

пряму, що властиво багатьом сильним землетрусам з цієї осередкової зони, 6-ти балівна ізоіліна може пройти через територію м. Києва).

Аналізуючи рівень сейсмічності території Києва, неможливо зупинитися лише на даних про силу струшування земної поверхні в межах міста тільки під час сильних карпатських землетрусів. Платформні ділянки території України довгі роки відносили до асейсмічних, хоча з погляду сейсмонезбезпеки, у тому числі і від місцевих осередків, вони заслуговують на увагу і серйозне вивчення. Відповідно до історичних свідчень [4] і карти ізоісост та епіцентрів землетрусів Східно-Європейської платформи [5], локальні сейсмічні події, що проявлялися з інтенсивністю струсів у 5-7 балів, відбувалися в ряді областей України. Найбільш сильні з них відзначалися в Кіровоградській (поблизу межі з Черкаською) 7 балів (1873 р.); Донецькій 6 ± 1 балів (1937 р., район Константинівки); Харківській 5-6 балів (1858 р. і 1913 р.); Чернівецькій (1905 р.) 5 (± 1) балів, Тернопільській 6 балів (2002 р.)

Дослідження з виявлення сейсмонезбезпечних зон на платформених ділянках України (зокрема, на Українському кристалічному щиті та його обрамленнях) ґрунтуються результатами вивчення загальних сеймотектонічних закономірностей прояву сейсмічності на територіях інших стародавніх платформ. Встановлено, що землетруси пов'язані з зонами розломів, які знаходяться в середині структур, але найбільша сейсмоактивність виявляється в «шовних» зонах, на крайових прогинах і ділянках платформ, які до них прилягають. На основі такого підходу виявлено головні сеймотектонічні провінції на Україні - Передкарпатсько-Дністровська, Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецька і Північно-Причорноморська [6]. У межах Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецької сеймотектонічної провінції, що представляє інтерес при оцінці сейсмонезбезпеки північної частини України, крайові зони порушень подані як сейсмогенні з $M_{max}=4.5$, а ті, які знаходяться у середині провінції, як зони і магнітудой до 3.5.

Тому більшу небезпеку представляє собою локальна порушеність земної кори в районі Києва і поблизу нього. У зв'язку з цим необхідно вивчати сейсмічність розломів Дніпровської зони, які сховані під молодими утвореннями та знаходяться безпосередньо під деякими районами міста - Київський і Бортницький розломи. Також необхідно провести комплексні мікросейсмічні, геоморфологічні й інші дослідження ділянок, що розташовані поблизу тектонічних порушень. Відомо п'ять достовірних тектонічних порушень, що проходять під територією міста (одне з них - під центральною його частиною). До проведення таких досліджень немає підстав стверджувати, що поблизу Києва не може виникнути локальний землетрус, при якому інтенсивність струшувань у межах міста досягне (або перевищить) 6 балів.

На закінчення, відповідно до вищевикладеного, відзначимо, що при оцінці максимальної інтенсивності струсів у районі Києва не варто обмежуватися даними про особливості прояву найсильніших карпатських землетрусів на території міста. Для оцінки рівня сейсмічної активності розломів і різного ряду тектонічних порушень, що проходять у районі Києва та поблизу нього, необхідно провести спеціальні дослідження геологічні, гідрогеологічні, геоморфологічні і роботи із сейсмічного мікрорайонування міста та сейсмічного моніторингу.

1. Бессоно С.В. Землетрясения Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 75. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. 3. Бессоно С.В. Интенсивность землетрясений Украины // Сейсмическая Украина. Киев: Наук. думка, 1968. 4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.). Под ред. Н.В. Кондратьева, Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 5. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 6. Борисов Л.С., Сафронюк О.М., Пустоштенко Б.Г. Сейсмические зоны платформенной части Украины и Азово-Черноморского региона // Геодинамика и сейсмологическое исследование на Украине. Киев: Наук. думка, 1992. 7. Савалова Е.А. К вопросу о сейсмическом районировании территории Буковины // Сейсмическая Украина. Киев: Наук. думка, 1969. 8. Савалова Е.А. Реализация долгосрочного прогноза в зоне Вранча // Геофиз. журн. 1987. 9. №5. 9. Ризниченко Ю.В., Дрозд А.В., Степанюк Н.Я., Симонюк Н.А. Сейсмічність і сейсмо-тологічне Карпатського регіону // Карпатське землетрусогенне 4.03.1977г. і його наслідства / Под ред. А.В. Дрозд. М.: Наука, 1980. 10. Москаленко Т.П. Карты изосейст землетрясений Карпатского региона // Карпатское землетрусогенне 4.03.1977г. і його наслідства / Под ред. А.В. Дрозд. М.: Наука, 1980. 11. Чаурука А.В., Кутас В.В., Харитонюк О.М. Сейсмічність Києва // Геол. журн. 1991. №2. 12. Харитонюк О.М., Костюк О.П., Кутас В.В., Прониченко Р.С., Руденська І.М. Сейсмічність території України // Геофиз. журн. 1996. №1. 13. Костюк О.М., Савалова Е., Руденська І., Прониченко Р.С. Катастроф землетрусів Карпатського регіону за 1061-1990 роки // Праці наукового товариства імені Шевченка. Том 1, геологія, геофізика, хімія, біологія, матеріалознавство, механіка матеріалів. Львів, 1997. 14. Кутас В.В. Урівень сейсмічної сотрясаємості території Києва // Геофіз. журн. - 2000. - №3.

UDK 626.233+560.312

Надійшла до редакції 20.02.08.

Ю. Дубовенко, канд. фіз.-мат. наук

ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ УТОЧНЕННЯ РЕЛЬЄФУ ГЕОІДА ЗА ДАНИМИ СПУТНИКОВОЇ ГРАВІМЕТРІЇ

Проаналізовано сучасний стан проблеми уточнення форми (ундуляції) геоїда з урахуванням параметрів моделі гравітаційного поля Землі EGM-96 для еліпсоїда WGS-84 за доступними даними супутникових спостережень. Взаємозв'язок гравітаційного поля з ундуляцією геоїда проілюстровано на прикладі розрахованого прогону геоїда енаслідок землетрусу на Суматрі, в також на прикладі уточнення за відомими аномаліями геоїда параметрів точкових джерел густинних аномалій в північній Атлантиці. Вказано необхідність врахування непрямих ефектів.

З метою оцінки впливу часових варіацій гравітаційного поля енаслідок динаміки руху планети по орбіті запропоновано релятивістські вирази збільшення маси і повної енергії тіла в гравітаційному полі. В районах високоградієнтного поля величини флуктуації повної енергії співставлені з похибками спостережень Δg . Застосування формул в розрахунках ускладнено через відмінність наявних референс-систем.

The modern stage of the geoid's form (undulations) revision is analyzed taking into account parameters of the Earth gravity model EGM-96 for WGS-84 ellipsoid. Relations of the gravity with the geoid's undulations are illustrated by means of example of the geoid's sagging accounted after the earthquake on Sumatra as far as of example of revision of the parameters of density anomalies point sources in northern Atlantic by the known geoid's anomalies. Necessity to account the indirect effects is pointed out.

To assign the influence of the time variations of gravity due to planet movement dynamics in its orbit relativistic expressions of the mass and bodies full energy increasing in gravity field are formulated. In areas of highly gradient gravity the quantity of the full energy fluctuations is comparable with observation errors of Δg . Use of the formulas in practical computing is obstructed because of difference of the existing reference systems.

© Ю. Дубовенко, 2008

Нерівномірний характер розподілу материків Землі, рельєфу їх поверхні і мас в її надрах спричиняє помітне відхилення земної поверхні від геоїда [1], що відображається в зовнішньому гравітаційному полі Землі. Відхилення її гравітаційного потенціалу від потенціалу точкової маси викликане відхиленням геоїда від еліпсоїда обертання (певний вплив на гравітаційне поле чинить неруливість обертання планети та припливні ефекти, впливом яких ми нехтуємо). Відтак, інформація про детальний розподіл потенціалу зовнішнього гравітаційного поля є важливим джерелом інформації про розподіл мас при побудові густинних моделей кори і верхньої мантії Землі. Форма поверхні геоїда під материками має складний вигляд і не піддається математичній формалізації, а характеризується допоміжною поверхнею – квазігеоїдом Молодєнського, відхилення якого від геоїда визначають за формулою [2]:

$$\Delta = \frac{\gamma_m - g_m}{g_m} H^r, \text{ де } \gamma_m \text{ і } g_m - \text{середні значення реальної і нормальної сили тяжіння для даної точки } m \text{ поверх-}$$

ні Землі, H^r – висота точки m поверхні над поверхнею квазігеоїда. Його відхилення від геоїда складає від кількох сантиметрів на рівнинах до 3 метрів в горах. Залежно від густини геологічного середовища, геоїд піднімається й опускається над реальною поверхнею Землі, змінюючи власну поверхню після великих землетрусів чи внаслідок розтануття в часі тектонічних процесів. У досупутникову епоху основним методом вимірювання гравітаційного поля був гравіметричний: одна з останніх моделей гравітаційного поля за його даними збудована Н.П. Грушинським [3].

На сучасному етапі одним з провідних методів вивчення гравітаційного поля Землі та динаміки морського геоїда є супутникова альтиметрія, яка поряд з уточненням аномалій сили тяжіння надає можливість уточнення детальної структури геоїда та наземної топографії. Поєднання даних інтегрованої бази даних супутникової альтиметрії з цифровою базою даних топографії земної поверхні ETOPO 2' (58 млн. точок висот в рівномірній мережі 2'x2' в проекції Меркатора в діапазоні широт $\pm 72^\circ$) дозволяє вивчати структуру розломних зон і літосфери, шельфових родовищ вуглеводнів, динаміку підводних вулканів, тощо.

Завдяки успіхам супутникових методів визначення сили тяжіння (при точності положення супутника $\sim \pm 2$ см зростає точність визначення коефіцієнта при другій зональній гармоніці $J_2 = (C - A)/Ma^2$, що відповідає за стиск планети – одного з основних параметрів, необхідних для розгортання карт на земній поверхні. Для WGS 84 $J_2 = 108263 \cdot 10^{-8}$) поверхню геоїда розраховують за значеннями аналітичної моделі гравітаційного потенціалу планети відносно фіксованої зовнішньої точки P (інтеграл за об'ємом планети), який чисельно знаходять за допомогою розкладу гравітаційного потенціалу в ряд за сферичними функціями [4, 5]:

$$V(P) = \frac{f}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \right], \quad (1)$$

де r – радіус-вектор, a – екваторіальний радіус (6378137 м для WGS 84), m – порядок гармоніки, n – її ступінь, φ – геоцентрична широта, λ – геоцентрична довгота, $f = GM$ – геоцентрична гравітаційна стала ($3986004.418 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}^2$ для земного еліпсоїда WGS 84), C_{nm} і S_{nm} – нормовані коефіцієнти, що визначаються формою та розподілом мас всередині планети, $P_{nm}(\sin \varphi)$ – *прислана функція Лежандра*. Відхилення, що відповідають гармонікам високого порядку, в цій моделі задані точковими джерелами з врахуванням глобальної симетрії поля відносно осі обертання еліпсоїда.

Що з урахуванням зональних моментів J_n набуває вигляду:

$$V(P) = \frac{f}{r} \left[1 - \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{Q}{r} \right)^n J_n P_n(\cos \gamma) + \sum_{m=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{Q}{r} \right)^n (c_{nm} \cos m\lambda + s_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \gamma) \right] \quad (1')$$

Залежно від вирішуваних задач, пред'являють різні вимоги до детальності вихідних даних, числа членів розкладу та вихідних параметрів. Збудовано багато моделей гравітаційного поля Землі різного ступеня точності, проте виявлено, що з ростом ступеня і порядку розкладу зникає точність визначення його коефіцієнтів. Для опису реального поля нерідко достатньою моделі зі ступенем і порядком не більше 36, а для потреб наземної геодезії достатньо і гармонік 18-го ступеня та порядку [6]. Найдетальнішою є модель з числом розкладу до 360-го члена ряду, що отримала шифр EGM-96. Повна модель EGM-96 для еліпсоїда WGS-84 містить всі гармоніки ряду (1) до 360 ступеня і до 360 порядку, що описані 130317 коефіцієнтами [7]. Точніші розрахунки гравітаційного поля Землі вимагають врахування гравітаційних аномалій, які в даній моделі представлені коефіцієнтами C_n , що обчислюються за формулою $C_n = \gamma^{-2}(n-1) \sum_{m=0}^n (C_{nm}^2 + S_{nm}^2)$, де γ – середнє значення нормальної сили тяжіння, яке для еліпсоїда WGS-84 дорівнює $979764,4656 \text{ мГал}$ [8, 9].

Вищезгадана модель нині є основоположною для розрахунку координат точок поверхні геоїда в просторових полярних координатах за формулою Брунса, яка стосовно моделі гравітаційного поля (1) виразоміється до виду:

$$N = \frac{f}{r^2 \gamma_0} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n P_{nm}(\sin \varphi) (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) \right], \quad (2)$$

де γ_0 – нормальна сила тяжіння, N – перевищення поверхні геоїда над поверхнею земного еліпсоїда (рис. 1).

Однак модель EGM-96 [7] розрахована за сферичною гармонічною моделлю зовнішнього гравітаційного потенціалу Землі без належного врахування сферично-несиметричної частини поля [10], тоді як ще в кінці 70-х рр. минулого століття в [11] поєднано обидва загальновідомі підходи – аналітичний і чисельний – розрахунку поля сили

тяжіння. Сферично-симетрична частина подана рядом (1) за сферичними функціями, а відхилення (гармоніки високого порядку) – точковими джерелами.

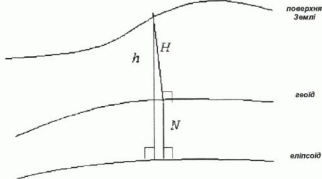


Рис. 1. Перевищення H над геоїдом, висота h еліпсоїда і висота геоїда (ундуляція) N над еліпсоїдом

Останні роботи [12-14] в цій сфері пов'язані з обробкою результатів надточного вимірювання гравітаційного поля за допомогою місії супутників GRACE і CHAMP. Виведена в 2002 році на 500-кілометрову орбіту на відстані 220 км один від одного зв'язка супутників GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment – вивчення гравітаційного поля і клімату) за допомогою радарної системи на протязі понад двох років вимірювала гравітаційне поле і відстань до поверхні Землі. За результатами вимірювань збудована нова модель геоїда [15], і карта розподілу гравітаційного поля Землі в динаміці, на якій відображено всі переміщення води у світовому океані, які відбуваються через зсуви речовини в товщі Землі. Така карта при належній деталізації відбиває всі зміни форми геоїда, і, відповідно, гравітаційного поля Землі. За даними супутника GRACE збудовано картографічні моделі GGM02 зміни гравітаційного поля Землі в часі. Гравітаційні аномалії та перевищення геоїда за даними вимірювань супутника CHAMP наведено в статті [15]. Отримана в рамках місії GRACE модель аномалій геоїда на даний момент є найточнішою його апроксимацією: похибка обчислення перевищень δ_g не перевищує 0,3 м.

Схема аномалій геоїда, отриманих за даними GRACE, наведена в статті [17]. Автор аналізу [17] доводить, що аномалія геоїда є суперпозицією трьох компонент: у високочастотній (короткохвильовій, за англійською термінологією) відображені основні геотектонічні елементи земної кори, в середньочастотній – будова верхньої мантії в областях сейсмотектонічної активності, а низькочастотна „відповідає“ за ступінь деформації земного еліпсоїда за умов зміщення географічних полюсів на 10° . При цьому чітко виявлена тісна кореляція локальних аномалій геоїда з локальними ізостатичними аномаліями сили тяжіння, а регіональних аномалій геоїда – зі структурними особливостями верхньої мантії (на прикладі України). Загальна форма геоїда відбиває глибини (понад 500 км) варіації густини в мантії. З метою підсилення дрібномасштабних особливостей геоїда його високочастотні аномалії, отримані за даними супутникових спостережень, перетворюють в гравіаномалії за формулою Стокса або ж за формулою Лаллеса (через похідні за висотою геоїда, саме так отримана карта Сандвела-Сміта морських гравіаномалій) [5; 9].

Цифрові бази даних альтиметрії (задана ETOPO2) дозволяють уточнити розподіл рельєфу дна, в якому відображена вся еволюція океанів, в тому числі й сучасна геодинаміка. В роботі [22] за допомогою статистичного аналізу виявлена глобальна симетрія (щодо площини тектонічного екватора, нахиленого до географічного під кутом 44°) й асиметрія (щодо осі обертання і географічного екватора) в розподілі рельєфу дна океанів і континентів в рівноплощинній картографічній коді проекції Ламберта. Максимальне відхилення площини тектонічного екватора від площини географічного екватора в східній півкулі за величиною і напрямом співпадає з довжиною і напрямом хребта на 90° градусів в Індійському океані (тут існує максимальна аномалія рельєфу континентів). Пряма, що утворює перетином площини симетрії і антисиметрії, є вісю антисиметрії глобального рельєфу (рис. 2). Еволюція океанів стверджується як єдиний геотермічний процес, а проілюстрована теплова рівновага океанів заперечує подальший масштабний спрединг.

Повертаючись до висновків праці [17] в частині, що стосується тлумачення частотних компонент аномалій геоїда, на нашу думку, варто врахувати виявлену в [22] глобальну симетрію розподілу води і суші на планеті, тим паче, що вона однозначно проявляється як у відображенні в частотних компонентах аномалій геоїда, так і в схемі основних тектонічних елементів Землі.

Варто зауважити, що прямокутна картографічна проекція є найлегшою для картографічного супроводження локальних і регіональних побудов (в тому числі і тектонічних), проте малопридатна для аналізу глобальної симетрії рельєфу геоїда. Оскільки ми поки що не маємо змоги спроектувати карти аномалій сили тяжіння і геоїда на кулю (перше наближення форми геоїда), то з метою мінімізації спотворень в рамках глобальних побудов, очевидно, доцільно користуватися косою рівноплощинною проекцією Ламберта з урахуванням основних мобільностей положень сучасної тектоніки. Ілюстрація законів симетрії в проекції Ламберта буде більш наочною і зрозумілою.

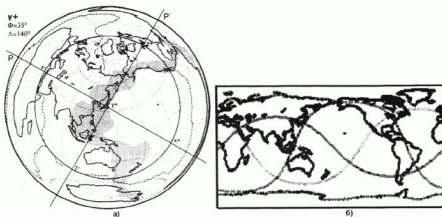


Рис. 2. Коса рівно площинна проекція Ламберта земного рельєфу з центром в точці y^+ (35° пн. ш. і 140° сх. д.) з елементами симетрії-антисиметрії в розподілі континентів і океанів: P – площина тектонічного екватора, P' – площина антисиметрії (заливаючи виділено Тихоокеанський тектонічний пояс, пунктиром – осі серединно-океанічних хребтів, ортогональних до тектонічного екватора) – а); вигляд 3-х основних кругів симетрії-антисиметрії в прямокутній проекції Меркатора – б) [14]

Більш яскраво взаємозв'язок гравітаційного поля та геоїда ілюструється наслідком 9-бального землетрусу на Суматрі (Південно-Східна Азія) від 26 грудня 2004 року. Ця подія залишила "шрам" у гравітаційному полі Землі та змінила рельєф дна Індійського океану – на ньому утворився рубець довжиною близько 1000 кілометрів та висотою до 6 м. При цьому геоїд, за нашими оцінками, мусив прогнутися на $N = 18,07$ мм.

Дійсно, якщо не зважати на вплив кутового прискорення $k\omega^2 a$ сили тяжіння, то найпростіший взаємозв'язок між аномаліями сили тяжіння Δg та ундуляціями геоїда N з довжиною хвилі $\lambda = 2\pi R/\pi$ задається формулою [9]:

$$\Delta g = \frac{2\pi\gamma_0 N}{\lambda} = \frac{\gamma_0 N n}{R} \quad (3)$$

де $\gamma_0 = 979764,4656$ мГал – середнє значення земної сили тяжіння, $R = 6378137$ м – середній радіус Землі, $n = 360$ – порядок сферичної гармоніки (всі параметри зазначено для моделі поля EGM-96 – порівняно з попередніми моделями уточнено значення γ_0 , R , n , що входять до формули (3), що дало змогу уточнити значення N , в конкретному випадку (для прогину на Суматрі) більш, ніж на 0,5 мм), $\lambda = 111,195$ км. Звідси отримуємо $N = \frac{\Delta g \lambda}{2\pi\gamma_0}$, або,

врахувавши λ , $N = \frac{\Delta g R}{\gamma_0 n}$. Взявши осереднене в одноградусній трапеції значення сили тяжіння (наприклад, з онлайн-

бази даних ETOPO2 на <http://topex.ucsd.edu>) для регіону о. Суматри, отримуємо вищезгадану оцінку.

Надалі, щоб прояснити методичку оцінки аномалії геоїда, скористаємося аналітичними виразами з роботи [18]. В цій роботі запропонований підхід до побудови аналітичної моделі поля на основі спільної інтерпретації даних ундуляцій геоїда і аномалій сили тяжіння, який дозволяє врахувати сферично-несиметричну частину поля сили тяжіння на основі його точкової моделі. Припускаючи, що ундуляцію геоїда N та приурочену до неї аномалію сили тяжіння Δg викликає одна й та ж точкова маса Δm на глибині r , і розв'язуючи систему рівнянь відповідних аномалій потенціалу та сили тяжіння, автор отримує формули для оцінки параметрів маси Δm та глибини залягання r точкового джерела, пов'язані з величиною ундуляцій геоїда N , розрахованих за (2), та гравітаційної аномалії Δg :

$$r = \frac{\bar{\gamma}_0 N \cos \beta}{\Delta g}, \quad \Delta m = \frac{(\bar{\gamma}_0 N \cos \beta)^2}{f \Delta g}, \quad f = \frac{r^2 \Delta g}{f} \quad (4)$$

де $\bar{\gamma}_0$ – нормальне значення сили тяжіння, взяте посередині перевищення N , β – кут між нормальними до геоїда та референс-еліпсоїда (так зване відхилення виска), f має таку ж величину, як і у виразі (1). За цими виразами автор пропонує оцінювати параметри розподілу мас в глобальних геостатистичних моделях та уточнювати точкові моделі сферично-несиметричної компоненти гравітаційного поля Землі.

До речі, при підстановці виразу (3) в значення (4) отримуємо для точкової маси Δm дещо простішу оцінку, яка не залежить від величини сили тяжіння Δg , легко алгоритмізується, але дає порівняно з (4) менш точні результати:

$$\Delta m = \frac{\bar{\gamma}_0 N R \cos^2 \epsilon}{n f} \quad (4')$$

її можна використовувати для обчислення граничних значень мас (априорні обмеження) на деякій площі.

Зокрема, для наведених в зазначеній праці [18] оцінок параметрів глибинних неоднорідностей південно-західної частини Північноамериканського котловини в Атлантиці, нам вдалось уточнити параметри F і Δm шляхом точнішого розрахунку ундуляції геоїда N згідно формули (3). Отримані нами параметри порівняно з наведеними в [18], а також відносний рівень уточнення ілюструє наступна таблиця:

Таблиця 1. Уточнення параметрів аномальних точкових джерел в Північноамериканській котловині Атлантики

№	N , м	Δg , мГал	F , км	Δm , кг	F нов., Δm в%
1	-52	-40	909	$-6,939 \cdot 10^{-8}$	3,58%
2	-53	-30	1106	$-8,442 \cdot 10^{-8}$	2,33%
1'	52,33	-40	914,55	$-7,021 \cdot 10^{-8}$	1,2%
2'	54,24	-30	1131,79	$-8,065 \cdot 10^{-8}$	4,7%

При цьому значення Δg взято з атласу гравіметричних карт Атлантичного океану за 1984 рік; при отриманні уточнених значень Δg інші параметри точкових аномалій теж зазнають відповідних змін. Точність сучасних даних супутникової альтиметрії складає 5 мГал при просторовому розділенні 20 км, що достатньо для отримання геоїда потрібної точності на морських акваторіях, але, на нашу думку, недостатньо для регіональних побудов на суші.

Згаданий прогин на о. Суматра, так само як і аномалії геоїда в північній Атлантиці, мав би зафіксувати за відхиленням гравітаційного поля запущений у 2007 році супутник *GOCE* (Gravity Field and Ocean Circulation Explorer, точність виміру аномалій поля тяжіння – 1 мГал, перевищень геоїда – ~ 1 -2 см), проте публікації на цю тему нам невідомі. Ця оцінка, до речі, зайвий раз підкреслює, наскільки точним має бути геоїд для того, щоб отримувати з нього аномалії сили тяжіння, представляли інтерес для промислової геофізики, а не лише для задач вищої геодезії.

Часові зміни сили тяжіння викликані або земними припливами і варіаціями обертання Землі, або перерозподілом внутрішніх мас. Перші мають систематичний короткоперіодичний характер, очевидний за повторних спостережень, і при сучасній точності спостережень легко враховуються спеціальними засобами [19], тоді як моніторинг змін в розподілі внутрішніх мас є окремою складною задачею. Ці зміни, спричинені внутрішньою геодинамікою земної кори (землетруси і активний вулканізм), цікаві з точки зору їх використання як передвісників цих явищ. Моніторинг варіацій Δg до і після активної фази створюватиме базу для розробки динамічних моделей накопичення-розрядки напруг при землетрусах та міграції магми і варіацій густини у вулканічних районах; в нашій країні такий моніторинг доцільно розгорнути в Карпатах на полігонах ІФДУНГ.

Ми вважаємо, що при застосуванні цих виразів з метою отримання більш точних глобальних оцінок внутрішньої будови Землі слід враховувати так звані непрямі ефекти (варіації сили тяжіння $\Delta g = -0,308 \Delta V$ внаслідок ундуляцій геоїда, можуть досягати до 30 мГал на глобальній мережі) [9], а також деякі тонкі ефекти, пов'язані з динамікою руху планети по орбіті та флюктуаціями поверхні геоїда. На практиці у високошвидкісних (короткохвилових, з $\lambda < 100$ км) компонентах аномалій геоїда, які використовуються для аналізу локальних особливостей геоїда (наприклад, для території України), недоцільно враховувати ундуляції геоїда через високий ступінь їх гладкості (через малість градієнта Δg це веде до несуттєвого для практики уточнення Δg).

До речі, саме через гладкість геоїда в областях малої міри слід посприяти в процедурах редукцій сили тяжіння величині висоти еліпсоїда $\hat{h}$, а не перевищень геоїда H , щоб не вносити похибок у виправлені значення Δg . Пояснюється це наступними міркуваннями. В геодезії, звідки поправки за висоту точок спостереження запозичені геофізиками, виміряні значення Δg потрібні для визначення форми геоїда, для чого їх і редукують з поверхні Землі на рівень моря (припускається, що його поверхня співпадає з геоїдом). Тому в таких редукціях геодезисти використовують топографічні висоти (перевищення над геоїдом), отримані шляхом нівелювання, замість висоти над еліпсоїдом. В геофізичні значення $\Delta g_V = \Delta g - \zeta$ необхідні для вивчення густинної будови $\zeta(\xi, \eta)$ всередині планети, тому гравіаномалії трактуються як різниця між спостереженими значеннями $\Delta g = \Delta g + \delta_g$ та нормальними значеннями γ , обчисленими для референц-еліпсоїда за однією з відомих міжнародних формул (одна з таких наведена в додатку). При цьому неявно допускається, що редукція "у вільному повітрі" вимітає маси, що лежать під поверхнею вимірювань – вище поверхні геоїда (топографічні висоти рельєфу) на поверхню геоїда, тобто має справу з перевищеннями над геоїдом H , а не над еліпсоїдом $\hat{h}$. Іншими словами, вважається, що рівень геоїда перевищує поверхню еліпсоїда (відсутні від'ємні ундуляції геоїда), що не завжди відповідає дійсності.

Звідси є очевидним необхідність врахування як величини відхилення геоїда від еліпсоїда, так і напрямку таких відхилень. Відхилення прямокутної лінії (напрямок реального (з геоїда) і нормального (з еліпсоїда) поля сили тяжіння), зумовлене складністю фігури і внутрішньої будови Землі, враховує поправка Брунса-Жонголовича, що вноситься в значення Δg . Для його обчислення використовують просторовий розподіл аномального поля Δg на референц-еліпсоїді, отриманий за даними супутникової гравіметрії чи обчислений за моделлю EGM-96. В [20] розроблено методику розрахунку відхилення прямокутної лінії на основі методу лінійних інтегральних зображень. Аномальне гравітаційне поле на будь-якому рівні відновлюється методом S-апроксимацій, який заснований на зображенні гармонічних функцій Δg сумою потенціалів простого та подвійного шару на горизонтальній площині та відхищенні від-

повідної системи лінійних рівнянь методами Лаврентьєва і Страхова. В розрахунок такого відхилення в прській місцевості враховують вплив пересіченого рельєфу.

Для аналізу високочастотних впливів з метою вирішення практичних інженерно-геологічних, екологічних чи пошукових задач доцільніше використовувати не аномалії геоїда, а відповідним чином трансформовані з них карти градієнтів сили тяжіння. Однак, при цьому необхідно враховувати міру області трансформації: згідно [21], розв'язки відповідних граничних задач для градієнтів сили тяжіння (як і для їх модулів, якими, по-суті, є гравіметричні дані) визначаються в локальній області з точністю до сталої – функції від розмірів і форми області, а критерій для "склеїти" таких розв'язків відсутній. З огляду на це в [21] нелінійний ітераційний алгоритм на основі вирішення послідовності граничних задач, який можна адаптувати і для градієнтів, трансформованих з аномалій геоїда. В той же час, ігнорування поправок за ундуляції геоїда (непрямих ефектів) в мінерально-сировинних дослідженнях може призвести до помітних похибок у визначенні варіацій $\delta\Delta g$ в районі досліджень. Щоб розрахувати глобальну модель варіацій сили тяжіння, спричинених непрямыми ефектами, потрібно мати в розпорядженні точну модель аномалій геоїда, що на даний етап нам недоступно (перерахунок з моделі гравітаційного поля EGM-98 вимагає величезних чисельних потужностей).

Щоб розібратись з впливом ефектів (надзвичайно малих порівняно з іншими), пов'язаних з динамікою руху планети, на варіації $\delta\Delta g$, скористаємось окремими положеннями роботи [22].

В контексті взаємозв'язку збудер електричного та магнітного полів Землі зі збудернями поля сили тяжіння в роботі [22] вводиться поняття так званої повної енергії тіла, варіації якої можна фіксувати та використовувати як неявних передвісників землетрусів, як це має місце з пертурбаціями іоносфери. При всій спірності цього тезису (хоча ідеї про спільну природу гравітації та електромагнетизму витякують в повітрі, про що свідчить, наприклад, праця [23]), там є раціональне зерно. Зокрема, запропоновано описувати часові зміни гравітаційного поля в термінах релятивістських варіацій повної енергії збудерного тіла. Застосуємо їх для опису зовнішнього гравітаційного поля Землі. Зовнішнє поле сили тяжіння земного еліпсоїда фактично визначають чотири параметри a , r , f , ω , які входять в рівняння нормального потенціалу сили тяжіння з урахуванням центробіжного потенціалу. Згідно прийнятих нами позначень це рівняння матиме вигляд:

$$V(\vec{r}) = \frac{f}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n P_{nm}(\cos\varphi) (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) \right] + \frac{\omega^2}{2} r^2 \sin^2 \varphi. \quad (5)$$

де r – радіус-вектор (відстань до поверхні планети), f – гравітаційна стала, a – екваторіальний радіус, ω – кутове прискорення, $\omega = 7292115 \cdot 10^{-11}$ рад/с. Величину релятивістського збільшення маси (дефект мас) тіла в нормальному полі сили тяжіння визначає вираз:

$$\delta m = \frac{m_{0g}}{c^2} \left[\frac{f}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n P_{nm}(\cos\varphi) (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) \right] + \frac{\omega^2}{2} r^2 \sin^2 \varphi \right]. \quad (6)$$

де m_{0g} – маса тіла, що вільно падає. Величину релятивістського збільшення повної енергії тіла в нормальному гравітаційному полі задає вираз:

$$\delta E = m_{0g} \left[\frac{f}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n P_{nm}(\cos\varphi) (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) \right] + \frac{\omega^2}{2} r^2 \sin^2 \varphi \right] = m_{0g} V(\vec{r}). \quad (7)$$

Відповідні величини з урахуванням значення нормального потенціалу визначаються за формулами

$$\delta m = \iiint \frac{\rho(\vec{r})}{c^2} \left[\frac{f}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n P_{nm}(\cos\varphi) (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) \right] + \frac{\omega^2}{2} r^2 \sin^2 \varphi \right] d\omega, \quad (8)$$

$$\delta E = \iiint \rho(\vec{r}) \left[\frac{f}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n P_{nm}(\cos\varphi) (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) \right] + \frac{\omega^2}{2} r^2 \sin^2 \varphi \right] d\omega. \quad (9)$$

При підйомі речовини в полі сили тяжіння на висоту h повна енергія ΔE_n зменшується, згідно формули:

$$\delta E = \iiint \rho(\vec{r}) \left[\frac{fM}{r+h} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n P_{nm}(\cos\varphi) (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) \right] + \frac{\omega^2}{2} (r+h)^2 \sin^2 \varphi \right] d\omega. \quad (9)$$

Звісно, що часові варіації поля сили тяжіння в певній ділянці геоїда неминуче призводять до змін повної енергії речовини літосфери, а також атмосфери й іоносфери, тобто зміни електромагнітних властивостей речовини земної кори, як зазначає автор [24]. Врахування таких варіацій необхідне для якомога повнішого опису реальних густинних неоднорідностей, що є підґрунтям для створення найбільш оптимальної та такої, що відповідає сучасним запитам, чисельно-аналітичної моделі гравітаційного поля Землі. Адже чим достовірніше збудована така модель, тим якісніше можна буде виділяти аномалії гравітаційного поля та прослідкувати їх динаміку. Таким чином, при розрахунках точкових мас Δm за формулою (4) потрібно враховувати поправки δm за виразом (8).

Нам видається слушним зробити тут кілька зауважень. По-перше, використати повною мірою фундаментальний прояв зовнішнього гравітаційного поля планети, що проявляється у збільшенні її повної маси і повної енергії в полі сили тяжіння на даному етапі не представляється можливим з сучасних технічних міркувань та відсутності достатньої кількості вимірів абсолютних значень поля сили тяжіння. По-друге, величина флуктуацій повної енергії буде співмірна з похибками спостережень, і в районах високороздільного поля не матиме геологічної змістовності. Точніші оцінки такого внеску ще потрібно буде здійснити, розраховавши їх за даними цифрової моделі поля для прийнятого в нас референс-еліпсоїда Красовського. Використати з цією метою наявні у відкритому доступі дані супутникової аль-

тиметрії безпосередньо теж неможливо через різницю референц-поверхонь та відповідних їм формул розрахунку аномалій сили тяжіння. На відміну від еліпсоїда Красовського, в онлайн-базах даних альтиметрії використано квазігеоїд WGS-84, нормальна сила тяжіння для якого обчислюється за формулою:

Розходження значень γ_0 , отриманих за цією формулою, зі значеннями, отримуваними за формулою Гельмерта,

$$\gamma_0 = 978030 \cdot (1 + 0.005302 \cdot \sin^2 \varphi - 0.000007 \cdot \sin^2 2\varphi) - 14, \quad (10)$$

досягають 17.46-17.59 мГал для широт 68°-72°, причому це розходження є функцією широти й довготи одночасно (рис. 3). Широта й довгота однієї і тієї ж точки на двох вказаних еліпсоїдах буде різною, в чому можна легко переконатися, задавши, наприклад, в координатному калькуляторі ПС ERDAS Imagine для вхідних і вихідних даних одну й ту ж проекцію, але різні еліпсоїди. Такий перерахунок в рамках сучасних ПС не представляє труднощів, якщо будуть відомі параметри зв'язку поверхонь відносності. Нам такі параметри поки що недоступні, тоді як технологія перетворення координат в різних геодезичних системах представлена в мережі інтернет, зокрема [25], і спрощеним варіантом програмного забезпечення для систем навігації [8].

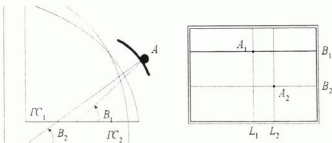


Рис. 3. Розходження координат в різних системах відліку: положення точки А щодо двох еліпсоїдів в просторі (а) та на прямокутній картографічній проекції (б)

Загальним висновком роботи є обґрунтована можливість потенційного уточнення параметрів локальних ділянок геоїда за виразом (3) і параметрів точкових джерел гравітаційних густинних неоднорідностей за формулами (4), (4'), (8) за характеристиками гравітаційного поля Землі (1), а також аномалій геоїда, отриманих з супутникових даних. Крім того, проілюстрована кореляція глобальної симетрії-антисиметрії в розподілі меж континентів і океанів з симетрією елементів глобальних аномалій геоїда та розташуванням глобальних елементів земної тектоніки.

Висловлюю щирі подяку проф. Г.Т. Продавцові за цінні зауваження, що сприяли вдосконаленню даної праці.

- Грушинський Н.П. Теорія фігури Землі і планет. – М.: Фізматгиз, 1963. 2. Справочник геодезиста: В 2-х кн. Кн. 1 / Под ред. В.Д. Болдырева. Г.П. Лепуха. – 3-е изд. – М.: Недра, 1985. 3. Памеліаніс В.Л. Фізика Землі і планет. Курс лекцій. – М.: Удод-МГУ, 2001. 4. Weightman J.A. Gravity, geodesy and artificial satellites: a unified analytical approach / The Use Artif. Satellites for Geodesy Publ. Nat. Techn. Univ. Athens. – 1987. – 2. 5. Dziwinski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth and Planetary Interiors. – 1981. – 525. № 4. 6. Топорев Б. Гравиметрия: Пер. с англ. – М.: Мир, 1999. 7. Lemoine F.G., Kanyon, S.C., Timmer R., Factor, J., Pavlis, N.K., Klosco, S.M., Chinn, D.S. EGM96 The NASA GSFC and NIMA joint geopotential model of NASA Tech. Memorandum, 1997. 8. Комаровський Ю.А. Использование различных аппроксимаций в геодезии. Укр. пос. Изд. 2-е. – Владивосток, 2005. 9. Li Xiong, Götzte Hans-Jürgen. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics // Geophysics. – 2001. – 66. № 6. 10. Smith D.A. There is no such thing as the EGM96 geoid: subtle points on the use of a global geopotential model // IgeS Bulletin № 8. – International Geoid Service. – Milan, 1998. 11. Тараканов Ю.А., Черевченко Т.Н. Интерпретация крупномасштабных гравитационных аномалий Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1979. № 4. 12. Reigber, Ch., Jochmann, H., Wüschel, et others. Earth gravity field and seasonal variability from CHAMP // в кн. Reigber, Ch., Lüth, H., Schwintzer, P., Wüschel, J. (eds.). Earth observation with CHAMP - results from three years in orbit. Berlin: Springer, 2004. 13. Reigber C., Schmidt R., Fletcher F., König R., Meyer U., Neumaier K.H., Schwintzer P., Zhu S.Y. An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S // Journal of Geodynamics. – 2005b. – В. 39. 14. Кабан М.К., Гадаев К. Новые возможности гравитационного моделирования с использованием данных спутников CHAMP и GRACE // Физика Земли. – 2005. № 11. 15. Visualization of Geoid Models and Model Differences // <http://icgem.dtu.dk/dtdm/dtdm.html>. 16. Шумакое Ф.Т. Об использовании в моделях меридаиона свойств полной энергии вещества в возмущенном гравитационном поле // Sententia: наук. праці Національного університету імені Тараса Шевченка. Серія: фізико-математичні науки. – 2007. – 29. № 5. 17. Дробин М.М. Разностороннее исследование аномалий геоиды, их структура и природа // Геофиз. журн. – 2007. – 29. № 5. 18. Колосов Ю.В. Комплексное использование численной геоиды и аномалий силы тяжести для плотностного моделирования // Геофиз. журн. – 2005. – 27. № 6. 19. Barthelme F. Low-pass filtering of gravity field models by gently cutting the spherical harmonic coefficients of higher degree // Journal of Geodynamics. – 2005b. – В. 39. – Р. 307-309. 20. Спалковская И.З. Вычисление условной отвесной линии и превышений геоида в некоторых районах Атлантики с применением метода линейных интегральных представлений // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравиметрических, магнитных и электрических полей. Ухта, 29.01-3.02.2008 г. – Мат. 35-й сессии Межд. семинара им. Д.Г. Уленского. – Ухта, 2008. 21. Якимчук А.И., Дубовенко Ю.И., Чирная А.И. Граничная задача восстановления потенциала за значимыми модулями его градиента: Автореф. дисс. – канд. ф.-м. наук. 04.00.22. – Київ: ІГФ, 2001. 22. Казанский Б.А. Ватиметрический анализ океанов: Автореф. дисс. – д-р геогр. наук. – Владивосток, 2007. – 42 с. 23. Карпенко В.Н. О единой природе гравитации и электромагнетизма // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Ухта, 29.01-3.02.2008 г. – Мат. 35-й сессии Межд. семинара им. Д.Г. Уленского. – Ухта, 2008. – С. 108-111. 24. Якимчук А.И., Дубовенко Ю.И., Чирная А.И. Построение линейных аналитических аппроксимаций по результатам гравиметрических съемок морских акваторий // Мониторинг геологических процессов та екологічного стану середовища: Мат. VII Міжк. наук. конф. – Київ, 2007. 25. http://www.ngs.noaa.gov/Geoid/Research/Software/research_software.html.

Надійшло до редакції 23.04.08.