

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

ЛУБКОВ МИХАЙЛО ВАЛЕРІЙОВИЧ



УДК 550.36+551.1+551.2.03+551.24

В'язкопружні та теплові процеси в геодинаміці
(дослідження в рамках варіаційної скінчено-елементної методики)

Спеціальність 04.00.22 - Геофізика

Автореферат

дисертації на здобуття наукового ступеню

доктора фізико-математичних наук

Київ - 2016

Дисертацією є рукопис

Робота виконана в Полтавській гравіметричній обсерваторії Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України

Офіційні опоненти:

доктор фізико-математичних наук, професор

Стародуб Юрій Петрович,

Львівський державний університет безпеки життєдіяльності ДСНС України
завідувач кафедри цивільного захисту та комп'ютерного моделювання
екогеофізичних процесів, м. Львів

доктор фізико-математичних наук, професор

Малицький Дмитро Васильович,

завідувач відділу методів сеймотектонічних досліджень Карпатського
відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, м. Львів

доктор фізико-математичних наук

Сенченков Ігор Костянтинович,

головний науковий співробітник Інституту механіки ім. С.П. Тимошенка
НАН України, м. Київ

Захист відбудеться 11 жовтня 2016 р. о десятій годині

на засіданні спеціалізованої вченої ради Д26.200.01 при Інституті геофізики
ім. С. І. Субботіна НАН України за адресою: 03680, м. Київ – 142, проспект
Палладіна, 32, mail: rada-igph@igph.kiev.ua

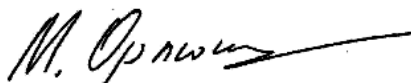
З дисертацією можна ознайомитися в бібліотеці Інституту геофізики ім. С. І.
Субботіна НАН України за адресою: 03680, м. Київ – 142, проспект
Палладіна, 32, www.igph.kiev.ua

Автореферат розісланий 8 вересня 2016 р.

Вчений секретар

спеціалізованої вченої ради Д.26.200.01,

доктор геологічних наук



М. І. Орлюк

ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РОБОТИ

Актуальність. На сучасному етапі у зв'язку з потужним розвитком обчислювальних методів і комп'ютерної техніки, а також завдяки досягнутому прогресу в розумінні основних законів геодинаміки, виникають унікальні можливості дослідження раніше недоступних геофізичних процесів. Це перш за все стосується процесів, які протікають у складних, обумовлених просторовою та реологічною неоднорідністю геодинамічних об'єктах. Недосяжність для прямих вимірювань у більшості таких об'єктів, а також геологічні масштаби часу роблять математичне моделювання одним з головних, якщо не єдиним інструментом досліджень таких об'єктів. З іншого боку розрахунків, що ґрунтуються на рівняннях математичної фізики у суцільному середовищі, може підтвердити або спростувати ту чи іншу геодинамічну гіпотезу. Піонерами в галузі цих досліджень безумовно є видатні геофізики Тьоркотт Д. і Шуберт Дж., які у своїй відомій праці "Геодинаміка" започаткували теоретичні засади моделювання багатьох геодинамічних процесів. Величезний крок в цьому напрямку був зроблений також Раналі Г., який у своїй фундаментальній монографії "Реологія Землі" на досить строгому математичному рівні установив які реологічні моделі доцільно використовувати при дослідженні конкретних геодинамічних процесів. Раналі окремо показав, що для значної більшості процесів, які протікають у земній корі, літосфері та мантиї за винятком порівняно невеликої кількості випадків, де відбуваються локальні процеси крихкого пружно-в'язко-пластичного руйнування, справедливі в'язко-пружні моделі. Карато С. у своїй відомій монографії "Деформація земних матеріалів: Введення у реологію твердої Землі" на базі сучасних геологічних та геофізичних знань зробив значний внесок в подальший розвиток реології Землі. Видатним фахівцем і популяризатором у галузі чисельного моделювання є Геря Т. У своїй монографії "Введення у чисельне моделювання в геодинаміці" автор не тільки приводить моделі конкретних геодинамічних процесів, але також методи і способи їх чисельної реалізації. Геря Т. вказує, що з 1980 р. чисельне моделювання у геодинаміці розвивалося дуже інтенсивно, як у плані конкретних геофізичних прикладань так і в плані обчислювальних можливостей. І в наш час є однією з найбільш розвинених областей наук про Землю. Зазначимо, що зараз суттєвий прогрес у математичному моделюванні геофізичних процесів досягнутий в багатьох областях сучасної геодинаміки таких, як: новітня геотектоніка, регіональна геотектоніка, плитна та внутрішньоплитна геотектоніка, сейсміка, обертання Землі, мантийна конвекція, гравіметрія, теплова геофізика та інших областях. Однак незважаючи на велику кількість робіт присвячених проблемам вивчення геодинамічних процесів на основі математичного моделювання, у зв'язку з відносною новизною таких досліджень, до цього часу існують значні прогалини у цій області. Однією з таких прогалин є відсутність надійної і універсальної методики для моделювання і дослідження в'язкопружних і теплових геофізичних процесів у складних неоднорідних геодинамічних об'єктах. В той же час актуальність таких досліджень не викликає сумнівів. Дійсно, побудова і чисельна реалізація геофізичних моделей, які відображують в'язкопружну і теплову природу складних неоднорідних геодинамічних об'єктів, геофізична інтерпретація одержаних

результатів дозволяють досягти глибокого розуміння багатьох раніше недосяжних законів природи про Землю не тільки на якісному, але і кількісному рівні. Ці знання мають не тільки глибоке фундаментальне значення для подальшого розвитку наук про Землю, але і важливе практичне застосування в народному господарстві країни. Зокрема, мова йде про видобуток корисних копалин і спорудження великомасштабних промислових об'єктів в умовах сучасної геотектонічної активності. Дана дисертаційна робота присвячена вивченню геодинамічних процесів на основі розробленої варіаційної скінчено-елементної методики для моделювання в'язкопружних і теплових геофізичних процесів. Таке моделювання та геофізична інтерпретація отриманих результатів дозволяють на кількісному рівні досліджувати процеси, що протікають у складних неоднорідних геодинамічних об'єктах і відповідно робити фундаментальні висновки та важливі народногосподарські прогнози.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Науково-дослідні роботи автора виконані в період 2002-2014 рр. в рамках держбюджетних наукових тематик відділу Обертання Землі, Полтавської гравіметричної обсерваторії Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України: “Координатно-часові вимірювання з метою досліджень геодинамічних явищ та забезпечення потреб державної служби єдиного часу та еталонних частот”// Звіт НДР, Держ.реєстр. №02019004578, Полтава, (2000-2005 рр.); “Вивчення геодинамічних явищ на матеріалі багатолітніх рядів координатно-часових вимірювань” // Заключний звіт по темі №30. – Полтава, (2006-2010 рр.); “Вивчення геодинамічних процесів за даними багаторічних астрометричних та геофізичних спостережень в Полтавській гравіметричній обсерваторії”// Заключний звіт по темі №43. – Полтава, (2011-2014 рр.) і відповідають програмам, планам і темам наукових досліджень Полтавської гравіметричної обсерваторії.

Об'єктом дослідження даної роботи є Земля.

Предметом дослідження даної роботи є в'язкопружні та теплові геодинамічні процеси.

Метою дисертаційної роботи є чисельне моделювання на основі розробленої варіаційної скінчено-елементної методики в'язкопружних і теплових геофізичних процесів у таких областях геодинаміки як: обертання Землі, новітня геотектоніка, регіональна геотектоніка, плитна та внутрішньоплитна геотектоніка, тепла геофізика. Геофізична інтерпретація одержаних результатів та виявлення конкретних геодинамічних закономірностей.

Для досягнення поставленої мети потрібне вирішення наступних дослідницьких завдань:

1. Розробка варіаційної скінчено-елементної методики для розв'язання плоских, осесиметричних та в наближенні шаруватих анізотропних оболонок з урахуванням зсувної жорсткості квазістаціонарних в'язкопружних геофізичних задач, яка дозволяє враховувати неоднорідності як геометричного, так і реологічного характеру розглянутих геодинамічних об'єктів.
2. Розробка варіаційної скінчено-елементної методики для розв'язання плоских, осесиметричних та в наближенні шаруватих анізотропних оболонок нестационарних задач теплопровідності, що дозволяє враховувати теплопередачу

розглянутих геодинамічних об'єктів, які мають неоднорідні теплові характеристики.

3. Розробка моделей визначення параметрів обертання Землі з урахуванням її уточненої внутрішньої будови і розв'язання на їх основі конкретних геодинамічних задач про вплив реології та неоднорідності мантії, а також в'язкості рідкого ядра Землі на її обертальні характеристики.

4. Розробка моделей сучасних геотектонічних процесів та розв'язання на їх основі конкретних геодинамічних задач про сучасний рух локальних і регіональних геоструктур, його вплив на гравітаційне поле.

5. Розробка моделей геотектонічних процесів регіонального масштабу та розв'язання на їх основі конкретних геодинамічних задач про вплив геотектонічних рухів і напружень на формування та розвиток регіональних геоструктур.

6. Розробка моделей плитних та внутрішньоплитних геотектонічних процесів та розв'язання на їх основі конкретних геодинамічних задач про механічну поведінку літосферних плит під впливом різного роду геотектонічних навантажень.

7. Розробка моделей теплових процесів у літосфері й земній корі та розв'язання на їх основі конкретних геодинамічних задач про особливості теплових процесів і їх еволюцію в різних геоструктурах літосфери та земної кори.

Методи дослідження, які використані в роботі: теоретичні методи дослідження, що містять в собі системний аналіз використаної геофізичної інформації, чисельне моделювання на основі варіаційної скінчено-елементної методики в сукупності з іншими чисельними і аналітичними методами, методи візуального подання отриманої геофізичної інформації. Експериментальні методи дослідження, які полягають у перевірці відповідності розроблених математичних моделей геофізичним даним, експериментальному встановленні основних критеріїв геофізичного моделювання шляхом аналізу великої кількості відповідних емпіричних даних, порівнянні отриманих результатів геофізичного моделювання з реальними змінами досліджуваних геофізичних процесів.

Наукова новизна дисертаційної роботи полягає у розробленій варіаційній скінчено-елементній методикі для дослідження різноманітних в'язкопружних і теплових геофізичних процесів і розв'язанні на її основі широкого класу нових задач у таких областях геодинаміки як: обертання Землі, новітня геотектоніка, регіональна геотектоніка, плитна та внутрішньоплитна геотектоніка, тепла геофізика. Створена варіаційна скінчено-елементна методика дозволила одержати якісно нову інформацію: а) про вплив реології та неоднорідності мантії, а також в'язкості рідкого ядра Землі на її обертальні характеристики; б) про характерні риси сучасних вертикальних рухів генетичних локальних структур Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) і їх напружено-деформованого стану на сучасному етапі розвитку, про особливості сучасних горизонтальних рухів ДДЗ, про вплив сучасних розломно-блокових рухів ДДЗ на гравітаційне поле; в) про вплив субгоризонтальних геотектонічних рухів і напружень на формування та розвиток ДДЗ, про особливості геотектонічного формування та розвитку Західно-Чорноморської западини (ЗЧЗ), про особливості напружено-деформованого стану та аномального гравітаційного поля у вогнищі землетрусу, про зміни нахилів земної поверхні в зонах активних розломів, про вплив різноспрямованих блокових

рухів на формування геоструктур; г) про напружено-деформований стан океанічних літосферних плит в процесі їх згину, про особливості механічної поведінки океанічних літосферних плит в зоні субдукції, про процеси середньомасштабного і великомасштабного складкоутворення в осадовому шарі земної кори; д) про розподіл середніх фонових температурних полів у регіоні ДДЗ, про особливості теплових процесів у зоні сучасної активізації (СА) ДДЗ, про еволюцію теплових полів ДДЗ у герцинський період, про теплову модель розвитку ЗЧЗ, про особливості процесу нагрівання океанічної літосфери в зоні субдукції, про теплові особливості передачі магми по розломам. Зазначимо, що отримана нова інформація окремо включає унікальне комплексне геофізичне дослідження регіону ДДЗ. Взагалі, ця інформація має не тільки важливе теоретичне значення для подальшого розвитку геодинаміки, вона також може бути застосована в народному господарстві країни.

Наукову новизну одержаних результатів визначають наступні положення.

- 1) Виходячи з даних Smylie, Palmer (2007), де середня динамічна в'язкість рідкого ядра Землі зафіксована на рівні $\sim 10^7$ Па·с встановлено, що в'язкість рідкого ядра не впливає на компоненти збуреної нутації та добові числа Ляви і Шида 2-го порядку.
- 2) Вперше визначено, що врахування розподілу радіальної анізотропії в мантії Землі приводить до відхилень компонентів збуреної нутації та добових чисел Ляви і Шида 2-го порядку до 3,6 відсотків (для резонансної хвилі ψ_1) відносно аналогічних значень, отриманих згідно радіально симетричної моделі Землі PREM.
- 3) Вперше визначено, що врахування великомасштабних неоднорідностей в мантії Землі, згідно сейсмічної моделі SPRD6, приводить до наступних відхилень добових чисел Ляви і Шида 2-го порядку відносно стандартної моделі Землі PREM. Неоднорідності, які розташовані у нижній мантії (на глибині ~ 1600 км) призводять до максимальних відхилень чисел Ляви $k \sim 7$, $h \sim 5$, чисел Шида $l \sim 3$ відсотків. Неоднорідності у середній мантії (на глибині ~ 800 км) до максимальних відхилень чисел Ляви $k \sim 3$, $h \sim 2$ і чисел Шида $l \sim 1$ відсотків. Неоднорідності мантії у пограничному шарі D" - до максимальних відхилень чисел Ляви $k \sim 3$, $h \sim 4$ і чисел Шида $l \sim 5$ відсотків.
- 4) Вперше одержано, що найбільш інтенсивні вертикальні сучасні рухи земної поверхні в локальних структурах ДДЗ характерні для надрозломних, прирозломних структур і структур короблення, їх максимальні вертикальні швидкості денної поверхні варіюють від 2.5 до 5 мм/рік. Аналогічні швидкості для штампових структур не перевищують 1.5 мм/рік. Інтенсивність сучасних вертикальних рухів відповідних локальних структур ДДЗ залежить від кінематики розломно-блокових рухів, структури і потужності надрозломних сольових товщ.
- 5) Вперше одержано, що найбільш інтенсивні зміни локального гравітаційного поля під впливом сучасних розломно-блокових тектонічних рухів у регіоні ДДЗ характерні для горизонтальних рухів, особливо скидів і насувів (до 60 μ Гал/рік). При вертикальних рухах мікроблоків кристалічного фундаменту – зміни локального гравітаційного поля значно менші (до 1 μ Гал/рік). В той же час загальна картина розподілу швидкостей зміни локального гравітаційного поля залежить як від кінематики рухів активних блоків і мікроблоків так і від їх взаємного розташування.

6) На основі результатів чисельного моделювання з урахуванням GPS-даних встановлено, що для всього регіону ДДЗ, стійкі сучасні горизонтальні рухи земної кори мають однакову спрямованість з південного сходу на північний захід. Найбільш інтенсивні горизонтальні рухи в регіоні характерні для південного сходу ДДЗ і прилеглої до неї частини Українського щита (УЩ). Тут амплітуди швидкостей досягають 3 ~ 3.5 мм/рік. По мірі просування на північний захід інтенсивність сучасних горизонтальних рухів поступово знижується до 1 ~ 1.5 мм/рік. Поряд із цим, у прилягаючій до ДДЗ на північному сході, частині Воронезького кристалічного масиву (ВКМ) спостерігається різке зниження інтенсивності сучасних горизонтальних рухів до 0.5 ~ 1 мм/рік. Загальна спрямованість сучасних горизонтальних рухів регіону ДДЗ у північно-західному напрямку доводить, що розглянутий регіон разом з іншою українською частиною Східно-Європейської континентальної плити випробовує насування з боку Північно-Кавказько-Кримського складчастого поясу.

7) Удосконалено той факт, що на протязі формування і розвитку Дніпровсько-Донецького авлакогену розтяжні субгоризонтальні рухи сприяли більш ефективному просіданню кристалічних блоків його центральної частини, ніж це могло бути викликане з боку рухів бічного стиснення. Встановлено, що одні лише стискаючі субгоризонтальні рухи та напруження не могли привести до занурення блоків дорифейського фундаменту ДДЗ до сучасного рівня.

8) Вперше одержано, що збільшення тріщинуватості порід призводить до різких якісних і кількісних змін у розподілі зсувних переміщень, напружень і аномального гравітаційного поля, які виникають в зоні вогнища землетрусу, з характерною появою нерегулярних областей максимумів та мінімумів, кількість яких зростає по мірі збільшення тріщинуватості.

9) Вперше одержано, що протягом активного рифтового етапу розвитку в герцинський період (380 - 360 млн. років тому), принаймні, центральна частина ДДЗ, піддавалася впливу серії потужних астенолітів з температурою аномальної мантії на границі М не нижче 1200°C. Астеноліти з більш помірною температурою аномальної мантії порядку 1000°C на границі М не могли привести до нинішнього стану розвитку земної кори основної частини ДДЗ.

10) Удосконалено той факт, що характер розподілу теплових полів в околицях локальних температурних аномалій (ЛТА) в зонах СА ДДЗ залежить від потужності цих аномалій, їх стабільності в часі та місця розташування відносно горизонтів земної кори. Встановлення температурних полів в околицях ЛТА в залежності від їх розташування відбувається на протязі 1-5 мільйонів років.

11) Вперше одержано, що для базальтових магм важливою умовою їх тривалого існування в рідкому стані є достатньо низька величина коефіцієнту тепловіддачі магми з навколишніми породами, яка не перевищує $\sim 10^{-2}$ Вт/(м²·град). Незначне збільшення цього коефіцієнту призводить до охолодження магми в каналі та початку процесів кристалізації уздовж стінок каналу.

Практична значимість дисертаційної роботи полягає у реалізації розробленої варіаційної скінчено-елементної методики для розв'язання широкого класу геофізичних задач у вигляді прикладних пакетів програм для забезпечення моделювання відповідних геодинамічних процесів, результатах розв'язання нових

задач геодинаміки, які дозволяють на кількісному рівні досліджувати конкретні геофізичні процеси, що протікають у складних неоднорідних геодинамічних об'єктах і відповідно робити фундаментальні висновки та важливі народногосподарські прогнози.

При цьому основну цінність представляють наступні **практичні результати дисертаційного дослідження**.

1) Виявлений геодинамічний вплив в'язкопружності мантії, в'язкості рідкого ядра Землі, радіальної анізотропії мантії, горизонтальних неоднорідностей верхньої мантії, а також великомасштабних неоднорідностей мантії на обертальні характеристики Землі, що визначаються параметрами збуреної нутації та добовими числами Ляви і Шида 2-го порядку, дозволяє уточнити внутрішню будову Землі.

2) Виявлений ступінь впливу сучасних розломно-блокових геотектонічних рухів на швидкості змінювання денної поверхні соляних і несоляних локальних та регіональних структур ДДЗ і на їх локальні гравітаційні поля дозволяє проводити цілеспрямований комплексний геофізичний моніторинг цих геоструктур з метою знаходження вуглеводневої сировини та побудови великих технічних споруд в умовах сучасної геотектонічної активності.

3) Виявлена на основі GPS-даних загальна спрямованість стійких сучасних горизонтальних рухів регіону ДДЗ у північно-західному напрямку доводить, що розглянутий регіон разом з іншою українською частиною Східно-Європейської континентальної плити випробовує насування з боку Північно-Кавказько-Кримського складчастого поясу.

4) Одержані результати доводять, що визначальна роль у формуванні та розвитку Дніпровсько-Донецького авлакогену належить саме серії потужних мантієвих діпірів, що піднімалися і розтікалися від центральної осі авлакогену вбік його периферій у герцинський період. З іншого боку наявність сильного горизонтального стиснення з боку УЩ і ВКМ, починаючи з рифейського періоду і закінчуючи сучасним етапом розвитку ДДЗ, не могла привести до суттєвого просідання блоків консолідованої земної кори, які підпали під найбільші зміни на протязі розвитку ДДЗ.

5) Одержані результати доводять, що протягом активного рифтового етапу розвитку в герцинський період, принаймні, центральна частина ДДЗ, піддавалася впливу серії потужних астенолітів з температурою аномальної мантії на границі М не нижче 1200°C . Появи астенолітів з температурою аномальної мантії порядку 1000°C на границі М не могли привести до нинішнього стану розвитку земної кори основної частини ДДЗ.

Достовірність одержаних практичних результатів забезпечується: коректністю геофізичних моделей і варіаційних формулювань задач в'язкопружності та теплопровідності, строгістю реалізації скінчено-елементного підходу, верифікацією тестових прикладів варіаційної скінчено-елементної методики, співставленням отриманих геофізичних результатів з даними інших авторів, використанням критеріїв збіжності чисельних результатів на основі згущення скінчено-елементної сітки, а також контролем точності задоволення граничними умовами.

Особистий внесок здобувача. Дисертаційна робота є самостійним науковим дослідженням, в якій реалізовані ідеї автора в області чисельного моделювання в'язкопружних і теплових геодинамічних процесів та геофізичної інтерпретації отриманих результатів. Автором розроблено варіаційну скінчено-елементну методику для дослідження різноманітних геофізичних процесів, що охоплюють такі області геодинаміки як: обертання Землі, новітня геотектоніка, регіональна геотектоніка, плитна та внутрішньоплитна геотектоніка, теплова геофізика. Самостійно розроблені геофізичні моделі відповідних геодинамічних процесів та розв'язані на основі представленої методики конкретні задачі у цих областях геодинаміки. Проведено геофізичну інтерпретацію отриманих результатів, виявлено геодинамічні закономірності. Усі публікації по темі дисертації за виключенням статті [5] виконані автором самостійно. В цій статті автору належить побудова геофізичної моделі, її чисельна реалізація, геофізична інтерпретація результатів.

Апробація результатів. Основні теоретичні та прикладні результати дисертаційної роботи представлені в журналах з перечною ДАК України: "Геофизический журнал", "Геоінформатика", "Физика и кинематика небесных тел", а також в іноземних наукових періодичних виданнях, збірниках наукових праць, тезах, електронних виданнях.

Основні положення дисертації доповідались на міжнародних і вітчизняних конференціях: Journées – 2003, St.-Petersburg, 2003; Astronomy in Ukraine – Past, Present and Future, Kiev – 2004; Астрономия – 2005: Состояние и перспективы развития, Москва – 2005; Astronomy and space physics at Kyiv University, Kyiv – 2005; Modern problems of astronomy, Odessa – 2007; Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища, Львів – 2008; The study of the Earth as a planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy, Kiev – 2009; XI Міжнародна конференція “Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти”, Київ – 2012; XII Міжнародна конференція “Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти”, Київ – 2013; XIII Міжнародна конференція “Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти”, Київ – 2014.

Публікації. За темою дисертації опубліковано 49 наукових робіт, з них 25 статей в журналах та збірниках наукових праць з перечною ДАК України, з яких 4 статті опубліковані в іноземних наукових періодичних виданнях, що входять до міжнародних наукометричних баз даних.

Структура та об'єм роботи. Дисертація складається зі вступу, восьми розділів, висновків і списку літератури, до якого входить 342 найменування. Основну частину роботи викладено на 331 сторінці машинописного тексту. Робота містить 124 рисунки та 11 таблиць.

ОСНОВНИЙ ЗМІСТ РОБОТИ

У вступі представлений огляд літератури показує, що в наш час, незважаючи на велику кількість робіт присвячених проблемам вивчення геодинамічних процесів на основі математичного моделювання, у зв'язку з відносною новизною таких досліджень, до сих пір існують значні прогалини в цій області. Одним з цих пропусків є відсутність надійної і універсальної методики для моделювання

в'язкопружних і теплових геофізичних процесів у складних неоднорідних геодинамічних об'єктах. В той же час актуальність таких досліджень не викликає сумнівів. Також у вступі сформульовано мету дисертаційної роботи і дослідницьких завдань, відзначено наукову новизну роботи та новизну одержаних результатів, практичну значимість та достовірність отриманих результатів, особистий внесок здобувача, представлено інформацію, щодо апробації результатів дисертації, публікацій, структури і об'єму роботи.

Перший розділ. “Формулювання в'язкопружних і теплових геофізичних задач у варіаційній постановці”. В даному розділі на основі універсальних співвідношень механіки і термодинаміки суцільного середовища отримані системи рівнянь лінеаризованих квазістаціонарних в'язкопружних і теплових геофізичних задач для терморологічно простого середовища з затухаючою пам'яттю. Сформульовано відповідні плоскі, осесиметричні та в наближенні шаруватих анізотропних оболонок задачі у варіаційній постановці.

У загальному випадку формулювання геофізичної квазістаціонарної задачі в'язкопружності має вид:

$$\rho\omega^2\tilde{\mathbf{u}}_i + \tilde{\sigma}_{ij,j} + \tilde{\mathbf{b}}_i = 0; \quad (1)$$

$$\tilde{\sigma}_{ij} = \tilde{c}_{ijkl}\tilde{\epsilon}_{kl}; \quad (2)$$

$$\tilde{\sigma}_{ij}\mathbf{n}_j = \tilde{\mathbf{f}}_i^* \text{ на } S_\sigma; \quad (3)$$

$$\tilde{\mathbf{u}}_i = \tilde{\mathbf{u}}_i^* \text{ на } S_u; \quad (4)$$

де введені позначення: $(\tilde{*}) = (*)' + \hat{i}(*), \hat{i} = \sqrt{-1};$ ρ - густина; ω - характерна частота геодинамічного квазістаціонарного процесу; $\tilde{\mathbf{u}}_i$ - компоненти вектору квазістаціонарних переміщень; $\tilde{\sigma}_{ij}$ - компоненти тензору напружень; $\tilde{\mathbf{b}}_i$ - компоненти об'ємної сили; \tilde{c}_{ijkl} - реологічні в'язкопружні коефіцієнти; $\tilde{\epsilon}_{kl}$ - компоненти тензору деформацій; \mathbf{n}_j - компоненти вектору одиничної нормалі до поверхні області; $\tilde{\mathbf{f}}_i^*$ - компоненти поверхневих сил, що задані на границі області; $\tilde{\mathbf{u}}_i^*$ - компоненти квазістаціонарних переміщень, що визначають амплітуди швидкостей на границі області; S_σ - площа поверхні, на якій задані поверхневі сили; S_u - площа поверхні, на якій задані квазістаціонарні швидкості геодинамічного процесу. Комплексний функціонал Лагранжа, що визначає варіаційне формулювання квазістаціонарної задачі в'язкопружності в загальному випадку має вид:

$$\tilde{E}(\tilde{\mathbf{u}}_i) = \frac{1}{2} \int_V [\tilde{c}_{ijkl}\tilde{\epsilon}_{ij}\tilde{\epsilon}_{kl} - \tilde{\mathbf{b}}_i\tilde{\mathbf{u}}_i - \rho\omega^2\tilde{\mathbf{u}}_k\tilde{\mathbf{u}}_k] dV - \int_{S_\sigma} \tilde{\mathbf{f}}_k\tilde{\mathbf{u}}_k dS; \quad (5)$$

тут V - об'єм досліджуваної області.

Лінеаризована геофізична задача теплопровідності з відповідними граничними та початковою умовами в загальному випадку має вид:

$$c\dot{\bar{\mathbf{T}}} = (\lambda_{ij}\bar{\mathbf{T}}_{,j})_{,i} + \bar{\chi}; \quad (6)$$

$$\bar{\mathbf{T}} = \bar{\mathbf{T}}^*; -\lambda_{ij}\bar{\mathbf{T}}_{,j}\mathbf{n}_i = \bar{\mathbf{g}}_n^*; -\lambda_{ij}\bar{\mathbf{T}}_{,j}\mathbf{n}_i = \alpha_n(\bar{\mathbf{T}} - \mathbf{T}^c); \quad (7)$$

$$\bar{\mathbf{T}}(x_k, 0) = \mathbf{T}^0; \quad (8)$$

тут риска зверху позначає осереднені величини, які повільно змінюються в часі (надалі її будемо опускаати); c - питома теплоємність; \bar{T} - температура; λ_{ij} - компоненти тензору теплопровідності; $\bar{\chi}$ - внутрішні джерела теплоти; \bar{T}^* - температура, яка задана на границі області; \bar{g}_n^* - тепловий потік, заданий на границі області; α_n - коефіцієнти тепловіддачі навколишнього середовища; T^c - температура навколишнього середовища; T^0 - початкова температура області. Функціонал лінеаризованої геофізичної задачі теплопровідності має вид:

$$I(T) = \frac{1}{2} \int_V [\lambda_{ij} T_{,i} T_{,j} + 2 \int_{T^0}^T c \dot{T} dT - 2\chi T] dV - \frac{1}{2} \int_S \alpha_n (T - 2T^c) T dS. \quad (9)$$

В цьому ж розділі сформульовано варіаційні постановки для плоских, осесиметричних і в наближенні шаруватих оболонок обертання геофізичних задач в'язкопружності та теплопровідності.

Другий розділ. “Варіаційна скінчено-елементна методика розв’язання задач в’язкопружності та теплопровідності”. В даному розділі представлено варіаційний скінчено-елементний метод щодо розв’язання плоских, осесиметричних та в наближенні шаруватих анізотропних оболонок квазістаціонарних в’язкопружних задач та нестаціонарних задач теплопровідності.

При розв’язанні плоских та осесиметричних квазістаціонарних задач в’язкопружності використовується метод скінчених елементів у формі переміщень, оснований на варіаційному принципі Лагранжа:

$$\delta \tilde{E}(u, w) = 0; \quad (10)$$

де функціонал Лагранжа $\tilde{E}(u, w)$ - визначається на основі формули (5) для випадку двомірних задач. В цьому випадку застосовується восьмивузловий ізопараметричний чотирикутний скінчений елемент (рис.1).

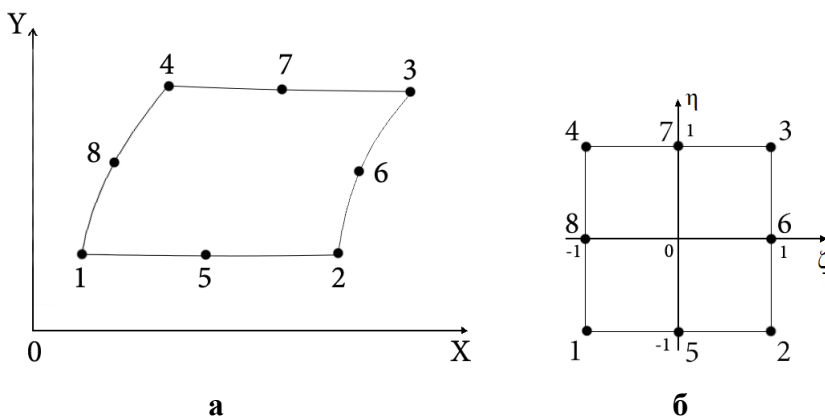


Рис. 1 а, б Восьмивузловий ізопараметричний чотирикутний скінчений елемент для плоских задач у: а) декартовій системі координат (x, y) ; б) нормалізованій системі координат (ζ, η) .

В якості глобальної системи координат для плоских задач (системі, де відбувається об’єднання усіх скінчених елементів в області досліджування) використовується декартова система координат (x, y) . В якості локальної системи координат, де визначаються функції апроксимації скінченого елемента і

проводиться чисельне інтегрування в функціоналі Лагранжа (5), використовується допоміжна нормалізована система координат (ζ, η) . Для побудови пробних функцій (функцій форми), що апроксимують змінні x, y і компоненти переміщень u, w в межах восьмивузлового скінченного елемента, використовуються квадратичні алгебраїчні поліноми, що сприяють збіжності та гладкості скінчено-елементного розв'язку задачі:

$$\begin{aligned}\varphi_1 &= \frac{1}{4}(1-\zeta)(1-\eta)(-\zeta-\eta-1); \varphi_2 = \frac{1}{4}(1+\zeta)(1-\eta)(\zeta-\eta-1); \varphi_3 = \frac{1}{4}(1+\zeta)(1+\eta)(\zeta+\eta-1); \\ \varphi_4 &= \frac{1}{4}(1-\zeta)(1+\eta)(-\zeta+\eta-1); \varphi_5 = \frac{1}{2}(1-\zeta^2)(1-\eta); \varphi_6 = \frac{1}{2}(1-\eta^2)(1+\zeta); \\ \varphi_7 &= \frac{1}{2}(1-\zeta^2)(1+\eta); \varphi_8 = \frac{1}{2}(1-\eta^2)(1-\zeta).\end{aligned}\quad (11)$$

Розіб'ємо область досліджування на восьмивузлові чотирикутні скінчені елементи і припустимо, що в межах кожного елемента мають місце апроксимаційні співвідношення:

$$\begin{aligned}x &= \sum_{i=1}^8 x_i \varphi_i; y = \sum_{i=1}^8 y_i \varphi_i; u = \sum_{i=1}^8 u_i \varphi_i; w = \sum_{i=1}^8 w_i \varphi_i; \varepsilon_{xx} = \sum_{i=1}^8 \Psi_i u_i; \\ \varepsilon_{yy} &= \sum_{i=1}^8 \Phi_i w_i; \varepsilon_{xy} = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^8 (\Psi_i w_i + \Phi_i u_i); b_x = \sum_{i=1}^8 b_x^i \varphi_i; b_y = \sum_{i=1}^8 b_y^i \varphi_i;\end{aligned}\quad (12)$$

де $\Psi_i = \frac{1}{|J|} \left(\frac{\partial \varphi_i}{\partial \eta} \frac{\partial y}{\partial \zeta} - \frac{\partial \varphi_i}{\partial \zeta} \frac{\partial y}{\partial \eta} \right)$; $\Phi_i = \frac{1}{|J|} \left(\frac{\partial \varphi_i}{\partial \zeta} \frac{\partial x}{\partial \eta} - \frac{\partial \varphi_i}{\partial \eta} \frac{\partial x}{\partial \zeta} \right)$; $J = \frac{\partial y}{\partial \zeta} \frac{\partial x}{\partial \eta} - \frac{\partial y}{\partial \eta} \frac{\partial x}{\partial \zeta}$ - якобіан переходу між системами координат (x, y) та (ζ, η) .

Алгоритм скінчено-елементного розв'язання варіаційної задачі (10) полягає в наступному. Спочатку в локальній системі координат відбувається апроксимація змінних, компонентів переміщень, деформацій, об'ємних сил, що входять до функціоналу Лагранжа (5), з використанням функцій форми (11). При цьому кожному вузлу скінченного елемента відповідає своя апроксимаційна складова. Потім проводиться варіювання функціоналу (5) по всіх вузлових складових переміщень і прирівнювання відповідних варіацій нулю. В результаті для кожного скінченного елемента одержуємо лінійну алгебраїчну систему, що складається з 16 рівнянь. Далі в глобальній системі координат (x, y) відбувається підсумовування локальних систем лінійних алгебраїчних рівнянь по усім скінченим елементам, на які розбито область досліджування, і формування глобальної системи рівнянь. Розв'язання глобальної системи лінійних алгебраїчних рівнянь проводиться за допомогою чисельного методу Гауса, внаслідок чого визначаються компоненти переміщень в усіх вузлових точках скінчено-елементної сітки. По знайденим вузловим значенням компонентів квазістаціонарних переміщень можуть бути визначені компоненти швидкостей, деформацій, напружень та інші величини, у довільній точці скінченного елемента, тобто в будь-якій точці двомірної області досліджування. Звернемо увагу на те, що представлена варіаційна скінчено-елементна методика дозволяє враховувати неоднорідний розподіл густини та в'язкопружних властивостей в поперечному розрізі області геофізичного досліджування, як по вертикалі так і по горизонталі. Процедура скінчено-

елементного розв'язання осесиметричних квазістаціонарних в'язкопружних задач співпадає з приведеною процедурою для плоских задач.

Плоска задача теплопровідності розв'язується на тій же сітці скінчених елементів, що і плоска квазістаціонарна задача в'язкопружності. При цьому в основі розв'язання задачі теплопровідності також лежить варіаційне рівняння функціоналу теплопровідності:

$$\delta I(T) = 0. \quad (13)$$

Припустимо, що температура T , температура навколишнього середовища T^c , початкова температура T^0 , коефіцієнт тепловіддачі α в межах восьмивузлового скінченного елемента (рис. 1) також апроксимуються квадратичними алгебраїчними поліномами (11):

$$T = \sum_{i=1}^8 T_i \varphi_i; T^c = \sum_{i=1}^8 T_i^c \varphi_i; T^0 = \sum_{i=1}^8 T_i^0 \varphi_i; \alpha = \sum_{i=1}^8 \alpha_i \varphi_i. \quad (14)$$

Похідні по координатам x, y визначаються згідно формулам (12):

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \sum_{i=1}^8 \Psi_i T_i; \frac{\partial T}{\partial y} = \sum_{i=1}^8 \Phi_i T_i. \quad (15)$$

Виходячи з варіаційного рівняння (13) і вважаючи, що похідні за часом $\frac{\partial T_i}{\partial t}$ є відомими величинами і не варіюються, складемо систему M лінійних диференціальних рівнянь за часом відносно вузлових значень температури:

$$\frac{\partial I}{\partial T_m} = \sum_{p=1}^K \frac{\partial I_p}{\partial T_m} = 0, m = 1, M. \quad (16)$$

Припустимо, що з границею області співпадають дві сторони скінченного елемента p (наприклад, сторони з номерами 1, 2, 5 і 1, 4, 8) (рис. 1). В цьому випадку система диференціальних рівнянь за часом, що записана для першого вузла цього елемента, може бути представлена у виді:

$$\frac{\partial I_p}{\partial T_1} = \sum_{i=1}^8 [H_{1i}^p \frac{dT_i}{dt} + (P_{1i}^p + Q_{1i}^p) T_i - Q_{1i}^p T_i^0] - \chi_1^p = 0. \quad (17)$$

Тут:

$$H_{ij}^p = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 c \varphi_i \varphi_j |J| d\zeta d\eta; P_{ij}^p = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 (\lambda_{xx} \Psi_i \Psi_j + \lambda_{yy} \Phi_i \Phi_j + \lambda_{xy} \Psi_i \Phi_j) |J| d\zeta d\eta;$$

$$Q_{ij}^p = \int_L \alpha_n \varphi_i \varphi_j dl; \chi_1^p = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \chi \varphi_1 |J| d\zeta d\eta.$$

Для розв'язання системи лінійних диференціальних рівнянь першого порядку (17) відносно часу при початкових умовах з (14) використовується метод скінчених різниць, в котрому апроксимація похідної за часом здійснюється на основі неявної різносної схеми:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{T(t + \Delta t) - T(t)}{\Delta t}. \quad (18)$$

Підставляючи вираз для похідної (18) в систему диференціальних рівнянь (17), отримуємо наступну систему лінійних алгебраїчних рівнянь:

$$\sum_{i=1}^8 [(\frac{1}{\Delta t} H_{1i}^p + P_{1i}^p + Q_{1i}^p) T_i(t + \Delta t) - \frac{1}{\Delta t} H_{1i}^p T_i(t) - Q_{1i}^p T_i^0] - \chi_1^p = 0. \quad (19)$$

Підсумовуючи рівняння (19) по усіх p -х скінчених елементах, на які розбито область досліджування, отримуємо глобальну систему лінійних алгебраїчних рівнянь, що дозволяє визначати невідомі значення температури в момент часу $t + \Delta t$ через їх значення у попередній момент часу t . Зазначимо, що завдяки вибору неявної різносної схеми (18), процедура обчислень по відношенню до вибору величини Δt залишається стійкою. Розв'язання глобальної системи лінійних алгебраїчних рівнянь задачі теплопровідності, як і в задачі в'язкопружності, здійснюється на основі методу Гауса. Процедура скінчено-елементного розв'язання осесиметричних задач теплопровідності співпадає з приведеною процедурою для плоских задач.

При розв'язання квазістаціонарних в'язкопружних задач для шаруватих анізотропних оболонок обертання з урахуванням зсувної жорсткості застосовується метод скінчених елементів, оснований на варіаційному принципі для модифікованого функціоналу Лагранжа:

$$\delta \tilde{E}(u_0, v_0, w_0, u_1, v_1, w_1) = 0; \quad (20)$$

тут u_0, v_0, w_0 - компоненти переміщення серединної поверхні оболонки; u_1, v_1 - кути повороту нормалі до серединної поверхні оболонки відносно координатних ліній цієї поверхні; w_1 - компонента стискання нормального елемента. Для розв'язання варіаційного рівняння (20) застосовується дев'ятивузловий ізопараметричний чотирикутний оболонковий скінчений елемент. Цей елемент обмежений криволінійними поверхнями оболонки, при цьому його поперечні перерізи по товщині утворені прямими лініями (рис. 2).

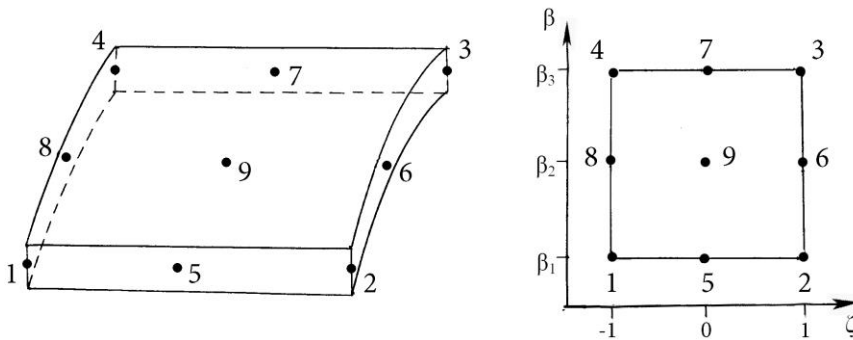


Рис. 2. Дев'ятивузловий ізопараметричний чотирикутний оболонковий скінчений елемент.

В якості глобальної системи координат, тобто системи в якій об'єднуються всі скінчені елементи, використана циліндрична система координат (r, β, x) . Меридіональна координата оболонки обертання s зв'язана з осевою координатою x співвідношенням:

$$ds = A dx, A = \sqrt{1 + \left(\frac{dr}{dx}\right)^2}. \quad (21)$$

В якості локальної системи координат, де для кожного скінченого елемента визначаються апроксимаційні функції і проводиться чисельне інтегрування, використовується нормалізована система координат (ζ, β) (рис. 2). Для побудови функцій форми, що апроксимують складові переміщень серединної поверхні

оболонки - $u_0, v_0, w_0, u_1, v_1, w_1$ в межах дев'ятивузлового скінченного елемента, використовуються алгебраїчні та тригонометричні поліноми, які сприяють збіжності та гладкості скінчено-елементного розв'язку:

$$\begin{aligned} H_1(\beta) &= \frac{\sin(\beta - \beta_2) - \sin(\beta - \beta_3) + \sin(\beta_2 - \beta_3)}{\sin(\beta_1 - \beta_2) - \sin(\beta_1 - \beta_3) + \sin(\beta_2 - \beta_3)}; G_1(\zeta) = \frac{1}{2} \zeta(\zeta - 1). \\ H_2(\beta) &= \frac{\sin(\beta - \beta_3) - \sin(\beta - \beta_1) + \sin(\beta_3 - \beta_1)}{\sin(\beta_2 - \beta_3) - \sin(\beta_2 - \beta_1) + \sin(\beta_3 - \beta_1)}; G_2(\zeta) = \frac{1}{2} \zeta(\zeta + 1); \\ H_3(\beta) &= \frac{\sin(\beta - \beta_1) - \sin(\beta - \beta_2) + \sin(\beta_1 - \beta_2)}{\sin(\beta_3 - \beta_1) - \sin(\beta_3 - \beta_2) + \sin(\beta_1 - \beta_2)}; G_3(\zeta) = 1 - \zeta^2. \end{aligned} \quad (22)$$

Для довільного дев'ятивузлового чотирикутного скінченного елемента зв'язок між осевою координатою x і допоміжною змінною ζ представляється у вигляді залежності:

$$x = x_1 G_1 + x_2 G_2 + x_3 G_3. \quad (23)$$

Виходячи з отриманих результатів побудуємо апроксимаційні функції форми дев'ятивузлового оболонкового скінченного елемента (рис. 2) у виді:

$$\begin{aligned} N_1 &= H_1(\beta) G_1(\zeta); N_2 = H_1(\beta) G_2(\zeta); N_3 = H_3(\beta) G_2(\zeta); N_4 = H_3(\beta) G_1(\zeta); N_5 = H_1(\beta) G_3(\zeta); \\ N_6 &= H_2(\beta) G_2(\zeta); N_7 = H_3(\beta) G_3(\zeta); N_8 = H_2(\beta) G_1(\zeta); N_9 = H_2(\beta) G_3(\zeta). \end{aligned} \quad (24)$$

Далі інтегруючи функціонал Лагранжа анізотропної квазістаціонарної задачі в'язкопружності для шаруватих оболонок обертання по товщині i -го шару і роблячи підсумовування по усьому пакету шарів оболонки, приводимо його до двомірного вигляду. Подальша процедура скінчено-елементного розв'язання задачі співпадає з приведеною процедурою для двомірних задач.

Задача теплопровідності для шаруватих оболонок обертання розв'язується на тій же сітці скінчених елементів, що і відповідна задача в'язкопружності. Припускаючи, що складова теплового потоку в напрямку координати z змінюється по товщині пакету шарів оболонки H по степеневому закону, з урахуванням 3-ну Фур'є маємо співвідношення:

$$q_z(s, \beta, z) = \sum_{l=1}^n a_l(s, \beta) z^{l-1} = -\lambda_{zz} \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (25)$$

Після інтегрування (25) по товщині оболонки отримуємо:

$$T = -\sum_{l=1}^n a_l \int_{h_1}^z \frac{\gamma^{l-1}}{\lambda_{zz}} d\gamma + T(s, \beta, h_1) = \sum_{l=0}^n T_l(s, \beta) P_l(z). \quad (26)$$

Тут:

$$P_0 = 1; T_0 = T(s, \beta, h_1); T_l = -\frac{H^{l+1}}{\lambda_{zz}}; P_l = \frac{\bar{\lambda}_{zz}}{H^{l+1}} \int_{h_1}^z \frac{\gamma^{l-1}}{\lambda_{zz}} d\gamma; \bar{\lambda}_{zz} = \int_{h_1}^{h_{N+1}} \lambda_{zz} d\gamma.$$

Припустимо, що має місце співвідношення:

$$T = T_0 + T_1 P_1 + T_2 P_2; \quad (27)$$

де:

$$P_1 = \frac{\bar{\lambda}_{zz}}{H^2} \int_{h_1}^z \lambda_{zz}^{-1} d\gamma; P_2 = \frac{\bar{\lambda}_{zz}}{H^3} \int_{h_1}^z \lambda_{zz}^{-1} \gamma d\gamma.$$

Тоді можна представити:

$$\frac{H^2}{\bar{\lambda}_{zz}} P_1 = \int_{h_1}^z \frac{d\gamma}{\lambda_{zz}} = \frac{h_2 - h_1}{\lambda_{zz}^1} + \frac{h_3 - h_2}{\lambda_{zz}^2} + \dots + \frac{z - h_i}{\lambda_{zz}^i}. \quad (28)$$

Введемо позначення:

$$\rho_i^1 = \frac{\bar{\lambda}_{zz}}{H^2} \frac{1}{\lambda_{zz}^i}.$$

Тоді співвідношення (28) можна представити у виді:

$$P_1 = \rho_i^1 z + \sum_{k=1}^{i-1} \rho_k^1 (h_{k+1} - h_k) - \rho_i^1 h_i.$$

Здійснюючи подібну операцію, знаходимо:

$$\frac{H^3}{\bar{\lambda}_{zz}} P_2 = \int_{h_1}^z \frac{\gamma d\gamma}{\lambda_{zz}} = \frac{h_2^2 - h_1^2}{2\lambda_{zz}^1} + \frac{h_3^2 - h_2^2}{2\lambda_{zz}^2} + \dots + \frac{z^2 - h_i^2}{2\lambda_{zz}^i};$$

$$P_2 = \tau_i^1 z + \sum_{k=1}^{i-1} \tau_k^1 (h_{k+1}^2 - h_k^2) - \tau_i^1 h_i^2; \tau_i^1 = \frac{\bar{\lambda}_{zz}}{2H^3} \frac{1}{\lambda_{zz}^i}.$$

Таким чином, виходячи з співвідношення (27) представимо температуру i -го шару оболонки у вигляді:

$$T^i = T_0 + T_1(\rho_i^0 + \rho_i^1 z) + T_2(\tau_i^0 + \tau_i^1 z^2), (h_i \leq z \leq h_{i+1}); \quad (29)$$

$$\rho_i^0 = \sum_{k=1}^{i-1} \rho_k^1 (h_{k+1} - h_k) - \rho_i^1 h_i; \rho_i^1 = \frac{\bar{\lambda}_{zz}}{H^2} \frac{1}{\lambda_{zz}^i}; \tau_i^0 = \sum_{k=1}^{i-1} \tau_k^1 (h_{k+1}^2 - h_k^2) - \tau_i^1 h_i^2; \tau_i^1 = \frac{\bar{\lambda}_{zz}}{2H^3} \frac{1}{\lambda_{zz}^i}.$$

В силу прийняття гіпотези (25) будемо вважати що в функціоналі теплопровідності (9) виконуються умови: $\lambda_{sz}^i = \lambda_{\beta z}^i = 0$. Далі підставляючи співвідношення (29) в функціонал теплопровідності (9), інтегруючи його по товщині i -го шару оболонки і підсумовуючи отримані результати по усьому пакету шарів оболонки, приводимо функціонал до двомірного виду. Подальша процедура скінчено-елементного розв'язання задачі теплопровідності співпадає з приведеною процедурою для двомірних задач теплопровідності.

Третій розділ. “Апробація варіаційної скінчено-елементної методики”. В цьому розділі проведено порівняння результатів тестових прикладів, а також результатів розв'язання геофізичних задач з різних областей геодинаміки, які отримані на основі представленої варіаційної скінчено-елементної методики, з відомими результатами. Узгодженість результатів доводить верифікацію представленої варіаційної скінчено-елементної методики і можливості її застосування в різних областях геодинаміки.

Приведемо деякі випадки представлених в цьому розділі порівнянь. Розглянемо двомірну нестационарну задачу охолодження прямокутної області розміром 1×2 м з коефіцієнтом температуропровідності $8.00 \cdot 10^{-7} \frac{\text{M}^2}{\text{c}}$ при одиничній початковій температурі та нульовій температурі на границях області. На рис. 3 а представлено розподіл температури в області через 27,8 години після начала охолодження, отриманий на основі представленої методики. На рис. 3 б приведений відповідний аналітичний розв'язок представлений в роботі Карслоу і Єгера.

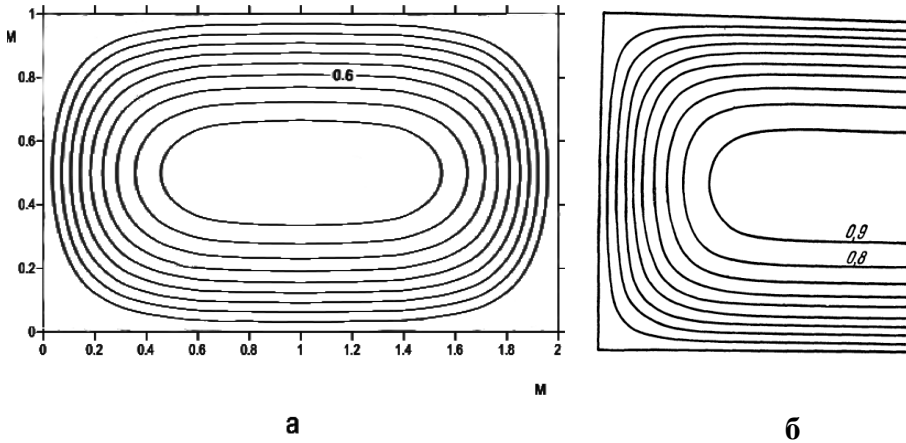


Рис. 3. а, б Діаграми двомірного охолодження прямокутної області при одиничній початковій температурі та нульовій температурі на границях області: а) розв'язок отриманий на основі представленої в дисертації варіаційної скінчено-елементної методики; б) відповідний аналітичний розв'язок представлений в роботі Карслоу і Єгера.

Розглянемо задачу прогину тонкостінної пружної ізотропної циліндричної панелі, яка знаходиться під дією власної ваги.

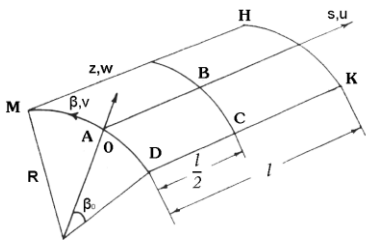


Рис. 4. Тонкостінна циліндрична оболонка в криволінійній системі координат (s, β, z) .

Оболонка на торцях MD і НК оперта на жорсткі діафрагми, на границях MN і DK вільна. Дані розрахунку: модуль пружності $2,11 \cdot 10^{10}$ Па; модуль зсуву $1,055 \cdot 10^{10}$ Па; коефіцієнт Пуассона 0; товщина оболонки $3 \cdot 10^{-2}$ м; $R = 3$ м; $l = 6$ м; $\beta_0 = 40^\circ$. На одиницю площі оболонки діє вертикально розподілене навантаження $P = 0,44 \cdot 10^5$ Па.

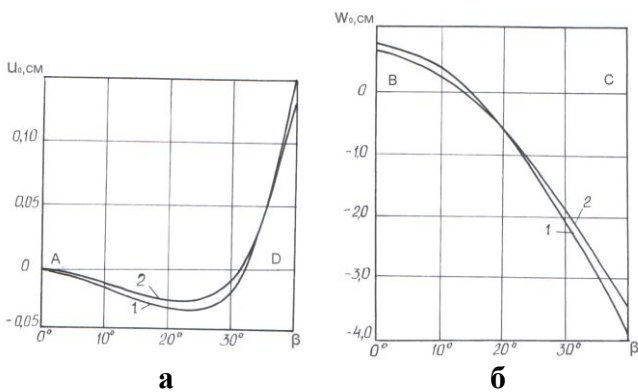


Рис. 5 а, б Прогин тонкостінної пружної ізотропної циліндричної панелі під дією власної ваги: а) розподіл осевих переміщень u_0 по лінії AD (див. рис. 4); б)

розподіл нормальних переміщень w_0 по лінії ВС. 1 - розв'язок отриманий в роботі Scordelis, Lo, 2 – розв'язок обчислений згідно представленої в дисертації варіаційної скінчено-елементної методики.

Розглянемо результати порівняння компонентів збуреної нутації, що отримані на основі варіаційної скінчено-елементної методики, виходячи зі стандартної моделі Землі PREM, для обертальної самогравітуючої Землі, яка складається з пружної мантиї, рідкого зовнішнього ядра та твердого внутрішнього ядра, без урахування океанічного і атмосферного навантажень з відповідними результатами Молоденського, Вара і результатами VLBI-спостережень.

Таблиця 1. Зворотна та пряма кругові добові нутації, а також нутації в нахиленні та довготі, представлені в секундах дуги для основного, річного, піврічного та двотижневого членів, отримані на основі представленого в дисертації комбінованого методу, а також відповідні теоретичні результати Молоденського (модель 2.), Вара (модель 1066A) і результати відповідних компонентів нутацій у фазі отриманих на основі VLBI-спостережень, які представлені в матеріалах IERS-2003.

| | Комбінований метод | Молоденський | Вар | IERS-2003 (у фазі) |
|---------------------------|--------------------|--------------|---------|--------------------|
| Основна нутація | | | | |
| η^+ | -8,0250 | -8,0243 | -8,0221 | -8,0248 |
| η^- | -1,1765 | -1,1802 | -1,1804 | -1,1804 |
| ε | 9,2015 | 9,2044 | 9,2025 | 9,2056 |
| $\Psi \sin \varepsilon_0$ | -6,8485 | -6,8441 | -6,8417 | -6,8440 |
| Річна нутація | | | | |
| η^+ | -0,0319 | -0,0317 | -0,0311 | -0,0330 |
| η^- | 0,0261 | 0,0261 | 0,0257 | 0,0257 |
| ε | 0,0058 | 0,0056 | 0,0054 | 0,0074 |
| $\Psi \sin \varepsilon_0$ | 0,0580 | 0,0578 | 0,0568 | 0,0587 |
| Піврічна нутація | | | | |
| η^+ | -0,0237 | -0,0244 | -0,0245 | -0,0246 |
| η^- | -0,5498 | -0,5476 | -0,5491 | -0,5485 |
| ε | 0,5735 | 0,5719 | 0,5736 | 0,5730 |
| $\Psi \sin \varepsilon_0$ | -0,5261 | -0,5232 | -0,5246 | -0,5239 |
| Двотижнева нутація | | | | |
| η^+ | -0,0039 | -0,0037 | -0,0036 | -0,0036 |
| η^- | -0,0935 | -0,0936 | -0,0941 | -0,0942 |
| ε | 0,0974 | 0,0972 | 0,0977 | 0,0978 |
| $\Psi \sin \varepsilon_0$ | -0,0896 | -0,0899 | -0,0905 | -0,0905 |

Розглянемо порівняння чисел Ляви і Шиди 2-го порядку для основних добових хвиль, отриманих на основі стандартної моделі PREM, для обертальної самогравітуючої Землі, що складається з пружної мантиї, рідкого зовнішнього ядра та твердого внутрішнього ядра, без урахування океанічного і атмосферного навантажень в рамках представленої в дисертації варіаційної скінчено-елементної методики з відповідними результатами інших авторів.

Таблиця 2. Числа Ляви k 2-го порядку, що представлені для основних добових хвиль і отримані на основі приведеного в дисертації комбінованого варіаційного скінчено-елементного методу виходячи зі стандартної моделі Землі PREM, а також відповідні результати інших авторів, які також отримані в рамках моделі PREM.

| Добові припливні хвилі | Комбінований метод | Mathews, Buffett, Shapiro (1995) | Dehant (1987) |
|------------------------|--------------------|----------------------------------|---------------|
| Q_1 | 0. 2955 | 0. 2966 | 0. 2962 |
| O_1 | 0. 2951 | 0. 2962 | 0. 2958 |
| M_1 | 0. 2940 | 0. 2950 | 0. 2945 |
| P_1 | 0. 2841 | 0. 2848 | 0. 2850 |
| S_1 | 0. 2773 | 0. 2766 | 0. 2783 |
| K_1 | 0. 2535 | 0. 2537 | 0. 2547 |
| 165. 565 | 0. 2504 | 0. 2504 | ----- |
| Ψ_1 | 0. 4667 | 0. 4662 | 0. 4667 |
| J_1 | 0. 2991 | 0. 3004 | 0. 2999 |
| OO_1 | 0. 2977 | 0. 2989 | 0. 2985 |

Таблиця 3. Числа Ляви h і Шиди l 2-го порядку для основних добових хвиль, що отримані на основі представленого в дисертаційній роботі комбінованого методу, виходячи з пружної моделі Землі PREM, а також відповідні компоненти чисел Ляви і Шиди в фазі, які отримані в роботі Mathews, Dehant, Gipson (1997) на основі непружної моделі Землі та відповідні результати, які отримані в роботі Krasna, Bohm, Schuh (2013) на основі обробки багаторічних VLBI спостережень.

| Комбінований метод | | Mathews et al. (1997) | Krasna et al. (2013) | Комбінований метод | | Mathews et al. (1997) | Krasna et al. (2013) |
|--------------------|--------|-----------------------|----------------------|--------------------|--------|-----------------------|----------------------|
| Q_1 | | | | 165.565 | | | |
| h | 0.5982 | 0.6036 | 0.6147 | h | 0.5091 | 0.5182 | 0.5294 |
| l | 0.0838 | 0.0846 | 0.0870 | l | 0.0865 | 0.0872 | 0.0912 |
| O_1 | | | | Ψ_1 | | | |
| h | 0.5974 | 0.6028 | 0.6026 | h | 0.9360 | 1.0569 | 1.1224 |
| l | 0.0838 | 0.0846 | 0.0858 | l | 0.0732 | 0.0710 | 0.0832 |
| M_1 | | | | φ_1 | | | |
| h | 0.5951 | 0.6004 | 0.5888 | h | 0.6562 | 0.6645 | 0.7707 |
| l | 0.0839 | 0.0849 | 0.0815 | l | 0.0820 | 0.0828 | 0.1052 |
| P_1 | | | | J_1 | | | |
| h | 0.5757 | 0.5817 | 0.5816 | h | 0.6053 | 0.6108 | 0.5988 |
| l | 0.0845 | 0.0853 | 0.0864 | l | 0.0835 | 0.0845 | 0.0833 |
| K_1 | | | | OO_1 | | | |
| h | 0.5152 | 0.5236 | 0.5267 | h | 0.6025 | 0.6080 | 0.6594 |
| l | 0.0863 | 0.0870 | 0.0881 | l | 0.0836 | 0.0846 | 0.0856 |

Розглянемо порівняння результатів складкоутворення в осадовому шарі з лінійно-в'язкої глини (густина 2300 кг/м^3 ; модуль всебічного стиску $3.75 \cdot 10^{10} \text{ Па}$; динамічна в'язкість $10^7 \text{ Па}\cdot\text{с}$), що отримані згідно представленої в дисертації варіаційної скінчено-елементної методики з аналітичними і експериментальними

результатами про залежність товщини лінійно-в'язкої складки від довжини хвилі, які приведені в роботах Turcotte, Schubert і Currie.

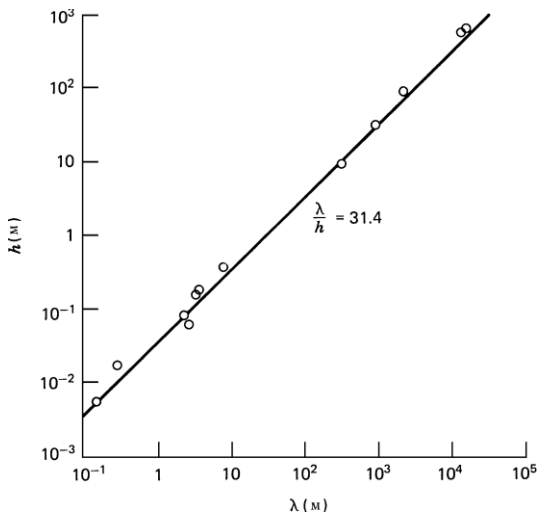


Рис. 6. Залежність товщини лінійно-в'язкої складки від довжини хвилі. Пряма відповідає аналітичному розв'язку представленому в роботі Turcotte, Schubert. Кружки – експериментальні дані дослідів з лінійно-в'язкою глиною, які представлені в роботі Currie.

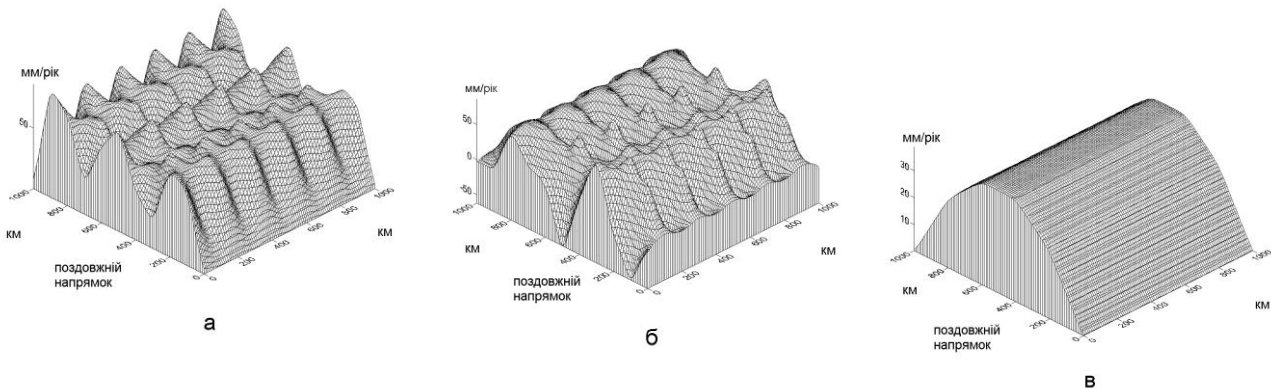


Рис. 7 а, б, в Процес утворення великомасштабних складок в шарі (отриманий на основі представленої в дисертації методики), який складається з лінійно-в'язкої глини під дією поздовжнього горизонтального стискання: а) товщина шару 10 км; б) 15 км; в) 30 км.

Результати великомасштабного складкоутворення (одержані згідно представленої в дисертації методики) в осадовому шарі, що складається з лінійно-в'язкої глини (рис. 7) узгоджуються з відомими результатами про залежність товщини лінійно-в'язкої складки від довжини хвилі (рис. 6). Дійсно з рис. 7 а, б, в слідує, що відношення між довжиною хвилі складки і її товщиною приблизно дорівнює ~ 31.4 .

Розглянемо порівняння результатів охолодження океанічної літосфери, які одержані на основі представленої в дисертації тривимірної нестационарної теплової моделі з відповідними результатами Turcotte, Schubert і Leeds. При моделюванні були обрані наступні параметри океанічної літосфери. Верхній шар завтовшки в км складається з осадових порід, середній шар товщиною 6 км складається з базальтів та габро, нижній шар товщиною 93 км складається з олівінів. Середні значення величин теплопровідності, температуропровідності і радіогенної теплогенерації

вказаних вище порід океанічної літосфери складають для: осадкових порід – $2.00 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{град})$, $1.00\cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $1.00 \text{ мкВт}/\text{м}^3$; базальтів і габро – 2.28 , $8.00\cdot 10^{-7}$, 0.30 ; олівінів – 4.23 , $1.26\cdot 10^{-6}$, 0.00 . Середні значення температури і коефіцієнту тепловіддачі океанічного дна складають 10°C і $420 \text{ Вт}/(\text{м}^2\cdot\text{град})$ відповідно. Середні значення температури і коефіцієнту тепловіддачі астеносфери оцінені, як 1200°C і $8.46\cdot 10^{-4} \text{ Вт}/(\text{м}^2\cdot\text{град})$ відповідно.

На рис. 8 у поздовжньому розрізі розглянутого фрагменту океанічної літосфери з розмірами $100\times 100\text{км}$ приведений процес охолодження океанічної літосфери, отриманий на основі представленої в дисертації методики для тривимірної теплової моделі. На рис. 9 приведений процес охолодження океанічної літосфери на основі одномірної нестационарної теплової моделі Turcotte, Schubert, а також результати визначення потужності літосфери різного віку в Тихому океані на основі дослідження дисперсії хвиль Релея, що представлені в роботі Leeds.

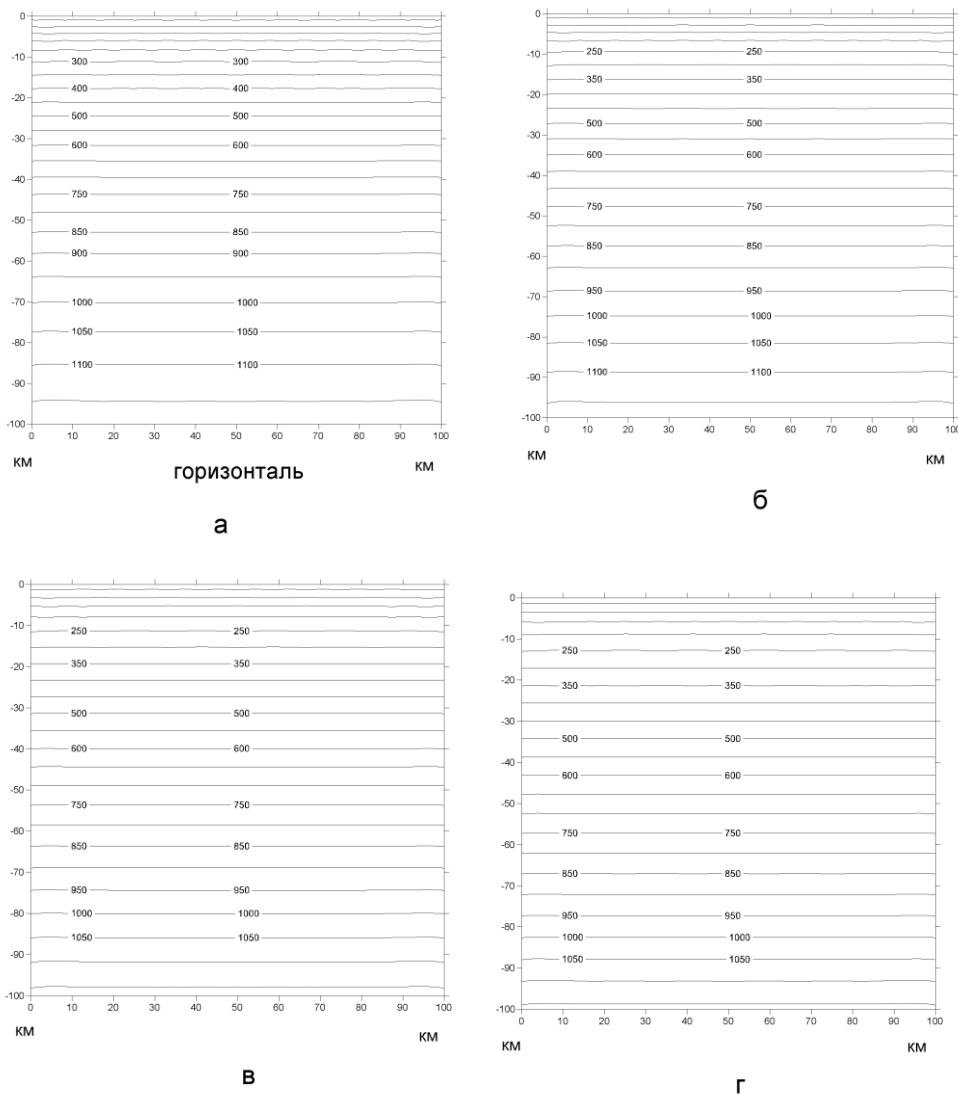


Рис. 8 а, б, в, г Розподіли теплових полів охолодження океанічної літосфери, які отримані на основі уточненої тривимірної нестационарної теплової моделі, згідно представленої в дисертації методики, у поздовжньому розрізі океанічної літосфери з віком в мільйонах років: а) 50; б) 60; в) 80; г) 100.

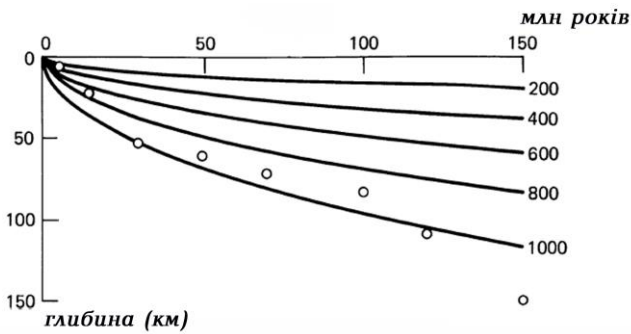


Рис. 9. Процес охолодження океанічної літосфери, одержаний на основі одномірної теплової моделі в роботі Turcotte, Schubert, кружки - результати визначення товщини тихоокеанської літосфери на основі дисперсії хвиль Релея, що представлені в роботі Leeds.

Теплові поля охолодження океанічної літосфери, які були отримані на основі варіаційної скінчено-елементної методики для тривимірної теплової моделі з точністю до 8 відсотків узгоджуються з результатами, що були отримані на основі одномірної теплової моделі в роботі Turcotte, Schubert. Результати еволюції товщини океанічної літосфери, що отримані в рамках представленої моделі для характерної солідусної ізотерми $\sim 900^\circ\text{C}$ добре узгоджуються з результатами вимірювань, представленими в роботі Leeds.

Четвертий розділ. “Визначення параметрів, які описують геодинамічний процес обертання Землі на основі уточнених моделей її внутрішньої будови”. В даному розділі на основі представленої варіаційної скінчено-елементної методики розв’язані нові задачі щодо визначення параметрів, які описують процес обертання Землі на основі уточнених моделей її внутрішньої будови. Визначено вплив в’язкопружності мантії на компоненти збуреної нутації Землі; вплив в’язкості рідкого ядра Землі на компоненти збуреної нутації та числа Ляви і Шиди 2-го порядку; вплив радіальної анізотропії мантії на компоненти збуреної нутації Землі та числа Ляви і Шиди 2-го порядку; вплив горизонтальних неоднорідностей у верхній мантії Землі на числа Ляви і Шиди 2-го порядку; вплив великомасштабних неоднорідностей мантії Землі на числа Ляви і Шиди 2-го порядку.

Приведемо деякі представлені в цьому розділі результати досліджень. Розглянемо результати обчислення поправок за в’язкопружність мантії до зворотної та прямої кругових компонент збуреної нутації в фазі та протифазі, що представлені для головного, річного, піврічного та двотижневого членів, спираючись на моделі розподілу добротності мантії відносно модулю зсуву Q_μ .

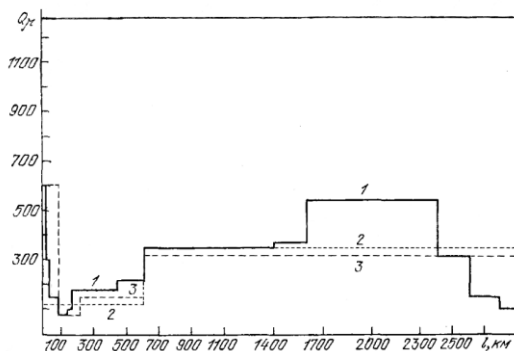


Рис. 10. Розподіли механічної зсувної добротності $Q_\mu(l)$ в літосфері та мантії Землі: 1 – модель M_1 Дорофєєва, Жаркова; 2 – модель QMU Сейлора, Дзевонського; 3 – модель PREM Дзевонського, Андерсона.

В якості дисперсійного співвідношення для комплексного модуля зсуву μ^* використовувалася степенева залежність від частоти, яка була запропонована Смітом і Даленом:

$$\delta\mu_s^*/\mu_s = [\text{ctg}(\alpha\pi/2)\{1 - (\omega_m/\omega)^\alpha\} + i(\omega_m/\omega)^\alpha]/Q_\mu^s(\omega_m). \quad (30)$$

Тут μ_s – величина пружного модуля зсуву в s-тому радіальному шарі мантії; $\delta\mu_s^*$ – амплітуда дисперсії комплексного модуля зсуву в s-тому шарі; $Q_\mu^s(\omega_m)$ – величина зсувної добротності мантії в s-тому шарі, яка визначена при деякій фіксованій частоті ω_m ; ω – розглянута частота дисперсії; α - показник степені дисперсійної залежності (тут обрані значення: $\omega_m = 2\pi/200$ рад/с; $\alpha = 0,15$).

Поправки за в'язкопружність мантії до зворотної і прямої кругових компонент збуреної нутації в фазі та протифазі визначалися, згідно Вару і Бергену, за формулами:

$$\begin{aligned} \eta^+ &= \eta_r^+(\eta^+/\eta_r^+) = -\frac{1}{2}(\varepsilon_r + \Psi_r \sin \varepsilon_0)(\eta^+/\eta_r^+) = B_{R^+} - iB_{I^+}; \\ \eta^- &= \eta_r^-(\eta^-/\eta_r^-) = -\frac{1}{2}(\varepsilon_r - \Psi_r \sin \varepsilon_0)(\eta^-/\eta_r^-) = B_{R^-} - iB_{I^-}. \end{aligned} \quad (31)$$

Тут ε_0 - кут схилення екліптики; B_{R^+} , B_{R^-} і B_{I^+} , B_{I^-} - зворотна і пряма компоненти кругової добової нутації у фазі та протифазі відповідно; значення нутації для твердої Землі в нахиленні ε_r і довготі Ψ_r були взяті з теорії Кіношита. Зворотні $\delta\eta^+/\eta_r^+$ та прямі $\delta\eta^-/\eta_r^-$ кругові добові нутації, які мають комплексну форму, обчислювались на основі варіаційної скінчено-елементної методики, за допомогою процедури розщеплення матриці деформаційних градієнтів на симетричну – деформаційну та антисиметричну – обертальну частини. При обчисленні була використана стандартна модель PREM внутрішньої будови, для обертальної самогравітуючої Землі, що складається з в'язкопружної мантії, рідкого зовнішнього ядра та твердого внутрішнього ядра, без урахування океанічного і атмосферного навантажень.

Таблиця 4. Поправки за в'язкопружність мантії до зворотної та прямої кругових компонентів збуреної нутації в фазі та протифазі в мілі-арк-секундах на основі моделей розподілу зсувної добротності в мантії: “QMU” Сейлора, Дзевонського, “PREM” Дзевонського, Андерсона, “M₁” Дорофєєва, Жаркова.

| | “QMU”-модель | | “PREM”-модель | | “M ₁ ”-модель | |
|--------------------------|--------------|-----------|---------------|-----------|--------------------------|-----------|
| | В фазі | протифазі | В фазі | протифазі | В фазі | протифазі |
| Головна нутація | | | | | | |
| $\delta\eta^+$ | 0,04552 | 0,02014 | 0,04522 | 0,01992 | 0,05017 | 0,02898 |
| $\delta\eta^-$ | -0,33778 | -0,14946 | -0,33562 | -0,14785 | -0,37238 | -0,21512 |
| Річна нутація | | | | | | |
| $\delta\eta^+$ | 0,17727 | 0,07844 | 0,17614 | 0,07759 | 0,19542 | 0,11289 |
| $\delta\eta^-$ | -0,00958 | -0,00425 | -0,00952 | -0,00419 | -0,01055 | -0,00609 |
| Піврічна нутація | | | | | | |
| $\delta\eta^+$ | 0,03354 | 0,01484 | 0,03332 | 0,01468 | 0,03697 | 0,02136 |
| $\delta\eta^-$ | 0,27070 | 0,11978 | 0,26897 | 0,11849 | 0,29843 | 0,17240 |
| Двогжнева нутація | | | | | | |
| $\delta\eta^+$ | 0,00288 | 0,00127 | 0,00286 | 0,00125 | 0,00315 | 0,00182 |
| $\delta\eta^-$ | 0,06468 | 0,02862 | 0,06427 | 0,02831 | 0,07130 | 0,04119 |

Результати показують, що врахування в'язкопружності мантії, окрім зон поглинання в нижній мантії та в прикордонному шарі D", не оказують помітного впливу на компоненти збуреної нутації Землі. В той же час врахування цих зон приводить до збільшення нутаційних поправок за в'язкопружність мантії приблизно на 10% для компонент у фазі та до 30% для компонент в протифазі.

Розглянемо вплив великих неоднорідних областей, розташованих в різних частинах мантії, на добові числа Ляви і Шиди 2-го порядку. Вважатимемо, що Земля є обертальним самогравітуючим тілом, яке складається з неоднорідної пружної мантії, рідкого зовнішнього і твердого внутрішнього ядер. При цьому впливи океанічного і атмосферного навантажень не враховуємо. В якості моделі розуцільненої речовини мантії обрано області речовини близької по своїм механічним властивостям до олівінів. Згідно томографічної моделі проходження сейсмічних хвиль SPRD6, розглянемо випадки розташування великомасштабних неоднорідностей у прикордонному шарі D", а також у нижній (на глибині ~ 1600 км) і середній (на глибині ~ 800 км) частинах мантії.

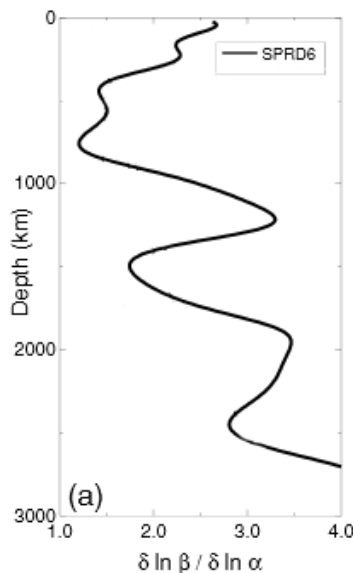


Рис. 11. Розподіл, згідно сейсмічної моделі SPRD6, представленої в роботі Ishii, Tromp, логарифмічного відношення швидкостей розповсюдження поперечних S-хвиль (β) до швидкостей поздовжніх P-хвиль (α) в мантії, що характеризує розташування великомасштабних неоднорідностей в мантії (великі ліві виступи кривої).

Значення чисел Ляви і Шиди 2-го порядку для основних добових припливних хвиль, що отримані на основі комбінованого методу виходячи з радіально симетричної стандартної моделі Землі PREM, а також з урахуванням впливу великомасштабних неоднорідностей мантії, представлені в таблиці 5. Тут розглянуті варіанти, представлених вище, великомасштабних субгоризонтальних областей розуцільненої мантії: (1) - в прикордонному шарі D" розмір неоднорідності був обраний ~ 2000 км по горизонталі і ~ 150 км по товщині шару; (2) - в нижній мантії - розмір неоднорідності ~ 3000 км по горизонталі і ~ 150 км по товщині; (3) - у середній мантії ~ 3000 км по горизонталі та ~ 200 км по товщині.

Таблиця 5. Числа Ляви і Шиди 2-го порядку - k , h , l , що представлені для основних добових припливних хвиль і отримані виходячи з моделі Землі "PREM", а також з урахуванням впливу субгоризонтальних великомасштабних неоднорідностей мантії – варіанти: (1), (2), (3) відповідно.

| Q ₁ | PREM | Вар. (1) | Вар. (2) | Вар. (3) | K ₁ | PREM | Вар. (1) | Вар. (2) | Вар. (3) |
|----------------|----------|----------|----------|----------|-----------------|----------|----------|----------|----------|
| k | 0.295497 | 0.285119 | 0.318120 | 0.305150 | k | 0.253455 | 0.243942 | 0.286767 | 0.265760 |
| h | 0.598218 | 0.603665 | 0.566194 | 0.586251 | h | 0.515221 | 0.513245 | 0.482895 | 0.505166 |
| l | 0.083755 | 0.084941 | 0.080882 | 0.082847 | l | 0.086338 | 0.086870 | 0.082353 | 0.085495 |
| O ₁ | | | | | 165.565 | | | | |
| k | 0.295093 | 0.284723 | 0.317819 | 0.304771 | k | 0.250363 | 0.240916 | 0.284463 | 0.262865 |
| h | 0.597420 | 0.602795 | 0.565393 | 0.585471 | h | 0.509117 | 0.506601 | 0.476774 | 0.499208 |
| l | 0.083780 | 0.084959 | 0.080896 | 0.082873 | l | 0.086527 | 0.087012 | 0.082462 | 0.085689 |
| M ₁ | | | | | Ψ ₁ | | | | |
| k | 0.293900 | 0.283553 | 0.316928 | 0.303652 | k | 0.466626 | 0.453380 | 0.446227 | 0.466103 |
| h | 0.595064 | 0.600227 | 0.563027 | 0.583167 | h | 0.936045 | 0.973153 | 0.906549 | 0.917569 |
| l | 0.083854 | 0.085014 | 0.080938 | 0.082948 | l | 0.073245 | 0.077058 | 0.074868 | 0.072029 |
| P ₁ | | | | | Φ ₁ | | | | |
| k | 0.284098 | 0.273948 | 0.309615 | 0.294464 | k | 0.324854 | 0.313908 | 0.340041 | 0.332690 |
| h | 0.575715 | 0.579135 | 0.543597 | 0.564254 | h | 0.656171 | 0.666884 | 0.624433 | 0.642942 |
| l | 0.084456 | 0.085465 | 0.081281 | 0.083565 | l | 0.081952 | 0.083592 | 0.079853 | 0.080996 |
| S ₁ | | | | | J ₁ | | | | |
| k | 0.277294 | 0.267282 | 0.304539 | 0.288088 | k | 0.299087 | 0.288638 | 0.320799 | 0.308516 |
| h | 0.562282 | 0.564498 | 0.530112 | 0.551128 | h | 0.605304 | 0.611392 | 0.573312 | 0.593180 |
| l | 0.084873 | 0.085776 | 0.081519 | 0.083994 | l | 0.083535 | 0.084776 | 0.080756 | 0.082621 |
| 165.545 | | | | | OO ₁ | | | | |
| k | 0.256157 | 0.246587 | 0.288781 | 0.268290 | k | 0.297658 | 0.297635 | 0.297520 | 0.256817 |
| h | 0.520556 | 0.519053 | 0.488246 | 0.510374 | h | 0.602483 | 0.602438 | 0.602212 | 0.521859 |
| l | 0.086172 | 0.086746 | 0.082259 | 0.085325 | l | 0.083623 | 0.084842 | 0.080806 | 0.082711 |

Результати моделювання показують, що найбільші відхилення добових чисел Ляви і Шида 2-го порядку відносно відповідних значень моделі PREM характерні для великомасштабної неоднорідності, розташованої в нижній мантії (на глибині ~ 1600 км). Ця неоднорідність приводить до максимальних відхилень чисел Ляви k до 7 %, чисел Ляви h до 5 % і чисел Шида l до 3 %. В той же час, більша по розмірах неоднорідність, яка розташована у середній мантії (на глибині ~ 800 км) приводить до максимальних відхилень чисел Ляви k до 3 %, чисел Ляви h до 2 % і чисел Шида l до 1 %. Тобто, як можна бачити до менших відхилень. Неоднорідність мантії, яка розташована в прикордонному шарі D" приводить до максимальних відхилень чисел Ляви k до 3 %, чисел Ляви h до 4 % і чисел Шида l до 5 %. Звернемо увагу на те, що для всіх розглянутих вище неоднорідностей, відхилення чисел Ляви і Шида корелюють з частотами добових припливних хвиль.

П'ятий розділ “Дослідження сучасних геотектонічних процесів”. В даному розділі на основі представленої варіаційної скінчено-елементної методики розв'язані нові задачі про сучасні геотектонічні процеси. Визначено особливості сучасних вертикальних рухів локальних соляних і несоляних структур ДДЗ; відмітні особливості сучасного напружено-деформованого стану в осадовому чохла локальних структур ДДЗ. Визначено вплив сучасних розломно-блокових рухів ДДЗ на гравітаційне поле. Визначені особливості сучасних горизонтальних рухів ДДЗ.

Приведемо деякі представлені в цьому розділі результати досліджень. Розглянемо особливості сучасних вертикальних рухів локальних несоляних структур ДДЗ. Найбільш повна генетична класифікація зазначених структур була виконана В. М. Смелянським і Б. П. Кабишевим. В якості об'єктів дослідження

обрані характерні для ДДЗ геологічні розрізи несолевмісних осадових порід, які мають в'язкопружні властивості. Так при моделюванні сучасних рухів надрозломних, штампових і структур короблення був обраний наступний склад осадових порід: від 0 до 2000 м - глини; від 2000 до 2050 м – лінійно-в'язке пористе середовище; від 2050 до 3000 м - піщаники; від 3000 до 3050 м - ще один шар пористого середовища; від 3050 до 4000 м - піщаники; від 4000 до 4020 м - пористе середовище; від 4020 до 5000 м - піщаники; від 5000 до 8000 м - вапняки; від 8000 до 9000 м - мармур; від 9000 до 10000 м - гнейс. Для моделювання прирозломних структур: від 0 до 2000 м - глини; від 2000 до 2020 м - пористе середовище; від 2020 до 2100 м - піщаники; від 2100 до 2120 м - пористе середовище; від 2120 до 2200 м - піщаники; від 2200 до 2220 м - пористе середовище; від 2220 до 2800 м - піщаники; від 2800 до 2820 м - пористе середовище; від 2820 до 3000 м - піщаники. Керуючись даними відповідних джерел, для в'язкопружних глин, піщаників, вапняків, мармурів, гнейсів виберемо наступні осереднені механічні характеристики: густина: 2300, 2400, 2500, 2750, 2800 (кг/м³); модуль Юнга: 3.0, 3.5, 7.0, 5.0, 5.0 ($\cdot 10^{10}$ Па); коефіцієнт Пуассона: 0.1, 0.25, 0.275, 0.25, 0.2; динамічна в'язкість: 10^7 , 1.4, 2.56, 5.0, 4.5 ($\cdot 10^{20}$ Па·с). Для лінійно-в'язкого пористого середовища: густина – 1350 кг/м³; модуль всебічного стиску – $0.2 \cdot 10^{10}$ Па; динамічна в'язкість - 10^6 Па·с. При цьому в якості швидкості руху блоків кристалічного фундаменту обираємо характерну для ДДЗ величину ~ 10 мм/рік.

Результати моделювання показують, що найбільш інтенсивні вертикальні рухи характерні для несоляних локальних надрозломних структур і структур короблення, тут відповідні швидкості денної поверхні сягають величин 4 і 2 мм/рік. Аналогічні швидкості для прирозломних і штампових структур не перевищують 1 мм/рік. Разом з тим, амплітуди вертикальних швидкостей денної поверхні залежать від характеру пологості відповідних скидів і підняттяв, зі збільшенням положистості зростає амплітуда швидкості. Наявність шарів пористого середовища в розглянутих локальних структурах, приводить до незначного збільшення швидкостей руху денної поверхні.

Далі розглянемо особливості сучасних вертикальних рухів соляних локальних структур ДДЗ. В розглянутих типових геологічних розрізах ДДЗ будемо припускати лише наявність соленосних утворень верхнього девону, натомість відклади солі ранньопермського віку будемо вважати відсутніми або їх товщини такими, що ними можна знехтувати. Результати моделювання показують, що у випадку соляних структур I - групи, найбільш інтенсивні вертикальні рухи характерні для надрозломних соляних структур, де максимальні швидкості денної поверхні можуть досягти величин ~ 5 мм/рік. Потім слідує прирозломні структури та структури короблення. Тут максимальні швидкості денної поверхні можуть досягти величин ~ 2.8 та 2.5 мм/рік відповідно. Найменш інтенсивні вертикальні рухи характерні для штампових структур, їх максимальні швидкості денної поверхні не перевищують величини ~ 1.5 мм/рік. У випадку сучасних рухів локальних соляних структур II - групи максимальна швидкість денної поверхні може сягнути величини ~ 2.0 мм/рік. У випадку сучасних рухів локальних соляних структур III - групи максимальна швидкість денної поверхні може досягти ~ 0.12 мм/рік. Аналіз показує, що сучасні вертикальні рухи усіх генетичних типів

локальних соляних структур ДДЗ характеризуються своїми індивідуальними рисами, які головним чином визначаються особливостями блокових рухів підсольового ложа, тангенційними регіональними напруженнями та особливостями соляного тектогенезу. Ці властивості характерні для усіх груп активно діючих локальних соляних структур ДДЗ і можуть бути використані при виявленні сольових пасток вуглеводневої сировини.

Далі розглянемо особливості сучасних горизонтальних рухів у регіоні ДДЗ виходячи з інформації про стійкі зміни горизонтальних координат відповідних GPS-станцій в системі ETRS89 (Європейській земній системі відліку 1989). Базуючись на уточнених щільнісних даних геологічних розрізів земної кори, приведених в роботі Купрієнка та інших, для профілів, що перетинають Чернігівський, Лохвицький, Полтавський та Ізюмський мегаблоки ДДЗ, побудуємо тривимірну в'язкопружну модель горизонтального внутрішньоплитного руху земної кори в регіоні ДДЗ. Розглянемо тришаровий півпростір, який складається з центральної області - довжиною 640 і шириною 100 км, що відноситься безпосередньо до ДДЗ (ось симетрії цієї області приблизно збігається з віссю симетрії ДДЗ). З півночі та півдня до цієї області примикають дві області такої ж довжини та ширини, що представляють відповідно зони ВКМ і УЩ. Припустимо, що верхній шар земної кори, області ДДЗ, товщиною 10 км складається з осадових порід, середній шар товщиною 10 км - з діоритів, нижній шар товщиною 15 км - з базальтоїдів. Верхній шар земної кори, зони ВКМ, товщиною 15 км складається з гранітоїдів, середній шар товщиною 22 км - з діоритів, нижній шар товщиною 8 км - з базальтоїдів. Верхній шар земної кори, зони УЩ, товщиною 12 км складається з гранітоїдів, середній шар товщиною 25 км - з діоритів, нижній шар товщиною 8 км - з базальтоїдів. Керуючись даними відповідних джерел, для осадових порід, гранітоїдів, діоритів, базальтоїдів виберемо наступні осереднені механічні характеристики: густина: 2500, 2650, 2800, 2950 (кг/м³); модуль Юнга: 4.0, 5.5, 6.5, 7.5 ($\cdot 10^{10}$ Па); коефіцієнт Пуассона: 0.22, 0.25, 0.25, 0.25; динамічна в'язкість: 2.0, 9.0, 9.0, 9.0 ($\cdot 10^{20}$ Па \cdot с). Далі задамо розподіл горизонтальних швидкостей на бокових границях розглянутого півпростору таким чином, щоб розрахункове поле горизонтальних швидкостей півпростору узгоджувалось з горизонтальними швидкостями пунктів GPS – станцій, розташованих в регіоні ДДЗ.

В результаті чисельного моделювання на основі представленої вище варіаційної скінчено-елементної методики з урахуванням GPS - даних про внутрішньоплитні горизонтальні рухи в системі ETRS89, отримане стійке поле горизонтальних швидкостей земної кори в регіоні ДДЗ.

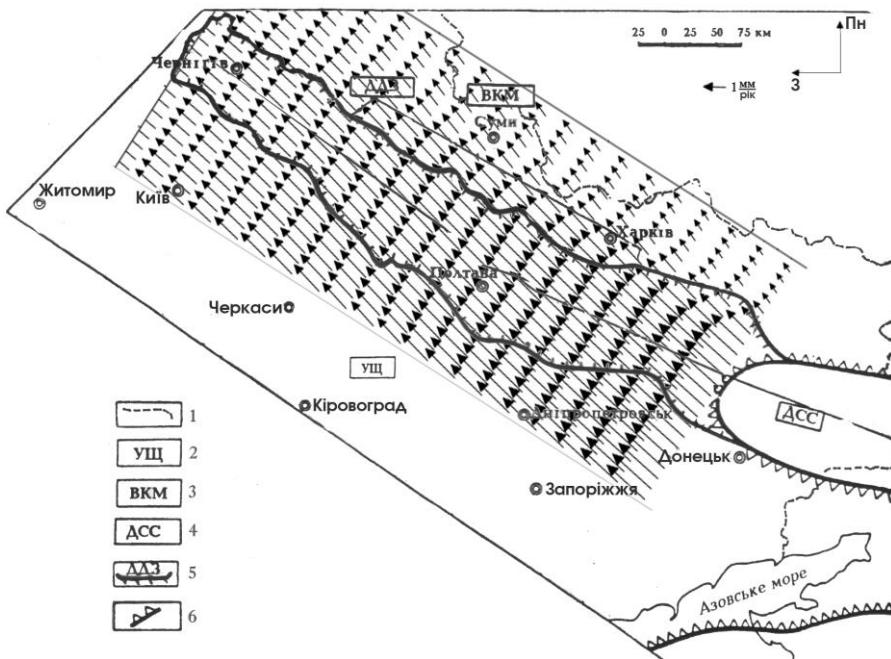


Рис. 12. Поле швидкостей сучасних горизонтальних рухів земної кори в регіоні ДДЗ, в системі відліку ETRS89, що жорстко зв'язана з Євразійською континентальною літосферною плитою (1 – державний кордон України; 2 – Український щит; 3 – Воронезький кристалічний масив; 4 – Донецьке складчасте спорудження; 5 – Дніпровсько-Донецька западина і її границі; 6 – границі насування Північно-Кавказько-Кримського складчастого поясу на українську частину Східно-Європейської континентальної плити).

Результати моделювання показують, що для усього розглянутого регіону ДДЗ, стійкі сучасні горизонтальні рухи земної кори мають приблизно однакову спрямованість з південного сходу на північний захід. В той же час інтенсивність сучасних горизонтальних рухів у регіоні ДДЗ є неоднорідною. Найбільш інтенсивні горизонтальні рухи в регіоні характерні для південного сходу ДДЗ і прилеглої до неї частини УЩ. Тут амплітуди швидкостей досягають 3 ~ 3.5 мм/рік. По мірі просування на північний захід інтенсивність сучасних горизонтальних рухів поступово знижується до 1 ~ 1.5 мм/рік. Поряд із цим, у прилеглої до ДДЗ на північному сході, частині ВКМ спостерігається різке зниження інтенсивності сучасних горизонтальних рухів до 0.5 ~ 1 мм/рік. Загальна спрямованість стійких сучасних горизонтальних рухів регіону ДДЗ у північно-західному напрямку доводить, що розглянутий регіон разом з іншою українською частиною Східно-Європейської континентальної плити випробовує насування з боку Північно-Кавказько-Кримського складчастого поясу.

Шостий розділ “Дослідження геотектонічних процесів регіонального масштабу”. В данному розділі на основі представленої варіаційної скінчено-елементної методики розв'язані нові задачі про геотектонічні процеси регіонального масштабу. Визначено впливи субгоризонтальних геотектонічних рухів та напружень на розвиток ДДЗ. Визначено особливості геотектонічного розвитку ЗЧЗ; особливості напружено-деформованого стану та аномального гравітаційного поля у вогнищі землетрусу; особливості процесу зміни нахилів земної поверхні в зонах активних розломів; особливості процесу

середньомасштабного складкоутворення в осадовому шарі земної кори. Визначено вплив руху кристалічних блоків різного напрямку на формування регіональних геоструктур.

Приведемо деякі представлені в цьому розділі результати досліджень. Розглянемо вплив субгоризонтальних геотектонічних рухів та напружень на формування та розвиток ДДЗ. В наш час не припиняється дискусія відносно причин формування і подальшого розвитку внутріконтинентальних рифтогенних западин, в тому числі ДДЗ. Взагалі домінують дві протилежні концепції: розтягування консолідованої кори та її субгоризонтального стиснення. Відповідно до першої концепції, розтягування земної кори в околиці авлакогену визначається утворенням мантійного діапіру (астеноліту), який розтікаючись під літосферою від його центра до периферії, приводить до її розтріскування та розтягнення, захоплюючи при цьому і земну кору. Стосовно другої концепції, утворення внутріконтинентальних рифтогенних западин типу ДДЗ властиво в основному тільки процесам, локалізованим в літосфері Землі, які обумовлені в цілому субгоризонтальним стисненням. Тому, з метою роз'яснення ситуації, проведене чисельне моделювання впливу субгоризонтальних геотектонічних рухів та напружень на розвиток земної кори Дніпровсько-Донецького авлакогену в розрізі центрального (Полтавського) мегаблоку під впливом сил гравітації та субгоризонтальних напружень з боку УЩ і ВКМ в рифейський та сучасний періоди розвитку. В якості об'єкта дослідження, був обраний умовний геологічний розріз земної кори, характерний для центрального (Полтавського) мегаблоку ДДЗ. Тут осереднений розподіл осадових порід було взято у співвідношенні: глини, алеврити - 2 км; пісковики - 4 км; алевроліти - 2 км; доломіти - 2 км. Потім 8 км - гранітоїдів і 15 км - базальтоїдів. Прилеглі ліворуч та праворуч до бортів ДДЗ, в даному місці, мегаструктури УЩ і ВКМ мають приблизно однакову будову, що відповідає дорифейській будові ДДЗ: 0,5 км - осадових порід; 45 км - гранітоїдів і 10 км - базальтоїдів. Керуючись даними відповідних джерел, для глини і алевритів, піщаників, алевролітів, доломітів, гранітоїдів, базальтоїдів виберемо наступні осереднені механічні характеристики: густина: 2300, 2400, 2450, 2800, 2650, 2950 (кг/м³); модуль Юнга: 3.0, 3.5, 3.8, 8.0, 5.5, 7.5 ($\cdot 10^{10}$ Па); коефіцієнт Пуассона: 0.10, 0.25, 0.26, 0.30, 0.25, 0.25; динамічна в'язкість: 10^7 , $1.4 \cdot 10^{20}$, $1.5 \cdot 10^{20}$, $4.0 \cdot 10^{20}$, $9.0 \cdot 10^{20}$, $9.0 \cdot 10^{20}$ (Па \cdot с)

Результати моделювання субгоризонтальних рухів і напружень на місці утворення ДДЗ доводять, що на протязі формування і розвитку Дніпровсько-Донецького авлакогену розтяжні субгоризонтальні рухи сприяли більш ефективному просіданню кристалічних блоків його центральної частини, ніж це могло бути викликано з боку рухів бічного стиснення. Одні лише стискаючі субгоризонтальні рухи та напруження не здатні привести до занурення блоків дорифейського фундаменту ДДЗ до сучасного рівня.

Розглянемо характерні риси напружено-деформованого стану і розподілу аномального гравітаційного поля, що виникають на ділянці земної кори в зоні вогнища землетрусу. Проведемо дослідження для сухих геологічних порід: пісковиків, гранітоїдів і базальтоїдів. Припустимо, що в результаті пружної розрядки зсувних напружень (які виникли під дією геотектонічних зусиль) на деякому заблокованому відрізку, розташованому посередині сторони цієї ділянки,

яка прилягає до лінії розлому, відбувається розрив. Цей розрив приводить до переміщення даного відрізка і відповідно деформуванню всієї розглянутої ділянки кори. Будемо розглядати шаруваті фрагменти кори з різним ступенем тріщинуватості порід. Також припустимо, що в результаті затухання поля деформацій, переміщення на границях ділянки, які не співпадають з лінією розлому дорівнюють нулю. Результати моделювання показують, що на ділянці земної кори в зоні вогнища землетрусу можуть бути виявлені деякі загальні характерні риси напружено-деформованого стану і розподілу аномального гравітаційного поля. У випадку монолітного складу геологічних порід, що складають земну кору, характерні картини розподілу зсувних переміщень, напружень і аномального гравітаційного поля мають схожий характер, мало залежать від товщини кори, її геологічного складу і лінійних розмірів вогнища землетрусу. У той же час, збільшення ступеню тріщинуватості порід, що складають земну кору, призводить не тільки до різкої зміни кількісних залежностей в картинах розподілу зазначених полів, але також і до їх якісних змін. Для таких картин характерна поява нерегулярних областей максимумів та мінімумів, кількість яких зростає по мірі збільшення ступеню тріщинуватості порід.

Розглянемо процес середньомасштабного складкоутворення в осадовому шарі земної кори. При моделюванні процесу складкоутворення будемо припускати, що в деформуванні бере участь весь осадовий шар, який знаходиться під впливом субгоризонтального стиснення. Будемо розглядати симетричні відносно умовної середини області локального стиску прямокутні фрагменти поперечного перерізу осадових порід. При цьому, бічна сторона фрагмента здійснює рух у субгоризонтальному напрямку з характерною швидкістю 1 см/рік. Також розглянутий фрагмент осадових порід знаходиться під впливом сили тяжіння. Розглянемо випадки соленосних і несолених осадових шарів різної будови і товщини, на які діють сили субгоризонтального геотектонічного стискання. Результати моделювання процесу середньомасштабного складкоутворення в осадовому шарі земної кори під впливом стискаючих субгоризонтальних геотектонічних сил показують, що цей процес залежить від напрямку дії сил, потужності осадового шару, а також від складу і соленосності осадових товщ. Відхилення стискаючих геотектонічних зусиль від горизонталі, призводить до локалізації процесу складкоутворення в околиці області стиснення і зменшенню швидкості росту складок. Збільшення товщини осадового шару при аналогічних умовах навантаження приводить до більш інтенсивного процесу складкоутворення в локальній структурі, при цьому загальний вплив жорсткісних властивостей осадових порід на цей процес зменшується. Зменшення індивідуальних жорсткісних характеристик осадових шарів, збільшення їх соленосності також приводять до інтенсифікації процесу складкоутворення. Наявність соляних штоків призводить до різкого росту складок в околиці цих утворень. У всіх випадках процес складкоутворення лінійно зменшується з глибиною.

Розглянемо механічну поведінку тришарового в'язкопружного півпростору, що складається з осадових порід, під дією руху різноспрямованих блоків кристалічного фундаменту та сили тяжіння. Виберемо середній характерний для

багатьох осадових басейнів, склад осадових порід. Припустимо, що верхній шар складається з глинистих порід, середній шар – піщаників, нижній шар - вапнякових порід. На основі даних відповідних джерел введемо для глинистих, піщаникових і вапнякових порід відповідні механічні властивості: густина: 2300, 2400, 2500 (кг/м³); модуль Юнга: 3.0, 3.5, 7.0 ($\cdot 10^{10}$ Па); коефіцієнт Пуассона: 0.10, 0.25, 0.275; динамічна в'язкість: 10^7 , $1.4 \cdot 10^{20}$, $2.56 \cdot 10^{20}$ (Па·сек). Будемо розглядати умовні квадратні ділянки земної поверхні з розмірами 100 на 100 км, усередині сторін яких діють активні блоки з лінійними розмірами 20 км. Припустимо, що блоки здійснюють рухи з характерною швидкістю 1 см/рік, і розглянутий фрагмент осадових порід знаходиться під впливом сили тяжіння. Розглянемо вертикальні та субгоризонтальні рухи блоків кристалічного фундаменту при різній потужності осадового чохла і пухкості осадових порід, яка приводить до ослаблення пружних властивостей порід у горизонтальних напрямках. Результати моделювання процесу формування геоструктур під впливом різноспрямованих блоків кристалічного фундаменту показують, що цей процес суттєво залежить від напрямку рухів блоків, а також від потужності, складу і пухкості осадових шарів. Вертикальні рухи активних блоків приводять до пропорційних локальних змін рівнів земної поверхні. У випадку односпрямованого руху блоків швидкості підняття і опускань земної поверхні найбільші. У випадку протилежно спрямованих рухів має місце взаємна компенсація і швидкості рухів земної поверхні зменшуються. Субгоризонтальні рухи активних блоків, на відміну від вертикальних, впливають на більші області земної поверхні. При цьому найбільш активний вплив здійснюють насувні та скидові рухи. Зсувні рухи блоків практично не впливають на змінювання рівнів земної поверхні. Відхилення скидних і насувних рухів блоків від горизонтального напрямку призводять до зменшення швидкостей відповідних підняття і опускань. У випадку вертикальних рухів блоків потужність осадового шару, його склад і пухкість мало впливають на швидкості змінювання рівнів земної поверхні. У випадку субгоризонтальних рухів блоків, ослаблення потужності осадового чохла, збільшення його пухкості призводять до зниження швидкостей відповідних підняття і опускань земної поверхні.

Сьомий розділ “Дослідження плитних та внутрішньоплитних геотектонічних процесів”. *В данному розділі на основі представленої варіаційної скінчено-елементної методики розв'язані нові задачі про плитні та внутрішньоплитні геотектонічні процеси. Визначено особливості напружено-деформованого стану океанічних літосферних плит в процесі їх згину; особливості процесу деформування океанічних літосферних плит різного типу в зоні субдукції; особливості процесу великомасштабного складкоутворення в осадовому шарі земної кори.*

Приведемо деякі представлені в цьому розділі результати досліджень. Розглянемо процеси деформування океанічної літосфери різного віку, згідно огляду представленому в роботі Stern: молодій (чільйського типу), середньої, старої (маріанського типу) на різних етапах занурення у мантію в зоні субдукції. В процесі занурення зовнішні шари слєбу розігріваються і втрачають свої пружні властивості, в той же час середина слєбу залишається досить холодною і пружною. З боку навколишньої мантії на стінки слєбу діють сили в'язкого опору. При

моделюванні розглянемо процеси деформування тришарового слєбу (холодний внутрішній шар будемо вважати в'язкопружним, прогріті зовнішні шари, завдяки дифузійному кріпу – лінійно-в'язкими). Для спрощення аналізу розглянемо процеси деформування слєбу в системі відліку, яка жорстко зв'язана з рухомою океанічною літосферою в момент її занурення в мантию. Таке припущення дозволяє виключити поступовий рух літосфери, як єдиного цілого, і розглядати тільки процеси деформування слєбу в зоні субдукції. Оскільки в залежності від віку і відповідно від товщини океанічна літосфера в зоні субдукції має різну поведінку, при моделюванні розглянемо, три типи океанічної літосфери: а) молодшу літосферу чилійського типу, що має холодний середній шар товщиною 20 км і занурюється в мантию відносно вибраної системи відліку зі швидкістю 3 см/рік, згинаючись при цьому по дузі кола радіусом 500 км; б) літосферу середнього типу, що має середній шар товщиною 30 км, радіус кривизни слєбу 350 км, відносну швидкість занурення 5 см/рік; в) стару літосферу маріанського типу, яка має середній шар товщиною 40 км, радіус кривизни слєбу 200 км, відносну швидкість занурення 7 см/рік. При зануренні слєб випробовує поверхневий опір мантиї з в'язкістю 10^{21} Па·сек. Згідно даним сучасних джерел, припустимо, що внутрішній холодний шар слєбу на глибинах, які не перевищують 410 км, має характерні для олівіну в'язкопружні властивості: модуль Юнга – $2,0 \cdot 10^{11}$ Па, коефіцієнт Пуассона – 0,24, коефіцієнт динамічної в'язкості – 10^{23} Па·с, густину – 3600 кг/м^3 . На глибинах, які перевищують 410 км, внаслідок прогресивної стадії ізоморфізму, відбувається перехід олівіну у вадслеїт (wadsleyite), якій має наступні в'язкопружні властивості: модуль Юнга – $3,0 \cdot 10^{11}$ Па, коефіцієнт Пуассона – 0,3, коефіцієнт динамічної в'язкості – 10^{23} Па·с, густину – 3900 кг/м^3 . В усіх розглянутих випадках вважаємо, що зовнішні розігріті шари слєбу, товщиною по 20 км кожний, завдяки дифузійному кріпу мають властивості лінійно-в'язкої рідини: об'ємний модуль пружності – $3,85 \cdot 10^{11}$ Па, коефіцієнт динамічної в'язкості – 10^{23} Па·с, густина – 3500 кг/м^3 . Для удосконалення процесів деформування слєбу, розглянемо механічну поведінку його фрагментів на різних стадіях занурення в мантию. Вважатимемо, що задня торцева границя слєбу (загальна для усіх його фрагментів) жорстко закріплена з навколишньою океанічною літосферою і тому нерухома відносно прийнятої системи відліку. В той же час на передню торцеву границю фрагменту слєба діє тяглове зусилля у поздовжньому напрямку, яке еквівалентно завданню швидкості руху на цій ділянці у відповідному напрямку. При цьому на бокові поверхні фрагменту діють сили опору мантиї в напрямку протилежному руху слєба. Підсумковий аналіз отриманих результатів показує, що океанічна літосфера в залежності від типу (чилійського, середнього, маріанського) і стадії занурення у мантию в зоні субдукції, випробовує розтяжне та згінне деформування різного ступеню інтенсивності. На ранніх стадіях занурення молода океанічна літосфера випробовує більш сильне згінне деформування у порівнянні з більш старою і товстою літосферою. Однак на подальших стадіях занурення більш стара і швидка океанічна літосфера демонструє більш інтенсивний процес згінного деформування. При переході глибини, яка відповідає зоні прогресивної стадії ізоморфізму “олівін - вадслеїт”, середній холодний шар зануреної літосфери зміцнюється, що приводить до зниження інтенсивності процесів її згінного деформування. Процеси

розтяжного деформування океанічної літосфери всіх типів на усіх етапах занурення відбуваються лінійно по довжині слєбу. На пізніх стадіях занурення ступень інтенсивності згінного та розтяжного деформування океанічної літосфери визначається швидкістю її занурення, а слєб достатньої ширини (~ 3000 км) набуває форми у вигляді букви “S”, що узгоджується з даними інших авторів.



Рис. 13 S-подібний вигин слєбу шириною 3000 км в зоні субдукції, розрахований на основі FEM-BEM моделі, приведений в роботі OzBench et al.

Розглянемо процес великомасштабного складкоутворення в осадовому шарі земної кори під дією субгоризонтальних стискаючих геотектонічних сил, в якому здійснюється деформування всього осадового шару. Будемо вважати, що паралельно з осадовим шаром відбуватиметься деформування підстилаючого кристалічного масиву. При цьому на розглянутий шар осадових порід діє сила тяжіння. При моделюванні процесів великомасштабного складкоутворення в осадовому шарі земної кори розглянемо деформування осадового шару на прямокутних площах різного масштабу (від 1000 км до розмірів порядку товщини осадового шару) на які у поздовжньому напрямку діють квазістаціонарні стискаючі субгоризонтальні геотектонічні зусилля. Дії цих зусиль еквівалентні завданню на одній з поперечних сторін площі деякої характерної швидкості руху в поздовжньому напрямку, при цьому протилежна сторона площі залишається жорстко закріпленою. В якості характерної швидкості геотектонічного стискання візьмемо величину 10 см/рік. Виберемо середній, характерний для багатьох осадових басейнів, геологічний склад осадових порід: верхній шар товщиною 2 км складається з глинистих порід, середній шар товщиною 6 км – піщаників, нижній шар товщиною 2 км - вапнякових порід. На основі відповідних джерел задаємо для глинистих, піщаникових і вапнякових порід відповідні механічні властивості: густина: 2300, 2400, 2500 (кг/м³); модуль Юнга: 3.0, 3.5, 7.0 ($\cdot 10^{10}$ Па); коефіцієнт Пуассона: 0.10, 0.25, 0.275; динамічна в'язкість: 10^7 , $1.4 \cdot 10^{20}$, $2.56 \cdot 10^{20}$ (Па·с). Загальний аналіз одержаних результатів показує, що швидкості росту і форми складок залежать від ступеню тріщинуватості осадових порід, напрямків дії стискаючих геотектонічних зусиль, а також від форм і розмірів площ зминання осадових порід. Так збільшення ступеню тріщинуватості осадових порід призводить до зниження швидкості росту складок. Відхилення напрямку стискаючих геотектонічних зусиль від горизонтального приводить до зменшення швидкості росту складок. Процеси утворення антиклінорій і синклінорій в осадовому шарі земної кори, а також швидкості цих процесів суттєво залежать від форм і розмірів площ зминання осадових порід. Так процес утворення антиклінорій є характерним для площ зминання великих розмірів. По мірі зменшення розміру площі у напрямку дії стискаючих сил до деякої характерної величини, відбувається зниження швидкості росту антиклінорії до нуля і якісний перехід в процес утворення синклінорій. При

цьому швидкість росту синклінорії по мірі подальшого зменшення розміру площі зростає від нуля до деякої максимальної величини, а потім зменшується до нуля. У випадку процесу утворення антиклінорій, розміри площ зминання осадових порід в напрямку поперечному до дії геотектонічних сил не оказують помітного впливу на швидкість протікання процесу. Однак у випадку утворення синклінорій зменшення поперечних розмірів площ зминання осадових порід зменшує швидкість протікання процесу. Що стосується якісного переходу процесу утворення антиклінорій в процес утворення синклінорій при досягненні критичного розміру площі зминання в напрямку дії стискаючих горизонтальних геотектонічних сил (який визначається сумарною жорсткістю порід осадового шару і підстилаючих його консолидованих порід, що піддаються деформуванню), то прояви цього механізму можна простежити на прикладі чергування широких гірських ланцюгів і менш широких гірських долин в Центральньо-Азіатському орогенному поясі. Цей пояс сформувався в умовах горизонтального стискання в меридіональному напрямку завдяки колізії Індостанської і Євразійської континентальних плит, яка почалася в пізньому еоцені (біля 50 млн років тому).

Восьмий розділ “Дослідження теплових процесів у літосфері та земній корі”. В данному розділі на основі представленої варіаційної скінчено-елементної методики розв'язані нові задачі про особливості теплових процесів у літосфері та земній корі. Визначено середні фонові температурні поля ДДЗ. Визначені особливості теплових процесів у зоні СА ДДЗ. Визначено еволюції теплового розвитку ДДЗ у герцинський період і теплового розвитку ЗЧЗ. На основі тривимірної теплової моделі визначено особливості процесу нагрівання океанічної літосфери в зоні субдукції. Визначено особливості теплового процесу при передачі магми по розломам.

Приведемо деякі представлені в цьому розділі результати досліджень. Розглянемо моделювання локальних теплових процесів земної кори в зоні СА ДДЗ. Виходячи з того факту, що місця появи і розміщення джерел температурних аномалій у земній корі в зоні СА ДДЗ тісно пов'язані з геометрією розломів, по яким відбувається циркуляція гарячих флюїдів і які мають достатньо протяжну структуру. Теплові поля, які виникають в околах цих джерел, можна розглядати, як плоскі. Враховуючи радіогенне тепловиділення порід земної кори і нехтуючи анізотропією теплофізичних властивостей навколишніх порід, яка може бути пов'язана з їх неоднорідним складом та тріщинуватістю, скористаємось двомірною ізотропною нестационарною тепловою моделлю. При моделюванні теплових процесів у зоні СА ДДЗ в якості умовного складу порід земної кори виберемо осереднений геологічний склад характерний для центральної осевої частини авлакогену в Полтавському мегаблоці: глини, алеврити – 2 км; піщаники – 4 км; алевроліти – 2 км; доломіти – 2 км; гранітоїди – 8 км; базальтоїди – 15 км. В якості величин теплопровідності та температуропровідності указаних порід згідно відповідним джерелам візьмемо їх середні значення: глини, алеврити – 1.70 Вт/(м·град), $7.05 \cdot 10^{-7}$ м²/с; піщаники – 2.77, $11.48 \cdot 10^{-7}$; алевроліти – 1.99, $10.39 \cdot 10^{-7}$; доломіти – 4.06, $12.53 \cdot 10^{-7}$; гранітоїди – 2.51, $9.16 \cdot 10^{-7}$; базальтоїди – 1.27, $5.55 \cdot 10^{-7}$. Виберемо середні значення радіогенної теплогенерації осадових порід – 1мкВт/м³; гранітоїдів – 0.92; базальтоїдів – 0.3.

Результати моделювання показують, що характер розподілу теплового поля в околицях ЛТА залежить від потужності цих аномалій, їх стабільності і місця розташування відносно горизонтів земної кори, при умові стійкості температурних аномалій у часі, їх розміри помітно не впливають на результуючий розподіл температурного поля. Встановлено, що процеси прогрівання земної кори в околицях ЛТА відбуваються дуже повільно (порядку декількох мільйонів років). Тому в умовах СА ДДЗ, прогрівання верхніх шарів земної кори може бути досягнуто тільки в місцях, де джерела ЛТА розташовані відносно близько до земної поверхні. В цих місцях відбувається інтенсивний розігрів навколишніх областей, що очевидно приводить до активізації процесів гідротепломасопереносу в осадових породах і може стимулювати процеси переносу і накопичення вуглеводнів.

Розглянемо еволюцію теплових полів ДДЗ в герцинський період. Взагалі, активну рифтову фазу герцинського етапу розвитку ДДЗ пов'язують з підходом до нижніх границь кори трьох послідовних у часі астенолітів. Для кращого розуміння процесів формування і розвитку ДДЗ, доцільно розрахувати еволюцію її теплових полів протягом активної рифтової стадії розвитку. Проведемо чисельне моделювання еволюції теплових полів, з урахуванням радіогенного тепловиділення порід, на початку (підхід перших астенолітів, близько 390 - 380 млн. років тому), і в кінці (підхід третіх астенолітів, близько 360 - 355 млн. років тому), герцинського етапу розвитку ДДЗ. При моделюванні еволюції теплових полів ДДЗ у герцинський період, умовно обмежимося розглядом її центральної частини, що в сучасний період відповідає Полтавському мегаблоку. На початку активного рифтового етапу (після підходу перших астенолітів), геологічна будова цього мегаблоку в першому наближенні відповідала нинішнім сусіднім мегаструктурам УЩ і ВКМ, які в даному місці мають близьку будову: 45 км – гранітованих порід і 10 км – базальтоїдів. Наприкінці активного рифтового періоду (після підходу третіх астенолітів), основні перетворення консолідованої кори в розглянутій рифтовій зоні вже були завершені. Тектонічні ефекти головним чином були пов'язані з охолодженням і ущільненням порід нижньої та середньої частин консолідованої кори і збільшенням потужності шарів осадових порід. Сумарне опускання блоків кристалічного фундаменту в центральній осьовій частині рифтогену до цього моменту могло досягати 4 – 5 км. Такий стан розвитку центральної частини ДДЗ в розглянутий період часу приблизно відповідає розвитку її північно-західної частини (Чернігівському мегаблоку) на сучасному етапі. Таким чином, при моделюванні еволюції теплових полів центральної частини ДДЗ, наприкінці активного рифтового періоду, в якості моделі геологічного розрізу консолідованої кори можна умовно використати сучасний геологічний розподіл, характерний для Чернігівського мегаблоку. В осьовій частині мегаблоку: глини, алеврити становлять верхній шар товщиною 2 км; далі йдуть піщаники – 1 км; алевроліти – 1 км; доломіти – 1 км; гранітоїди – 19 км; базальтоїди – 13 км, потім цей розподіл плавно переходить у відповідні мегаструктури УЩ і ВКМ. Згідно даним роботи Артюшкова, середня температура на розділі М на платформах оцінюється приблизно в 300-500°C, при підході аномально гарячої мантії до границь нижньої кори її температура може досягати ~

1200°C. При моделюванні еволюції теплового поля ДДЗ, на початку активної рифтової фази (після підходу перших астенолітів припустимо, що температура на границі М розглянутого мегаблоку підтримується постійною і рівною 1200°C, температура навколишньої літосфери на границі М дорівнює 500°C. Початкова температура і середня температура земної поверхні дорівнюють 10°C. При моделюванні еволюції теплового поля ДДЗ в кінці активної рифтової фази (після підходу третіх астенолітів) на границі М мегаблоку розглянемо випадки присутності аномальної мантиї з температурами 1000 і 1200°C відповідно. Температуру навколишньої літосфери будемо вважати рівною 500°C. У всіх випадках лінійні розміри астенолітів вважаємо рівними 70 км. Результати моделювання показують, що протягом активного рифтового етапу розвитку в герцинський період, принаймні, центральна частина ДДЗ, піддавалася впливу серії потужних астенолітів з температурою аномальної мантиї на границі М не нижче 1200°C. Астеноліти з меншою температурою аномальної мантиї порядку 1000°C на границі М не могли привести до нинішнього стану розвитку земної кори основної частини ДДЗ. Порівняння показує, що отримана модель теплового розвитку ДДЗ у герцинський період добре узгоджується з тепловою моделлю Кутаса Р. І. і має незначні розходження в приповерхневому шарі кори в період Девону з моделлю, що приведена в роботі Чекунова А. В.

Розглянемо базальтову магму, що утворилася в астеносфері і перебуває з нею в умовах конвективного теплообміну. Тоді у початковий момент проходження каналу, будемо вважати температуру магми рівною температурі астеносфери ~ 1200°C. Оскільки в діапазоні 1100 - 1000°C у базальтовій магмі відбуваються процеси кристалізації, в цьому температурному діапазоні враховуємо об'ємне тепловиділення кристалізації. Виходячи з того факту, що розломні канали, по яким відбувається передача магми, мають досить протяжну структуру, теплові поля, що виникають у цих каналах, можна розглядати, як плоскі. При моделюванні розглянемо процеси охолодження базальтової магми в розломних каналах з поздовжніми розмірами 100 м і шириною порядку 10 м. Будемо вважати, що початкова температура магми в каналі співпадає з температурою астеносфери в місці входження магми в канал і за рахунок контакту з гарячою магмою підтримується на постійному рівні. Для оцінки коефіцієнту тепловіддачі в каналі у місці контакту з гарячою магмою скористаємось співвідношенням для числа Нуссельта ($Nu = \frac{\alpha \cdot l}{\lambda}$, де l - характерний лінійний розмір рідкого середовища).

Згідно даним відповідних джерел виберемо число $Nu \approx 16$, що відповідає тепловіддачі на верхній границі нестійкої фази конвективного середовища. Обираючи коефіцієнт теплопровідності базальта $\lambda_{\text{баз}} \approx 2.28$ Вт/(м·град) і характерну ширину каналу $l \approx 10$ м, оцінимо коефіцієнт тепловіддачі в місці контакту з гарячою магмою ~ 3.65 Вт/(м²·град) (в дисертації показано, що коефіцієнт тепловіддачі для в'язкої рідини практично не залежить від температури і в'язкості). На рис. 14 - 16 представлені розподіли теплових полів у розломних каналах передачі базальтової магми при різних граничних умовах.

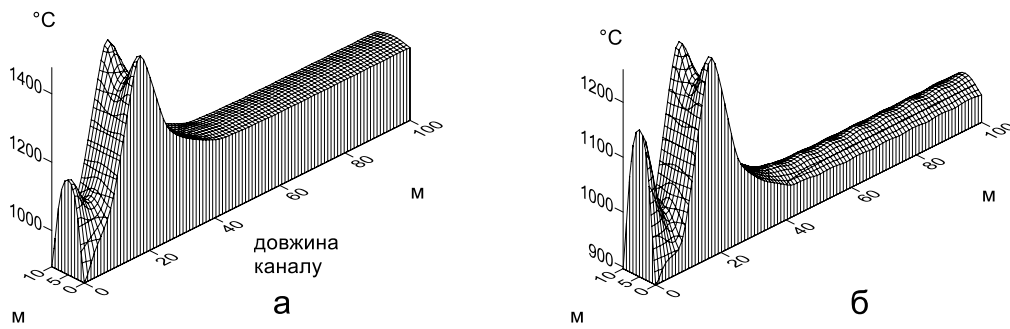


Рис. 14 а, б Розподіли температури в каналах шириною 10 м і температурою навколишніх порід 50°C у встановленому тепловому режимі при коефіцієнтах тепловіддачі магми з навколишніми породами: а) $\alpha_n = 0.01 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{град})$; б) $\alpha_n = 0.03 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{град})$.

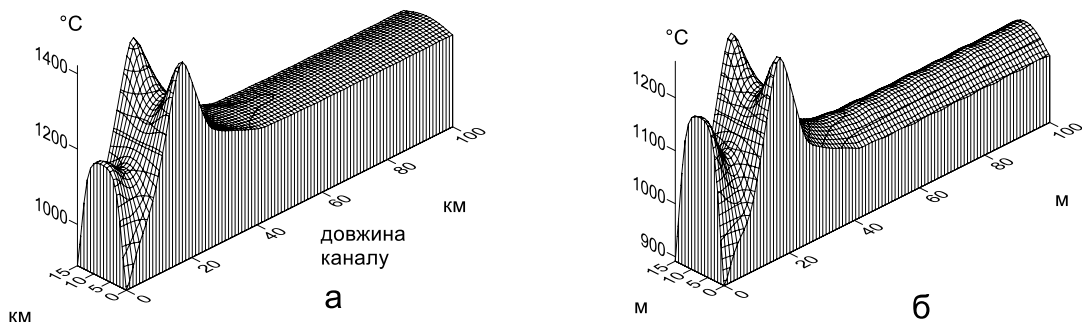


Рис. 15 а, б Розподіли температури в каналах шириною 15 м і температурою навколишніх порід 100°C при встановленому тепловому режимі: а) $\alpha_n = 0.01 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{град})$; б) $\alpha_n = 0.03 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{град})$.

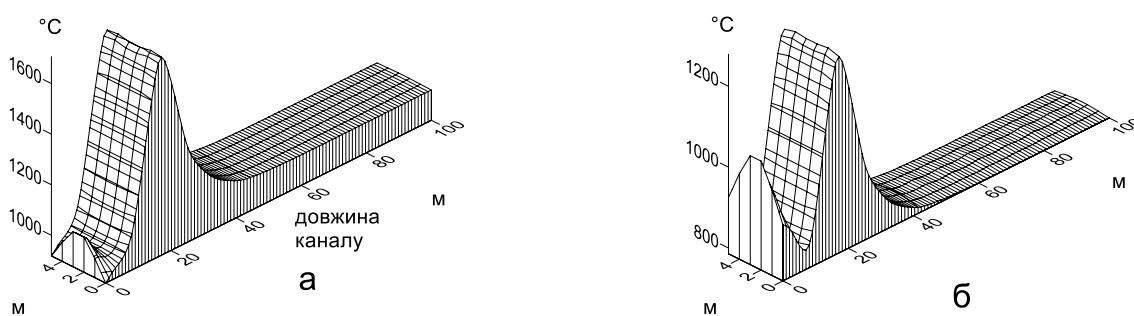


Рис. 16 а, б Розподіли температури в каналах шириною 5 м і температурою навколишніх порід 100°C при встановленому тепловому режимі: а) $\alpha_n = 0.01 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{град})$; б) $\alpha_n = 0.03 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{град})$.

Результати моделювання показують, що розподіли теплових полів у магматичних розломних каналах і пов'язані з ними процеси транспортування магми залежать від: теплофізичних властивостей магми, геометрії розломів,

теплофізичних характеристик навколишніх порід та інших факторів. Зазначимо, що на всіх рисунках присутній характерний температурний сплеск у місці заходу гарячої магми в канал, що є крайовим ефектом задачі та не має змістовного навантаження. Найважливішими факторами в цьому випадку є: температура кристалізації магми, її в'язкість, ширина каналу передачі магми, низький коефіцієнт тепловіддачі магми з навколишніми породами. Збалансовані температурні режими в каналах шириною порядку десятків метрів наступають через 2 – 3 роки з моменту проникнення магми на даній ділянці розлому. Для базальтових магм важливою умовою їх тривалого існування в рідкому стані є достатньо низька величина коефіцієнту тепловіддачі магми з навколишніми породами, яка не перевищує ~ 0.01 Вт/(м²·град). Незначне збільшення цього коефіцієнту призводить до суттєвого охолодження магми в каналі та початку процесів кристалізації уздовж стінок каналу. Аналіз також показує, що температура навколишніх порід при існуючому низькому робочому коефіцієнті тепловіддачі суттєво не впливає на процеси охолодження магми і відповідно на її транспортування. Іншим важливим фактором підтримки стабільного високотемпературного режиму магми і відповідно її рідкого транспортування є достатня ширина каналу. Так для існування довгострокового режиму передачі базальтової магми до поверхні, ширина розломного каналу повинна бути не менше 10 м.

ВИСНОВКИ

В наш час, незважаючи на велику кількість робіт присвячених проблемам досліджень геодинамічних процесів на основі математичного моделювання, у зв'язку з відносною новізною таких досліджень, до сих пір існують значні прогалини в цієї області. Одним з цих пропусків є відсутність надійної та універсальної методики для моделювання і дослідження в'язкопружних та теплових геофізичних процесів у складних неоднорідних геодинамічних об'єктах. В той же час актуальність таких досліджень не викликає сумнівів. Дійсно побудова і чисельна реалізація математичних моделей, які відображують в'язкопружну і теплову природу складних неоднорідних геодинамічних об'єктів та подальша геофізична інтерпретація отриманих результатів, дозволяють досягти глибокого розуміння багатьох раніше недоступних законів природи про Землю не тільки на якісному, але і кількісному рівні. Ці знання мають не тільки глибоке фундаментальне значення для подальшого розвитку наук про Землю, але і важливе практичне застосування в народному господарстві країни. Зокрема, мова йде про видобуток корисних копалин і спорудженні крупних промислових об'єктів в умовах сучасної геотектонічної активності.

Розроблена в дисертації варіаційна скінчено-елементна методика для розв'язання в'язкопружних і теплових задач геодинаміки дозволила на її основі одержати якісно нову геофізичну інформацію: а) про вплив реології та неоднорідності мантії, а також в'язкості рідкого ядра Землі на її обертальні характеристики; б) про характерні риси сучасних вертикальних рухів локальних генетичних структур ДДЗ і їх напружено-деформованого стану на сучасному етапі розвитку, про особливості сучасних горизонтальних рухів ДДЗ, про вплив

сучасних розломно-блокових рухів ДДЗ на гравітаційне поле; в) про вплив субгоризонтальних геотектонічних рухів і напружень на формування та розвиток ДДЗ, про особливості геотектонічного формування та розвитку ЗЧЗ, про особливості напружено-деформованого стану та аномального гравітаційного поля у вогнищі землетрусу, про змінювання нахилів земної поверхні в зонах активних розломів, про вплив різноспрямованих блокових рухів на формування геоструктур; г) про напружено-деформований стан океанічних літосферних плит в процесі їх згину, про особливості механічної поведінки океанічних літосферних плит різних типів в зоні субдукції, про процеси середньомасштабного і великомасштабного складкоутворення в осадовому шарі земної кори; д) про розподіл середніх фонових температурних полів у регіоні ДДЗ, про особливості теплових процесів у зоні сучасної активізації ДДЗ, про еволюцію теплових полів ДДЗ у герцинський період, про теплову модель розвитку ЗЧЗ, про особливості процесу нагрівання океанічної літосфери в зоні субдукції, про теплові особливості передачі магми по розломам. Окремо треба відзначити унікальне комплексне дослідження, такого важливого в плані видобутку нафти і газу промислового регіону України як ДДЗ, що було проведене на базі представленої методики і сучасної геофізичної інформації. Отже, отримані в рамках дисертаційної роботи, нові знання дають не тільки потужний математичний інструмент для дослідження різноманітних в'язкопружних і теплових геофізичних процесів, вони на базі виявлених закономірностей дозволяють створювати довгострокові прогнози розвитку досліджуваних геодинамічних об'єктів та застосовувати отримані знання на практиці, що визначає актуальність даної роботи. Таким чином представлена дисертаційна робота є цільним і закінченим науковим дослідженням, що має не тільки глибоке фундаментальне значення для подальшого розвитку наук про Землю, але і важливе практичне застосування в народному господарстві країни.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті в наукових періодичних фахових виданнях України за спеціальністю дисертації

1. Лубков М. В. Определение статических чисел Лява и Шида методом конечных элементов / М. В. Лубков // Геофиз. журн. – 2004. – 26, N 6. – С. 147 – 150.
2. Лубков М. В. Комбинированный метод определения параметров вращения Земли / М. В. Лубков // Кинемат. физ. небес. тел. – 2005. – 21, N 5. – С. 389 – 395.
3. Лубков М. В. О влиянии радиальной анизотропии мантии на суточные числа Лява / М. В. Лубков // Геофиз. журн. – 2007. – 29, N 5. – С. 179 – 184.
4. Лубков М. В. Моделирование современных движений некоторых локальных несоляных структур Днепровско-Донецкой впадины / М. В. Лубков // Геофиз. журн. – 2008. – 30, N 2. – С. 123 – 126.
5. Лубков М. В. О влиянии субгоризонтальных напряжений на развитие Днепровско-Донецкой впадины / М. В. Лубков, О. В. Борисюк // Геофиз. журн. – 2008. – 30, N 6. – С. 127 – 132.
6. Лубков М. В. Вплив субгоризонтальних рухів на розвиток Дніпровсько-Донецької западини / М. В. Лубков // Геоінформатика – 2008. – N 4, С. 59 – 62.

7. Лубков М. В. Еволюція теплових полів ДДЗ в період активізації рифта / М. В. Лубков // Зб. наук. праць – Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики – 2009. – С. 87 – 95.
8. Лубков М. В. О влиянии крупномасштабных неоднородностей мантии на суточные числа Лява / М. В. Лубков // Геофиз. журн. – 2011. – 33, N 2. – С. 129 – 134.
9. Лубков М. В. Моделювання напружено-деформованого стану та аномального гравітаційного поля у вогнищі землетрусу / М. В. Лубков // Геоінформатика – 2011. – N 1. – С. 51 – 56.
10. Лубков М. В. Моделювання сучасних рухів локальних соляних структур Дніпровсько-Донецької западини / М. В. Лубков // Геоінформатика – 2011. – N 3. – С. 54 – 60.
11. Лубков М. В. Про механічну поведінку океанічних літосферних плит у зоні субдукції / М. В. Лубков // Геоінформатика – 2012. – 43, N 3, С. 48 – 53.
12. Лубков М. В. Про вплив сучасних розломно-блокових рухів Дніпровсько-Донецької западини на гравітаційне поле / М. В. Лубков // Зб. наук. праць “Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики” – 2012, вип. 9, С. 117 – 126.
13. Лубков М. В. Моделювання напружено-деформованого стану в осадовому чохлі локальних структур Дніпровсько-Донецької западини / М. В. Лубков // Геоінформатика – 2012. – N 2. – С. 44 – 50.
14. Лубков М. В. Термомеханическая модель развития Западно-Черноморской впадины / М. В. Лубков // Геофиз. журн. – 2012. – 34, N 1. – С. 190 – 198.
15. Лубков М. В. Моделювання нахилів земної поверхні у зонах активних розломів / М. В. Лубков // Геоінформатика. – 2013. - N 2(46). – С. 48 – 54.
16. Лубков М. В. Сучасні горизонтальні рухи Дніпровсько-Донецької западини / М. В. Лубков // Геоінформатика – 2013. – N 4(48). – С. 52 – 57.
17. Лубков М. В. Процес деформування океанічних літосферних плит у зоні субдукції / М. В. Лубков // Зб. наук. праць “Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики” – 2013. – С. 59 – 72.
18. Лубков М. В. Моделювання теплових процесів у зоні сучасної активізації Дніпровсько-Донецької западини / М. В. Лубков // Геоінформатика – 2014. – N 1(49). – С. 46 – 53.
19. Лубков М. В. Процес великомасштабного складкоутворення в осадовому шарі земної кори / М. В. Лубков // Геоінформатика – 2014. – N 3(51). – С. 57 – 66.
20. Лубков М. В. Процес охолодження океанічної літосфери / М. В. Лубков // Зб. наук. праць “Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики” – 2014, вип. 11, С. 70 – 82.
21. Лубков М. В. Процес формування великомасштабних геоструктур в зоні колізії континентів / М. В. Лубков // Геоінформатика – 2015. – N 2(54). – С. 38 – 45.

Статті в наукових періодичних виданнях іноземних держав, що входять до міжнародних наукометричних баз даних

22. Лубков М. В. Процесс среднемасштабного складкообразования в осадочном слое земной коры / М. В. Лубков // Апробация – 2014. – N 6 (21). – С. 113 – 117.

23. Лубков М. В. О влиянии разнонаправленных блоковых движений на формирование геоструктур / М. В. Лубков // Апробация – 2014. – N 8 (23). – С. 79 –83.
24. Лубков М. В. Тепловые условия передачи магмы по разломам / М. В. Лубков // Апробация – 2014. – N 9 (24). – С. 98 –102.
25. Лубков М. В. Процесс нагревания океанической литосферы в зоне субдукции / М. В. Лубков // Апробация – 2014. – N 10 (25). – С. 92 - 97.

Статті в наукових виданнях, збірниках наукових конференцій

26. Лубков М. В. О применении комбинированного метода в задачах определения параметров вращения Земли / М. В. Лубков // *Астрономия-2005, Состояние и перспективы развития.* – Труды Гос. астрономического института им. П. К. Штернберга, Москва, 2005. - С. 18.
27. Лубков М. В. Эволюционирование тепловых полей Днепровско-Донецкой впадины на активной стадии рифтогенеза / М. В. Лубков // *Геодинамика – 2008.* – N 1 (7). – С. 134 – 140.
28. Лубков М. В. Моделирование фоновых температурных полей ДДВ / М. В. Лубков // *Геодинамика – 2009.* – N 1 (8). – С. 91 – 96.
29. Lubkov M. V. The definition of the forced nutations by the finite element method / M. V. Lubkov // *JOURNEES – 2003 / Astrometry, Geodynamics and Solar System Dynamics: from Milliarcseconds to Microarcseconds.* – Saint Petersburg, 2003, Book of Abstracts – P. 46.
30. Lubkov M. V. The definition of the forced nutations by the finite element method / M. V. Lubkov // *Proc. of the inter. conference JOURNEES – 2003 / Eds A. Finkelstein, N. Capitaine.* – Saint Petersburg: изд-во Инст. прикл. астрон. РАН, 2003. – P. 213 - 214.
31. Lubkov M. V. The evaluation of the effects of visco-elastic mantle on luni-solar nutations / M. V. Lubkov // *Astronomy in Ukraine – Past, Present and Future, Kiev, 2004, Abstract Book* – P. 151.
32. Lubkov M. V. The evaluation of the effects of visco-elastic mantle on luni-solar nutations / M. V. Lubkov // *Kinemat. and Phys. of Celestial Bodies – 2005.* – 5. – P. 355 –358.
33. Lubkov M. V. About application of coupled finite element method at the earth orientation parameters / M. V. Lubkov // *Astronomy and space physics at Kyiv University, Kyiv, 2005, Book of Abstracts* – P. 55.
34. Lubkov M. V. Evaluation of outer core viscosity influence on the earth forced nutation / M. V. Lubkov // *Modern Problems of Astronomy, Odessa, 2007, Abstracts* – P 25.
35. Lubkov M. V. About influence of lateral heterogeneities in the earth upper mantle on the Love numbers for diurnal tides / M. V. Lubkov // *Modern Problems of Astronomy, Odessa, 2007, Abstracts* – P 25.
36. Lubkov M. V. Evaluation of outer core viscosity influence on the earth forced nutation / M. V. Lubkov // *Odessa astr. publ. – 2007.* – vol. 20, part 1. – P. 114 – 117.

37. Lubkov M. V. About influence of lateral heterogeneities in the earth upper mantle on the Love numbers for diurnal tides / M. V. Lubkov // Odessa astr. publ. – 2007. – vol. 20, part 1. – P. 117 – 120.
38. Lubkov M. V. About the role of sub horizontal movements in the development of DDH / M. V. Lubkov // Матеріали наук. конф.: “Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища”, Львів - 2008, С. 32.
39. Lubkov M. V. An evolution of the heat fields of DDH during the active rifting stage / M. V. Lubkov // Матеріали наук. конф.: “Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища”, Львів - 2008, С. 41.
40. Lubkov M. Modeling of the bending deformations of tectonic plates / M. Lubkov // The 6th Orlov Conference: The study of the Earth as a planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy, Kiev, 2009, Abstract Book - P. 39.
41. Lubkov M. About influence of radial anisotropy of mantle on the Earth forced nutation / M. Lubkov // The 6th Orlov Conference: The study of the Earth as a planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy, Kiev, 2009, Abstract Book - P. 53.
42. Lubkov M. Modeling of the bending deformations of tectonic plates / M. Lubkov // The 6th Orlov Conference Proceedings: The study of the Earth as a planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy – 2010. – Kiev: Akadempriodyka, P. 115 – 122.
43. Lubkov M. About influence of radial anisotropy of mantle on the Earth forced nutation / M. Lubkov // The 6th Orlov Conference Proceedings: The study of the Earth as a planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy – 2010. – Kiev: Akadempriodyka, P. 163 – 166.

Статті в наукових електронних виданнях

44. Lubkov M. V. About influence of modern DDD block break movements on gravity field [Електронний ресурс]: / M. V. Lubkov // Тези міжн. конф. ”Геоінформатика 2012”, Київ - 2012. – 1 електрон, опт. диск (CD-ROM): кольор. ; 12 см. – Систем, вимоги: Pentium-266 ; 32 Mb RAM ; Windows 98/2000/NT/XP – Код – 2628.
45. Lubkov M. V. About mechanical behavior of oceanic lithospheric plates in subduction zone [Електронний ресурс]: / M. V. Lubkov // Тези міжн. конф. ”Геоінформатика 2012”, Київ - 2012. – 1 електрон, опт. диск (CD-ROM): кольор. ; 12 см. – Систем, вимоги: Pentium-266 ; 32 Mb RAM ; Windows 98/2000/NT/XP – Код – 2692.
46. Lubkov M. V. Modeling of the earth tilts changing in the active fault zones [Електронний ресурс]: / M. V. Lubkov // Тези міжн. конф. ”Геоінформатика 2013”, Київ - 2013. – 1 електрон, опт. диск (CD-ROM): кольор. ; 12 см. – Систем, вимоги: Pentium-266 ; 32 Mb RAM ; Windows 98/2000/NT/XP – Код – 4752.
47. Lubkov M. V. Deforming process of oceanic lithospheric plates in subduction zone [Електронний ресурс]: / M. V. Lubkov // Тези міжн. конф. ”Геоінформатика 2013”, Київ - 2013. – 1 електрон, опт. диск (CD-ROM): кольор. ; 12 см. –

Систем, вимоги: Pentium-266 ; 32 Mb RAM ; Windows 98/2000/NT/XP – Код – 4656.

48. Lubkov M. V. Process of large-scale fold forming in the crust sedimentary layer [Електронний ресурс]: / М. V. Lubkov // Тези міжн. конф. "Геоінформатика 2014", Київ - 2014. – 1 електрон, опт. диск (CD-ROM): кольор. ; 12 см. – Систем, вимоги: Pentium-266 ; 32 Mb RAM ; Windows 98/2000/NT/XP – Код – 6134.

49. Lubkov M. V. Cooling process of the oceanic lithosphere [Електронний ресурс]: / М. V. Lubkov // Тези міжн. конф. "Геоінформатика 2014", Київ - 2014. – 1 електрон, опт. диск (CD-ROM): кольор. ; 12 см. – Систем, вимоги: Pentium-266 ; 32 Mb RAM ; Windows 98/2000/NT/XP – Код – 6184.

Особиста участь у публікаціях із співавторами

5 – розробка геотектонічної моделі й методу розв'язання задачі; геофізичний аналіз проблеми.

АНОТАЦІЯ

Лубков М. В. В'язкопружні та теплові процеси в геодинаміці (дослідження в рамках варіаційної скінчено-елементної методики). – Рукопис.

Дисертація на здобуття наукового ступеню доктора фіз.-мат. наук за спеціальністю 04.00.22 – Геофізика. – Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, Київ, 2016.

Дисертація присвячена моделюванню і вивченню в'язкопружних і теплових геофізичних процесів на основі варіаційної скінчено-елементної методики в таких областях геодинаміки, як: астрометрія, наука про земні припливи, новітня геотектоніка, плитна та внутрішньоплитна геотектоніка, регіональна геотектоніка, тепла геофізика. Розроблена варіаційна скінчено-елементна методика для розв'язання плоских, осесиметричних, у наближенні шаруватих анізотропних оболонок з урахуванням зсувної жорсткості квазістаціонарних в'язкопружних геофізичних задач, яка дозволяє враховувати неоднорідності як геометричного, так і реологічного характеру розглянутих геодинамічних об'єктів. Також розроблена варіаційна скінчено-елементна методика для розв'язання плоских, осесиметричних, у наближенні шаруватих анізотропних оболонок нестационарних задач теплопровідності, що дозволяє враховувати теплопередачу розглянутих геодинамічних об'єктів, які мають неоднорідні теплові характеристики. Розроблені моделі визначення параметрів обертання Землі з урахуванням її уточненої внутрішньої будови, розв'язані на їх основі нові геодинамічні задачі та виявлені закономірності про вплив реології та неоднорідності мантії, а також в'язкості рідкого ядра Землі на її обертальні характеристики. Розроблені моделі сучасних геотектонічних процесів, розв'язані на їх основі нові геодинамічні задачі та виявлені закономірності про сучасний рух локальних і регіональних геоструктур та його вплив на гравітаційне поле. Розроблені моделі геотектонічних процесів регіонального масштабу, розв'язані на їх основі нові геодинамічні задачі та виявлені закономірності про вплив геотектонічних рухів і напружень на формування та розвиток регіональних геоструктур. Розроблені моделі плитних та внутрішньоплитних геотектонічних процесів, розв'язані на їх основі нові

геодинамічні задачі та виявлені закономірності про механічну поведінку літосферних плит під впливом різного роду геотектонічних навантажень. Розроблені моделі теплових процесів у літосфері й земній корі, розв'язані на їх основі нові геодинамічні задачі та виявлені закономірності про особливості теплових процесів і їх еволюцію у різних геоструктурах літосфери та земної кори. Проведене унікальне комплексне геофізичне дослідження такого важливого з точки зору видобутку нафти і газу промислового регіону України, як ДДЗ.

Ключові слова: геодинаміка, в'язкопружні геофізичні процеси, теплові геофізичні процеси, математичне моделювання геофізичних процесів, варіаційний метод, метод скінчених елементів.

АННОТАЦІЯ

Лубков М. В. Вязкоупругие и тепловые процессы в геодинамике (исследование в рамках вариационной конечно-элементной методики). - Рукопись.

Диссертация на соискание учёной степени доктора физ.-мат. наук по специальности 04.00.22 - Геофизика. - Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, 2016.

Диссертация посвящена моделированию и изучению вязкоупругих и тепловых геофизических процессов на основе вариационной конечно-элементной методики в таких областях геодинамики, как: астрометрия, наука о земных приливах, новейшая геотектоника, плитная и внутриплитная геотектоника, региональная геотектоника, тепловая геофизика. Разработана вариационная конечно-элементная методика для решения плоских, осесимметричных, в приближении слоистых анизотропных оболочек с учетом сдвиговой жесткости квазистационарных вязкоупругих геофизических задач, которая позволяет учитывать неоднородности как геометрического, так и реологического характера рассматриваемых геодинамических объектов. Также разработана вариационная конечно-элементная методика для решения плоских, осесимметричных, в приближении слоистых анизотропных оболочек нестационарных задач теплопроводности, которая позволяет учитывать теплопередачу рассматриваемых геодинамических объектов, которые имеют неоднородные тепловые характеристики. Разработаны модели определения параметров вращения Земли с учетом ее уточненного внутреннего строения, решены на их основе новые геодинамические задачи и выявлены закономірності о влиянии реологии и неоднородности мантии, а также вязкости жидкого ядра Земли на ее вращательные характеристики. Разработаны модели новейших геотектонических процессов, решены на их основе новые геодинамические задачи и выявлены закономірності о современном движении локальных и региональных геоструктур и его влиянии на гравитационное поле. Разработаны модели геотектонических процессов регионального масштаба, решены на их основе новые геодинамические задачи и выявлены закономірності о влиянии геотектонических движений и напряжений на формирование и развитие региональных геоструктур. Разработаны модели плитных и внутриплитных геотектонических процессов, решены на их основе новые геодинамические задачи и выявлены закономірності о механическом поведении литосферных плит под

влиянием разного рода геотектонических нагрузок. Разработаны модели тепловых процессов в литосфере и земной коре, решены на их основе новые геодинамические задачи и выявлены закономерности об особенностях тепловых процессов и их эволюции в различных геоструктурах литосферы и земной коры. Разработанная вариационная конечно-элементная методики позволила на её основе получить качественно новую геофизическую информацию: а) о влиянии реологии и неоднородности мантии, а также вязкости жидкого ядра Земли на ее вращательные характеристики; б) о характерных особенностях современных вертикальных движений локальных структур Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) и их напряженно-деформированного состояния на современном этапе развития, об особенностях современных горизонтальных движений ДДВ, о влиянии современных разломно-блоковых движений ДДВ на гравитационное поле; в) о влиянии субгоризонтальных геотектонических движений и напряжений на формирование и развитие ДДВ, об особенностях геотектонического формирования и развития Западно-Черноморской впадины (ЗЧВ), об особенностях напряженно-деформированного состояния и аномального гравитационного поля в окрестности очага землетрясения, об изменении наклонов земной поверхности в зонах активных разломов, о влиянии разнонаправленных блочных движений на формирование геоструктур; г) о напряженно-деформированном состоянии океанических литосферных плит в процессе их изгиба, об особенностях механического поведения океанических литосферных плит в зоне субдукции, о процессах среднемасштабного и крупномасштабного складкообразования в осадочном слое земной коры; д) о распределении средних фоновых температурных полей в регионе ДДВ, об особенностях тепловых процессов в зоне современной активизации ДДВ, об эволюции тепловых полей ДДВ в герцинский период, о тепловой модели развития ЗЧВ, об особенностях процесса нагревания океанической литосферы в зоне субдукции, о тепловых особенностях передачи магмы. На базе представленной вариационной конечно-элементной методики и современной геофизической информации, проведено уникальное комплексное исследование такого важного в плане добычи нефти и газа региона Украины, как ДДВ.

Ключевые слова: геодинамика, вязкоупругие геофизические процессы, тепловые геофизические процессы, математическое моделирование геофизических процессов, вариационный метод, метод конечных элементов.

ABSTRACT

Lubkov M. V. Visco-elastic and heat processes in geodynamics (investigations on the base of variation finite element method). – Manuscript.

Thesis for doctor of physic-mathematical sciences degree on speciality 04.00.22 – Geophysics. – Institute of Geophysics of S. I. Subbotin of NAS of Ukraine, Kiev, 2016.

Dissertation is devoted to modeling and investigating of the space-temporal visco-elastic and heat geophysical processes on the base of variation finite element method in such branches of geodynamics, as: astrometry, science about the earth tides, modern

geotectonics, plate and intra-plate geotectonics, regional geotectonics, heat geophysics. We elaborated variation finite element method for resolving of the plane, axisymmetric, in approximation of the foliated anisotropic shells with calculation of the shift rigidity quasi-stationary visco-elastic geophysical problems, which permits to calculate heterogeneities as geometrical, so rheological characters of considering geodynamic objects. We elaborated variation finite element method for resolving of the plane, axisymmetric, in approximation of the foliated anisotropic shells nonstationary thermal conductivity problems, which permits to calculate heat-transfer of considering geodynamic objects with heterogeneity heat properties. There are elaborated models of defining of the earth rotation parameters with calculation of more accurate earth structure, on the base of the models are resolved a new geodynamic problems and revealed regularities about influence of rheology, mantle heterogeneity and liquid earth core viscosity on the earth rotation characteristics. There are elaborated models of the modern geotectonic processes, on the base of the models are resolved a new geodynamic problems and revealed regularities about modern movements of the local and regional geostructures and about its influence on the gravity field. There are elaborated models of the regional scale geotectonic processes, on the base of the models are resolved a new geodynamic problems and revealed regularities about influence of geotectonic movements and stresses on the formation and development of regional geostructures. There are elaborated models of the plate and intra-plate geotectonic processes, on the base of the models are resolved a new geodynamic problems and revealed regularities about mechanical behavior of lithospheric plates under different geotectonic loads. There are elaborated models of the heat processes in the lithosphere and earth crust, on the base of the models are resolved a new geodynamic problems and revealed regularities about peculiarities of the heat processes and its evolution in the different geostructures of the lithosphere and earth crust. On the base of presented variation finite element method and recent geophysical information, we carried out a unique complex investigation of such important oil-gas extraction industry region of the Ukraine, as Dnepr-Donetsk depression.

Key words: geodynamics, visco-elastic geophysical processes, heat geophysical processes, mathematical modeling of geophysical processes, variation method, finite element method.