

## РЕЗУЛЬТАТИ МОДЕЛЮВАННЯ ГЛИБИННОЇ БУДОВИ ЗА ФРАГМЕНТОМ ПРОФІЛЮ ВИШНЕВЕЦЬ–ДОЛИНА–БЕРЕГОВЕ: НОВИЙ ПІДХІД. ЧАСТИНА I: ТЕОРЕТИЧНЕ ОБҐРУНТУВАННЯ МЕТОДИКИ

© М.В. Баньковський, А.М. Гейхман, М.І. Лебідь, 2008

*Український державний геологорозвідувальний інститут, Київ, Україна*

A brief description of theoretical fundamentals and results obtained in the field of gravitational modeling upon the pattern of investigation of a deep-seated structure of the Ukrainian Carpathians according to official data interpretation of geophysical source materials oriented the fragment 2<sup>nd</sup> geological cross-section of Vyshnevetz–Dolyna–Beregove is put forward for discussion.

**Вступ.** Сучасний стан розвитку та економічного процвітання будь-якої держави залежить від багатьох чинників і далеко не в останню чергу від наявності та поповнення мінерально-сировинної бази, яка сприяє розвитку народного господарства [1]. Вирішення багатьох прикладних проблем залежить від ефективності геологорозвідувальних робіт, в основу яких покладено досягнення багатьох фундаментальних наук: математики, фізики, астрономії, геодезії, картографії, космічної геодезії, хімії, геології та багатьох інших [1–8]. У зв'язку з тим що для розрахунку нормального гравітаційного поля Землі у вищій геодезії і гравіметрії використовують підходи Клеро та інших дослідників, які не враховують впливу на гравітаційне поле Землі зовнішніх мас Землі [2–4], у цій статті М.В. Баньковський пропонує обґрунтування розрахунку впливу зовнішніх мас з метою уточнення теорії фігури Землі і побудови нової моделі нормального гравітаційного поля планети, а також привертає увагу до розробки і використання комплексу нетрадиційних глибинних томографічних зображень потенціальних полів у нижньому півпросторі (розрізів потенціальних полів) для характеристики геологічного середовища з метою вивчення глибинної будови кори і мантії Землі. Нові підходи дають змогу отримувати додаткову інформацію про глибинну будову території дослідження на основі комплексного використання геолого-геофізичних даних і застосування нетрадиційних методів обробки геофізичної інформації для забезпечення наповнення матеріально-сировинної бази України корисними копалинами. Ці проблеми є особливо актуальними для Українських Карпат та Передкарпатського прогину, оскільки потенційні нерозвідані ресурси нафти (згідно з Національною програмою “Нафта і газ України до 2010 року”) знаходяться саме тут і становлять 235,8 млн т, тоді як на шельфі й континентальному схилі Чорного моря – 213 млн т, у східних областях –

185,5, у південній частині України – 26,6 млн т. Повніше використання матеріалів потенціальних методів відкриває можливість отримання важливої і в деяких випадках принципово нової інформації про глибинну будову земної кори і сприяє встановленню основних закономірностей розташування покладів вуглеводнів (ВВ) і прогнозу нових нафтогазоперспективних об'єктів на територіях робіт. Достовірність і обґрунтованість наукових положень і висновків підтверджується фізичною обґрунтованістю постановок і вирішення завдань, а також демонстрацією дії запропонованих засобів на прикладі гравітаційного експрес-моделювання фрагмента профілю Вишневець–Долина–Берегове (геотраверс II) під час комплексних досліджень глибинної будови земної кори і верхньої мантії в Українських Карпатах.

Головною метою статті є висвітлення теоретичного обґрунтування засобів 3D гравітаційного глобального і локального експрес-моделювання та їх експериментальне підтвердження під час розрахунків теоретичних абсолютних значень прискорення сили тяжіння (ПСТ) у кожній точці спостереження з метою вивчення глибинної будови кори і верхньої мантії Землі для пошуків родовищ корисних копалин на довільній території дослідження.

**Постановка завдань.** У межах поставленої мети вирішували такі основні завдання:

- визначення внутрішньої і зовнішньої мас Землі для кожної точки спостереження на основі полісфероїдної апроксимації фігури Землі;
- розробка нової моделі нормального гравітаційного поля Землі та її зіставлення з експериментальними даними;
- вивчення глибинної будови кори і верхньої мантії на прикладі фрагменту профілю Вишневець–Долина–Берегове (геотраверса II) в Українських Карпатах за даними обробки та інтерпретації матеріалів хвильових продовжень потенціальних полів у нижній півпростір і 3D

гравітаційного моделювання у комплексі з даними сейсморозвідки (глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), кореляційного методу заломлених хвиль (КМЗХ), методу відбитих хвиль—спільної глибинної точки (МВХ — СГТ)) та геофізичних досліджень свердловин (ГДС).

У результаті досліджень запропоновано:

- 1) нову модель нормального гравітаційного поля для будь-якої точки рельєфу над поверхнею Землі на основі визначення повної маси Землі, що діє на пробну масу в точці спостереження на певній широті;
- 2) необхідність урахування уточненого значення нормального вертикального градієнта ПСТ Землі під час обчислення аномалій гравітаційного поля;
- 3) нову модель фрагмента геотраверса II за результатами 3D гравітаційного експрес-моделювання фрагменту профілю ГСЗ Вишневець—Долина—Берегове в Українських Карпатах на основі полісферіодної апроксимації нормального гравітаційного поля Землі в кожній точці спостереження з урахуванням комплексу даних хвильових продовжень потенціальних полів у нижній півпростір, сейсморозвідки і глибокого буріння.

Теорію і програмну частину хвильового продовження потенціальних полів (гравітаційного, магнітного, температурного та тепловитоків) розробив А.М. Гейхман, теоретичну частину обґрунтування розрахунку нормального гравітаційного поля Землі на основі підходів Клеро запропонував М.В. Баньковський.

**На шляху до нових технологій.** Українське Передкарпаття є одним із найстаріших районів Євразії з видобутку ВВ. Загальні потенціальні ресурси регіону, на думку провідних вчених, ще досить значні. Їх пов'язують в першу чергу із структурами автохтона, зануреного під насув Флішових Карпат. Відкриття та освоєння нових родовищ у таких непростих умовах потребує істотних витрат сил і коштів. Безсумнівним є той факт, що на сучасному етапі для успішного пошуку нових родовищ нафти і газу необхідне знання глибинної структури Землі й речовинного складу гірських порід конкретного регіону. У складних сейсмогеологічних умовах Карпатського регіону маємо недостатню кількість профілів ГСЗ, що не забезпечує повноти якісної сейсмічної інформації про глибинну будову регіону. Неповно висвітлюють глибинну будову території робіт і дані магніто- й електророзвідки, як і будь-якого іншого геофізичного методу. З цієї причини виникає необхідність у максимальному використанні інформації, наявної в спостережених гравітаційному, магнітному, температурному полях і в полі теплових потоків (в тепловитоків). На нашу думку, найбільші перспективи підвищення ефек-

тивності прогнозно-пошукових робіт стають можливими у разі комплексування різномірної геолого-геофізичної інформації на основі сучасних геоінформаційних технологій, які тим чи іншим чином моделюють геологічну будову території дослідження. Наша стаття присвячена дискретному фізико-математичному моделюванню глибинних структур земної кори і верхів мантиї з метою отримання нової інформації для прогнозування родовищ нафти і газу [1]. Під час пошуків нафти і газу традиційним й природним є комплексування даних граві- та сейсморозвідки з глибоким бурінням, але практично при цьому лише інколи звертають увагу на можливість застосування наземної магніторозвідки. За недостатності сейсмічної інформації наземна гравірозвідка дає неоднозначні результати, оскільки сама спирається на використання сейсмічних матеріалів.

Тому виходячи з фрагментарності повноти геолого-геофізичної інформації окремих методів з метою компенсації цих недоліків запропоновано новий підхід до обробки та інтерпретації потенціальних полів, що складається з двох етапів:

- побудова структурно-тектонічної моделі геологічного середовища на основі кореляції контактних поверхонь імовірних геологічних утворень, що відображаються на розрізах екстраполяційних продовжень площових потенціальних полів наземних зйомок у нижній півпростір з метою складання початкової моделі будови території дослідження для отримання загального уявлення про властивості цього середовища в першому наближенні;
- уточнення структурно-тектонічної моделі розрізу методами підбору і визначення ймовірних фізичних властивостей геологічних об'єктів під час гравітаційного експрес-моделювання; для районів гірського рельєфу підбір фізичних параметрів моделі здійснено з урахуванням рельєфу місцевості для максимального зменшення можливих спотворень даних моделювання.

Запропонована методика застосована під час обробки та інтерпретації фрагмента профілю геотраверса II (Вишневець—Долина—Берегове), результати подані у зіставленні з сейсмічними даними. Для отримання глибинних розрізів потенціальних полів використано фундаментальне хвильове продовження потенціальних полів у нижній півпростір, реалізоване в методі квазіекстремумів квадратичного функціонала (КЕКФ). Основою методу слугує алгоритм, запропонований Я.Б. Сігаловим, М.І. Андрашко і удосконалений А.М. Гейхманом [5—14]. У цьому методі для здійснення процесу аналітичного продовження задіяно не рівняння Лапласа чи Пуасона, а одна з модифікацій хвильового рівняння. Умовний час використано для організації збіжного ітераційного процесу. Продовження за глибиною здійснено

за скінченнорізницевою схемою, усталеність якої доведено за А.А. Самарським [6]. За латеральними змінними можна використовувати техніку перетворень Фур'є або скінченнорізницеву техніку. Такий підхід дав змогу в єдиному алгоритмі об'єднати добре розвинені математичні апарати ітераційних процесів, скінченнорізницевої схем і техніку рядів Фур'є. Проблеми трансформацій потенціальних полів є досить складними, і існуючі підходи до їх розв'язання можуть бути різними [15–23], але критерієм правильності підходів є відповідність даних геофізичних трансформацій даним глибокого буріння та фізичним властивостям порід.

Технологія методу КЕКФ суттєво відрізняється від традиційних підходів [15–23] і дає змогу продовжувати потенціальні поля через джерела мас при правильно підібраних параметрах продовження потенціальних полів на одному з відомих еталонних об'єктів на площі дослідження.

Хвильовий аналог для продовження потенціальних полів у нижній півпростір реалізований у вигляді пакету програм у тривимірному варіанті (3D) за методом КЕКФ. Його методика апробована в межах Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), Рівнинного Криму, акваторій Чорного та Азовського морів, на територіях Західного Причорномор'я, Українських Карпат, Туркменістану, Казахстану, а також випробовуємо на території північно-західної частини Українського щита.

За результатами досліджень зроблено висновок, що застосування методу КЕКФ дає можливість: активно комплексувати результати інтерпретації даних гравіметричної та магнітної зйомки з опорою на дані глибокого буріння (керн), ГДС та інших геолого-геофізичних методів на рівні модельного зіставлення з метою їх доповнення; картувати ймовірні структури осадового чохла і кристалічного фундаменту, різновікові глибинні розломи; трасувати в 3D варіанті ущільнені та розущільнені (намагнічені і розмагнічені) комплекси гірських порід і на цій основі виявляти прогностичні нафтогазоперспективні зони. Метод КЕКФ можна застосовувати незалежно від генезису родовищ корисних копалин. Основна умова — контрастність фізичних властивостей і висока точність вхідних даних. Розбіжності між даними сейсморозвідки і методом КЕКФ можна пояснювати різними причинами, але основною є та, що метод КЕКФ працює з інтегральними ефектами геофізичних полів від багатьох тонких пластів і реагує переважно на великі товщі геологічних утворень, які мають контрастні властивості, що залежать від внеску в геофізичні поля як консолідованої, недезінтегрованої, так і дезінтегрованої частини об'єктів. Звичайно, метод КЕКФ потребує точних карт гравітаційного та магнітного полів, інакше зображення буде спотвореним.

Отже, з урахуванням багатоплановості та складності проблем підвищення інформативності геофізичних досліджень для вивчення глибинної будови як окремий етап у перелік необхідних операцій має бути включено формування первинної моделі геологічного розрізу з метою подальшого 3D моделювання. Підвищення однозначності певних розрізів мігрованих полів потребує застосування 3D гравітаційного моделювання у комплексі з методами побудови просторового зображення ймовірних образів тих чи інших геологічних об'єктів, під час інтерпретації яких припускаємо існування структури окремих пластів або їх товщ у глибинному розрізі території дослідження. Отже, цей підхід стає реальним за застосування комп'ютерних технологій.

**Методика і результати досліджень у Карпатському регіоні.** З метою вивчення глибинної будови та перспектив нафтогазоносності Карпатського регіону використані матеріали аеромагнітної і гравіметричної зйомки масштабу 1:200 000, сейсморозвідки (ГСЗ, МСГТ) і глибокого буріння (ГДС) та інші матеріали [24–34]. Розмір матриць становив від 198×198 км для карти масштабу 1:200 000 до 990×990 км для карти масштабу 1:1 000 000. Вхідні матриці дали змогу побудувати куби зазначених полів і вивести вертикальні глибинні розрізи по профілях через 2 км як у субширотному, так і в субмеридіональному напрямку. Інтерпретація розрізів потенціальних полів (гравітаційного, магнітного, температурного та тепловотокового) здійснена на основі їх зіставлення з глибинними розрізами, побудованими за даними сейсморозвідки ГСЗ, КМЗХ, МСГТ, а також з матеріалами глибокого буріння ГДС. Фактажний матеріал взято з карт аномалій Фая — дискретні значення на гравіметрових пунктах аномалій, позначки висот з подальшою інтерполяцією через 1 км між точками спостереження.

Матеріали аеромагнітної зйомки на висоті 2000 м дають аномальне магнітне поле зі зменшеним впливом високочастотної складової магнітного поля, обумовленим як верхньою, так і середньою частинами літосфери території робіт. За матеріалами продовження потенціальних полів у нижній півпростір на глибинних гравітаційних, магнітних, температурних і тепловотокових розрізах (на різних фільтраціях) виділені ущільнені та розущільнені, намагнічені та розмагнічені (зворотно намагнічені), відносно гарячіші й холодніші пластові комплекси, що можуть відповідати різним геологічним утворенням або їх асоціаціям і відображати їх сучасний деформаційний стан. Під час обробки та інтерпретації ми притримувалися методики комплексного використання гравітаційних, магнітних, теплових розрізів разом з орієнтувальними даними сейсморозвідки (ГСЗ, КМЗХ, МСГТ). Це дало змогу впевненіше про-

гнозувати глибинну будову складного Карпатського регіону, підвищувати вірогідність побудов окремих методів унаслідок їх спільного, комплексного, використання.

З переходом через зону диз'юнктивного порушення за основний визначальний критерій було взято корельованість однойменних сейсмічних та ототожнених горизонтів на глибинних розрізах потенціальних полів. Привертає на себе увагу істотна розшарованість, відображена на розрізах полів різної природи, що може свідчити про значну неоднорідність гірських порід, які перебувають у стані великих деформаційних тисків і обумовлюють розшарування порід на ущільнені і розуцільнені, намагнічені і розмагнічені, холодніші та нагрітіші комплекси.

Зіставлення даних інтерпретації різних методів відображує глибинну будову Карпат на 3 різних планах. Як показує аналіз розрізів геофізичних полів, за даними методу КЕКФ у глибинному плані простежуються поверхні поділу М та кристалічного фундаменту, які розбиті на блоки різної глибини. Глибина залягання покрівлі окремих блоків поверхні поділу М досягає ймовірних позначок від 30 до 69–72 км. Це каньйоноподібне складнобудоване опускання поверхні поділу М простежується у південно-східному трансгімалайському напрямку в середньому на глибині 65–67 км з огинанням контурів Східноєвропейської платформи. Створюється враження, що практично нижній поверх або рівень глибинної будови поділу М контролює скиди фундаменту в межах зони Тейссейре–Торнквіста на глибину 20–25 км і більше.

Третій рівень – рельєф поверхні Карпатського автохтона. Отже, складність глибинної будови приводить до неоднозначних результатів і низької ефективності окремих методів. У цілому проведеними роботами підтверджено працездатність всього застосованого комплексу робіт для прогностичного картування рельєфу підземних структур, окремих горизонтів та комплексів гірських порід.

Незважаючи на те, що за складних глибинних умов різні елементи геологічної будови відображені в різних потенціальних полях по-різному (мозаїчна картина) внаслідок їх хвильової природи як єдиної фізичної та математичної основи усіх явищ і процесів, виявилось можливим у комплексі та за допомогою даних сейсморозвідки не лише трасувати поверхні поділу М, кристалічного фундаменту, автохтона, а й прогнозувати зони розуцільнення гірських порід на глибині.

Привертає увагу висока інформативність розрізів полів температур і теплових потоків, які за якістю конкурують з гравітаційними та магнітними розрізами, незважаючи на малу кількість даних свердловин, за якими побудовані карти, використані для продовження полів. Ще однією особливістю розрізів подовжених полів є наявність

субвертикальних і похилих зон розуцільнення (розмагнічування) та теплових зон, з яких зони розуцільнення або ущільнення підтверджені і результатами гравітаційного 2,5D–3D експрес-моделювання. Подібні зони можуть відповідати сколовим блокам земної кори з різними фізичними властивостями, обмеженими тектонічними порушеннями. Отже, ці зони можуть бути результатом геодинамічних процесів, що засвідчують тектонічні події території в минулих геологічних епохах.

Під час складання розрізу вхідної початкової моделі для гравітаційного моделювання використано не лише збіжні контактні поверхні з межами ГСЗ, а й ті контактні поверхні, що не узгоджуються з даними ГСЗ. У складних геологічних умовах надано перевагу тим контактним поверхням з комплексу різних потенціальних полів, які впевненіше обумовлені даними з більшою щільністю площових пунктів спостереження над консолідованою літосферою і мантією.

З урахуванням даних попередніх досліджень [31–33] для перевірки правильності застосування усередненого вертикального градієнта для моделі нормальної Землі використані значення гравіметрових пунктів з гравіметричних карт аномалій Фая. Розрахунок проведений по парах сусідніх рядових гравіметрових пунктів зйомки масштабу 1:200 000. Встановлено, що реальний змішаний “вертикально-горизонтальний” градієнт відносно висот пунктів спостереження над рівнем моря здебільшого дорівнює 0,2239 мГал/м і відрізняється від загальноприйнятого значення 0,3086 мГал/м “нормального” вертикального градієнта Землі при обрахунку аномалій Фая і Буге [2–4, 23, 34]. Це дає змогу бажаючим удосконалювати редукції гравітаційного поля. Втім враховуючи те, що застосування поправок Фая і Буге може в такому разі спричинити істотні викривлення аномального поля, тут надано перевагу пошуку способу використання найменш викривлених теоретичних значень ПСТ, а саме абсолютних значень спостереженого поля ПСТ.

Оскільки традиційно в геофізиці застосовують осереднені значення нормального вертикального градієнта 0,3086 мГал/м, виникає задача більш точного його дослідження. Таке визначення можливе лише у разі врахування точної форми Землі та земного еліпсоїда обертання, внаслідок чого впливає потреба в розрахунках радіуса еліпсоїда в кожній точці спостереження, висоти геоїда над поверхнею еліпсоїда і висоти пункту спостереження над рівнем моря, а також його реального вимірювання. Отже, на порядку денному стоїть проблема визначення зовнішньої повної маси планети, що діє на пробну масу на кожній точці спостереження. Виходячи з того що масу Землі складають атоми тих чи інших геологічних утворень усієї планети, відстань до яких змінюється у широких межах, слід очікувати,

що згідно із законом Ньютона в гравітаційне поле роблять внесок інтегральні маси атомів геологічних об'єктів обернено пропорційно їхнім відстаням від точки спостереження. Отже, на кожен пункт спостереження впливатиме своя інтегральна маса окремих атомів Землі, оскільки вона залежить від стиснення земного еліпсоїда і від відстані до окремих мас, що складають фігуру Землі.

**Теорія, покладена в основу полісфероїдної апроксимації нормального гравітаційного поля Землі.** У спрощеному викладі за основу нормальної моделі Землі взято параметри, прийняті на XIV Генеральній асамблеї Міжнародного геодезичного і геофізичного союзу в 1967 р. ("Геодезична референц-система 1967", узгоджена з системою астрономічних і фундаментальних сталих 1964 р.) [2, 3]. Система її одиниць найточніше характеризує гравітаційне поле і фігуру Землі в першому наближенні. До фундаментальних геодезичних сталих, що характеризують "нормальну Землю", за яку приймають рівневий еліпсоїд обертання, належать:  $a_e$  – екваторіальний радіус еліпсоїда;  $\alpha$  – стиснення геоїда;  $fM$  – геоцентрична гравітаційна стала;  $\gamma_e$  – екваторіальне значення ПСТ;  $j_2$  – коефіцієнт при другій зональній гармоніці;  $\omega$  – кутова швидкість обертання Землі. При цьому прийнято: екваторіальний радіус  $a_e = 6378160,00$  м; геоцентрична гравітаційна константа Землі  $fM = 398603 \text{ км}^3 \cdot \text{с}^{-2}$ ;  $j_2 = 10827 \cdot 10^{-7}$ . Їм відповідають у системі нормальної Землі 1967 року величини ПСТ:

$$\begin{aligned} a_e &= 6378160,00 \text{ м}; & b &= 6356774,5151 \text{ м}; \\ \gamma_e &= 978031,84558 \text{ мГал}; & \gamma_{\text{pol}} &= 983217,72792 \text{ мГал}; \\ \alpha &= 0,00335292371299; & 1:\alpha &= 298,247167247; \\ \beta &= 0,00530236552330; & \omega &= 7,2921151467 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с}. \end{aligned}$$

Як відомо [2–4, 34], Клеро вивів залежність між зміною сили тяжіння від екватора до полюсів і стисненням сфероїда з точністю до малих членів величини стиснення, коли сфероїд і еліпсоїд обертання нерозрізнімі. При цьому за сфероїд Лістінга була прийнята поверхня океанів. Відштовхуючись від цього, радіус класичного сфероїда в кожній точці Землі обчислюють за формулою

$$R_{sfer} = a_e (1 - \alpha \sin^2 \varphi).$$

Водночас спостережене поле сили тяжіння на екваторі визначають за формулою

$$g = \frac{fM}{R^2} + \alpha \omega^2, \quad g = g_1 + g_2,$$

де  $g_1 = \frac{fM}{R^2}$ ;  $g_2 = \omega^2 a_e \cos \varphi$ ;  $a_e$  – радіус екватора,

дорівнює 6378160 м;  $\omega = 2\pi/n$ ,  $n = 86164,026$  – число середніх секунд в зоряній добі.

Тоді

$$\omega = 2 \cdot 3,14159 / 86164,026 = 7,292115141974 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с}.$$

Використовуючи геоцентричну гравітаційну сталу, маємо  $fM = 398603 \text{ км}^3 \cdot \text{с}^{-2}$ , отримуємо масу еліпсоїда обертання  $M = 5,974265587529976 \cdot 10^{27} \text{ г}$ .

В основу запропонованого М.В. Баньковським підходу покладено визначення радіуса такого умовного сфероїда в кожній точці Землі, який охоплює масу Землі саме в конкретній точці з визначеними координатами, а значить, має довжину радіуса нормального класичного сфероїда, збільшеного на висоту над рівнем моря з урахуванням висоти геоїда, якщо покладатися на класичну теорію фігури Землі. Інакше кажучи, кожній точці рельєфу земної поверхні відповідає своя умовна сфера зі збільшеним радіусом на суму значень висоти геоїда плюс висота пункту спостереження над рівнем моря. Отже, в кожній точці спостереження за ефективний радіус еквівалентної фігури Землі прийемо цей сумарний "сфероїдно-геоїдрельєфний радіус" і тоді весь рельєф Землі апроксимуємо набором сфероїдів, що мають радіус, збільшений на висоту рельєфу над рівнем моря (над квазігеоїдом), плюс висота геоїда:  $R_i = R_{sfer} + H_{geoid} + H_{sea}$ . При цьому вплив відцентрової сили  $F_c$  в кожній точці визначимо за формулою  $F_c = R_i \omega^2 \cos \varphi$ ; для точки на екваторі

$$F_c = 3391,58296 \text{ мГал},$$

де  $a_e = 6378160$  м;  $\omega^2 = 53,174943243 \cdot 10^{-5}$ .

Зважимо на те, що всю масу Землі складають гірські породи певної структури і глибинного залягання, утворюючи надзвичайно складну форму, що виходить за межі ідеалізованої моделі класичного еліпсоїда обертання. Втім неспростовним є те, що, згідно із законом Ньютона, основний внесок у сумарне гравітаційне поле в кожній точці спостереження роблять ближні, а не дальні маси, оскільки гравітаційне поле прямо пропорційне гравітаційній константі та масам гірських порід і обернено – квадратам відстаней до центрів мас цих гірських порід. Враховуючи це, визначимо ту масу Землі, яка діє на пробну масу на полюсі еліпсоїда обертання:

$$\begin{aligned} M_{\text{pol}} &= 983217,21772792 (6,3567745151 \cdot 10^8)^2 / 6,672 \cdot 10^{-8} = \\ &= 5,9548013210995463 \cdot 10^{27} \text{ г}. \end{aligned}$$

Порівнявши отриману величину з вищенаведеною масою Землі, прийнятою в геодезії і фізиці, з використанням геоцентричної гравітаційної сталої маємо  $fM = 398603 \text{ км}^3 \cdot \text{с}^{-2}$ , тобто констатуємо, що геодезична маса Землі  $M$  є суттєво більшою і дорівнює  $5,974265587529976 \cdot 10^{27} \text{ г}$ . Це означає, що в такому разі полярний радіус мав би становити:

$$\begin{aligned} R_{\text{pol}} &= \left( \frac{fM}{g} \right)^{1/2} = \\ &= \left( \frac{6,672 \cdot 5,974265587529976 \cdot 10^{27}}{983217,21772792} \right)^{1/2} = 6367156,783 \text{ м}. \end{aligned}$$

Проте це суттєво суперечить даним геодезії, коли  $R_{\text{pol}}$  насправді має дорівнювати 6356774,5151 м.

Для пробної ж маси на екваторі фактична сила тяжіння є більшою від спостережуваної на величину відцентрового ПСТ, тобто на екваторі  $g$  фактично становить [2, 3]:

$$g = 978031,84558 + 3391,58296 = 981423,42854 \text{ мГал.}$$

З урахуванням цього  $M_{\text{ekv}}$  на екваторі дорівнює:

$$M_{\text{ekv}} = 981423,42854 \left( 6,378150 \cdot 10^8 \right)^2 / 6,672 \cdot 10^{-8} = 5,98399473554348 \cdot 10^{27} \text{ г}$$

Якщо ж для екватора приймемо  $M_{\text{ekv}} = 5,974265587529976 \cdot 10^{27} \text{ г}$ , то

$$R_{\text{ekv}} = \left( \frac{fM}{g} \right)^{1/2} = \left( \frac{6,672 \cdot 5,974265587529976 \cdot 10^{27}}{981423,42654} \right)^{1/2} = 6372972,88764 \text{ м,}$$

що знову ж суперечить даним геодезії, за якими він має дорівнювати 6378160 м.

Отже, можна дійти висновку, що прийнята у фізиці і геодезії середня стала маса Землі дає суперечливу модель, яка вносить сумніви у справедливості застосування закону Ньютона стосовно визначення гравітаційного поля Землі й параметрів земного еліпсоїда.

Спробуємо інший спосіб, довіряючи даним геодезії. Тоді дефект маси між полюсом і екватором у нашому випадку дорівнюватиме:

$$\Delta M = M_{\text{ekv}} - M_{\text{pol}} = 0,0291934144439337 \cdot 10^{27} \text{ г.}$$

Виходячи з того що цей надлишок маси  $\Delta M$  розподіляється на кожну точку спостереження  $\Delta m_i$  на поверхні класичного еліпсоїда обертання, тобто на  $90^\circ$  широти  $\varphi$ , складемо пропорцію, де цей надлишок маси Землі між екватором і полюсом  $\Delta M$  розподіляється на  $90^\circ$  широти  $\varphi$ , якій відповідатиме певна частина надлишку сфероїдальної маси  $\Delta m_i$ , тобто

$$\Delta m_i \approx \Delta M \cdot \varphi / 90^\circ.$$

Залишається тільки скоригувати  $\Delta m_i$  за "сповзання" частини мас до екватора коли Земля приймає форму еліпсоїда обертання – тобто врахувати стиснення, що досягається домноженням  $\Delta m_i$  на  $\sin \varphi$  (аналогічна залежність повороту маятника від  $\sin \varphi$  спостерігається в ефекті маятника Фуко):

$$\Delta m_\varphi = \Delta m_i \sin \varphi.$$

Маючи цей надлишок маси  $\Delta m_\varphi$ , можемо визначити внутрішньосфероїдну діючу масу Землі в кожній даній точці спостереження:

$$M_i = M_{\text{ekv}} - \Delta m_\varphi$$

або

$$M_i = M_{\text{pol}} + \Delta m_\varphi$$

відповідно.

Для врахування зовнішніх мас над еліпсоїдом приймаємо, згідно з даними XIV Генеральної асамблеї Міжнародного геодезичного і геофізичного союзу в 1967 р., що  $a_e = 6378160,00 \text{ м}$ ,  $b = 6356774,5161 \text{ м}$ , які дають різницю між полярним і екваторіальним радіусами Землі:

$$\Delta R = 6378160 - 6356774,5160907557016 = 21385,4839092442984 \text{ м.}$$

Покладемо, що  $\Delta m_{\text{ext}}$  для зовнішніх мас визначатимемо з прямо пропорційної залежності, а саме:

$$\Delta M = M_{\text{ekv}} - M_{\text{pol}} = 0,0291934144439337 \cdot 10^{27}$$

складає  $\Delta R = 21385,4839092442984 \text{ м}$ ;

$$\Delta m_{\text{ext}} \text{ складає } \Delta r_i,$$

$$\Delta r_i = R_i - R_{\text{sfer}} = (R_i - R_{\text{sfer}} + H_{\text{geoid}} + H_{\text{sea}}) = H_{\text{geoid}} + H_{\text{sea}},$$

$$\text{звідки } \Delta m_{\text{ext}} = \frac{\Delta r_i \cdot \Delta M}{\Delta R},$$

де  $\Delta R$  – надлишок екваторіального радіуса Землі над полюсним радіусом;  $\Delta r_i$  – різниця між сумарним радіусом і радіусом еліпсоїда у певній точці спостереження.

Відповідно,

$$M_i = M_{\text{ekv}} - \Delta m_\varphi + \Delta m_{\text{ext}}$$

або

$$M_i = M_{\text{pol}} + \Delta m_\varphi + \Delta m_{\text{ext}}.$$

А тепер для кожної точки спостереження на поверхні Землі застосуємо закон Ньютона для визначення  $g_i$ :

$$g_i = \frac{fM_i}{R_i^2}$$

де  $f = 6,672 \cdot 10^{-8}$  – гравітаційна константа.

Залишається зменшити розраховане значення  $\Delta g_i$  на кожній точці спостереження на величину відцентрового прискорення, тобто сили, яка залежить від відстані до полярної осі:

$$(g_2)_i = \omega^2 R_i \cos \varphi;$$

при цьому приймемо, що  $\omega^2 = 53,174943312732$ ; для кожної точки підставимо значення конкретного збільшеного радіуса сфероїда  $R_i$ .

Тоді абсолютне значення ПСТ у кожній точці спостереження обчислимо за формулою

$$g_{\text{abs}} = \frac{fM_i}{R_i^2} - \omega^2 R_i \cos \varphi.$$

Таким чином, умовно вважатимемо, що в гравітаційне поле на поверхні Землі основний внесок роблять як внутрішньо-, так і зовнішньосфероїдні маси, які розраховують різними способами для обчислення теоретичних значень ПСТ у кожній точці спостереження. Розрахунок здійснюємо за законом Ньютона для точок спостереження на фізичній поверхні у припущенні, що Земля є еліпсоїдом обертання з центром, розміщеним у центрі Землі зі збігом осей обертання, а також має ефективний радіус, який би мала сфера, де радіус еліпсоїда обертання був би збільшеним на значення висоти геоїда і висоти над рівнем моря для певної точки спостереження. При цьому внутрішньо- і зовнішньосфероїдні маси можна було б назвати ефективними, тобто такими, що дають такий самий ефект, який би давали маси еквівалентної сфери з вищезначеним сумарним радіусом.

З метою уникнення непорозумінь відносно постійності чи непостійності діючої маси Землі в кожній точці спостереження нижче наводимо порівняльні пояснення. Проаналізуємо спочатку правомірність введення додаткових мас Землі, які виникають унаслідок сплюсненості або, іншими словами, сфероїдальності Землі. За визначенням [2–4, 34], у формулу для потенціалу сили тяжіння входять у дужках: другий член, що відповідає за сфероїдальний надлишок маси у кожній точці спостереження залежно від широти, і третій член, що відповідає за вплив відцентрової сили у точці спостереження залежно від географічної широти. Продиференціювавши вираз для потенціалу сили тяжіння, отримаємо

$$g = \frac{fM}{R^2} \left[ 1 + \frac{3\mu}{2M} (1 - 3 \sin^2 \varphi) - q \cos \varphi \right]$$

або

$$g = \frac{fM}{R^2} \left[ 1 + \frac{3}{2} j_2 (1 - 3 \sin^2 \varphi) - q \cos \varphi \right],$$

де можна прийняти

$$q = \frac{\omega^2 a}{\frac{fM}{a^2}} = 0,00346776332; j_2 = 0,00108263.$$

Визначимо об'єм ідеального двовісного еліпсоїда обертання як  $V = (4/3)\pi \cdot abc$ , де

$$a = b = a_{\text{ekv}};$$

$$V = (4/3)(6,378160 \cdot 10^8)^2 (6,3567745151 \cdot 10^8) = 1,083\,218\,000\,210\,932\,494\,625\,687\,560\,533\,3 \cdot 10^{27} \text{ см}^3.$$

Якщо взяти середню густину Землі за  $5,517 \text{ г/см}^3$ , то внутрішня маса еліпсоїда дорівнюватиме:

$$M = V \cdot 5,517 = 5,974\,265\,587\,529\,976\,019\,184\,652\,278\,177\,75 \cdot 10^{27} \text{ г.}$$

Тоді  $fM = 6,672 \cdot 10^{-8} M \approx 39,8603 \cdot 10^{27}$ , що і маємо в геодезії.

Візьмемо стандартні дані:  $a_e = 6378160,00 \text{ м}$ ,  $b = 6356774,5161 \text{ м}$ ; тоді для  $g_{\text{ekv}}$  на екваторі, коли  $\varphi = 0^\circ$ :

$$g_{\text{ekv}} = \frac{fM}{(6,378160 \cdot 10^5)^2} \times \\ \times (1 + 1,5 \cdot 0,00108263 - 0,00346776332) = \\ = 39,786\,808\,264\,120\,858\,04/40,680\,924\,985\,600 = \\ = 978\,012,293158 \text{ мГал.}$$

Запишемо цей вираз як

$$g_{\text{ekv}} = \frac{fM}{(6,378160 \cdot 10^5)^2} k,$$

де

$$k = (1 + 1,5 \cdot 0,00108263 - 0,00346776332) = \\ = 1 + 0,001623945 - 0,004871835 = \\ = 0,9981562673668.$$

Запишемо попередню формулу ще як

$$g_{\text{ekv}} = \frac{fM}{(6,378160 \cdot 10^5)^2} (1/k),$$

оскільки цей вираз відображає зменшувальну відцентрову силу (а збільшення маси досягнеться внаслідок оберненої пропорційності!), звідки матимемо рівняння

$$g_{\text{ekv}} = \frac{fM}{(6,378160 \cdot 10^5)^2} (1/0,9981562673668),$$

звідки

$$M_{\text{ekv}} \approx M/k \approx \\ \approx 5,985\,301\,395\,894\,447\,774\,778\,071\,320\,011\,1 \cdot 10^{27} \text{ г.}$$

Для полюса при  $\varphi = 90^\circ$

$$g_{\text{pol}} = \frac{fM}{(6,3567745151 \cdot 10^5)^2} \times \\ \times (1 + 1,5 \cdot 0,00108263 - 0,004871835) = \\ = \frac{fM}{(6,3567745151 \cdot 10^5)^2} 0,99675211 = \\ = 983227,718764382289211771 \text{ мГал.}$$

Це також дає можливість визначити полюсну масу при  $k = 0,99675211$ :

$$M_{\text{pol}} \approx M \cdot k \approx \\ \approx 5,9548618300708932853717026378892 \cdot 10^{27} \text{ г.}$$

Вищенаведене яскраво демонструє, що класичні формули для визначення сили тяжіння містять ту саму, тільки приховану ідеологію врахування різних сфероїдальних надлишків мас на різних широтах. Тому пропонується простіший підхід, що дає змогу розв'язати проблему зовнішніх мас у класі ідеальних ньютонівських

сфер зі сталою масою, яку можна використовувати для гравітаційного моделювання.

У пізніших конкретизованих формулах нормального розподілу сили тяжіння на рівні еліпсоїда обертання різні автори наводять різні уточнювальні дані [2–4, 23, 34]:

$$g_0 = 978030,00(1 + 0,005302 \sin^2\varphi - 0,000007 \sin^2\varphi);$$

$$\alpha = 1/298,2;$$

$g_{\text{екв}}$  і  $\beta$  визначені за гравіметричними даними (формула Гельмерта 1901–1909 pp.);

$$g_0 = 978049,00(1 + 0,0052884 \sin^2\varphi - 0,0000059 \sin^2\varphi);$$

$$\alpha = 1/298,2,$$

$g_{\text{екв}}$  прийнято за гравіметричними даними (формула Кассініса 1930 р.), де для двовісного еліпсоїда обертання з точністю до малих третього порядку відносно стиснення Землі вираз для  $g_0$  має вигляд

$$g_0 = g_e(1 + \beta \sin^2\varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi),$$

$$\text{де } \beta = \frac{5}{2}q - \alpha - \frac{17}{14}\alpha q; \quad \beta_1 = \frac{5}{8}\alpha q - \frac{1}{8}\alpha^2, \quad \alpha = \frac{(a-b)}{a},$$

$$\beta = \frac{g_{\text{пол}} - g_{\text{екв}}}{g_{\text{екв}}} = \frac{5}{2}q - \alpha.$$

Таким чином, якщо для коректності застосування закону Ньютона під час обрахування сили тяжіння умовилися, що густина Землі не змінилася, а радіус сфери дорівнює радіусу сфероїда точки спостереження (або повному радіусу з урахуванням висоти геоїда і висоти над рівнем моря в реальних умовах), то природно, що маса ньютоніанської умовної сфери виявляється або дещо меншою за масу Землі ідеального сфероїда, або дещо більшою за внутрішньосфероїдну масу ідеального еліпсоїда. Отже, це – уявна, або ефективна, ньютоніанська маса, яку мала б сфера з відповідним радіусом і густиною 5,517 г/см<sup>3</sup>. У зв'язку з цим у загально визначених формулах використовують змінення внутрішньосфероїдної маси за коефіцієнтом  $k$  дещо іншим способом, але отримують практично ідентичний результат, як і запропонованим способом. Останнє дає право М.В. Баньковському вважати обґрунтованою правомірність урахування впливу внутрішньо- і зовнішньосфероїдних мас у кожній точці спостереження таким способом. Крім того, згаданий підхід додатково має важливу перевагу над традиційним, оскільки надає можливість враховувати вплив і позасфероїдних мас, а також оцінювати вплив вертикального градієнта сили тяжіння.

Слід зауважити [2, 3, 34], що визначенням гравітаційної сталої і середньої густини Землі (різними авторами в різні роки) притаманні недостатня точність і достовірність, що, звичайно, не применшує їх цінності. Ці дані можуть давати неоднозначні результати у разі використання їх

для визначення геофізичних і геодезичних параметрів реальної Землі.

Нами використано визначення вертикального градієнта за формулою [2–4, 23]:

$$\frac{dg}{dR} = \frac{d}{dR} \left( \frac{fM_i}{R_i^2} \right) = -2 \frac{fM_i}{R_i^3} = \frac{-2g}{R_i}.$$

Проблема з впливом вертикального градієнта видається лише на перший погляд простою, якщо не враховувати сплюснутості Землі і не зважати на вплив сфероїдальних надлишків і оперувати постійною частиною маси сфероїда. Розглянемо підйом всього лише на 200 м над поверхнею сфероїда в двох точках: на екваторі і на полюсі. На екваторі отримуємо такий результат:

$$a_e = 6378160 \text{ м}, \quad a_e + 200 = 6378360 \text{ м},$$

$$M_{\text{екв}} = 5,98399473554348 \cdot 10^{27} \text{ г},$$

$$g = 978031,84558 \text{ мГал},$$

$$g_{h=200} = 977970,299475 \text{ мГал},$$

$$g_{h=200} - g = 61,546105,$$

при цьому за градієнта 0,3086 спад поля становить всього лише  $0,3086 \cdot 200 = 61,72$  мГал. Помилка незначна:  $61,72 - 61,55 \approx 0,18$  мГал. Водночас для полюса отримано:

$$b = 6356979,11599 \text{ м},$$

$$b + 200 = 6357179,1159897873 \text{ м};$$

$$M_{\text{пол}} = 5,9548013210995463 \cdot 10^{27} \text{ г};$$

$$\gamma_{\text{пол}} = 983217,21772792 \text{ мГал};$$

$$g_{h=200} = 983092,578667;$$

$$g_{h=200} - g = 124,639061 \text{ мГал},$$

тоді як спад поля з нормальним градієнтом дорівнює лише  $0,3086 \cdot 200 = 61,72$  мГал. Помилка значна:  $124,64 - 61,72 = 62,92$  мГал. Помилка ж на рівні 49° широти призводить до відхилення  $\approx 0,12$  мГал. Отже, можливі перекося в картах аномалій Фая і Буге, якщо не враховувати не лише теоретичний, а й реальний вертикальний градієнт сили тяжіння, який залежить, крім усього іншого, від густини геологічних утворень біля кожної точки спостереження [32, 33].

З метою вивчення глибинної будови території робіт під час геолого-геофізичних досліджень запропоновано комплекс геолого-геофізичних робіт з використанням сейсмічних даних, даних потенціальних полів та глибокого буріння, складанням початкової моделі будови території робіт за даними комплексу геофізичних полів і їх хвильових продовжень у нижній півпростір з подальшим 3D експрес-моделюванням на основі полісфероїдної апроксимації гравітаційного поля Землі та інтерпретацією отриманих результатів.

Експериментальна перевірка і геологічні висновки будуть наведені у другій частині статті.

1. *Атлас родовищ нафти і газу України* / За ред. М.М. Іванюги та ін. – К.: УНГА, 1998.
2. *Грушинский Н.П.* Теория фигуры Земли. – М.: Наука, 1976.



3. *Пеллинен Л.П.* Высшая геодезия (теоретическая геодезия). — М.: Недра, 1978.
4. *Гарленд Дж.Д.* Форма Земли и сила тяжести. — М.: Мир, 1967.
5. *Вабішевич П.Н.* Численное решение задачи продолжения потенциалов в сторону возмущающих масс // Физика Земли. — 2002. — № 7. — С. 31–36.
6. *Самарский А.А., Гушин А.В.* Устойчивость разностных схем. — М.: Наука, 1973.
7. *Сигалов Я.Б., Андрашко М.И.* К решению задач аналитического продолжения потенциальных полей. — Киев, 1985. — Деп. в УкрНИИИНТИ 27.03.1985, № 623 УК-85Д.
8. *Клаербоут Д.Ф.* Сейсмическое изображение недр. — М.: Недра, 1989.
9. *Баньковський М.В., Гейхман А.М.* Применение метода квазиэкстремумов квадратичного функционала для изучения глубинного строения и перспектив нефтегазоносности бортовой и прибортовой зон Качановско-Тростянецко-Козиевского участка работ (ДДВ) // Наук. вісн. Нац. гірн. академії України. — Дніпропетровськ, 2001. — № 5. — С. 13–14.
10. *Полухтович Б.М., Баньковський М.В., Гейхман А.М.* Применение метода квазиэкстремумов квадратичного функционала для изучения глубинного строения и перспектив нефтегазоносности восточной части Предобруджинского прогиба и прилегающей акватории Черного моря // Наук. вісн. Нац. гірн. академії України. — Дніпропетровськ, 2001. — № 4. — С. 114–115.
11. *Баньковський М.В., Полухтович Б.М., Гейхман А.М.* Застосування комп'ютеризованої технології методу квазіекстремумів квадратичного функціонала для вивчення глибинної будови та перспектив нафтогазоносності осадових басейнів // Зб. наук. праць Укр. держ. геологорозв. ін-ту. — 2003. — № 1.
12. *Баньковський М.В., Гейхман А.М.* Теоретичні та практичні аспекти використання хвильового підходу у вирішенні обернених задач граві-, магніто- та терморозвідки // Там само. — 2005. — № 3.
13. *Баньковський М.В.* До питання використання в практиці геологорозвідувальних робіт абсолютних значень сили тяжіння та скоригованих редукцій Фая і Буге, наближених до реальних // Наук. вісн. ІФНТУНГ. — 2002. — № 3(4). — С.141–143.
14. *Єсипович С.М., Баньковський М.В., Гейхман А.М., Пигулевський П.* Геолого-геофизическая интерпретация данных магнитометрии по шельфу Азовского моря с использованием метода КЭКФ // Сб. науч. тр. Нац. горн. академии Украины. — 2002. — 4, №13.
15. *Булах Е.Г.* Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий (метод минимизации). — Киев: Наук. думка, 1973.
16. *Булах Е.Г., Маркова М.Н.* Прямые и обратные задачи гравиметрии в классе трехмерных контактных поверхностей. — Киев, 2002.
17. *Корн Г., Корн Т.* Справочник по математике для научных работников и инженеров, определения, теоремы, формулы. — М.: Наука, 1973.
18. *Баранов В.* Потенциальные поля и их трансформации в прикладной геофизике. — М.: Недра, 1980.
19. *Березкин В.М.* Метод аналитического продолжения вертикального градиента силы тяжести для изучения распределения возмущающих масс в толще земной коры // Геология и разведка. — 1968. — № 12. — С.104–110.
20. *Березкин В.М., Киричек М.А., Кунарев А.А.* Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа. — М.: Недра, 1978.
21. *Старостенко В.И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. — Киев: Наук. думка, 1978.
22. *Страхов В.Н., Иванов С.Н.* Регуляризованный конечно-разностный алгоритм продолжения потенциальных полей // Актуальные проблемы вычислительной и прикладной математики. — Новосибирск: Наука, 1983.
23. *Справочник геофизика. Гравиразведка /* Под ред. Е.А. Мудрецової, К.Е. Веселова. — М.: Недра, 1990.
24. *Семерджян Р.А., Шерешевская С.В.* Гравиметрическая карта СССР. Нормальная формула Гельмерта 1901–1909 гг. М 1 : 200 000: Зведені фрагменти аркушів М-34-XXIV, XXX, XXXVI, L-34-VI, М-35-XIX, XX, XXV, XXVI, XXXI, XXXII, L-35-I, II. — М., 1969–1973.
25. *Ищенко В.Ю.* Результаты повысотной аэромагнитной съемки территории Карпатского сейсмоактивного региона и прилегающих площадей. Карта аномального магнитного поля ( $H=2000$  м, копія). М 1 : 200 000, 1989 г. / Отчет аэрогеоф. партии за 1985–1989 гг.
26. *Вуль Н.Д.* Формування та закономірності розміщення родовищ нафти і газу у піднасувних зонах Карпат. Карта приведенних температур до поверхні зрізу 3000 м західних областей України. М 1 : 500 000. — К.: УкрДГРІ.
27. *Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя И.В., Усенко О.В.* Тепловое поле территории Украины, карта глубинного теплового потока Украины (збільшена копія з карти м-бу 1 : 2 500 000). — Киев: Знання, 2002.
28. *Євдошук М.І., Чебаненко І.І., Гавриш В.К. та ін.* Теоретичні основи нетрадиційних геологічних методів пошуку вуглеводнів. Схема рельєфу поверхні Мохоровичича західного регіону України (за А.П. Медведєвим, 1990 р.). — К., 2001. — 145 с.
29. *Глушко В.В.* Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР (глубинные разрезы земной коры составили: Арсирий Ю.А., Жарко Н.Г., Калужная Л.Т., Круглов С.С., Кутас Р.И., Соллогуб В.Б., Цыпко А.К., Чекунов А.В.). М 1 : 500 000. — Киев, 1988.
30. *Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы /* Под ред. В.Б. Соллогуба и др. — Киев: Наук. думка, 1978.
31. *Баньковський М.В.* А.с. (19) SU (11) 1739774 A1 (51)5 G 01 V 7/00, 31.10.88 // Открытия. Изобретения. — 1988.
32. *Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Слюсарев С.В., Чирков В.И.* Вертикальный градиент силы тяжести // Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы международной школы-семинара / Под ред. акад. РАН В.Н. Страхова. — М., 2001.
33. *Файклевич З.Я.* Измерения вертикального градиента силы тяжести для выделения небольших геологических и антропогенных форм: Пер. с англ.: Fajklewicz Z.J. Gravity vertical gradient measurements for the detection of small geologic and anthropogenic forms // Geophysics. — 1976. — 41, № 5. — P. 1016–1030.
34. *Федьинский В.В.* Разведочная геофизика. — М.: Недра, 1967.

Надійшла до редакції 03.04.2007 р.