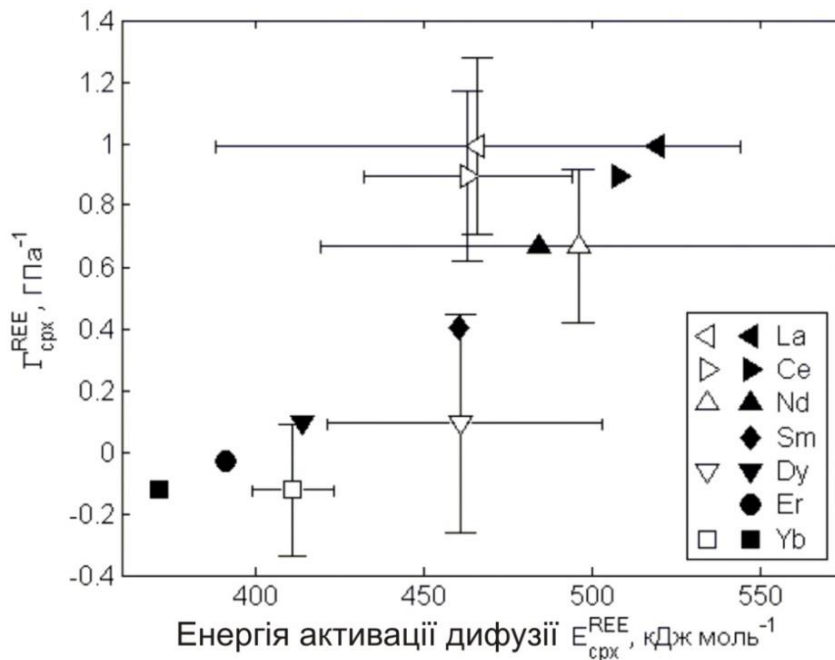


Рис. 4. Кореляція між спостережуваними нахилами  $\Gamma_{срх}^{REE}$  і енергією активації дифузії РЗЕ в клинопіроксені  $E_{срх}^{REE}$ . Значення енергії активації для La, Ce, Nd, Dy і Yb, що показані порожніми символами, — експериментальні дані [ван Орман та ін., 2001, ван Орман та ін., 2002].

коефіцієнти дифузії в гранаті.

Описаний механізм повинен, природно, призводити до просторового фракціонування не лише лантанюїдів, але й інших мікроелементів. На цьому може бути заснована його спостережна перевірка.

У **п'ятому розділі** обговорюються причини дивовижної схожості рідкісноелементного складу кімберлітів з різних світових провінцій і можливі механізми насичення кімберлітових розплавів рідкісними і розсіяними елементами.

Спайдерграми кімберлітів зі світових провінцій виявляють дивовижну схожість: відмінність максимальних або мінімальних спостережуваних вмістів менша, ніж розкид даних в кожній з провінцій. Для пояснення рідкісноелементного складу кімберлітів пропонуються багатостадійні процеси, наприклад, тріада «деплетування - збагачення – плавлення». Склади розплавів, що виникають внаслідок цих процесів, залежать від термодинамічних умов, а також складу і ступеня плавлення резервуарів, що беруть участь у формуванні джерела,

ступеня плавлення останнього, відношення його маси до маси метасоматизуючого агента і перетворень, що відбуваються з розплавом в процесі його сегрегації. Таким чином, моделі походження кімберлітів є багатопараметричними, що важко поєднати з очевидною схожістю рідкісноелементних складів магми у світових провінціях. У цьому розділі показано, що кількість незалежних параметрів моделі може бути зменшена, якщо припустити, що протокімберлітові розплави є повністю насиченими, тобто знаходяться в рівновазі з породами джерела.

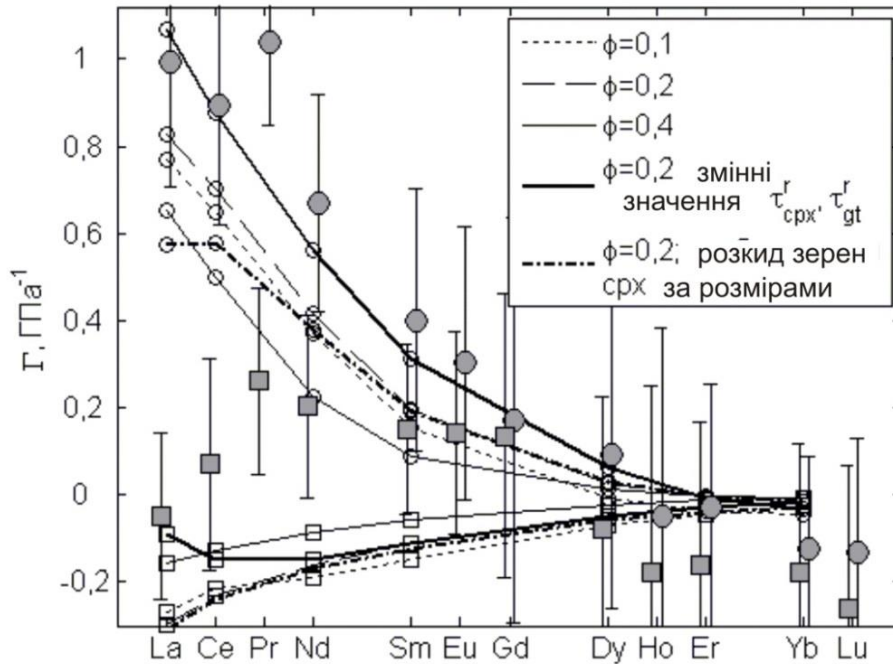


Рис. 5. Результати моделювання нерівноважної диференціації внаслідок плавлення деплетованого перидотиту. Жирними і тонкими лініями показано нахили залежності  $\ln C$  от  $P$  для клинопіроксена (кружки) і граната (квадрати). Тонкі лінії — модель, в якій припускається, що всі зерна мінералу мають однакові розміри, а безрозмірний час сегрегації не змінюється з глибиною. Жирна суцільна і штрих-пунктирна криві — моделі з безрозмірним часом сегрегації, що зростає з глибиною, і розкидом зерен клинопіроксена по розмірах відповідно,  $\phi$  — ступінь плавлення.

Назвемо відношення  $S_i = C_i/D_i$  приведеним вмістом деякого рідкісного елемента в модальному мінералі  $i$  (для чотирьохмінерального гранатового лерцоліта  $i=ol$  (олівін),  $orx$  (ортопіроксен),  $cpx$  (клинопіроксен),  $gt$  (гранат)), а відношення  $S_{bulk} = C_{bulk}/D_{bulk}$  — приведеним валовим вмістом елемента в породі. Тут  $C_i$  — вміст елемента в мінералі  $i$ ,  $C_{bulk} = \sum x_i C_i$ ,  $x_i$  — модальні пропорції,  $D_i$  — коефіцієнт розподілу мінерал-розплав,  $D_{bulk} = \sum x_i D_i$  — валовий коефіцієнт розподілу.

У рівноважній системі розплав-порода всі модальні мінерали окремо і вся порода в цілому контактують з одним і тим же розплавом. Отже, якщо вміст елементу в розплаві дорівнює  $y$ , то  $C_i = D_i y$ ,  $C_{bulk} = D_{bulk} y$ , всі приведені вмісти дорівнюють вмісту елементу в розплаві  $i$ , отже, рівні між собою. Наприклад, для чотирьохмінерального лерцоліта, що знаходиться в рівновазі з розплавом,

$$\frac{C_{ol}}{D_{ol}} = \frac{C_{opx}}{D_{opx}} = \frac{C_{cpx}}{D_{cpx}} = \frac{C_{gt}}{D_{gt}} = \frac{C_{bulk}}{D_{bulk}} = y. \quad (9)$$

Таким чином, в дифузійно-урівноваженій частково розплавленій системі

$$S_i = S_{bulk} = y, \quad i = ol, opx, cpx, gt. \quad (10)$$

З іншого боку, рівність приведених вмістів означає, що порода є дифузійно-урівноваженою. Підкреслимо також, що внаслідок рівності приведених вмістів у дифузійно-урівноваженій породі тільки один із вмістів  $C_i$  є незалежним. Таким чином, вміст деякого елементу в розплаві, що знаходиться в рівновазі з дифузійно-урівноваженою породою, визначається єдиним параметром — вмістом цього елементу в будь-якому з модальних мінералів.

Характерний час встановлення дифузійної рівноваги в породі залежить від величини коефіцієнта дифузії і розміру зерен. Оскільки коефіцієнт дифузії зростає зі збільшенням температури, можна чекати, що зі зростанням глибини розподіл домішок між мінералами наближається до дифузійної рівноваги. На Рис. 6 показано залежність від тиску відношення приведених вмістів  $R_k = S_{cpx}^k / S_{gt}^k$  ( $k=La, Ce, Nd, Yb$ ) лантану, церію, неодиму і ітербію в клинопіроксені і гранаті ксенолітів Південної Африки, о. Сомерсет, Канада, і Сибіру.

Розподіл ЛРЗЕ в мантійних породах зі збільшенням глибини швидко наближається до дифузійної рівноваги. При цьому розподіл важких РЗЕ (ВРЗЕ) мало відрізняється від рівноважного вже на порівняно невеликих глибинах. Тому є всі підстави вважати, що в джерелах кімберлітового магматизму мантійні породи є дифузійно-урівноваженими, тобто виконується найбільш важлива умова незалежності насичених спектрів РЗЕ від модального складу порід і масового вмісту розплаву. При цьому вмісти РРЕ тільки в одному з модальних мінералів є незалежними, так що склад насиченого розплаву і вмісти РРЕ в усіх мінералах породи, що знаходиться в рівновазі з цим розплавом, можуть бути обчислені, якщо відомі вмісти РРЕ в одному з мінералів.

Найменші можливі вмісти РЗЕ в джерелі, в якому могли утворитися магми кімберлітового складу, відповідають інфінітезимальному або повністю насиченому розплаву і дорівнюють  $C_{cpx}^{SA} = D_{cpx} y_{max}^{SA}$  і  $C_{gt}^{SA} = D_{gt} y_{max}^{SA}$  для клинопіроксену і гранату відповідно (Рис. 7). Тут  $y_{max}^{SA}$  — максимальні вмісти РЗЕ, спостережувані в кімберлітах Південної Африки. На Рис. 7 показано також валовий вміст РЗЕ  $C_{bulk} = x_{cpx} C_{cpx}^{SA} + x_{gt} C_{gt}^{SA}$  в породі, що містить  $x_{cpx}=3\%$

клинопіроксену і  $x_{gt}=6\%$  гранату (жирна лінія, права вісь ординат). Всі вмісти нормовано на примітивну мантію. Як видно з Рис. 7, спостережувані вмісти РЗЕ найбільш збагачених кімберлітів Південної Африки могли сформуватися при плавленні породи, в якій вмісти ЛРЗЕ в клинопіроксені і ВРЗЕ в гранаті перевищують вмісти в мінералах мантійних ксенолітів в 10-15 разів. Таким чином, вмісти РЗЕ в мантійних мінералах на глибині  $\sim 6$  ГПа є недостатніми для забезпечення спостережуваних високих вмістів РЗЕ в кімберлітах. Це означає, що область кратонної мантії, з якої поступають ксеноліти разом з кімберлітовою магмою (тобто  $\leq 7$  ГПа або  $\leq 220$  км), не може бути областю джерел кімберлітів. Кімберліти повинні утворюватися на великих глибинах, де мантія значно менше деплетована, ніж в інтервалі  $\leq 220$  км, або, як це зазвичай припускається, кімберліти формуються в деплетованій і метосоматично збагаченій літосферній мантії.

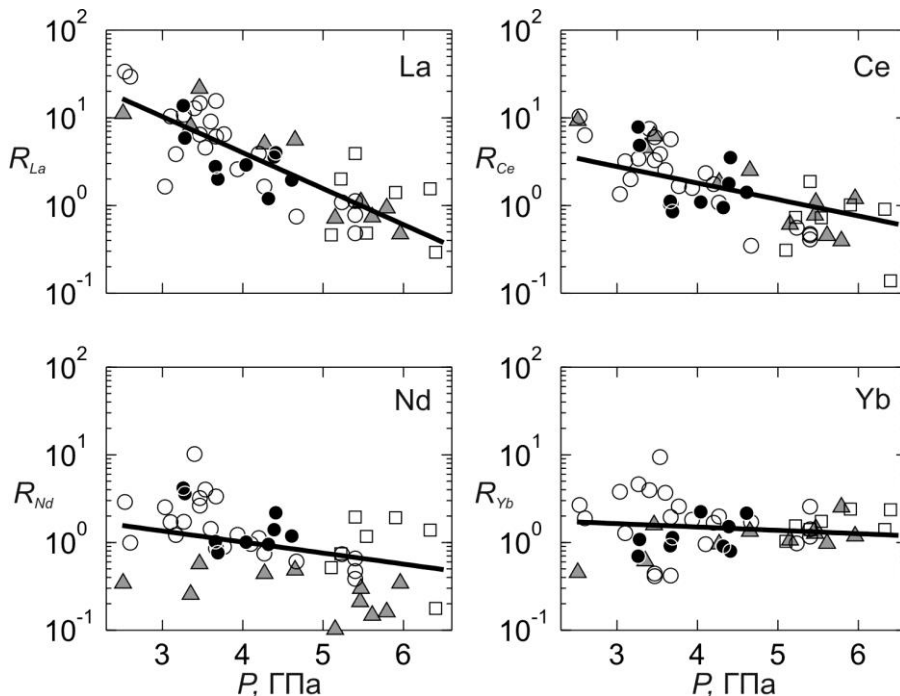


Рис. 6. Залежність від тиску відношення приведених вмістів  $R_k = S_{cpx}^k / S_{gt}^k$  ( $k=La, Ce, Nd, Yb$ ) лантану, церію, неодиму і ітербію в клинопіроксені і гранаті ксенолітів Сибіру [Соловйова та ін., 2008] (квадрати), Південної Африки [Грегуар та ін., 2003, Симон та ін., 2007] (кружки) і полярної Канади [Шмідбергер і Френсіс, 2001] (трикутники). Лінії — найкраща лінійна апроксимація залежності  $R_i$  від тиску, побудована для кожного з елементів по всій вибірці даних.

У розділі шість розглядається задача про сегрегацію розплаву з частково розплавленого агрегату. На основі отриманих розв'язків обговорюються особливості сегрегації кімберлітів і карбонатитів.

Частково розплавлені системи є частковим випадком багатофазних середовищ і описуються в рамках гідродинаміки в'язкої рідини. Зокрема, у задачі сегрегації розплаву з частково розплавленої зони ми маємо двофазну систему.

Рівняння формулюються для кожної з фаз і включають рівняння закону збереження імпульсу, закону збереження маси і рівняння збереження енергії (для двофазної системи їх 9). При цьому кількість невідомих дорівнює 10: 6 складових швидкості, 2 тиски, температура і один незалежний вміст фази. Отже, треба додати рівняння, що замикає систему і описує переміщення міжфазних меж.

У технічних застосуваннях використовується умова рівності тисків розплаву і матриці. Таке рівняння є непридатним для описання сегрегації малов'язких розплавів відносно дуже в'язкої матриці, де релаксація тиску не є найбільш швидким процесом. Саме ця ситуація спостерігається при сегрегації карбонатитів/кімберлітів, в'язкість яких дорівнює приблизно 0,11 Па с, тоді як ефективна в'язкість твердої матриці в умовах солідусу в режимі дифузійної повзучості порядку  $10^{19}$  Па с.

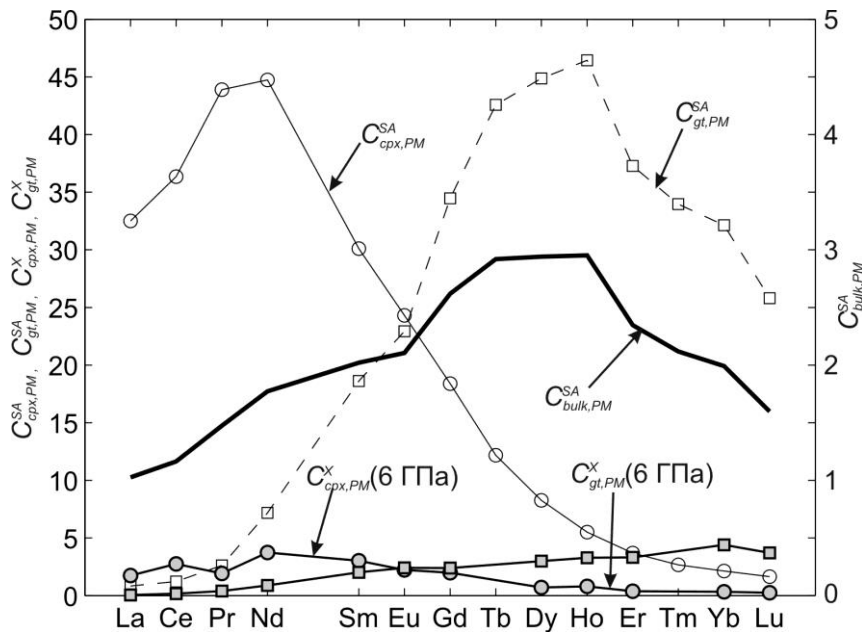


Рис. 7. Вмісти РЗЕ в клинопіроксені  $C_{cpx}^{SA}$  і гранаті  $C_{gt}^{SA}$  у джерелах, які було розраховано по максимальних вмістах РЗЕ  $y_{max}^{SA}$  у кімберлітах Південної Африки, а також вмісти РЗЕ в клинопіроксені  $C_{cpx}^X$  і гранаті  $C_{gt}^X$  глибинних ксенолітів Південної Африки, Сибіру і полярної Канади.

Ми отримали загальне рівняння, що замикає систему визначальних рівнянь для частково розплавленого двофазного агрегату. Це рівняння є сформульованою явним чином умовою узгодженості просочування розплаву, непружної деформації порового простору і зміни об'єму при фазових перетвореннях. Тому його можна назвати рівнянням нерозривності двофазної суміші. Воно є таким же фундаментальним, як і визначальні рівняння гідродинамічної системи і очевидним чином узагальнюється на випадок  $N$ -фазного середовища.

Для двофазного середовища, у припущенні, що і рідина і матриця є нестискуваними, рівняння має наступний вигляд:

$$\left. \frac{\partial \varphi}{\partial t} \right|_{flow} = \left. \frac{\partial \varphi}{\partial t} \right|_{def} - \frac{\partial M}{\partial t} \frac{\Delta \rho}{\rho_l \rho_m}, \quad (11)$$

де  $t$  — час,  $\varphi$  — відносний вміст рідини (або пористість),  $\partial M / \partial t$  (кг м<sup>-3</sup> с<sup>-1</sup>) — швидкість плавлення в одиниці об'єму,  $\rho_m$  і  $\rho_l$  — густини речовини матриці і рідини відповідно,  $\Delta \rho = \rho_m - \rho_l$ , індекс "flow" означає, що зміна пористості розраховується як результат фільтрації без урахування впливу інших процесів, індекс "def" — як результат чисто непружної деформації без урахування фільтрації і фазових переходів.

При рівності щільностей фаз фаза, що знову утворюється, просто замінює стару фазу, не змінюючи тиску і не викликаючи додаткової фільтрації або непружної деформації матриці. Якщо щільності фаз різні, фазовий перехід супроводжується стрибком тиску, який релаксує завдяки фільтрації розплаву і/або деформації матриці.

В одновимірному випадку при низькому ступені плавлення і при нехтуванні фазовими перетвореннями і адвективним перенесенням пористості сегрегація описується наступними безрозмірними рівняннями, які утворюють замкнену систему відносно  $\psi$  і  $\Pi$ :

$$\frac{\partial \psi}{\partial \tau} = \psi \Pi, \quad (12)$$

$$\frac{\partial}{\partial \zeta} \psi^n \left( \frac{\partial \Pi}{\partial \zeta} - 1 \right) - \gamma_c \psi \Pi = 0. \quad (13)$$

Тут  $\psi = \varphi / \varphi_0$  — нормалізована пористість,  $\zeta = z/L$ ,  $\tau = t \Delta \rho g L / \eta$  і  $\Pi = (p - p_m) / \Delta \rho g L$  — безрозмірні координата, час і тиск відповідно,  $\varphi_0$  — характерна величина пористості, наприклад, її максимальне значення в початковому розподілі,  $L$  — потужність зони плавлення,  $\eta$  — в'язкість матриці,  $p - p_m$  — різниця тисків розплаву і матриці,

$$\gamma_c = \frac{L^2}{\delta_c^2} \quad (14)$$

— параметр сегрегації, а

$$\delta_c = \sqrt{\frac{k(\varphi_0) \eta}{\varphi_0 \mu}} \quad (15)$$

— довжина компакції ( $k(\varphi_0)$  — проникність матриці,  $\mu$  — в'язкість розплаву).

Характер розв'язку залежить від параметру сегрегації, тобто, фактично, визначається співвідношенням в'язкостей розплаву і матриці. Малі значення  $\gamma_c$  відповідають перевазі просочування над непружною деформацією, тобто малов'язкому розплаву і/або високопроникній і дуже в'язкій матриці. Цей випадок реалізується при сегрегації малов'язкого ультраосновного карбонат-вміщуючого розплаву (кімберліт, карбонатит) в області його джерела. Навпаки, дуже в'язкому розплаву (чи малопроникній і відносно малов'язкій матриці) відповідають високі значення  $\gamma_c$ . Така ситуація виникає при сегрегації базальтової магми у великій коровій інтрузії. Для ілюстрації розглянемо випадки  $\gamma_c=10^{-2}$  і  $\gamma_c=10^2$ .

При  $\gamma_c=10^{-2}$  практично весь розплав переміщується у верхню частину зони часткового плавлення, де формується шар, в якому максимальний вміст швидко наростає і за безрозмірний час  $\tau \approx 19,5$  досягає 5 (Рис. 8). Градієнт тиску при  $\tau=0$  дорівнює гідростатичному майже в усій області. З часом в нижній частині зони виникає і поступово розширюється область, в якій пористість і проникність стають настільки малими, що просочування не встигає компенсувати зміни тиску, що викликаються релаксацією матриці. У цій області тиск розплаву практично зрівнюється з тиском в матриці ( $P \approx 0$ ). У верхній частині зони тиск залишається гідростатичним, але потужність цієї області з часом зменшується. Час сегрегації не залежить від проникності матриці і в'язкості розплаву і зменшується зі збільшенням потужності зони пропорційно  $L^{-1}$ . Останнє може бути причиною формування кластерів одновікових і односкладових виявлень, характерних для кімберлітових провінцій.

При  $\gamma_c=10^2$  на початковому етапі пористість змінюється приблизно так само, як у випадку  $\gamma_c=10^{-2}$  (Рис. 9). Потім у верхній частині зони формується збагачений розплавом шар, обмежений знизу мінімумом пористості і, відповідно, проникності. Цей мінімум перешкоджає надходженню розплаву з шарів, що лежать нижче, тому збагачений шар надалі еволюціонує таким чином, що повна кількість розплаву в ньому залишається приблизно постійною. При цьому він стає тонше, максимум пористості в ньому зростає, а мінімум пористості, що обмежує його знизу, поглиблюється. Саме внаслідок цього еволюція частково розплавленої системи при високих значеннях  $\gamma_c$  виявляється повільною. Різкий мінімум тиску у верхній частині зони розташовується дещо вище за мінімум пористості і призводить до закриття пористості в нижній частині хвилі і зменшення її потужності. В цьому випадку формується послідовність хвиль спадаючої амплітуди. Час сегрегації не залежить від в'язкості матриці і є пропорційним  $L$ , причому в процесі сегрегації у верхній частині зони виникає послідовність хвиль, що, можливо, пояснює походження ритмічної розшарованості великих інтрузій толейтових базальтів.

Просочування розплаву скрізь частково розплавлену гірську породу зазвичай розглядається як початковий процес, що призводить до сегрегації магми в мантії. У **сьомому розділі** побудовано чисельні моделі проникності частково розплавлених мінеральних агрегатів. Розглядаються дві моделі.



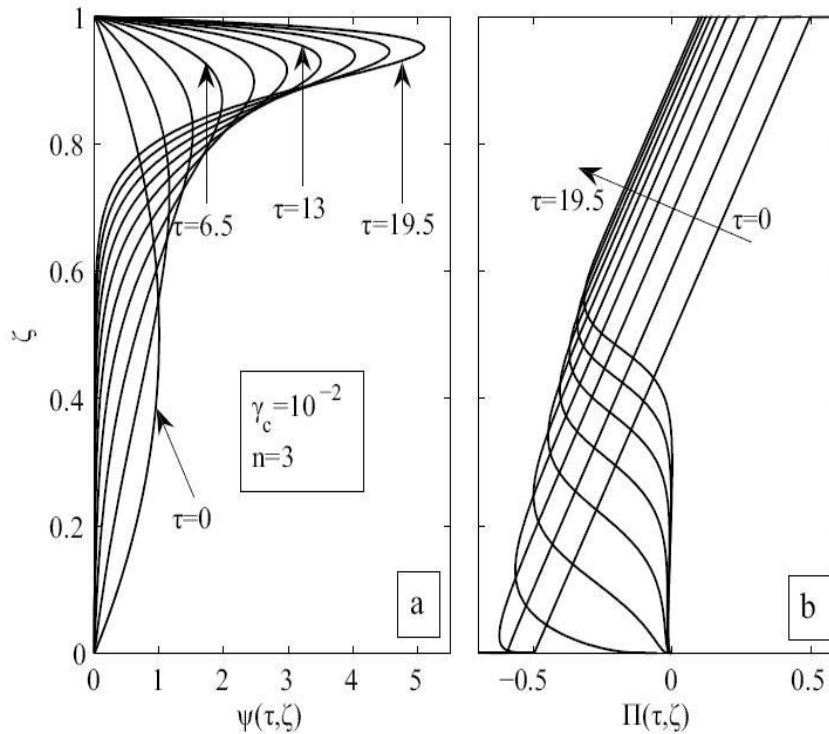


Рис. 8. Еволюція безрозмірної пористості  $\psi(\tau, \zeta)$  (a) і безрозмірного тиску  $\Pi(\tau, \zeta)$  (b) при  $\gamma_c = 10^{-2}$ ,  $n = 3$  і  $0 \leq \tau \leq 19,5$ . Початковий розподіл пористості  $\psi(0, \zeta) = 4\zeta(1 - \zeta)$ . Стрілка на правій панелі показує напрямок зростання безрозмірного часу від.

У першій плавлення відбувається по гранях зерен кристалічної структури. Ми припускаємо, що «кристалічна решітка» складається з кубічних зерен, а верхня і нижня площині моделі є ідеально провідними шинами. Провідними є включення на гранях елементарних кубиків. Провідні елементи, що розташовані на сусідніх гранях зерен, контактують уздовж ребер решітки. У моделі провідний елемент є чотиріполосником на межі зерна. Виводи чотиріполосників сходяться у вузлах, розташованих на ребрах. Струми, що підтікають до вузла, визначаються потенціалами цього вузла і дванадцяти його найближчих сусідів, тобто в рівняння балансу струмів для внутрішнього вузла входять 13 невідомих потенціалів.

Ми припускаємо, що кожен кубик може мати низьку або високу провідність. Нас цікавить, який відсоток кубиків має бути провідним (тобто мати високу провідність) для того, щоб утворилася зв'язна система провідних включень, що сполучає нижню і верхню шини. Утворення такої системи супроводжується різким стрибком струму. Ми отримали значення порогу протікання  $p_c^* \approx 0,51$ , при цьому для аспектного відношення товщини включення до його довжини рівного 0,01 настанню зв'язності розплавів відповідає значення ступеня плавлення 1,5%. Екстремальні збагачення кімберлітів некогерентними елементами зазвичай пояснюють наднизькими (порядку  $\varphi \approx 10^{-3}$ ) ступенями плавлення. Проте, з отриманих результатів випливає, що при таких низьких ступенях плавлення

переважає вже тубулярна підсистема розплавів. Її проникність виявляється при цьому настільки низькою, що реально сегрегація розплаву відбуватися не може.

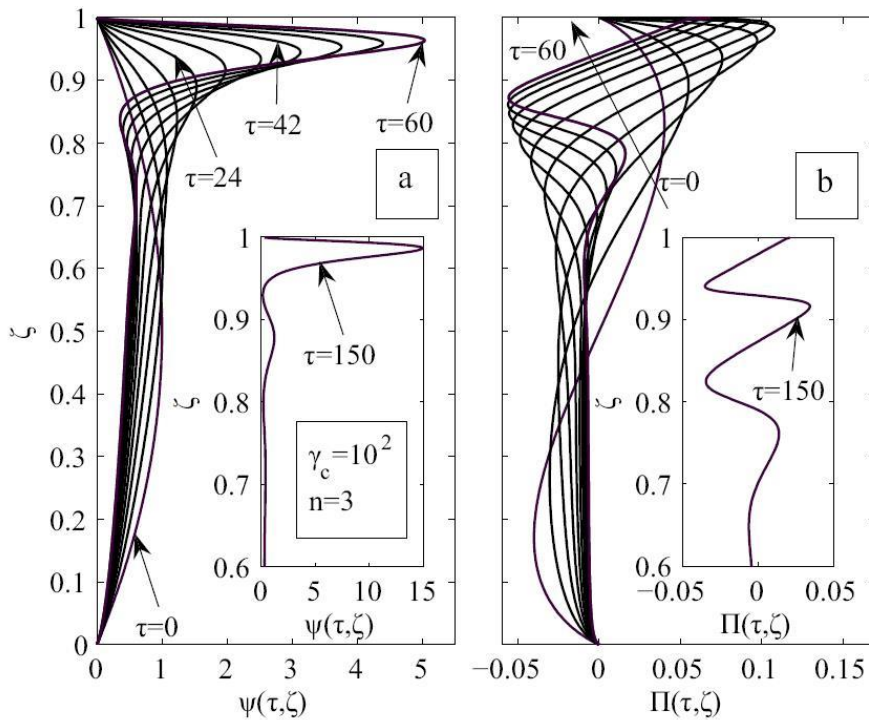


Рис. 9. Еволюція безрозмірної пористості  $\psi(\tau, \zeta)$  (a) і безрозмірного тиску  $\Pi(\tau, \zeta)$  (b) при  $\gamma_c = 10^2$ ,  $n = 3$  і  $0 \leq \tau \leq 60$ . Початковий розподіл пористості  $\psi(0, \zeta) = 4\zeta(1 - \zeta)$ . Стрілка на правій панелі показує напрямок зростання безрозмірного часу від  $\tau = 0$  до  $\tau = 60$ .

У другій моделі розглядається полімінеральний агрегат, що складається з різних за розміром і формою мономінеральних зерен двох різних складів (1 і 2). Верхня і нижня поверхні агрегату є ідеально провідними шинами, між якими підтримується фіксована різниця потенціалів. У реальних породах плавлення починається в місцях потрійних зчленувань зерен. При цьому першими, мабуть, виникають розплави на ребрах зерен. Тому в нашій моделі провідними є тільки ребра на межах зерен різного складу. Нехай  $p$  — ймовірність того, що елемент має склад 1, тоді  $1 - p$  — ймовірність того, що елемент має склад 2. Про настання зв'язності можна судити по різкому зростанню струму, що протікає через шини.

У двовимірному випадку перші кластери виникають при  $p = 0,35 - 0,40$ , а в тривимірному — при  $p \approx 0,15$ . Таким чином, можна зробити висновок, що виникнення зв'язної системи часткового плавлення вимагає плавлення по ребрах не менш приблизно 15% зерен. Фактично, це означає, що в породі, в якій першій плавиться мінеральна фаза, модальний вміст якої не є достатнім для подолання порогу зв'язності, інфінітезимальне плавлення не супроводжується сегрегацією розплаву.

## ВИСНОВКИ

1. Показано, що стандартний метод теплового моделювання літосфери, який ґрунтується на розв'язанні стаціонарного рівняння теплопровідності з граничними умовами (температура і тепловий потік), що задаються на поверхні, не враховує теплообмін між літосферою і конвектуючою мантією і тому не гарантує, що розв'язки описують реальний стан, при якому тепловий потік на межі між літосферою і конвектуючою мантією є неперервним. Запропоновано підхід до теплового моделювання стаціонарної літосфери, що використовує умову граничної стійкості пограничного шару на межі між літосферою і конвектуючою мантією замість задання теплового потоку на поверхні. Розв'язки, до яких призводить цей підхід, описують стаціонарний стан літосфери, який узгоджується зі станом конвектуючої мантії. На відміну від стандартного підходу, глибинна частина геотерми майже не залежить від варіацій корової теплогенерації.
2. Показано, що в субокеанічній мантії в областях, де стан літосфери наближується до стаціонарного (вік кори >60-80 млн. років), положення рівноважної межі між літосферою і конвектуючою мантією визначається тільки реологією гірських порід і потенціальною температурою конвектуючої мантії. У континентальних регіонах пограничний шар між літосферою і конвектуючою мантією розташовується безпосередньо біля підшови деплетованого шару літосфери, і перехід від літосфери до конвектуючої мантії супроводжується зміною складу порід.
3. Для континентального регіону модель дозволяє одержати кількісні співвідношення між рівноважною температурою літосфери, потужністю деплетованого шару літосфери і потенціальною температурою конвектуючої мантії.
4. На основі найбільш повних сучасних баз даних продемонстровано існування просторово-часових кореляцій між платобазальтами, карбонатитами і кімберлітами Євразії, Африки і Південної Америки, яке підтверджує, що всі типи магматизму мають загальну причину — висхідну мантійну течію, яка проникає до підшови деплетованої літосфери і, розтікаючись, слідує її рельєфу, викликаючи появу розплавів, склад яких залежить від тиску.
5. Сформульовано розширене "правило Кліффорда", яке акцентує асоціацію проявів кімберлітового магматизму з потужною деплетованою літосферою. Перевірено, що змінене таким чином "правило Кліффорда" є геодинамічно обґрунтованим і виконується практично без виключень.
6. Продемонстровано зміну міжелементних співвідношень РЗЕ з глибиною в літосферній мантії — великомасштабне просторове фракціонування РЗЕ. Показано, що просторове фракціонування РЗЕ виникло в результаті нерівноважної диференціації РЗЕ між розплавом і реститом, яка супроводжувала епізоди часткового плавлення мантії.

7. Показано, що для частково розплавленої дифузійно-урівноваженої гірської породи вміст РРЕ тільки в одному з модальних мінералів є незалежним, так що склад насиченого розплаву і вмісти РРЕ в усіх мінералах породи, що знаходиться в рівновазі з цим розплавом, не залежать від модального складу породи і можуть бути обчислені, якщо відомі вмісти РРЕ в одному з мінералів.
8. Для задачі про компакцію матриці і сегрегацію розплаву одержано загальне рівняння нерозривності суміші, що виражає в явному вигляді умову узгодженості просочування розплаву і непружної деформації матриці і замикає систему визначальних рівнянь.
9. Побудовано аналітичні і чисельні одновимірні розв'язки задачі про компакцію. З цих розв'язків випливає, що для малов'язких розплавів час сегрегації контролюється в'язкістю пористої матриці і не залежить ні від в'язкості розплаву, ні від проникності матриці. Час сегрегації зменшується зі збільшенням потужності пористого шару, заповненого рідиною. Показано, що це може бути причиною формування кластерів одновікових і односкладових виявлень, які характерні для кімберлітових провінцій.
10. Побудовано чисельну модель провідності і проникності випадкової системи провідних елементів, розташованих на гранях зерен кубічної решітки. Показано, що поріг зв'язності  $p_c$  системи відповідає приблизно 50% зайнятих граней решітки. Якщо ймовірність  $p$  того, що грань зайнята, перевершує поріг, провідність лінійно залежить від  $p-p_c$ .
11. Побудовано чисельну модель провідності і проникності частково розплавленого бімінерального агрегату, зерна якого мають різні форми і розміри, в припущенні, що розплави виникають тільки на ребрах контактуючих зерен різного складу. Виникнення зв'язної системи часткового плавлення вимагає плавлення по ребрах не менш ніж приблизно 15% зерен. Це означає, що в породі, в якій першою плавиться мінеральна фаза, модальний вміст якої є недостатнім для подолання порогу зв'язності, інфінітезимальне плавлення не супроводжується сегрегацією розплаву.

## СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

1. Арясова О. В. Частичное плавление горных пород: связность включений расплава при плавлении по граням зерен кристаллической структуры / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Геофизический журнал. — 2005. — Т. 27, №4. — С. 578–588.
2. Арясова О. В. Крупномасштабное фракционирование редкоземельных элементов в мантии кратонов / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Доповіді НАНУ. — 2007. — № 8. — С. 110–115.

3. Хазан Я. М. Пространственное фракционирование редкоземельных элементов в мантии кратонов: анализ наблюдений, модель и связь с кимберлитообразованием / Я. М. Хазан, О. В. Арясова // Геофизический журнал. — 2007. — Т. 29, № 6. — С. 45–63.
4. Aryasova O. On Brownian motion on the plane with membranes on rays with a common endpoint / O. Aryasova, A. Pilipenko // Random Operators and Stochastic Equations. — 2009. — V. 17, No 2. — P. 139–157.
5. Арясова О. В. Диффузионная уравновешенность мантийных пород / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Доповіді НАНУ. — 2009. — № 4. — С. 100–106.
6. Арясова О. В. Формирование редкоэлементного состава кимберлитов в процессе их перколяционной сегрегации / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Доповіді НАНУ. — 2009. — № 5. — С. 123–128.
7. Арясова О. В. Проницаемость расплавленных горных пород при плавлении по граням зерен кристаллической структуры / О. В. Арясова // Доповіді НАНУ. — 2010. — № 3. — С. 112–119.
8. Арясова О. В. Взаимодействие просачивания и неупругой деформации пористости при сегрегации расплава в частично расплавленных системах / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Доповіді НАНУ. — 2010. — № 4. — С. 110–116.
9. Арясова О. В. Сегрегация расплава внутри ограниченных частично расплавленных зон с низкой степенью плавления: результаты численного моделирования / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Доповіді НАНУ. — 2010. — № 5. — С. 109–115.
10. Арясова О. В. Новые определения глубинного теплового потока в районе Днепровской аномалии / О. В. Арясова, В. В. Гордиенко, И. В. Гордиенко // Труды Института фундаментальных исследований. — 2010. — С. 20–25.
11. Тепловое поле склона Воронежского массива / О. В. Арясова, В. В. Гордиенко, И. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя // Труды Института фундаментальных исследований. — 2010. — Т. 14. — С. 18–22.
12. Арясова О. В. Порог протекания и проницаемость частично расплавленных полиминеральных агрегатов / О. В. Арясова // Геофизический журнал. — 2011. — Т. 33, № 2. — С. 116–121.
13. Арясова О. В. Новые определения глубинного теплового потока Земли в районе Днепровской аномалии / О. В. Арясова, В. В. Гордиенко, И. В. Гордиенко // Доповіді НАНУ. — 2011. — № 4. — С. 100–104.
14. Тепловое поле на северо-востоке Украины / О. В. Арясова, В. В. Гордиенко, И. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя // Доповіді НАНУ. — 2011. — № 5. — С. 113–118.
15. Хазан Я. М. Сегрегация расплава внутри частично расплавленной зоны: теория, численные методы и следствия / Я. М. Хазан, О. В. Арясова // Физика Земли. — 2011. — № 5. — С. 58–72.

16. Арясова О. В. Взаимосвязь между траппами, карбонатитами и кимберлитами и ее возможные причины / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Доповіді НАНУ. — 2012. — № 5. — С. 97–104.
17. Арясова О. В. Максимальная глубина ксенолитов, выносимых кимберлитами, и тепловое состояние литосферы / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Доповіді НАНУ. — 2013. — № 3. — С. 95–101.
18. Арясова О. В. Взаимодействие мантийной конвекции с литосферой и происхождение кимберлитов / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Доповіді НАНУ. — 2013. — № 4. — С. 78–85.
19. Aryasova O. Reflecting diffusions and hyperbolic Brownian motions in multidimensional spheres / O. Aryasova, A. De Gregorio, E. Orsingher // Lithuanian Mathematical Journal. — 2013. — V. 53, No. 3. — P. 241–263.
20. Арясова О. В. Взаимодействие мантийной конвекции с литосферой и происхождение кимберлитов / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Геофизический журнал. — 2013. — Т. 35, № 5. — С. 150–171.
21. Арясова О. В. "Правило Клиффорда" и геодинамика кимберлитового магматизма / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Геофизический журнал. — 2013. — Т. 35, № 6 — С. 101–113.
22. Хазан Я. М., Арясова О. В. Устойчивость пограничного слоя между литосферой и конвектирующей мантией и равновесная литосферная геотерма / Я. М. Хазан, О. В. Арясова // Физика Земли. — 2014. — № 4. — С. 1–20.
23. Aryasova O. On differentiability with respect to the initial data of a solution of an SDE with Levy noise and discontinuous coefficients / O. Aryasova, A. Pilipenko // Stochastics: An International Journal of Probability and Stochastic Processes, — 2014. — V. 86, Is.4. — P. 643–654.
24. Арясова О. В. Characteristic time of thermal and diffusion relaxation / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Геофизический журнал. — 2015. — Т. 37, № 6. — С. 99–104.
25. Aryasova O. One class of multidimensional stochastic differential equations having no property of weak uniqueness of a solution / O. Aryasova, M. Portenko // 9th International Vilnius Conference on Probability Theory and Mathematical Statistics, 25-30 June, 2006, Vilnius, Lithuania. — Vilnius, 2006. — P. 83-84.
26. Aryasova O. Brownian motion in multi-dimensional Euclidian space with membranes on the boundary of a cone / O. Aryasova // 10<sup>th</sup> International Vilnius Conference on Probability Theory and Mathematical Statistics, 28<sup>th</sup> June – 2<sup>nd</sup> July, 2010, Vilnius, Lithuania. — Vilnius, 2010. — P. 86.
27. Aryasova O. On the strong uniqueness of a solution to singular stochastic differential equations / O. Aryasova, A. Pilipenko // International Conference ASMDA, Rome, 6-10 June, 2011: Proceedings. — Rome, 2011. — P. 96.
28. Khazan Y. Physical Cause of Kimberlite Occurrences Clustering / Y. Khazan, O. Aryasova // American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, 5-9 December 2011, San Francisco, California: Abstracts. — Abstract V23B-2576.

29. Khazan Y. Melt segregation and matrix compaction: closed governing equation set, numerical models, applications / Y. Khazan, O. Aryasova // Геофизический журнал. — 2010. — Т. 32, №4. — С. 62-65.
30. Арясова О. В. Глубина остановки мантийного плюма под кратонами / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Тезисы докладов. 2012. — [http://tph\\_2012.ifz.ru/Tez/204\\_Aryasova.pdf](http://tph_2012.ifz.ru/Tez/204_Aryasova.pdf).
31. Арясова О. В. Пространственно-временные корреляции между траппами, карбонатитами и кимберлитами / О. В. Арясова, Я. М. Хазан // Геофизический журнал. — 2012. — Т. 34, №4. — С. 70–77.
32. Хазан Я. М. Геодинамика кимберлитового магматизма // Я. М. Хазан, О. В. Арясова // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Тезисы докладов Всероссийской конференции, в 2-х томах. Т. 1. — М: ИФЗ РАН, 2012. — С. 110-113.
33. Aryasova O. On properties of a flow generated by a Levy-driven SDE with a discontinuous drift / O. Aryasova, A. Pilipenko // 8th World Congress in Probability and Statistics, Istanbul, 9-14 July, 2012: Abstracts. — Istanbul, 2012. — P. 235.
34. Aryasova O. On differentiability of a flow for an SDE with discontinuous drift / O. Aryasova, A. Pilipenko // Second International Conference “Mathematics in Armenia. Advances and Perspectives”, 24031, August 2013, Tsaghkadzor, Armenia: Abstracts. — Yerevan, 2013. — P. 83.
35. Aryasova O. Lithosphere-asthenosphere boundary: Where and why? / O. Aryasova, Y. Khazan // EGU General Assembly 2015, Geophysical Research Abstracts, Vol.17. — 2015. — EGU2015-385-3.

## АНОТАЦІЯ

Арясова О. В. Геодинамічні процеси в літосфері і кимберлітовий магматизм. — Рукопис.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора фізико-математичних наук за спеціальністю 04.00.22 — геофізика. — Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, Київ, 2016.

В дисертації досліджуються геодинамічні процеси в континентальній літосфері з залученням даних про просторово-часові розподіли кимберлітового магматизму, склад кимберлітів і їх ксенолітів, а також геодинамічні процеси в субокеанічній мантиї. Вивчаються особливості взаємодії регулярної мантийної конвекції і аномально гарячих піднятих (мантийних плюмів) з континентальною і океанічною літосферою. З'ясовуються фізичні причини змінності з глибиною міжелементних співвідношень у групі рідкісноземельних елементів, а також

кореляцій між складом магматизму і потужністю літосфери в регіонах трапових виливів і вздовж континентального подовження траєкторій гарячих точок. Для задачі про компакцію матриці і сегрегацію розплаву отримано нове рівняння нерозривності суміші, що замикає систему визначальних рівнянь і дозволяє розглянути сегрегацію малов'язких розплавів (кімберлітів, карбонатитів). Запропоновано принципово новий підхід до теплового моделювання стаціонарної літосфери, що дозволило побудувати кількісні моделі. Результати моделювання зіставлено з даними термобарометрії ксенолітів кімберлітів.

Ключові слова: літосфера, теплова структура літосфери, мантийна конвекція, кімберліти, сегрегація, термобарометрія.

## АННОТАЦІЯ

Арясова О. В. Геодинамические процессы в литосфере и кимберлитовый магматизм. — Рукопись.

Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук по специальности 04.00.22 — геофизика. — Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, 2016.

В диссертационной работе изучаются геодинамические процессы в континентальной литосфере с привлечением данных о пространственно-временных распределениях кимберлитового магматизма, составах кимберлитов и их ксенолитов, а также геодинамические процессы в субокеанической мантии.

Предложен подход к тепловому моделированию стационарной литосферы, использующий условие предельной устойчивости конвективного пограничного слоя. Предлагаемый подход гарантирует, что решение описывает стационарную геотерму. Показано, что в той части субокеанической мантии, где можно предполагать, что литосфера и мантийная конвекция находятся в квазистационарном состоянии (области с возрастом коры, превышающим примерно 60—80 млн. лет), подошва литосферы устанавливается на так называемой реологической глубине, зависящей только от потенциальной температуры конвектирующей мантии и реологии пород. В субконтинентальной мантии конвективный погранслой располагается непосредственно у подошвы химического пограничного слоя (ХПС), т. е. мощность континентальной литосферы определяется мощностью последнего. Распределение температуры континентальной литосферы с глубиной зависит как от потенциальной температуры конвектирующей мантии, так и от мощности ХПС. Выводящиеся из модели количественные соотношения между референтным тепловым потоком, мощностью литосферы и потенциальной температурой согласуются с результатами термобарометрии ксенолитов/ксенокристов кимберлитов мировых провинций.

Сформулировано расширенное «правило Клиффорда», которое акцентирует ассоциацию проявлений кимберлитового магматизма с мощной деплетированной литосферой. Продемонстрировано существование пространственно-временных корреляций между траппами, карбонатитами и кимберлитами, которые



проявляются повсеместно в Евразии и Африке и свидетельствуют о том, что кимберлитовый магматизм вызывается восходящими мантийными течениями, проникающими до подошвы деплетированной литосферы.

Установлено, что в литосферной мантии кратонов наблюдается крупномасштабное фракционирование редкоземельных элементов (РЗЭ), т. е. закономерное изменение межэлементных отношений в группе РЗЭ с глубиной, что возможно только в присутствии расплава. Показано, что причиной этого эффекта может быть неравновесная дифференциация РЗЭ между расплавом и рститом, сопровождавшая эпизоды частичного плавления мантии.

Продемонстрировано, что в частично расплавленной диффузионно-уравновешенной горной породе единственными независимыми параметрами, характеризующими редкоэлементный состав, являются содержания редких и рассеянных элементов в одном из модальных минералов. Эти содержания однозначно определяют состав насыщенного расплава и содержание РРЭ во всех минералах породы, находящейся в равновесии с расплавом.

Для задачи о компактизации матрицы и сегрегации расплава получено общее уравнение неразрывности смеси, выражающее в явном виде условие согласованности просачивания расплава и неупругой деформации матрицы и замыкающее систему определяющих уравнений. Это уравнение является столь же фундаментальным, как и остальные уравнения вязкой гидродинамики многофазных сред.

Построена численная модель проводимости и проницаемости случайной системы проводящих элементов, расположенных на гранях зерен кубической решетки. Показано, что порог связности системы соответствует приблизительно 50% занятых граней решетки. Если вероятность того, что грань занята, превосходит пороговое значение, проводимость линейно зависит от вероятности, т. е. от относительного числа граней, занятых расплавом.

Построена численная модель проводимости и проницаемости частично расплавленного биминерального агрегата, зерна которого имеют различные формы и размеры, в предположении, что расплавы возникают только на ребрах контактирующих зерен разного состава. Показано, что возникновение связной системы частичного плавления требует плавления по ребрам не менее примерно 15% зерен.

С помощью одноклинопироксенового термобарометра Нимиса и Тейлора выполнено большое количество РТ определений для ксенолитов/ксенокристов из 39 кимберлитов. Для каждого кимберлита определен референтный тепловой поток, характеризующий тепловое состояние литосферы в момент внедрения кимберлита. Эти данные использованы для проверки и подтверждения развиваемой теории.

Ключевые слова: литосфера, тепловая структура литосферы, мантийная конвекция, кимберлиты, сегрегация, термобарометрия.

**ABSTRACT**

Aryasova O. V. Geodynamical processes in lithosphere and kimberlite magmatism. — Manuscript.

A thesis for the degree of Doctor of Physical and Mathematical Sciences, speciality 04.00.22 — geophysics. — S. I. Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2016.

The thesis focuses on geodynamical processes both in the continental and in the suboceanic lithosphere with the data on spatial/temporal distributions of kimberlitic magmatism as well as on the composition of kimberlites and their xenoliths being widely used. The characteristic features of an interaction of regular mantle convection with the continental and oceanic lithosphere are studied, and a new approach to the thermal modeling of quasi-stationary lithosphere, which allows to develop quantitative models, is suggested. The modeling results agree well with the thermobarometry of the kimberlite xenoliths/xenocrysts and also with the heat flow measurements and the seismological observations in the old oceanic crust regions. It is shown that the correlations between magma composition and lithosphere thickness observed in the regions of continental flood basalts and along the continental extension of hotspots tracks are best explained in terms of a spreading of anomalously hot mantle uplifts (mantle plumes) along the relief of the lithosphere bottom. The variations with depth of the inter-element ratios in the group of rare earth elements are detected, and the physical causes of the effect are discussed. For the problem of matrix compaction and melt segregation a new mush continuity equation is found. The equation closes the system of governing equations and allows to treat the segregation of low-viscosity melts (kimberlites, carbonatites) consistently.

Key words: lithosphere, lithosphere thermal structure, mantle convection, kimberlites, segregation, thermobarometry.