

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

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

**ЛЕГОСТАЄВА
ОЛЬГА ВАДИМІВНА**

Прим. № ____
УДК: 004.42:530.83

ДИСЕРТАЦІЯ
**МАТЕМАТИЧНЕ І ПРОГРАМНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ
АВТОМАТИЗОВАНОЇ СИСТЕМИ 3D ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ДАНИХ
ПОТЕНЦІАЛЬНИХ ПОЛІВ (GMT–AUTO)**

04.00.22 – ГЕОФІЗИКА
103 – НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ

Подається на здобуття наукового ступеня доктора фізико-математичних наук.
Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____ О.В.Легостаєва

Науковий консультант Віталій Іванович Старостенко,
доктор фізико-математичних наук, професор, академік НАН України

КИЇВ – 2021

АНОТАЦІЯ

Легостаєва О.В. Математичне і програмне забезпечення автоматизованої системи 3D інтерпретації даних потенціальних полів (GMT–Auto). Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису. Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора фізико-математичних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, 2021.

Дисертаційна робота виконана з метою створення нової автоматизованої системи кількісної 3D інтерпретації потенціальних полів (GMT–Auto) та її практичному використанню, ілюстрованою на прикладах основних геологічних структур України, а також деяких структур зарубіжжя.

Обробка результатів геофізичних спостережень і, особливо, їх геолого-геофізична інтерпретація потребують виконання великих обсягів складних розрахунків. Раніше, до часів появи електронних засобів, розроблялись різні графічні методи, зокрема, палетки, які не давали можливість виконувати розрахунки з необхідною точністю, але дозволяли отримувати результати досить оперативно із точністю, що задовольняла досвідчених інтерпретаторів. Для цього розроблялись графічні методи, зокрема палетки, тощо [Федынский, 1967]. З появою електронних розрахункових машин ситуація різко змінилась. По-перше, з'явилися автоматизовані системи оперативної обробки результатів, наприклад, гравіметричних та магнітометричних польових спостережень [Старостенко та ін., 1972]. По-друге, почали формуватися і розроблятися принципи та проекти створення математичного забезпечення для кількісної інтерпретації геофізичних полів [Алексидзе та ін, 1984]. Цей напрям досліджень складний і об'ємний. В ньому багато зроблено безпосередньо авторкою, і основні її результати покладені в основу цієї дисертації. Оскільки геофізичні матеріали подаються у вигляді карт, розрізів, графіків, тощо, тому перше, що треба зробити – це забезпечити автоматичне перетворення графічної інформації в цифрову. Після обробки цієї інформації необхідно забезпечити зворотню процедуру – результати автоматично

перетворити у графічні зображення. Основний принцип, реалізований при створенні комплексу програм (GMT–Auto), всі операції якого виконуються в інтерактивному режимі, полягає в тому, що на вхід подаються у вигляді карт відповідні дані (рельєф покрівлі і підшви пласта, розподіл фізичних параметрів на них, тощо). Результатом роботи комплексу є обчислені ефекти геофізичних полів, а також інформація про фізичні властивості середовища в цифровому або графічному вигляді. Враховуючи сказане та беручи до уваги назву дисертації, стає очевидним, що робота присвячена дуже актуальній, сучасній проблемі, розв'язання якої сприяє прогресу у використанні геофізичних методів для рішення різних наукових та прикладних завдань геофізики, геології, екології, тощо.

Основні положення та завдання, які вирішуються в дисертації:

1. автоматичне введення в комп'ютер зображень різних необхідних геофізичних карт та представлення їх у цифровому вигляді;
2. розробка програм рішення прямих задач гравіметрії, магнітометрії та геотермії для тіл, набором яких апроксимуються реальні геологічні структури, що вивчаються;
3. об'єднання всіх розроблених програм в автоматизовану систему 3D кількісної інтерпретації потенціальних полів;
4. приклади застосування системи для вивчення глибинної будови реальних різноманітних геологічних структур.

Програмний комплекс Geophys0 призначений для автоматизованої інтерактивної обробки чорно-білих зображень геолого-геофізичних даних, головним змістом яких є інформація щодо ізоліній і їх розривів першого роду (розломи, обриви, тощо) [Старостенко и др., 2004]. Раніше такі задачі виконувалися за допомогою програми *MAP*, яку також була розроблено в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України [Старостенко и др., 1997], але вона дозволяла обробляти зображення карт, що містять тільки ізолінії.

Програмний комплекс SpaceMap розроблено спеціально для виконання розрахунків на кристалічних щитах, оскільки в цьому випадку в комп'ютер

необхідно вводити зображення карт, основним змістом яких є не ізолінії, а тіла (області) [Старостенко и др., 2011].

Програмний комплекс *Isohypse* розроблений з метою об'єднання раніше створених програмних продуктів, таких як MAP [Старостенко и др., 1997] і Geophys0 [Старостенко и др., 2004]. Головною його перевагою є можливість обробляти як монохромні (чорно-білі), так і кольорові (оригінали карт) зображення об'єктів у прямокутній або географічній системах координат. Цей комплекс призначений для оцифрування геолого-геофізичних об'єктів, представлених ізолініями і розломами, тобто функціями з розривами першого роду.

Для розв'язання прямих задач гравіметрії, магнітометрії [Старостенко и др., 2005] і геотермії [Старостенко и др., 2003] розроблено програмний комплекс *Profile*, а для розв'язання прямої задачі магнітометри програма *Magnetic* [Старостенко и др., 2009].

У програмному комплексі *Profile* передбачено зміну фізичних параметрів в межах призми за лінійним законом уздовж горизонтальних координат на верхній і нижній основах і лінійно або експоненціально уздовж будь-якої вертикальної лінії, причому так, що в вершинах призми фізичний параметр приймає задані значення.

При вирішенні прямих задач горизонтально-шаруваті геологічні структури апроксимовані набором неоднорідних довільно зрізаних вертикальних прямокутних призм. В цьому випадку контактні поверхні формуються як сукупність “черепичок”, якими є основи призм [Старостенко, 1978].

Кожна програма дає змогу вирішити задачу для багатошарових моделей (від 1 до 9 шарів). Вхідна інформація вводиться для кожного шару окремо. Вона залежить від обраної задачі і являє собою опис покрівлі і підосви кожного шару, а також інформацію про розподіл фізичного параметра на них у вигляді карт або значень.

Вхідні дані для програми *3D Magnetic Calculation* — це рельєф верхньої і нижньої поверхні шару, які можуть бути задані у вигляді файлу або числа в км і

I_x , I_y , I_z – складові вектора намагніченості. В результаті програма формує файли вихідного результату, а саме: файли складових X , Y , Z для повного вектора напруженості магнітного поля і T – повне значення модуля вектора напруженості магнітного поля.

Вхідні дані для програми *3D Termic Calculation* — це рельєф верхньої і нижньої поверхні шару які можуть бути задані у вигляді файлу або числа в км та густину теплогенерації Q , коефіцієнт теплопровідності. В результаті програма формує файли вихідного результату, а саме: файли “Температура”- T та “Тепловий потік”- q .

Результатом роботи автоматизованого комплексу є файл, який містить інформацію про координати кожної точки на осях X і Y і значення обчисленого в них поля. При вирішенні задачі магнітометрії у вихідному файлі також міститься інформація про складові вектора напруженості магнітного поля і його повного значення в кожній точці.

Зазвичай при побудові геофізичних моделей (з густинними, магнітними властивостями та ін.) зручно розміщувати їх в межах паралелепіпеда, що складається із сукупності довільно зрізаних прямокутних призм, апроксимуючих геологічні шари. Комплекс “*ПЕРЕГЛЯД*” дозволяє: 1) розглядати модель з різних точок огляду; 2) обертати модель; 3) переглядати розрізи моделі в площинах, паралельних координатним площинам прямокутної системи координат; 4) за певним законом здійснювати ручне коригування положення границь шарів в обраному розрізі з автоматичним коректуванням границь (поверхонь) сусідніх шарів; 5) обертати розрізи, що переглядаються; 6) відобразити за вихідними даними ізоповерхні, обертати їх і переглядати з заданих точок огляду.

Для представлення результатів роботи зазначених вище програм і комплексів використовується потужний картографічний пакет *Golden Surfer* для побудови графічних зображень функцій двох змінних, а також векторний графічний редактор *Corel Draw* для художнього оформлення отриманих результатів і геоінформаційна система *ArcGis* для перетворення отриманих даних

в необхідну проекцію, побудови ізоповерхонь, виконання вибірки даних за заданим критерієм або всередині певної області, тощо.

Нова система автоматизованої інтерпретації гравітаційного, магнітного і теплового полів (GMT–Auto) дає змогу за заданими полями будувати тривимірні моделі з безперервним розподілом фізичних параметрів. Це уможливорює проаналізувати поля детальніше і повніше, оскільки наближення розрахункового поля до модельного значною мірою залежить від ступеня апроксимації середовища в моделі.

Автоматизована система (GMT–Auto) знайшла широке застосування при вирішенні практичних завдань, які пов'язані з вивченням складної будови різних геологічних структур за геофізичними даними. З її допомогою побудовані, зокрема, нові тривимірні густинні моделі Дніпровсько-Донецької западини і складчастого поясу Донбасу [Куприенко и др., 2010; Старостенко и др., 2012]), Прип'ятського прогину [Бурьянов и др., 2000], Карпатсько-Паннонського регіону [Bielik et al., 2005, 2013, 2018, 2019; Krajnak et al., 2012; Szalaiova et al., 2008], Чорноморської западини [Старостенко и др., 2010, 2019, 2020], північно-західного шельфу Чорного моря [Старостенко и др., 2005; Starostenko et al., 2011] та ін.), нідерландської прибережної зони [Dirkzwager, et al., 2000], щитів (Українського [Куприенко и др., 2007аб, Старостенко и др., 2015, 2017, 2018], Балтійського [Пашкевич и др., 2014]) і Воронежського кристалічного масиву [Старостенко и др., 2013]). Побудовані моделі реальних геологічних структур можуть бути використані при вирішенні практичних завдань геології, тектоніки, а також при пошуках і розвідці корисних копалин.

Використання створеного автоматизованої системи істотно полегшує і прискорює процес інтерпретації геофізичних полів (гравітаційного, магнітного, геотермічного та ін.) методом тривимірного чисельного моделювання і істотно збільшує роздільну здатність і інтерпретаційні можливості об'ємного геологічного середовища.

Створена автоматизована система орієнтована на практичне використання як в наукових, так і в промислових геофізичних організаціях. Такі дослідження

виконувались в: Інституті геофізики НАНУ (Київ), Геофізичному відділі Інституту наук про Землю Словацької академії Наук (м. Братіслава), Інституті геофізики Польської Академії наук (м. Варшава), Інституті геофізики В'єтнамської Академії наук та технологій (м. Ханой), Геофізичному Інституті Болгарської Академії наук (м. Софія), Вільний Університет (Нідерланди, м. Амстердам).

Ключові слова: математичне забезпечення, програмне забезпечення, автоматизована система, 3D моделювання потенціальних полів, сканування,

ANNOTATION

Legostaieva O.V. Mathematical and software packages for an automated 3D interpreting data of potential fields (GMT - Auto). - Qualifying scientific work on the rights of the manuscript. Thesis for the scientific degree of doctor of physical and mathematical sciences, specialty 04.00.22 – geophysics (103 – Earth Sciences). – Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2021

This thesis is performed to develop a new automated system of numerical 3D interpretation of potential fields (GMT - Auto) and to illustrate its practical application by examples of the main geological structures of Ukraine and some structures abroad.

Processing of the results of geophysical observations and, especially, their geological and geophysical interpretation require large amounts of complex calculations. Before implementing electronic tools, different graphical methods were developed, which did not allow performing calculations with the required accuracy, but they made it possible to obtain the required results quickly with an accuracy that satisfied experienced interpreters. For these purpose different graphic methods, in particular pallets, etc. were developed. [Fedynskii, 1967]. After implementing electronic computers, the situation drastically changed. Firstly, there were introduced automated systems for operational processing of results, such as gravity and magnetic field observations [Starostenko et al., 1972]. Secondly, one begun to form the principles and projects of developing mathematical software for the numerical interpretation of

geophysical fields [Aleksidze et al., 1984]. This part of research is complex and comprehensive. The author herself much contributed to progress this part of research and the main results are the basis of this thesis. Since geophysical materials are presented in graphical form (maps, sections, graphs, etc.), the first thing to do is to ensure the automatic transformation of graphic information into digital one. After processing this information, it is necessary to provide the reverse procedure - the results must be automatically converted into appropriate maps and so on. The main principle implemented in the development of the package (GMT - Auto), all operations which are performed interactively, is that the maps are input as appropriate data (relief of the roof and base, distribution of physical parameters on them, etc.). The result of the package operation is the calculated effects of geophysical fields, as well as information about the physical properties of the environment in digital or graphical form. Given the above and taking into account the title of the thesis, it becomes clear that the study is devoted to an actual, modern problem, which solution contributes to progress in using geophysical methods to solve different scientific and applied tasks of geophysics, geology, ecology, etc.

The main notions and tasks, which were solved in this thesis, are as follows:

1. Automatic input into the computer of different necessary geophysical maps and their presentation in digital form;
2. Development of programmes for solving direct problems of gravimetry, magnetometry and geothermics for objects, which approximate real geological structures under study;
3. Integration into the automated system all programs for 3D quantitative interpretation of potential fields;
4. Illustration by the examples of the application of systems for the study of the deep structure of real different geological features.

Geophys0 software package is targeted for automated and interactive processing of b/w images of geological and geophysical data, mainly information on isolines and their discontinuity of the first kind (faults, breaks, etc.) [Starostenko et al., 2004]. Earlier, such tasks were performed using the MAP program, which was also developed

at the S.I. Subbotin Institute of Geophysics. of the National Academy of Sciences of Ukraine [Starostenko et al., 1997], but it allowed processing maps containing only isolines.

The SpaceMap software package is specially designed for calculating geophysical fields of crystalline shields, because it is necessary to put into the computer maps of isolines but objects (areas) [Starostenko et al., 2011].

Isohypse software package is developed integrate previous software products, such as MAP [Starostenko et al., 1997] and Geophys0 [Starostenko et al., 2004; Savchenko et al., 2008]. The main its advantage is the ability to process both monochrome (b/w) and colour (original maps) images in rectangular or geographic coordinate systems. The package is utilized for the digitization of geological and geophysical objects, represented by isolines and discontinuities, i.e., is by functions with discontinuities of the first kind.

Profile software package was developed for solving direct problems of gravimetry, magnetometry [Starostenko et al., 2005], and geothermics [Starostenko et al., 2003].

Magnetic program was worked out for solving direct problems of magnetometry [Starostenko et al., 2009].

The Profile software package is capable to change physical parameters within the prisms by the linear law along the horizontal coordinates on the upper and lower bases or linearly along any vertical line so that physical parameter adopts given value at prism vertexes.

In solving direct problems, horizontally - layered geological features are approximated by a set of inhomogeneous, arbitrarily truncated vertical rectangular prisms. In this case, the contact surfaces are formed by a set of “tiles”, which are bases of prisms [Starostenko, 1978].

Each program allows us to solve a problem for many-layered models (from 1 to 9 layers). The input information is individually sent for each layer. It depends on chosen task and presents description of the roof and base of each layer, as well as information about the distribution of the physical parameter on them in the form of maps or values.

The input data for the 3D Magnetic Calculation program is the relief of the upper and lower surface of a layer, which can be obtained as a file or numbers in kilometers where I_x , I_y , I_z are components of the magnetization vector. In consequence, the program produces files of the output result, namely: the files of the components X, Y, Z for the total vector of the magnetic field intensity and T - the total value of the modulus of the vector of the magnetic field intensity.

The input data for the 3D Termic Calculation program is the relief of the upper and lower surface of the layer that can be specified as a file or number in km and the heat generation density Q, the thermal conductivity. As a result, the program generates output files, namely: files Temperature (T) and Heat flux (q).

The result of the automated package is a file that contains information about the coordinates of each point on the X- and Y- axes and the value of the field calculated on them. In solving the problem of magnetometry, the source file also contains information about the components of the magnetic field vector and its total value at each point.

Usually, in developing geophysical models (with density, magnetic properties, etc.), it is convenient to place them within a parallelepiped consisting of a set of arbitrarily truncated rectangular prisms approximating the geological objects. The "VIEWING" package allows: 1) to consider the model from different points of view; 2) rotate the model; 3) view the sections of the model in planes parallel to the coordinate planes of the rectangular coordinate system; 4) to carry out manual adjustment of the position of the boundaries of the layers due to a certain law in the selected section with automatic adjustment of the boundaries (surfaces) of adjacent layers; 5) rotate the sections which being viewed; 6) display the isosurfaces from output data, rotate them and view from the given observation points.

To present the results of the above programs and packages, a powerful mapping package Golden Surfer is utilized to develop graphical images of the functions of two variables. It also contains the vector graphic editor CorelDraw to design the results and ArcGis geographic information system transform the data into the required projection,

obtain isosurfaces, provide data sampling due to a given criterion or within a certain area, etc.

The package of automated interpretation of gravity, magnetic and thermal fields (GMT–Auto) allows us to develop three-dimensional models of a continuous distribution of physical parameters in them for given fields. This makes it possible to analyze the fields in more detail and more fully, because fitting the calculated field to the model largely depends on the degree of approximation of the environment in the model.

The automated complex (GMT–Auto) is widely used in solving practical tasks in studies of the complex structure of different geological features utilizing geophysical data. Its applying made it possible to develop new three-dimensional density models, in particular, for the Dnieper-Donetsk basin, Donbas fold belt [Kuprienko et al., 2010; Starostenko et al., 2010, 2019, 2020], the NW Black Sea shelf [Starostenko et al., 2005; Starostenko et al., 2011], the Dutch coastal zone [Dirkzwager, et al., 2000], the shields (Ukrainian [Kuprienko et al., 2007ab, Starostenko et al., 2015, 2017, 2018], Baltic [Pashkevich et al., 2014]), and the Voronezh crystalline massif [Starostenko et al., 2013]). These models of real geological structures are used in solving practical tasks of geology, tectonics, including the search and exploration of mineral resources.

Utilizing the automated package significantly facilitates and accelerates the interpretation of geophysical fields (gravitational, magnetic, geothermal, etc.) by three-dimensional numerical modeling and significantly increases the resolution and interpretive capabilities of the geological environment in three dimensions.

It is focused on practical using by scientific and industrial organizations. Such studies were performed at the Institute of Geophysics of NASU (Kyiv), the Geophysical Department of the Institute of Earth Sciences of the Slovak Academy of Sciences (Bratislava), the Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences (Warsaw), the Institute of Geophysics of the Vietnamese Academy of Sciences and Technology (Hanoi), Geophysical Institute of the Bulgarian Academy of Sciences (Sofia), Free University (Netherlands, Amsterdam).

Keywords: mathematical software, software, automated system, 3D modeling of potential fields, scanning.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

МОНОГРАФІЇ

1. Старостенко В.И., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Орлюк М.И., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я., Максимчук П.Я., Козленко Ю.В., Козленко М.В., **Легостаева О.В.**, Лебедь Т.В., Савченко А.С. (2015). *Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины*. Киев: Галактика, 252 с.
2. Кендзера О.В., Омельченко В.Д., Лисинчук Д.В., **Легостаєва О.В.**, Гринь Д.М., Коломієць К.В., Толкунов А.П., Чулков С.С. (2019). *Глибинна будова літосфери та сейсмічна небезпека території України*. Київ: Наук. думка, 202 с.
3. Макаренко І.Б., Старостенко В.І., Купрієнко П.Я., Савченко А.С., **Легостаєва О.В.** (2021). *Неоднорідності земної кори України і суміжних регіонів за результатами 3D гравітаційного моделювання*. Київ: Наук. думка, 202 с.

СВІДОЦТВО ПРО РЕЄСТРАЦІЮ АВТОРСЬКОГО ПРАВА

Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2006). Комп'ютерна програма "3-Д моделювання потенційних полів". Свідоцтво про реєстрацію авторського права на твір № 16867, дата реєстрації 06.06.2006.

СТАТТІ В НАУКОВИХ ВИДАННЯХ

1. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. (2000). Припятский прогиб: гравитационный эффект осадочной толщи и плотностные неоднородности верхней части фундамента. *Геофиз. журн.*, 22(4), 62—74.
2. Егорова Т.П., Стифенсон Р.А., Козленко В.Г., Старостенко В.И., Заворотько А.Н., **Легостаева О.В.** (2000). Трехмерное гравитационное

моделирование строения земной коры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.*, 22(6), 81—92

3. Dirkzwager J.B., Stephenson R.A., **Legostaeva O.V.** (2000). The pre-Permian residual gravity field for the Dutch onshore and adjacent offshore. *Global and Planetary Change*, 27, 53—66. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00059-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00059-5).

4. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., **Легостаева О.В.**, Пивоваров В.Л., Мельничук П.Н. (2003). Плотность осадочных комплексов Черного моря. *Геофиз. журн.*, 25(2), 54—69

5. Старостенко В.И., Кутас Р.И., **Легостаева О.В.** (2003). Решение прямой задачи геотермии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. *Физика Земли*, (12), 64—71.

6. Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2003). Строение земной коры Коростенского плутона (северная часть Украинского щита) по результатам трехмерного плотностного моделирования. *Доп. НАН України*, (11), 113—120.

7. Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б., Павлюк Е.В., Шарыпанов В.М. (2004). Об автоматизированном вводе в компьютер изображений геолого-геофизических карт с разрывами первого рода и визуализации в интерактивном режиме трехмерных геофизических моделей и их полей. *Геофиз. журн.*, 26(1), 3—13.

8. Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., **Legostaeva O.**, Pchelarov V., Sava C., Stephenson R. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 381, 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.

9. Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I., **Legostaeva, O.V.** (2004). The 1.8—1.74 Ga anorthosite-rapakivi granite Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of the deep crustal structure. *Tectonophysics*, 381, 5—27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.023>.

10. Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б. (2004). В.М Новоселицкий и задача для пласта. *Горное эхо*, (4), 51—56.
11. Bielik M., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Dérerová J., Šefara J. (2004). Stripped gravity map of the Carpathian-Pannonian Basin Region. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, 31, 107—117.
12. Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Кутас Р.И., **Легостаева О.В.** (2005). Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.*, 27(2), 195—207.
13. Bielik M., Makarenko I., Starostenko V., **Legostaeva O.**, Dérerová J., Šefara J., Pasteka R. (2005). New 3D gravity modeling In the Carpathian-Pannonian basin region. *Contributions of Geophysics and Geodesy*, 35(1), 65—78.
14. Старостенко В.И., Завойский В.Н., **Легостаева О.В.** (2005). Прямая задача магнитометрии для трехмерных тел сложной формы с анизотропной магнитной восприимчивостью. *Физика Земли*, (7), 81—90.
15. Старостенко В.И., Кутас Р.И., Шуман В.Н., **Легостаева О.В.** (2006). Обобщение стационарной задачи геотермии Рэлея—Тихонова для горизонтального слоя. *Физика Земли*, (12), 84—91.
16. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2007а). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 29(2), 17—41.
17. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2007б). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 29(5), 3—27.
18. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.** (2008). Плотностная модель земной коры вдоль профиля DOBRE. *Геофиз. журн.*, 30(1), 28—41.
19. Szalaiová E., Bielik M., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Hók J., Starostenko V., Šujan M., Šefara J. (2008). Calculation of the stripped gravity map with high degree of accuracy: a case study of Liptovská Kotlina Basin (Northern Slovakia). *Geological Quarterly*, 52(2), 103—114.

20. Старостенко В.И., Шуман В.Н., Иващенко И.Н., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С., Скриник О.Я. (2009). Магнитные поля трехмерных анизотропных тел: теория и практика вычислений. *Физика Земли*, (8), 20—35. <https://doi.org/10.1134/s1069351309080047>
21. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., **Легостаева О.В.** (2010). Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря. *Геофиз. журн.*, 32(5), 3—20. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496>.
22. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С. (2010). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.*, 32(6), 175—214. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117461>.
23. Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Савченко А.С., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. (2011). Об автоматизированной интерактивной обработке геофизических изображений геологических и геофизических объектов. *Геофиз. журн.*, 33(1), 54—61. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325>.
24. Sumaruk Yu.P., Starostenko V.I., **Legostaieva O.V.** (2011). Geomagnetic observatories of Ukraine in the Global Network Intermagnet. *Russian Journal of Earth Sciences*, 12, Es2002. doi:10.2205/2011ES000506.
25. Krajnak M., Bielik M., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Bosansky M. (2012). The first stripped gravity map of the Turcianska Kotlina Basin. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 42(2), 181—199.
26. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С. (2012). Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.*, 34(6), 113—132. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116718>.
27. Старостенко В.И., Шуман В.Н., Пашкевич И.К., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С. (2013). Методы восстановления гармонических функций по

магнитному полю ΔT и функция В.Н.Страхова ΔS : обзор. *Физика Земли*, (1), 151—160. <https://doi.org/10.1134/s1069351313010151>

28. Bielik M., Krajňák M., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Bošanský M., Grinč M., Hok J. (2013). 3D gravity interpretation of the pre-Tertiary basement in the intramontane depressions of the Western Carpathians: a case study from the Turies Basin. *Geologica Carpathica*, 64(5), 399—408. <https://doi.org/10.2478/geoca-2013-0027>

29. Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kovacs I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Omelchenko V., Gintov O, Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., **Legostaieva O.**, Tiira T., Tolkunov A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.

30. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Šroda P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., **Legostaieva O.**, Tiira T., Tolkunov A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International*, 201, 406—428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>.

31. Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б., Савченко А.С. (2015). Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-Auto). *Геофиз. журн.*, 37(1), 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>.

32. Starostenko V.I., Rusakov O.M., Pashkevich I.K., Kutas R.I., Makarenko I.B., **Legostaieva O.V.**, Lebed T.V., Savchenko A.S. (2015). Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофиз. журн.*, 37(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.

33. Гвишиани А.Д., Старостенко В.И., Сумарук Ю.П., Соловьев А.А., **Легостаева О.В.** (2015). Уменьшение солнечной и геомагнитной активности с 19-го по 24-й цикл. *Геомагнетизм и аэрономия*, 55(3), 314—322. <https://doi.org/10.1134/s0016793215030093>
34. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2015). Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.*, 37(3), 3—21.
35. Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Шарыпанов А.В., Савченко А.С., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. (2016). Интерактивный программный комплекс Isohypse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование. *Геофиз. журн.*, 38(1), 30—42. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107720>.
36. Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., Šroda P., Grad M., Guterch A., Flüh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G., Lysynchuk D., Omelchenko V., Kolomiyets K., **Legostaieva O.**, Dannowski A., Shulgin A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 199—220). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/sp428.11>
37. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2017). Состав земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита (типы коры) и закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых. *Геофиз. журн.*, 39(5), 27—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112338>.
38. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2018). Трехмерная плотностная модель земной коры центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 40(3), 27—53. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137172>.

39. Bielik M., Makarenko I., Csicsay K., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Savchenko A., Simonova B., Dererova J., Fojtikova L., Pasteka R., Vozar J. (2018). The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 48(2), 179—190. <https://doi.org/10.2478/congeo-2018-0007>.

40. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Куприенко П.Я., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2019). Плотностная неоднородность земной коры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. I. Региональное распределение плотности на разных глубинах. *Геофиз. журн.*, 41(4), 3—39. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177363>.

41. Bielik M., Zeyen H., Tašarová Z., Alasonati, Starostenko V., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Goetze H-J., Horváth F., Pašteka R., Dérerová J., Pánisová J., Grinč M., Šimonová B. (2019). Integrated geophysical modelling of the lithosphere in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Geologica Carpathica*, 70, 166—170.

42. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Куприенко П.Я., **Легостаева О.В.** (2020). Плотностная неоднородность земной коры Черного моря и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. II. Плотностные разрезы. *Геофиз. журн.*, 42(1), 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i1.2020.195462>.

43. Кудин Д.В., Соловьев А.А., Сидоров Р.В., Старостенко В.И., Сумарук Ю.П., **Легостаева О.В.** (2021). Система ускоренной подготовки квазиокончательных данных стандарта Интермагнет. *Геомагнетизм и аэрономия*, 61(1), 46—59.

ТЕЗИ ДОПОВІДЕЙ І МАТЕРІАЛИ КОНФЕРЕНЦІЙ

1. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2000). Трехмерное моделирование при изучении гравитационного эффекта осадочной толщи и плотностных неоднородностей фундамента Припятского прогиба. *Тез. Докл. междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы*

теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” (С. 35—37). Москва.

2. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2000). Восточная часть Днепровско-Донецкой впадины и Донбасс: новая плотностная модель земной коры. *Тез. Докл. междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 37—38). Москва.

3. **Легостаева О.В.**, Старостенко В.И. (2000). Автоматизированная система прямых решения задач гравиметрии: принципы, алгоритмы, примеры использования. *Тез. Докл. междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 113). Москва.

4. Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Заворотько А.Н. (2000). Решение обратной задачи гравиметрии для нескольких контактных поверхностей: автоматизированная реализация. *Тез. Докл. междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 173). Москва.

5. Buryanov V.B., Makarenko I.B., Orovetsky Y.P., Starostenko V.I., **Legostaeva O.V.** (2000). An analysis of positive gravity anomalies of the Black Sea periphery. *International Geophysical Conference & Exposition, Romanian Geophysics, Book of Abstract* (Vol. 7, pp. 380—383).

6. **Legostaeva O.V.**, Starostenko V. I., Makarenko I. B. (2000). Using 3-D gravity modeling of sedimentary basin for study of the structure features: Black and Mediterranean seas. *Geophysical Research Abstracts, 25th General Assembly. Vol. 2. CD ROM.*

7. Buryanov V.B., **Legostaeva O.V.**, Makarenko I.B., Orliuk M., Pashkevich I.K., Starostenko V.I. (2000). The Korosten Pluton: the Earth's crust structure on the base of 3-D gravity and magnetic modeling. *Геофиз. журн.*, 22(4), 81.

8. Pashkevich I.K., Buryanov V.B., Kutas R.I., **Legostaeva O.V.**, Makarenko I.B., Starostenko V.I. (2000). A joint analysis of the results of modelling the

geophysical fields of the Donbas and the eastern part of the Dnieper Palaeorift. *Геофиз. журн.*, 22(4), 117.

9. **Legostaeva O.V.**, Makarenko I.B., Starostenko V.I. (2000). An analysis of density change with depth in the sediments of the Black Sea Basin. *Геофиз. журн.*, 22(4), 109.

10. Buryanov V.B., Gerasimov M.E., **Legostaeva O.V.**, Makarenko I.B., Rusakov O.M., Starostenko V.I. (2000). Preliminary models and comparison of the lower crust and upper mantle density patterns of the Black and Aegean seas. *Геофиз. журн.*, 22(4), 82.

11. Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Pashkevich I., Krylikowski C., Petecki Z., Twarogowski J., Сієґла Е., Wybraniec S., Krzywiec P., Garetsky R., Karataev G., Dankevich I., Belov Yu., Golobokov S., Jacyna J., Korablova L., Nasedkin V., Bogdanova S., Kozlovskaya E. (2000). The tectonic pattern of the western part of the East European Craton based on integrated gravity and magnetic studies: a project outline. *Геофиз. журн.*, 22(4), 129.

12. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2001). Стрoение земной коры Коростенского плутона (Украинский щит): результаты трехмерного моделирования потенциальных полей. *Тез. докл. Междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 18—20). Москва: ОИФЗ.

13. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.**, Старостенко В.И., Русаков О.М. (2001). Методика изучения земной коры акваторий с большой мощностью осадочной толщи 3-Д гравитационным моделированием (на примере северо-западного шельфа Черного моря). *Тез. докл. Междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 21—22). Москва: ОИФЗ.

14. **Легостаева О.В.**, Старостенко В.И. (2001). 2-Д и 3-Д гравитационное моделирование с использованием автоматизированной системы. *Тез. докл.*

Международ. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” (С. 58). Москва: ОИФЗ.

15. Старостенко В.И., Загоротько А.Н., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б., Егорова Т.П., Бурьянов В.Б., Русаков О.М. (2001). Об опыте решения обратной линейной задачи гравиметрии при изучении региональной структуры: еще раз к вопросу о соотношении геофизики и математики. *Тез. докл. Международ. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 90—91). Москва: ОИФЗ.

16. **Legostaeva O.V.**, Makarenko I.B., Starostenko V.I., Stovba S.N. (2001). The Comparative Analysis of Linear and Exponential Change Density with Depth in sedimentary Basins (An Example of the Black Sea Basin). *Geophysical Research Abstracts, European Union of Geosciences*, 531.

17. Makarenko I.B., Buryanov V.B., **Legostaeva O.V.**, Starostenko V.I., Rusakov O.M. (2001). A new Approach to 3-D Gravity Modelling and its Tectonic Implications in the Eastern Mediterranean. *Geophysical Research Abstracts, EUG XI*, 317.

18. Buryanov V.B., Makarenko I.B., Starostenko V.I., **Legostaeva O.V.** (2001). Structure of the Earth's crust of the Korosten pluton, Northern Ukrainian shield, based on 3-D gravity modeling. *Abstracts of a joint meeting of the Eurobridge and Svekopalpko project, VSEGEI, St-Peterburg* (pp. 9—10).

19. Starostenko V.I., **Legostaeva O.V.** (2001). The gravity relief correction in geodetic problems. *AROPA Workshop Proceedings in the “Cahiers of ECGS”, Prepared and printed at Schmidt United Institute of the Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow* (pp. 9—10).

20. Makarenko I., **Legostaeva O.**, Bielik M., Starostenko V., Dererova J., Sefara J. (2002). 3D gravity effect of the sedimentary complexes in the Carpathian-Pannonian region. *Geologia Carpathica*, 53(special issue).

21. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.**, Русаков О.М., Пиповаров В.Л. (2002). Плотностные свойства осадочной толщи Черноморской впадины. *Тез. докл. IV Междунар. конф. "Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона"* (С. 183—184).
22. Kuprienko P.Ya., Starostenko V.I., Makarenko I.B., **Legostaeva O.V.** (2006). Density heterogeneities of the consolidated crust and main latitudinal zones of the north part of Volhyno-Podolian plate. Тез. семинара: "Главные ослабленные зоны литосферы Западной Балтики". *Геофиз. журн.* 28(6), 141—143.
23. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Красовский А.С. (2006). Глубинное строение центральной части Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского* (С. 174—178). Екатеринбург: Ин-т геофизики УрО РАН.
24. Pashkevich I., Starostenko V., Makarenko I.B., **Legostaieva O.**, Rusakov O., Kutas R., Stovba S. (2006). Crust fault systems on the NW shelf of the Black Sea from potential fields and other geophysical data: tectonic implications. *WIGFR 2006, 2-nd Workshop on International Gravity Field Research 2006, Smolenice, Slovak Republic CD-ROM* (pp. 58—61).
25. Bielik M., Makarenko I.B., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Dererova J., Shefara J. (2006). 3D gravity effect of the sedimentary basin in the Carpathian-Pannonian basin. *WIGFR 2006, 2-nd Workshop on International Gravity Field Research 2006, Smolenice, Slovak Republic, CD-ROM* (P. 16).
26. Szalaiova E., Makarenko I.B., **Legostaeva O.**, Szalaiova V. et al. (2006). 3D gravity modeling in Liptovska Kotlina Basin. *WIGFR 2006, 2-nd Workshop on International Gravity Field Research 2006, Smolenice, Slovak Republic, CD-ROM* (P. 97).
27. Bielik M., Zeyen H., Dererova J., Makarenko I.B., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Salman K. (2006). 3D Gravity Modeling and 2D Integrated Geophysical Modeling for Determination of the Continental Lithospheric Thermal

Structure in the Carpathian-Pannonian Region. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, Abstract.*

28. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2007). Вещественный состав земной коры Украинского щита по результатам трехмерного гравитационного моделирования. *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей* (С. 156—160). Москва: ИФЗ РАН.

29. Старостенко В.И., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.** (2007). Строение литосферы Черного моря по геофизическим данным. *Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Тез. докл. VII междунар. конф. Украины “Крым-2007”, Симферополь* (С. 61—63).

30. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.** (2008). Распределение плотности в земной коре в сечении профиля ГСЗ DOBRE. *Материалы 35-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 290—292). Ухта: УГТУ.

31. Пашкевич И.К., Русаков О.М., Старостенко В.И., Кутас Р.И., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.** (2008). Разломная тектоника консолидированной коры по данным анализа потенциальных полей и нефтегазоносность северо-западного шельфа Черного моря. *Материалы 35-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 196—199). Ухта: УГТУ.

32. Савченко А.С., Старостенко В.И., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.** (2008). Практическое использование автоматизированного комплекса при интерпретации данных потенциальных полей методом подбора. *Материалы 35-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 271—274). Ухта: УГТУ.

33. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С. (2008). Основные типы земной коры Украинского щита по результатам оценки вклада каждого вещественного слоя в полную мощность коры. *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы 14-й междунар. конф.* (С. 218—221). Петрозаводск: КрНЦ РАН.

34. Starostenko V.I., Rusakov O.M., Pashkevich I.K., Kutas R.I., Makarenko I.B., **Legostaieva O.V.** (2008). Fault systems in the Black Sea basin consolidated crust (by geophysical data). *Petroleum Geology & Hydrocarbon Potential of Caspian and Black Sea Regions, EAGE, Baku, Azerbaijan* (P. A16).

35. Pashkevich, I., Rusakov, O. Kutas, R., Starostenko, V. Makarenko I.B., **Legostaieva O.V.** (2009). Fault tectonics of the consolidated crust on the NW shelf of the Black Sea and its relevance to the hydrocarbon potential. *2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region (ISGB). Abstract book, Ankara, Turkey* (P. 156).

36. Пашкевич И.К., Русаков О.М., Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Кутас Р.И. **Легостаева О.В.** (2009). Разломная тектоника консолидированной коры Керченско-Таманского прогиба Черного моря по данным анализа потенциальных полей. *Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Тез. докл VIII междунар. конф. "Крым-2009", Симферополь* (С. 99—101).

37. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2009). Некоторые черты глубинного строения Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. *Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: Материалы конф., Екатеринбург* (С. 254—258).

38. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2010) Основные типы земной коры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Материалы XVI междунар. конф. "Свойства, структура, динамика и*

минералогения литосферы Восточно-Европейской платформы” (Т. 2, С. 250—253). Воронеж: Научная книга.

39. Starostenko V., Rusakov O., Makarenko I.B., Pashkevich I., Kutas R.O. **Legostaieva O.** (2010). Lithospheric inhomogeneity in the Black Sea from geophysical data. Abstracts of International Conference “Geodynamical Phenomena: From Observations and Experiments to Theory and Modelling”. *Геофиз. журн.*, 32(4), 173—174.

40. Starostenko V., Kuprienko P., Makarenko I.B., **Legostaieva O.**, Savchenko A. (2010). Variations in the crustal types of the Dnieper-Donets Basin and surrounding areas from 3D gravity modeling. Abstracts of International Conference “Geodynamical Phenomena: From Observations and Experiments to Theory and Modelling”. *Геофиз. журн.*, 32(4), 170—173.

41. Starostenko V.I., Krupskiy B.L., Pashkevich I.K., Rusakov O.M., Makarenko I.B., Kutas R.I., Gladun V.V., **Legostaieva O.V.**, Lebed T.V., Maksymchuk P.Ya. (2011). Fault Tectonics of the NE Black Sea Shelf and Its Relevance to Hydrocarbon Potential. *Search and Discovery Article №30155, Posted March 25, 2011.*

42. Starostenko V.I., **Legostaieva O.V.**, Sumaruk Yu.P. (2011). INTERMAGNET in Ukraine. *International Workshop “Artificial Intelligence in the Earth’s Magnetic Field Study. INTERMAGNET Russian Segment”*. 26—28 January 2011, Russian Federation, Yaroslavl region, Uglich, CD.

43. Starostenko V.I., Shuman V.N., **Legostaieva O.V.**, Savchenko A.S. (2011). Theory and practice of calculations of magnetic fields of anisotropic bodies. *International Workshop “Artificial Intelligence in the Earth’s Magnetic Field Study. INTERMAGNET Russian Segment”*. 26—28 January 2011, Russian Federation, Yaroslavl region, Uglich, CD.

44. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С., Надежка Л.И., Золототрубова Э.И., Ипполитов О.М (2012). Плотностные характеристики литосферы юго-западного сегмента Восточно-Европейской платформы. *Материалы 39-й сессии Междунар. научн. семинара*

им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” (С. 252—257). Воронеж.

45. Пашкевич И.К., Русаков О.М., Старостенко В.И., Кутас Р.И., И.Б. Макаренко, **Легостаева О.В.**, Лебедь Т.В. (2012). Газоносность северо-западного шельфа Черного моря, системы разломов и особенности потенциальных полей. *Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа: Тез. докл. X Междунар. конф. “Крым-2012”*. Симферополь (С. 63—64).

46. Starostenko V.I., Dolmaz M.N., Kutas R.I., Rusakov O.M., Öksüm E., Hissarlı Z.M., Okyar M., Kalyoncuoglu U.E., Tutunsatar H.E., **Legostaieva O.V.** (2012). Preliminary results of the joint NASU — TUBITAK project “The thermal structure of the crust in the Black Sea from magnetic and heat flow data”. *Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа: Тез. докл. X Междунар. конф. “Крым-2012”*. Симферополь (С. 31—32).

47. Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Šroda P., Sydorenko G., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Guterch A., Kolomiyets K., Thybo H., Dannowski A., Flüh E., **Legostaieva O.** (2013). Velocity model of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE’99 transect. *Geophysical Research Abstracts, vol. 15, EGU2013-7728, 2013, EGU General Assembly*.

48. Starostenko V. I., Sumaruk Yu.P., **Legostaieva O.V.** (2013). Investigation of magnetic field of the Earth and Russian-Ukrainian segment of INTERMAGNET. *Partnership conference “Geophysical observatories, multifunctional GIS and data mining”, Abstracts, Kaluga, Russia, 30.9.2013 — 02.10.2013, CD*.

49. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Šroda P., Sosson M., Volfman Yu., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., **Legostaieva O.**, Thybo H., Tiira T., Tolkunov A. (2014). Seismic structure along DOBRE-5 profile, from the north Dobrogea orogen across the

SW shelf of the Black Sea and Crimea peninsula, Ukraine. *16th SEISMIX International Symposium. Abstracts. October 12—17, 2014, Barcelona* (P. 27).

50. Starostenko V.I., Dolmaz M.N., Kutas R.I., Rusakov O.M., Öksüm E., Tutunsatar H.E., Hisarli Z.M., Okyar M., Kalyoncuoglu U.E., **Legostaieva O.V.** (2014). Results of the Joint Project (NASU-TUBITAK) “The Thermal structure of the crust in the Black Sea Analysis of magnetic and heat flow data”. *EGU 2014-2699. PREVIEW. EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, 16.

51. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Šroda P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Yu., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., **Legostaieva O.**, Tiira T., Tolkunov A. (2014). The crust and upper mantle in the Scythian Platform: seismic model along the DOBRE-5 profile (the northwestern Black Sea and the Crimean peninsula). *International final symposium “Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic”, DARIUS Programme, Abstracts volume, December 8—9 2014. University Pierre&Marie Curie, Paris, France* (pp. 147—149).

52. Starostenko V., **Legostaieva O.**, Savchenko A., Kuprienko P. (2015). Automated software system for interpretation of the potential fields (GMT-Auto). *7th BgGS National Conference With International Participation “GEOPHYSICS 2015”, Sofia, May 20—23, 2015. CD ROM.*

53. Bielik M., Grinc M., Zeyen Y., Starostenko V., **Legostaieva O.**, Bosansky M., Krajnak M., Pasteka R., Dererova J., Hlavnova P. (2015). Intergrated interpretation of gravity field: case studies from Western Carpathians and Central Europe. *11th Slovak Geophysical Conference 2015, Slovak University of Technology in Bratislava, Faculty of Civil Engineering* (P. 12).

54. Куприенко П.Я., Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2018). Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. *Геологія і корисні копалини України: Зб. тез наук. конф., присвяченої 100-річному ювілею Національної академії наук України та Державної служби геології та надр України, Київ, 2—4 жовтня 2018 р.* (С. 139—140).

55. Макаренко И.Б., Куприенко П.Я., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2019). Плотностная неоднородность осадочной толщи Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: *Сб. научн. трудов. Вып. 1 (46), Пермь, 20—26 янв. 2019* (С. 255—260).

56. Bielik M., Zeyen H., Tašarová Z. Alasonati, Starostenko V., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Goetze H-J., Horváth F., Pašteka R., Dérerová J., Pánisová J., Grinč M., Šimonová B. (2019). Integrated geophysical modelling of the lithosphere in the Carpathian-Pannonian region. A review. *Geologica Carpathica*, 70 Conference, 166—170.

57. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Głuszyński A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., **Legostaieva O.**, Mechie J., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn' D., Chulkov S. (2020). TTZ-South seismic profile reveals the lithospheric structure along the SW border of the East European Craton in SE Poland and NW Ukraine. *Abstracts of SEISMIX 2020 — 19th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins, 15—20 March 2020, Perth, Australia*.

58. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Głuszyński A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., **Legostaieva O.**, Mechie J., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn' D., Chulkov S. (2020). The transition of the East European cratonic lithosphere to that of the Palaeozoic collage of the Trans-European Suture Zone as depicted on the TTZ-South deep seismic profile (SE Poland to NW Ukraine). *Geophysical Research Abstracts vol. 22, 2020 EGU, General Assembly 2020*.

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ	33
ВСТУП	34
РОЗДІЛ 1 АВТОМАТИЗОВАНЕ ВВЕДЕННЯ В КОМП'ЮТЕР ЗОБРАЖЕНЬ ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНИХ КАРТ	49
1.1 Комплекс <i>Geophys0</i> автоматизованого введення в комп'ютер зображень геолого-геофізичних карт з розривами першого роду.	50
1.2 Комплекс <i>SpaceMap</i> введення в комп'ютер графічної інформації, яка представлена у вигляді замкнутих тіл (областей).	61
1.3 Інтерактивний програмний комплекс <i>Isohypse</i> введення в комп'ютер чорно-білих та кольорових зображень геолого-геофізичних об'єктів.	69
Висновки до розділу 1	79
Перелік використаних джерел до Розділу 1	79
РОЗДІЛ 2 ПРЯМА ЗАДАЧІ ГРАВІМЕТРІЇ	85
2.1 В.М. Новоселицький і задача для пласта	85
2.2 Про зв'язок аналітичних формул гравіметрії та магнітометрії	94
Висновки до розділу 2	96
Перелік використаних джерел до Розділу 2	97
РОЗДІЛ 3 ПРЯМА ЗАДАЧА МАГНІТОМЕТРІЇ.	99
3.1 Пряма задача магнітометрії для тривимірних тіл складної форми з анізотропною магнітною сприйнятливістю	99

3.2	Магнітні поля тривимірних анізотропних тіл: теорія і практика обчислень з урахуванням закономірностей В.М.Завойского	113
3.3	Методи відновлення гармонійних функцій за магнітним полем ΔT і функція В.М.Страхова ΔS	136
	Висновки до розділу 3	143
	Перелік використаних джерел до Розділу 3	144
РОЗДІЛ 4 ПРЯМА СТАЦІОНАРНА ЗАДАЧА ГЕОТЕРМІЇ		151
4.1	Пряма стаціонарна задача геотермії для точкової маси	152
4.2	Пряма стаціонарна задача геотермії для вертикального стержня	154
4.3	Пряма стаціонарна задача геотермії для неоднорідної довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми	155
4.4	Узагальнення стаціонарної задачі геотермії Релея-Тихонова для горизонтального нескінченного плоскопаралельного шару	164
	Висновки до розділу 4	178
	Перелік використаних джерел до Розділу 4	179
РОЗДІЛ 5 КОМПЛЕКС “ПЕРЕГЛЯД” ТА ПРОГРАМА UnionMaps		184
5.1.	Комплекс “ПЕРЕГЛЯД” для візуалізації в інтерактивному режимі тривимірних геофізичних моделей і їхніх полів.	184
5.2	ограма UnionMaps для виконання операції об’єднання геофізичних карт.	212
	Висновки до розділу 5	217

Перелік використаних джерел до Розділу 5	217
РОЗДІЛ 6 СИСТЕМА АВТОМАТИЗОВАНОЇ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ДАНИХ ПОТЕНЦІАЛЬНИХ ПОЛІВ (GMT–AUTO).	218
Висновки до розділу 6	230
Перелік використаних джерел до Розділу 6	230
РОЗДІЛ 7 ПРИКЛАДИ ПОБУДОВИ ТРИВИМІРНИХ ГЕОФІЗИЧНИХ МОДЕЛЕЙ	236
7.1. Побудова тривимірної геофізичної моделі літосфери Українського щита	236
7.2. Побудова тривимірної геофізичної моделі літосфери шельфу, континентального схилу й глибоководної западини Чорного моря	270
7.3. Побудова карти залишкового гравітаційного поля Ліптовської котловини (Північна Словаччина)	295
Висновки до розділу 7	303
Перелік використаних джерел до Розділу 7	305
ВИСНОВКИ	319
ДОДАТКИ	322

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ І СИМВОЛІВ

ЗЧЗ – Західно-Чорноморська западина

СЧЗ – Східно-Чорноморська западина

СЄП – Східноєвропейська платформа

СП – Скіфська плита

ГСЗ – глибинне сейсмічне зондування

СГТ, МСГТ – метод спільної глибинної точки

МВХ – метод відбитих хвиль

Мохо (розділ М) – границя Мохоровичича

УЩ – Український щит

СП – Скіфська плита

ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина

Ар – хребет Архангельського

ρ – густина

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Обробка результатів геофізичних спостережень і, особливо, їх геолого-геофізична інтерпретація потребують виконання великих обсягів складних розрахунків. Раніше, до часів появи електронних засобів, розроблялись різні графічні методи, які не давали можливість виконувати розрахунки з необхідною точністю, але дозволяли отримувати необхідні результати досить оперативно із точністю, що в минулому задовольняла досвідчених фахівців. Для цього розроблялись різні палетки, графічні методи та ін. [Сорокин, 1953]. З появою електронних розрахункових машин ситуація різко змінилась. По-перше, з'явилися автоматизовані системи оперативної обробки результатів, наприклад, гравіметричних та магнітометричних польових спостережень [Старостенко и др., 1972]. По-друге, почали формуватися і розроблятися принципи та проєкти створення математичного забезпечення для кількісної інтерпретації геофізичних полів [Алексидзеи др., 1984]. Цей напрям досліджень складний і об'ємний. В цьому напрямі до теперішнього часу багато зроблено, зокрема, багато в цьому плані зроблено авторкою дисертації і основні її результати покладені в основу цієї дисертації. Крім того, треба підкреслити, що геофізичні матеріали подаються у графічному вигляді (різні карти, розрізи, графіки та ін.), тому перше, що треба зробити – це забезпечити автоматичне перетворення графічної інформації у цифрову. Після обробки цієї інформації треба вміти робити зворотню процедуру – результати автоматично перетворити у відповідні карти та інше.

Враховуючи сказане та беручи до уваги назву дисертації, стає очевидним, що робота присвячена дуже актуальній, сучасній проблемі, рішення якої сприяє прогресу в використанні геофізичних методів для різних наукових та прикладних завдань геофізики, геології, екології та ін.

Основні положення та завдання, які вирішуються в дисертації:

- 1) автоматичне введення в комп'ютер зображень різних необхідних геофізичних карт та представлення їх у цифровому вигляді;

2) розробка програм рішення прямих задач гравіметрії, магнітометрії та геотермії для тіл, набором яких апроксимуються реальні геологічні структури, що вивчаються;

3) об'єднання всіх розроблених програм в автоматизовану систему 3D кількісної інтерпретації даних потенціальних полів;

4) ілюстрація прикладів застосування системи для вивчення глибинної будови реальних різноманітних геологічних структур.

Виконані дослідження спираються як на оригінальні авторські розробки, так і розвивають та узагальнюють роботи інших авторів [Аронов и др., 1971; Петров и др., 2005; Бычков, 2010; Долгаль, 2014; Бычков и др., 2015, Шлезингер, 1989; Роджерс, Адамс, 2001; Шлезингер, Главач, 2004].

Структура дисертації відповідає послідовності роботи геофізика з автоматизованою системою.

Перші розділ роботи присвячено викладенню алгоритмів та опису програм введення в комп'ютер зображень геолого-геофізичних карт.

Подальші розділи роботи присвячені характеристиці математичних алгоритмів вирішення прямих задач гравіметрії, магнітометрії та стаціонарної задачі геотермії.

Далі викладено опис комплексу для візуалізації в інтерактивному режимі тривимірних геофізичних моделей та їх полів, а також комплексу програм для автоматизованої системи 3D інтерпретації даних потенційних полів (GMT–Auto).

Спеціальний розділ дисертації присвячено прикладам застосування системи для вивчення глибинної будови реальних геологічних об'єктів.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Робота виконана на базі відділу глибинних процесів Землі і гравіметрії Інституту геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України за наступними науковими темами у відповідності з науковою тематикою: 1) *фундаментальні теми*: “Побудова та інтерпретація об'ємної щільнісної моделі літосфери Донбасу та прилеглих структур на підставі геолого-геофізичних даних” (2001-2005), № держ. реєстрації

0101U000444; “Дослідження глибинної будови Чорного моря методом тривимірного гравітаційного моделювання” (2002-2006), № держ. реєстрації 0102U000488; “Комплексне геолого-геофізичне вивчення глибинної будови південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи з метою розширення мінерально-сировинної бази України” (2006-2010), № держ. реєстрації 0106U000911; “Побудова тривимірної геолого-геофізичної моделі південної окраїни Східно-Європейської платформи та її обрамлення з метою розширення мінерально-сировинної бази України” (2011-2015), № держ. реєстрації 0111U000236; “Геофізичний моніторинг геодинамічних процесів на території України у зв’язку з вирішенням проблем екологічної та сейсмічної небезпеки” (2012-2016), № держ. реєстрації 0112U003046; “Геологічна будова Побузького гірськорудного району за сучасними геофізичними і геологічними даними та оцінка його перспектив на корисні копалини” (2016-2020), № держ. реєстрації 0116U006203; “Комплексне геофізичне дослідження літосфери України: від моделей до процесів формування родовищ корисних копалин” (2016-2020), № держ. реєстрації 0116U000131; “Роль мантійних процесів у формуванні структури земної кори і родовищ корисних копалин в Україні” (2017-2021), № держ. реєстрації 0117U000373; “Глибинна будова літосфери та процеси формування родовищ корисних копалин України і суміжних регіонів” (2021-2025), № держ. реєстрації 0121U107661; 2) *конкурсні роботи*: “Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери в зв’язку з магматизмом, тектонікою та утворенням корисних копалин Українського щита” (2002-2006), № держ. реєстрації 0102U002478; “Геофізичні дослідження літосфери вздовж профілю Маріуполь-Феодосія-Чорне море” (DOBRE-2) (2004-2005), № держ. реєстрації 0104U004858; “Геофізичні і геодинамічні критерії виділення площ, перспективних на енергетичні та мінеральні ресурси і алмази” (2007-2009), № держ. реєстрації 0107U006543; “Вивчення глибинної будови та геодинамічного розвитку літосфери північно-західної частини Східно-Європейської платформи у зв’язку з перспективами нафтогазоносності” (DOBRE-3) (2008), № держ. реєстрації 0108U004822; “Геофізичні дослідження літосфери зони зчленування

Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ у зв'язку з перспективами нафтогазоносності” (DOBRE-4) (2009), № держ. реєстрації 0109U002947; “Глибинна будова і геодинаміка наскрізних широтних зон розломів для оцінки перспектив пошуку корисних копалин” (2007-2011), № держ. реєстрації 0107U002193; “Моніторинг геофізичних полів з метою зниження ризиків від небезпечних природних явищ на території України” (2007-2011), № держ. реєстрації 0107U002195; “Закономірності розміщення родовищ стратегічних мінеральних ресурсів на території України та геофізичні і геодинамічні критерії їх пошуків” (2010-2012), № держ. реєстрації 0110U004267; “Створення міжрегіонального вузла збору даних з обслуговування Російсько-Українського сегменту світової сітки геомагнітних обсерваторій ІНТЕРМАГНЕТ” (2010-2011), № держ. реєстрації 0110U0004268; “Особливості будови літосфери і характеру сучасної сейсмічності крупних геологічних провінцій південно-західного сегменту Східно-Європейської платформи: Українського щита, Воронезького кристалічного масиву і розділяючої їх Дніпрово-Донецької западини” (2010-2011), № держ. реєстрації 0110U004270; “Просторово-часова структура магнітного поля Землі на її поверхні та у ближньому космосі (у зв'язку з сонячною активністю та порами року)” (2011), № держ. реєстрації 0111U006652; “Мультипараметричний підхід для оцінки прояву природних катастроф” (2012-2013), № держ. реєстрації 0112U003456; “Геофізичні дослідження будови і динаміки геологічного середовища для зниження небезпеки від загрозливих явищ ендегенного походження на території України та Росії” (2012-2016), № держ. реєстрації 0112U003451; “Геодинамічний розвиток літосфери України та формування і розміщення родовищ корисних копалин” (2012-2016), № держ. реєстрації 0112U003044; “Глибинна будова та геодинамічний розвиток Інгульського мегаблоку Українського щита у зв'язку з пошуками стратегічних видів корисних копалин” (2013-2015), № держ. реєстрації 0113U002502; “Комплексне геофізичне вивчення глибинної будови, складу і еволюції земної кори з метою визначення вуглеводного ресурсного потенціалу Азово-Чорноморського регіону” (2013-2015), № держ. реєстрації 0113U004152;

“Розширення Російсько-Української мережі спостережень за геомагнітним полем та вдосконалення міжрегіонального вузла збору даних” (2012-2013), № держ. реєстрації 0112U003455; “Удосконалення моделей варіацій геомагнітного поля з використанням нових даних обсерваторій Російсько-Українського сегменту мережі INTERMAGNET” (2014-2015), № держ. реєстрації 0114U000939; “Сейсмічні дослідження літосфери Центрального та Північного регіонів України для оцінки перспектив нафтогазоносності (GEORIFT)” (2012-2016), № держ. реєстрації 0112U003450; “Узагальнення та аналіз геофізичних даних для Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ України” (TESZ Етап 2017), № держ. реєстрації 0117U000779; “Експериментальні дослідження методами глибинного сейсмічного зондування та магнітотелуричного зондування вздовж профілю Хотин-Львів-Варшава” (TESZ етап 2018), № держ. реєстрації 0118U003711; “Розробка методики тривимірного геолого-геофізичного моделювання перспективних локальних геологічних структур Побузького гірськорудного району з метою побудови їх детальних геологічних карт” (2018-2019), № держ. реєстрації 0118U001917; “Експериментальні дослідження методами глибинного сейсмічного зондування та магнітотелуричного зондування вздовж профілю Люблін-Ковель-Київ” (TESZ етап 2019), № держ. реєстрації 0119U001745; “Створення програмно-апаратного сейсмічного комплексу для розв’язку фундаментальних та прикладних задач геофізики” (2018), № держ. реєстрації 0118U001749; “Створення багатофункціонального апаратно-методичного сейсмічного комплексу” (2019), № держ. реєстрації 0119U002818; “Виділення та поглинання парникових газів на теренах України, визначення глибинних розломів як основних провідників їх дегазації за геофізичними даними” (2019), № держ. реєстрації 0119U001822; “Побудова детальної геологічної карти Тарасівського базитового масиву Голованівської шовної зони на основі тектонофізичного і густинного моделювання з метою визначення його перспектив на рідкісні метали і апатити” (2018-2019), № держ. реєстрації 0118U001916; “Системне виявлення та регіональний аналіз розломних структур-провідників парникових газів, деталізація і оцінка окремих структур глибинного

походження” (2020), № держ. реєстрації 0120U103003; “Створення геолого-геофізичних моделей літосфери зони зчленування Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ України” (TESZ етап 2020), № держ. реєстрації 0120U102470; “Геодинамічний розвиток Українських Карпат та формування родовищ корисних копалин за результатами новітніх геолого-геофізичних даних” (2020-2021), № держ. реєстрації 0120U000189; 3) *прикладні роботи*: “Розробка методики прогнозу вуглеводневого потенціалу українського сектора Чорного моря на основі детального комплексного тривимірного геофізичного моделювання геологічного середовища газових полів” (2004-2009), № держ. реєстрації 0104U004781; “3D геофізичні моделі структур верхньої частини земної кори перехідної зони від Східно-Європейської платформи до Чорноморської мегазападини у зв’язку з прогнозуванням корисних копалин та оцінкою екологічного стану довкілля” (2011-2013), № держ. реєстрації 0111U000233; “Прогнозування шляхів міграції та місць накопичення вуглеводнів Дніпровсько-Донецького авлакогену за результатами 3D геофізичного моделювання” (2014-2016), № держ. реєстрації 0114U000235; “3D геофізичні моделі літосфери перехідної зони від Східно-Європейської платформи до Альпійського поясу у зв’язку з прогнозуванням корисних копалин та оцінкою екологічного стану довкілля” (2017-2019), № держ. реєстрації 0117U000119; “Створення програмно – апаратного сейсмічного комплексу для розв’язку фундаментальних та прикладних задач геофізики” (2018), № держ. реєстрації 0118U001749; “Створення багатофункціонального апаратно–методичного сейсмічного комплексу” (2019), № держ. реєстрації 0119U002818; “Геофізичне дослідження літосфери південного заходу Східноєвропейської платформи та її обрамлення у зв’язку з глибинною дегазацією з метою виявлення шляхів міграції флюїдів” (2020-2022), № держ. реєстрації 0120U000108; 4) *грант для молодих вчених*: “Створення автоматизованої системи інтерпретації комплексу геофізичних даних та її використання для вивчення глибинної будови Чорноморської западини” (2003-2004), № держ. реєстрації 0103U006248.

Актуальність дослідження – тривимірне чисельне моделювання геологічних структур – найпотужніший сьогодні спосіб кількісної інтерпретації даних потенціальних полів. Удосконалення відомих та створення нових автоматизованих систем інтерпретації потенціальних полів – сучасне та актуальне завдання геофізики, над рішенням якої працюють геофізики всього світу.

Мета і завдання дослідження відповідно до предмета та об'єкта дослідження.

Мета – створення нової автоматизованої системи кількісної інтерпретації даних потенціальних полів, її практичне випробування на прикладах основних геологічних структур України, а також деяких структур зарубіжжя.

Основні завдання дослідження:

- 1) розробка нових алгоритмів та програм автоматизованого введення в комп'ютер геолого-геофізичної інформації, заданої в графічній формі;
- 2) рішення прямих задач гравіметрії, магнітометрії та геотермії для геологічних структур;
- 3) навести приклади практичного застосування створеної автоматизованої системи.

Об'єкт дослідження – теорія і методи створення алгоритмів та програм автоматизованої системи кількісної інтерпретації даних потенціальних полів.

Предмет дослідження – геологічні структури України та зарубіжжя.

Методи дослідження та достовірність і обґрунтованість отриманих результатів і висновків:

- 1) розробка теорії, алгоритмів та програм автоматизованого введення в комп'ютер графічних зображень геолого-геофізичної інформації;

- 2) теорія, алгоритми та програми рішення прямих задач гравіметрії, магнітометрії та геотермії для реальних геологічних тіл;
- 3) апробація фрагментів автоматизованої системи на модельних тестових прикладах;
- 4) створення раціональної методики практичного застосування автоматизованої системи.

Для досягнення цієї мети були поставлені такі завдання:

- 1) побудувати контрольні приклади перетворення графічної інформації в числову з відомим результатом та їх використання для перевірки роботи програм;
- 2) розробити контрольні приклади для перевірки правильності рішень прямих задач.

Наукова новизна отриманих результатів:

- 1) розроблено новий програмний комплекс автоматизованої інтерпретації гравітаційного, магнітного і теплового полів (GMT–Auto), що дозволяє за заданими полями будувати тривимірні моделі з безперервним розподілом в них фізичних параметрів;
- 2) розроблено основні принципи роботи створених програмних комплексів *Geophys0*, *SpaceMap*, *Isohypse*, які призначені для автоматизації введення в комп'ютер геолого-геофізичних карт із подальшим перетворенням даних у цифровий вигляді;
- 3) показано, що гравітаційні задачі В.М. Новоселицького та Б.В. Нумерова об'єднуються і узагальнюються, якщо пласт апроксимувати набором довільно зрізаних неоднорідних вертикальних прямокутних призм;
- 4) вперше дано рішення прямої задачі магнітометрії для довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми і чотирикутної зрізаної піраміди з анізотропною і ізотропною магнітною сприйнятливістю;
- 5) для неоднорідної довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми

вперше дано розв'язок прямих стаціонарних задач геотермії в однорідному півпросторі щодо розподілу тепла і теплового потоку;

б) сформульована і строго вирішена узагальнена стаціонарна одномірна задача геотермії Релея–Тихонова для сукупності горизонтальних нескінченних плоскопаралельних шарів;

7) створено комплекс “ПЕРЕГЛЯД” і програму UnionMars та показано, що спільно з технологічними комплексами вирішення різних геофізичних завдань вони дають змогу продуктивно виконувати інтерпретацію геофізичних даних методом підбору;

8) на конкретних прикладах продемонстровано широке застосування створеної нової автоматизованої системи (GMT–Auto) при вирішенні практичних завдань, які пов'язані з вивченням складної будови різних геологічних структур за геофізичними даними.

Практичне значення отриманих результатів. Створена автоматизована система орієнтована на практичне використання як в наукових, так і в промислових геофізичних організаціях.

Побудовані моделі реальних геологічних структур можуть бути використані при вирішенні практичних завдань геології, тектоніки, а також при пошуках корисних копалин.

Автоматизована система (GMT–Auto) знайшла широке застосування при вирішенні практичних завдань, які пов'язані з вивченням складної будови різних геологічних структур за геофізичними даними. За її допомогою побудовані, зокрема, нові тривимірні густинні моделі осадових басейнів (Дніпровсько-Донецької западини і Донбасу, Прип'ятського прогину, Карпатсько-Паннонського регіону, Чорноморської западини, північно-західного шельфу Чорного моря), щитів (Українського, Балтійського) і Воронежського кристалічного масиву. Дослідження виконувались в: Інституті геофізики НАНУ (Київ), Геофізичному відділі Інституту наук про Землю Словацької академії наук (м.Братіслава), Інституті геофізики Польської академії наук (м. Варшава),

Інституті геофізики В'єтнамської академії наук та технологій (В'єтнам, м.Ханой), Геофізичному інституті Болгарської академії наук (м.Софія), Вільному університеті (Нідерланди, м. Амстердам).

Особистий внесок здобувача. Основні наукові результати та висновки, викладені в дисертаційній роботі, одержані автором особисто та опубліковані в журналах, які входять до затвердженого МОН Переліку наукових фахових видань України з фізико-математичних наук за спеціальністю “геофізика” та в престижних загальноновизнаних геофізичних журналах за кордоном, а також в 3 колективних монографіях та 1 свідоцтві про реєстрацію авторського права на твір. За темою дисертації автором опубліковано 105 наукових праць: 3 монографії, статей – 43 (27 входять до міжнародних наукометричних баз даних Scopus та Web of Science), 1 свідоцтво про реєстрацію авторського права на твір та 58 тез доповідей на міжнародних наукових конференціях та симпозіумах. *h-index* – 10 за даними Web of Science, кількість посилань – 405.

У серії робіт, присвячених вивченню глибинної будови Землі [Starostenko et al., 2013, 2015, 2017], здобувачці належить збір та систематизація отриманих польових сейсмічних записів, участь в розрахунках 2D густинних моделей уздовж профілів.

У роботі [Dirkzwager et al., 2000], яка виконана у Вільному університеті (м.Амстердам) з метою визначення внеску в спостережене поле ефектів трьох послідовно залягаючих геологічних шарів при 3D гравітаційному моделюванні літосфери морської та прибережної частин Нідерландів, здобувачкою створена програма та проведено розрахунки 3D гравітаційної моделі, а також взято участь у підготовці висновків.

У серії робіт, присвячених побудові 3D гравітаційних моделей осадового чохла Карпатсько-Паннонського регіону і його окремих структур (Ліптовської та Тульчанської западин) з метою отримання залишкового гравітаційного поля, яке відображає густинні неоднорідності консолідованої частини кори [Bielik et al., 2004, 2005, 2013, 2018, 2019; Szalaiová et al., 2008; Krajnak et al., 2012],

здобувачкою створено технологію та програми для побудови 3D гравітаційних моделей для досліджуваних регіонів, виконано збір геолого-геофізичних даних, проведено підготовка карт для розрахунку гравітаційних ефектів та моделей, взято участь у геологічних висновках.

У роботах [Старостенко и др., 2004а, 2011, 2016], які присвячені створенню комплексів програм для автоматизованого введення в комп'ютер зображень геолого-геофізичних карт, здобувачкою взято участь в постановці задачі, створенні математичних алгоритмів та оптимізації їхньої роботи, опробуванні програм на тестових та реальних прикладах.

Створене здобувачкою програмно-алгоритмічне забезпечення для автоматизованої системи GMT–Auto описано в публікаціях [Старостенко и др., 2015] та в Свідоцтві про реєстрацію авторського права [Старостенко и др., 2006].

У роботі [Старостенко и др., 2003а] яка присвячена дослідженню густини осадових комплексів для Чорного моря, здобувачкою проаналізовано вимірювання густини для зразків з 20 свердловин, за допомогою математичних програм побудовані графіки функцій та отримані узагальнені формули $\rho(H)$ для відкладів майкопської серії.

У роботах [Старостенко и др., 2003б, 2006] здобувачкою особисто створено програму для розв'язання прямих стаціонарних задач геотермії, коли коефіцієнт теплопровідності λ в призмі постійний, а густина теплогенерації Q така, що змінюється лінійно уздовж горизонтальних координат на верхній і нижній основах і лінійно або експоненціально уздовж будь-якої вертикальної лінії, причому так, що в вершинах призми густина теплогенерації приймає задані значення. Також запропоновано рішення для стаціонарної одномірної задачі геотермії.

У роботах [Старостенко и др., 2005, 2009, 2013] здобувачкою запропоновано алгоритм розв'язання прямої задачі магнітометрії для довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми і чотирикутної піраміди з анізотропною магнітною сприйнятливістю, особисто розроблено та протестовано програмне забезпечення.

У роботах [Старостенко и др., 2004б, 2008] здобувачкою особисто розроблено програму для рішення та візуалізації 2D прямої задачі гравіметрії, а також проведено аналіз сейсмічних даних та розрахунки гравітаційної моделі вздовж профілю DOBRE.

У роботах [Макаренко и др., 2003; Bogdanova et al., 2004], присвячених вивченню будови земної кори Коростенського плутону, здобувачка брала участь в розрахунках 3D гравітаційних моделей, а також у підготовці висновків.

У серії робіт, проведених з метою побудови схем розломної тектоніки північно-західного та північно-східного шельфів Чорного моря і Чорноморської мегазападини [Старостенко и др., 2005, 2010; Starostenko et al., 2004, 2015, 2019, 2020], здобувачкою виконано аналіз вхідної інформації (у вигляді карт), розрахунки гравітаційних ефектів для 3D моделей різного масштабу за допомогою автоматизованої системи GMT–Auto та візуалізацію отриманих результатів з урахуванням відомих програмних продуктів.

У роботах [Куприенко и др., 2007а, б, 2010; Старостенко и др., 2012, 2015, 2017, 2018], які присвячені вивченню гравітаційних аномалій території України, здобувачкою проведено адаптацію автоматизованої системи GMT–Auto для побудови 3D гравітаційних моделей кожного досліджуваного району та розрахунки гравітаційних ефектів для кожного шару та для сумарної моделі, а також взято участь у підготовці висновків.

У роботах [Бурьянов и др., 2000, Егорова и др. 2000], в яких представлено 3D гравітаційні моделі Прип'ятського прогину та ДДЗ, здобувачкою виконано розрахунки 3D гравітаційних моделей за самостійно створеною програмою 3D моделювання потенціальних полів, виконано візуалізацію результатів у графічному вигляді.

У серії робіт [Sumaruk et al., 2011; Кудин и др., 2021], де описано шлях входження геомагнітних обсерваторій в міжнародну мережу найкращих обсерваторій світу INTERMAGNET та приведено опис системи пришвидшеної підготовки квазікінцевих даних стандарту INTERMAGNET, здобувачкою взято участь у підготовці даних з українських геомагнітних обсерваторій, що входять в

мережу INTERMAGNET, виконано побудову графіків та рисунків, а також взято участь у підготовці висновків.

У роботі [Гвишиани и др., 2015], в якій зроблено аналіз геомагнітної і сонячної активності в 19-24 циклах, здобувачка брала участь в опрацюванні даних для побудови графіків з геомагнітних обсерваторій та в інтерпретації результатів досліджень.

*За результатами спільних робіт були підготовлені та захищені одна кандидатська [Савченко 2016], присвячена створенню автоматизованої системи кількісної інтерпретації даних потенціальних полів, її практичній апробації на прикладі вивчення геологічних структур території України, а також деяких структур ближнього і далекого зарубіжжя та одна докторська дисертації [Макаренко 2019], робота виконана з метою вивчення густинної неоднорідності земної кори України і суміжних територій на основі детальних 3D гравітаційних моделей окремих тектонічних регіонів за допомогою використання комплексу автоматизованої інтерпретації потенціальних полів *GMT–Auto*.*

Апробація результатів дисертації. Основні результати дисертаційної роботи були представлені на міжнародних і регіональних конференціях та семінарах у формі усних та стендових доповідей: Міжнародній конференції-семінарі ім. Д. Г. Успенського “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” 2000 (Москва), 2001 (Москва), 2006 (Єкатеринбург), 2008 (Ухта), 2012 (Воронеж), 2013 (Москва), 2019 (Перм); International Geophysical Conference&Exposition, Romanian Geophysics, 2000; Joint meeting of the EUROBRIDGE and SVEKALAPK Oprojectson “Archean and Proterozoic Plate Tectonics: Geological and Geophysical Records”, 2001 (St.- Petersburg); European Geosciences Union, 25th General Assembly, 2000 (France); V Міжнародній конференції “Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона”, 2002 (Гурзуф); 2nd Workshop on International Gravity Field Research, 2006 (Smolenice, Slovak

Republic); VII Міжнародній конференції “Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины”, 2007 (Сімферополь); XIV Міжнародній конференції “Связь поверхностных структур земной коры с глубинными”, 2008 (Петрозаводськ, Росія); European Geosciences Union General Assembly, 2008 (Vienna, Austria); VIII, X Міжнародних конференціях “Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа” 2009, 2012 (Крим); 2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region (ISGB), 2009 (Анкара, Туреччина); XVI Міжнародній конференції “Свойства, структура, динамика и минералогения литосферы Восточно-Европейской платформы”, 2010 (Вороніж); International Conference “Geodynamical Phenomena: From Observations and Experiments to Theory and Modelling”, 2010 (Kiev); International Workshop “Artificial Intelligence in the Earth’s Magnetic Field Study. INTERMAGNET Russian Segment” 2011 (Калуга, Росія); European Geosciences Union General Assembly 2013 (Відень, Австрія); Partnership conference “Geophysical observatories, multifunctional GIS and data mining”, 2013 (Калуга, Росія); 7th Bg GS National Conference With International Participation “GEOPHYSICS 2015”, (Sofia, Bulgaria); 11th Slovak Geophysical Conference, 2015 (Bratislava, Slovak Republic); Конференції “Геологія і корисні копалини України”, 2018 (Київ); Geologica Carpathica 70 Conference, 2019 (Bratislava, Slovak Republic).

Структура і обсяг дисертації. Дисертаційна робота викладена на 343 сторінках машинописного тексту, складається зі вступу, семи розділів, загальних висновків, списку використаних джерел та 4 додатків. Обсяг основного тексту дисертації складає 282 сторінки друкованого тексту. Робота ілюстрована 5 таблицями та 121 рисунком. Список використаних джерел містить 338 найменувань.

Подяки. Дисертація виконана в Інституті геофізики імені С.І. Субботіна НАН України. Авторка дисертаційної роботи висловлює щире подяку своєму

науковому консультанту – академіку НАН України В.І.Старостенко за багаторічну плідну співпрацю, постановку завдань, надання допомоги при теоретичних дослідженнях, всебічну підтримку і постійну увагу при виконанні роботи.

Авторка висловлює величезну подяку головному науковому співробітнику, доктору геол.-мін. наук, професору О.М.Русакову за консультації та цінні поради, багаторічні спільні дослідження та підтримку при виконанні роботи. Здобувачка також вдячна член-кореспонденту НАН України Р.І.Кутасу за спільні роботи та обговорення багатьох питань при написанні даної роботи.

Протягом 2000-2021 рр. для авторки було дуже корисним співробітництво з професором, доктором Мирославом Бієліком (Геофізичний відділ Інституту наук про Землю Словацької академії наук) в рамках спільних міжнародних наукових проєктів, якому також висловлюється щира вдячність і подяка.

Авторка дякує А.М.Логвиновій, І.А.Калітовій та О.І.Ченчик (Інститут геофізики НАНУ) за підтримку і допомогу.

Нарешті, авторка глибоко вдячна чоловікові, сину та мамі за їх підтримку протягом всього часу підготовки даної роботи.

РОЗДІЛ 1. АВТОМАТИЗОВАНЕ ВВЕДЕННЯ В КОМП'ЮТЕР ЗОБРАЖЕНЬ ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНИХ КАРТ.

Автоматизована інтерактивна обробка різної інформації і її візуалізація — один з напрямів комп'ютерної графіки, що активно розвиваються [Аронов и др., 1971; Петров и др., 2005; Бычков, 2010; Долгаль, 2014; Бычков и др., 2015]. Публікації [Шлезингер, 1989; Роджерс, Адамс, 2001; Шлезингер, Главач, 2004] дають уявлення про вражаючі розробки в цій галузі, доведені до технологічних комп'ютерних програм, які шляхом зручного і наочного подання інформації, її комбінації з іншими даними, експорту до існуючих програмних комплексів та ін. полегшують рішення різних завдань, що виникають в науках про Землю. У геофізиці для цих цілей використовуються добре відомі розробки загального призначення (такі як MapInfo, CorelDraw, ArcGis та ін. [Weiss et al., 2009; McArthur et al., 2010; Якимчик, 2010]), а також створюються спеціалізовані пакети, орієнтовані на специфіку задач геофізики [Старостенко и др., 1997, 2004; Петровский, та інш., 2003; Петровский, 2004]. Показовими в цьому плані є найостанніші розробки Chevron Energy Technology Company [Gao, 2009].

Створення потужних, сучасних банків даних — актуальне завдання, далеке від свого повного вирішення (як успішний приклад активної роботи зі створення банку геолого-геофізичних даних, можна, наприклад, послатися на розробки, що виконуються [Исаев, 2003]). Основний обсяг геолого-геофізичної інформації зазвичай зберігається у вигляді розрізів, карт, графіків та ін. Для роботи з ними необхідні програмні комплекси, що здійснюють автоматизацію введення в комп'ютер інформації, що зберігається в графічній формі, з наступним поданням її в цифровому вигляді (зрозуміло, що такі програмні продукти зайві, якщо необхідна інформація може бути імпортована з існуючих банків даних).

Раніше було виконано роботу з автоматизації введення в комп'ютер за допомогою сканера і дигітайзера зображень геофізичних карт і побудови їх цифрових моделей за умови, що функція, котра підлягає процесу картування, є гладкою і безперервною [Старостенко и др., 1997]. Накопичено значний досвід успішного використання даної розробки при вирішенні різноманітних завдань

інтерпретації геолого-геофізичних даних в різних районах (див., наприклад, публікації [Yegorova et al., 1999; Егорова и др., 2000; Бурьянов и др., 2000; Dirkzwager et al., 2000; Starostenko et al., 2003, Надежка и др., 2009] та ін.).

Геологічні карти, карти рельєфу та ін. зазвичай містять зображення функцій з розривами першого роду (розломи, обриви, зрушення і т. ін.). Крім того, при побудові тривимірних геофізичних моделей інтерпретатору бажано переглядати і коригувати їх з різних точок огляду, причому виконувати це зручним, простим способом. Бажано також зображати поля, обумовлені створюваними моделями, в різних проекціях.

Для вирішення перерахованих вище завдань (введення в комп'ютер за допомогою сканера карт з розривами першого роду, візуалізація тривимірних геофізичних моделей) створені відповідні програмні комплекси. Вперше інформацію про розробку повідомлялося в роботі [Старостенко и др., 2003]). Підкреслимо, що докладний опис використаних алгоритмів наведено в роботі [Старостенко и др., 1997], також, їх опис досить громіздкий і при необхідності з ними можна ознайомитися з оригінальних джерел, на які є посилання.

При розробці комплексів особлива увага приділялася їхньому «дружньому інтерфейсу», тобто тому, щоб вони були максимально зручними для користувача (задавали питання в разі якихось невизначеностей, попереджали про деякі допущені помилки та ін.).

Для першої з розглянутих задач близькі рішення, знайдені раніше (див., наприклад, [Volondi et al., 1976; Пашко, Старостенко, 1983]).

Комплекси працюють в операційному середовищі MS Windows або в більш пізній версії.

1.1. Комплекс GEOPHYS0 автоматизованого введення в комп'ютер зображень геолого-геофізичних карт з розривами першого роду.

Для роботи програми **GEOPHYS0** необхідні наступні технічні та програмні засоби: IBM-PC — процесор Pentium III 600 МГц, монітор 17" або кращий, відеокарта 32 Мб; виконуваний модуль **Geophys0.exe** програми; програмне

забезпечення комплексу **TEREMKI** (файли **tersampl.exe** і **teremki.dll**); файли довідки **terukr.hlp** і **tereng.hlp** комплексу **TEREMKI**.

Програма **Geophys0** у вигляді виконуваного модуля **Geophys0.exe** створена як додаток, що працює під управлінням операційної системи *Windows*.

Призначення комплексу. Він використовується для автоматизованої інтерактивної обробки зображень геофізичних полів, головним змістом яких є карти в ізолініях. Програма **GEOPHYS0** виконує наступні функції: 1) виклик комплексу **TEREMKI** для отримання вхідних даних; 2) зчитування з жорсткого диска вхідних даних; 3) автоматичний пошук рамки, яка визначає границі геофізичного поля; 4) автоматичне приведення рамки поля до прямокутного виду; 5) інтерактивне введення розривів першого роду — розломів та інших специфічних ліній геологічних або геофізичних карт; 6) автоматичний пошук ізоліній згідно з формалізованим описом типів ізоліній; 7) інтерактивне введення значень ізоліній в діалоговому вікні введення; 8) контроль правильності формату значень ізоліній, що вводяться; 9) автоматичний пошук спотворень векторного опису зображення; 10) ручне редагування первинного векторного опису зображення; 11) автоматичний запис на жорсткий диск проміжних результатів обробки карт; 12) зчитування з жорсткого диска проміжних результатів для продовження обробки; 13) візуалізація результатів обробки карт; 14) виправлення в інтерактивному режимі помилково введених значень ізоліній; 15) автоматичний запис на жорсткий диск вихідних даних знайдених ізоліній; 16) автоматичне ведення архіву імен оброблених файлів і часу обробки.

Вхідні дані для програми — це два графічних файли, один з яких — растрове подання геофізичного поля, а другий — його векторний опис.

Обидва файли являють собою вихідні файли відомого комплексу **TEREMKI**. Функціональні можливості описані в роботі [Шлезингер, 1989]. Реалізація цих можливостей для персонального комп'ютера використовується в комплексі **GEOPHYS0**.

Зображення обробляються на векторному описі, отриманому при скелетизації [Кіуко, Schlesinger, 1991] вихідного зображення. На екрані монітора

векторний скелет не відображається, оскільки написи, що позначають значення ізоліній, можуть бути значно спотворені в процесі скелетизації. Такі написи ускладнюють оператору завдання правильного введення значень ізоліній. Растрове подання зображення — ілюстрація для оператора — представлено на екрані монітора. Знайдені елементи поля з'являються на фоні растрового подання.

Експлуатаційні характеристики комплексу. В інтерактивному режимі оператор повинен ввести кінцеві точки кожного розлому, значення кожної ізолінії, а також вручну відредагувати векторний опис зображення, якщо програма не змогла автоматично виконати деякі функції. В процесі обробки програма інформує оператора про функції, які вона виконувала, у вікні повідомлень. Значну кількість функцій обробки зображень програма виконує автоматично. До таких функцій відносяться:

- пошук рамки, що визначає границі геофізичного поля;
- приведення рамки поля до прямокутного виду;
- простеження розломів;
- пошук ізоліній згідно з формалізованим описом типів ізоліній;
- пошук спотворень, що перешкоджають автоматичному пошуку рамки;
- пошук спотворень, що перешкоджають автоматичному пошуку ізоліній;
- запис на жорсткий диск вихідних даних знайдених ізоліній;
- ведення архіву імен оброблених файлів і часу обробки.

На рис. 1.1 наведено приклад зображення карти па екрані монітора. У лівому нижньому кутку Statusbar вікна можна бачити деякі дані про файл зображення:

Map3.ske — ім'я і розширення файлу;

2040×1550 — ширина і висота зображення в пікселях;

43.2 Kbytes — розмір файлу;

[1: 2] — масштаб відображення на екрані.

У правому нижньому кутку **Statusbar** вікна показано положення курсору миші:

1345 — номер точки файлу скелета, на яку вказує курсор миші;

[1032, 775] — координати курсору миші (і точки скелета) в системі координат зображення.

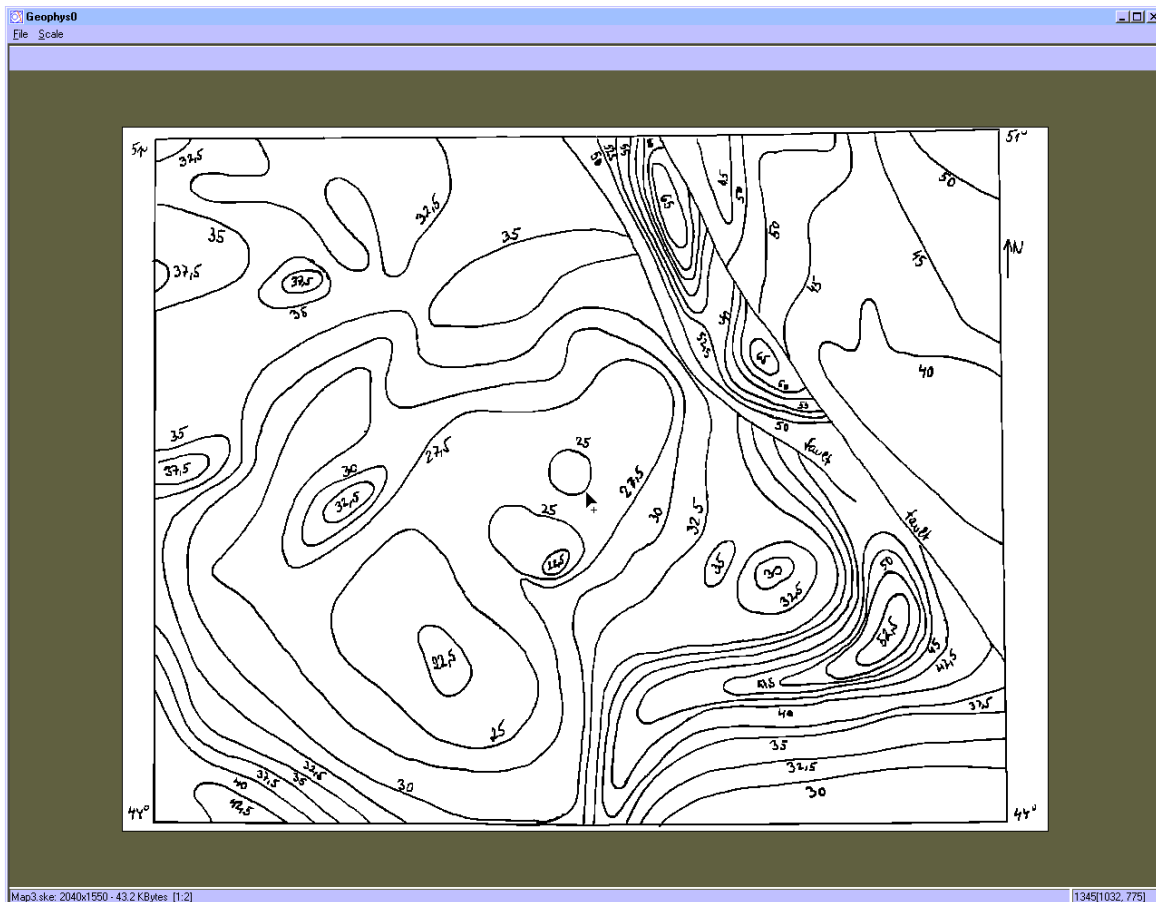


Рис. 1.1. Приклад зображення карти

В процесі обробки зображення виникає необхідність переглядати як все зображення в цілому, так і його фрагменти, причому з різним ступенем детальності. Це досягається за допомогою зміни масштабу і границь необхідного фрагмента. Обидві ці функції виконуються або оператором вручну, або програмою автоматично — перед виконанням операцій введення значень ізоліній або ручного редагування первинного векторного опису зображення.

Натисканням правої кнопки миші при положенні курсору в будь-якому місці зображення оператор викликає спливаюче меню (рис. 1.2). У верхній частині останнього розташовується заголовок **Screen editing** (редагування на екрані), а нижче, до риси, що їх розділяє, — перелік редакторських правок, доступних цієї миті.

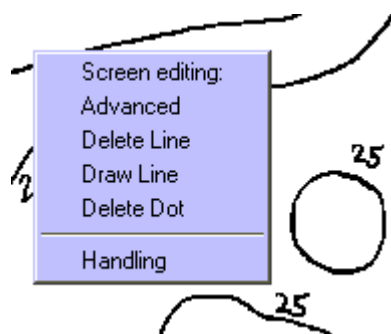


Рис.1.2. Спливаюче меню

Пункт меню **Advanced** дає змогу отримати додаткові опції редагування, перелік яких програма визначає автоматично в залежності від стану процесу обробки. Пункт меню **Delete Line** дає можливість видаляти відрізок або ланцюжок відрізків векторного опису зображення. За допомогою пункту **Draw Line** вдається доповнити останнє одним або ланцюжком відрізків. Пункт меню **Delete Dot** дає змогу видаляти точку або ряд обраних точок векторного опису. У нижній частині розташовується пункт меню **Handling** (обробка). Його вибір ініціює сам процес автоматизованої інтерактивної обробки зображення, яким керує програма. За оператором залишається тільки право реагувати відповідним чином на її запити. У вікні повідомлень програма інформує оператора про виконувані функції обробки.

Пошук рамки геофізичного поля. Першим елементом геофізичного поля програма автоматично знаходить рамку. Якщо немає спотворень рамки, вона буде знайдена безпомилково. При наявності спотворень видається повідомлення про вид спотворення. Оператор, викликавши контекстне меню, повинен за допомогою редакторських правок вручну усунути спотворення і продовжити пошук рамки, вибравши пункт меню **Handling**. Знайдену рамку програма перевіряє на прямокутність і автоматично виконує поворот растрового подання і векторного опису зображення таким чином, щоб верхня сторона рамки стала горизонтальною. Інші три сторони рамки обрізуються так, щоб вони стали паралельними осям координат. На екрані рамка висвічується синім кольором (рис. 1.3).

Пошук розломів. Далі програма виводить на екран модальне діалогове вікно

(рис. 1.4) з заголовком **Faulting**, в якому пропонує ввести розлом (**Input fault 1**) і

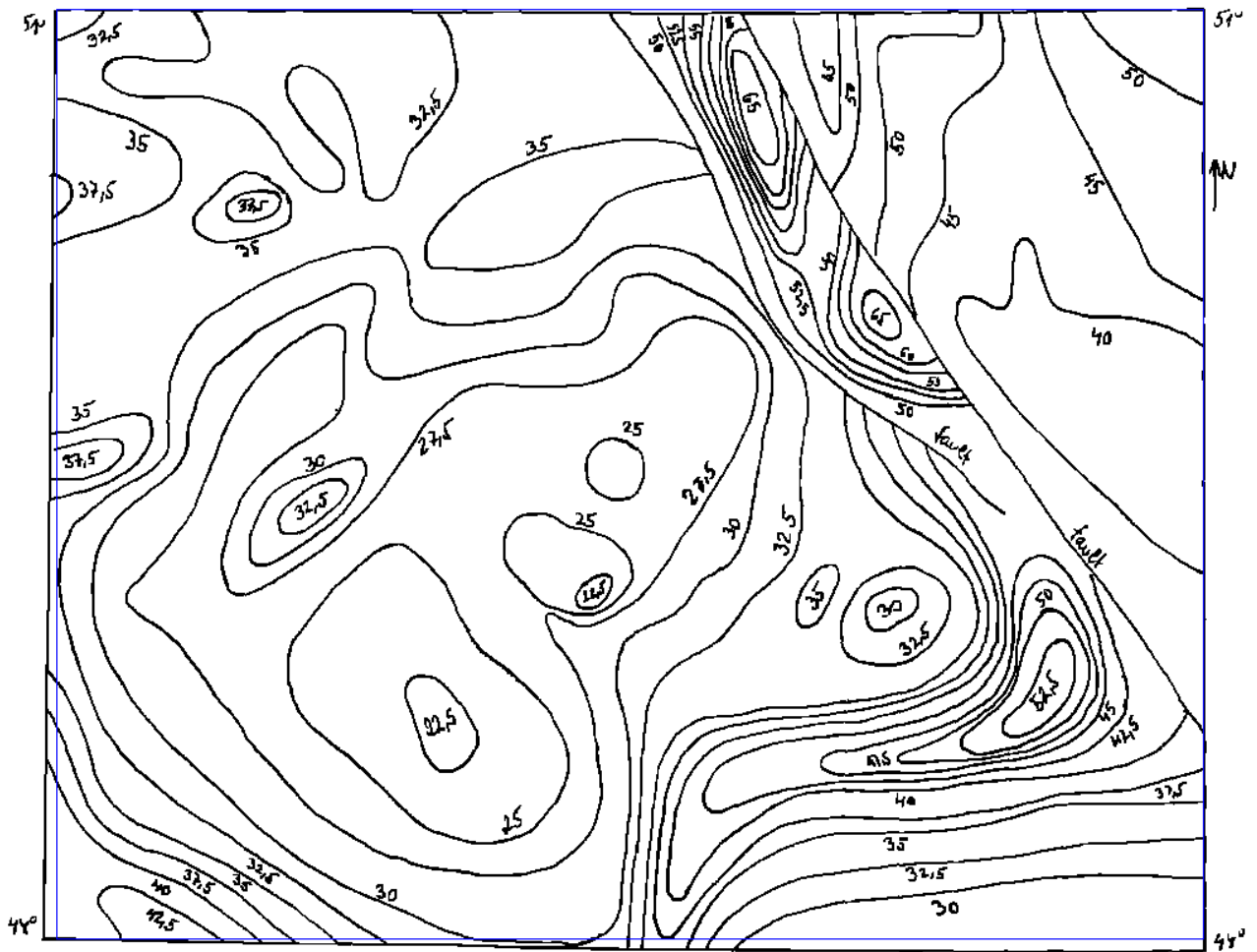


Рис 1.3. Приклад рамки, приведені до прямокутного виду

вказує його номер. Одночасно у вікні повідомлень програма нагадає оператору про функцію, що виконується: **Input of Faults**. Якщо на зображенні немає розломів, оператор повинен за допомогою курсору миші натиснути на кнопку **Cancel** діалогового вікна, після чого вікно закриється і пошук розломів не проводитиметься. Програма переходить до наступного пункту обробки.

Якщо ж на зображенні є розломи, оператор повинен натиснути на кнопку **OK** в діалоговому вікні. Останнє закриється, а програма нагадає оператору про необхідність ввести першу точку розлому — **Input of Faults: (1-st point)**. Лінійні частини розлому вводяться двома кінцевими точками. Оператор повинен підвести курсор миші до першої точки розлому так, щоб курсор змінив свій вигляд, і натиснути праву кнопку миші. Точка на екрані буде відзначена кружечком,

програма нагадає оператору про необхідність ввести другу точку розлому — **Input of Faults: (2-nd point)**. Оператор повинен ввести другу точку розлому.

Програма автоматично простежить розлом (або його лінійну частину) від однієї кінцевої точки до другої і відобразить на екрані розлом червоним кольором, позначивши кружечками його кінцеві точки. У векторному описі зображення кожній точці розлому присвоюється відповідна позначка. Потім знову з'явиться діалогове вікно (рис. 1.4) і буде запропоновано ввести наступний розлом. Якщо на зображенні їх більше немає, оператор повинен натиснути на кнопку **Cancel** діалогового вікна і перейти до наступного пункту обробки. Відповідальність за правильність введення кінцевих точок розломів несе оператор.

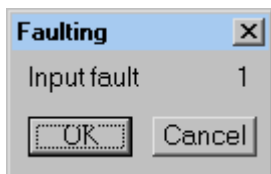


Рис.1.4. Модальне діалогове вікно

Пошук ізоліній. Програма починає автоматичний пошук ізоліній в векторному описі зображення. Спочатку шукаються «ідеальні» ізолінії — замкнуті ламані нерозгалужені лінії, потім — ізолінії, які повинні починатися і закінчуватися на рамці або в точках розломів. Знайшовши ізолінію, програма виводить її на екран у вигляді зеленої ламаної лінії на фоні растрового подання зображення і зазначає синім перехрестям початкову точку. Далі програма виводить на екран немодальне діалогове вікно з заголовком **Height of Isoline** (рис. 1.5), в якому оператору пропонується ввести значення ізолінії. Програма показує її номер (**Isoline 1**). Одночасно з цим у вікні повідомлень програма нагадує оператору про функцію, що виконується: **Quest for Isolines** (пошук ізоліній). У діалоговому вікні зліва від напису із зазначенням номера ізолінії програма нагадує формат вводу (00000.000). Нижче під ним знаходиться вікно редагування. Саме в цьому вікні оператор повинен ввести з клавіатури значення ізолінії, після чого необхідно, вибравши курсором миші кнопку **Input** діалогового вікна, натиснути ліву кнопку миші. Вікно не зникає з екрана і може прийняти

інформацію про наступну ізолінію.

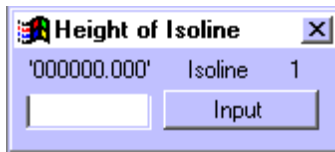


Рис.1.5. Немодалльне діалогове вікно

Оператор повинен прийняти рішення, чи є виведена на екран ламана лінія дійсно ізолінією. При позитивному рішенні оператор вводить її значення в вікно редагування, а якщо він не вважає цю ламану зображенням ізолінії, з клавіатури вводиться будь-яка літера алфавіту (не цифра). Програма контролює правильність формату, що вводиться. Допускаються тільки цифри, знак «мінус» перед числом, дробова частина може відділятися точкою або комою. Пропуск вводу не допускається.

Залежно від введеної інформації програма в подальшому по-різному відображає знайдену ламану. Якщо була введена цифрова інформація, то опис ізолінії у вигляді координат її точок і значення буде занесене у вихідні дані і відображено синім кольором на екрані монітора. У векторному описі зображення кожній точці ізолінії присвоюється відповідна позначка. Якщо ж була введена алфавітна інформація, то опис ламаної не буде відображатися зовсім.

Немодалльне діалогове вікно дає змогу проводити та інші дії в програмі. Можна в будь-який момент звернутися до головного меню програми і змінити масштаб відображення рисунка. Однак після цього для введення інформації в діалогове вікно необхідно активізувати його, тобто помістити курсор миші у вікно редагування і натиснути ліву кнопку миші.

Коли програма знайде всі ізолінії, що відповідають формалізованому опису, діалогове вікно зникне з екрану. Подальша поведінка програми визначається наявністю або відсутністю спотворень у векторному описі зображення. Спотворенням вважається наявність у векторному описі точки (яка не має мітки), що з'єднана з однією або більш ніж з двома сусідніми точками. На рис. 1.6 наведено приклад поточного стану процесу пошуку ізоліній.

При відсутності спотворень програма завершує процес обробки зображення,

виводячи у вікно повідомлення **Map processing is over**. Оператор може перейти

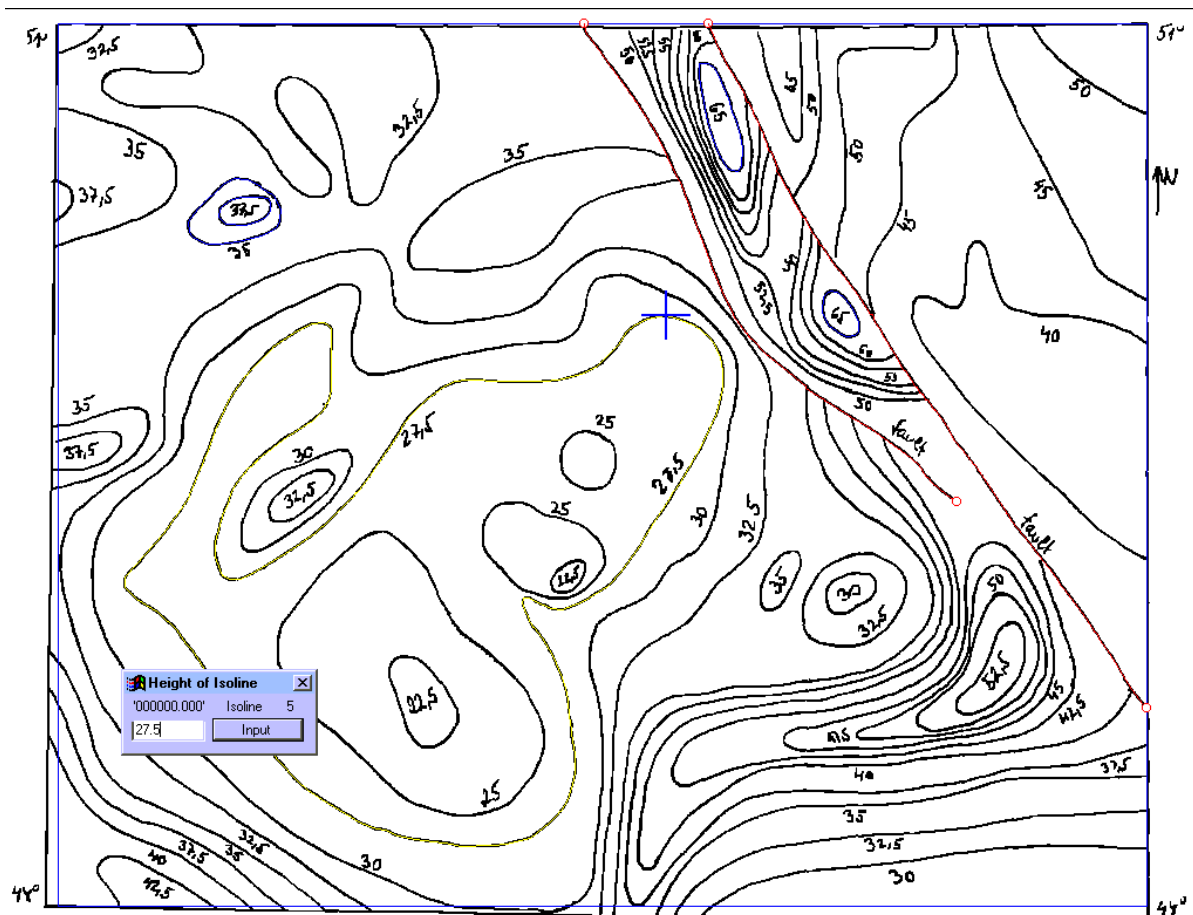


Рис. 1.6. Приклад поточного стану процесу обробки

до обробки іншого зображення, вибравши в головному меню пункт **File**, а потім в тимчасовому меню пункт **Open**, або може закрити головне вікно програми стандартним для Windows способом.

Усунення спотворень. Векторний опис зображення — це тільки спосіб його подання у вигляді відрізків прямих ліній товщиною в один піксель. Крім умовності, це подання містить і спотворення, зумовлені: 1) помилками оператора в процесі креслення карти на папері; 2) похибками при виборі параметрів сканування зображення з паперового носія; 3) деформацією носія з плином часу; 4) неточністю операції знаходження осьових ліній. Зазвичай ці спотворення відображаються у вигляді розривів ліній або поданням дотичних ліній у вигляді одного відрізка (склеювання ліній). Вони ускладнюють процес обробки. Їх усунення потребує ручного редагування зображення. На рис. 1.7—1.9

представлено приклади спотворень.

На рис. 1.7 видно, що на карті не була прокреслена частина ізолінії. На рис. 1.8 дотичні ізолінії у векторному описі мають спільні точки. На рис. 1.9 добре видно, що внаслідок розривів напис всередині ізолінії розпізнати можна, але тільки на растровому поданні. На векторному ж описі розпізнати що-небудь неможливо.

Перед усуненням спотворень програма автоматично знаходить і видаляє в векторному описі все непомічені точки, які з'єднані більш ніж з двома сусідніми. Далі програма визначає в векторному описі точку, з'єднану з однією сусідньою, виводить на екран монітора в масштабі 4:1 фрагмент зображення, в центрі якого знаходиться знайдена точка і відзначає її синім перехрестям.



Рис.1.7. Відсутність лінії

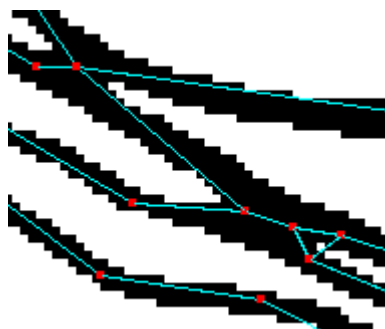


Рис.1.8. Склеювання



Рис.1.9. Розриви

Далі програма сповіщає оператора (у вікні повідомлень) про вид обробки, що виконується: **Remedy the Defects** (усунути спотворення) і пропонує пункт редагування **Draw Line** (креслити лінію) — **Remedy the Defects: Draw Line**.

На фоні растрового опису в межах фрагмента програма виводить на екран фіолетовим кольором всі лінії, які не належать ізолініям або розломам, і червоним кольором всі точки векторного опису.

Оператор повинен усунути спотворення за допомогою функцій ручного редагування (див. рис. 1.2), використовуючи запропоновану або вибираючи потрібну йому функцію (викликавши контекстне меню). У вікні повідомлень

програма буде нагадувати оператору ім'я цієї функції (наприклад, **Remedy the Defects: DotClear**). Оператор може усунути і будь-які інші помічені ним спотворення. Усунувши їх, необхідно викликати контекстне меню і вибрати в ньому пункт **Handling**.

Якщо після цього програма знайде ізоліцію, відповідну формалізованому опису, вона відобразить її на екрані монітора і викличе діалогове вікно для введення значення ізоліції. Якщо ізоліцію не знайдено або введені значення всіх знайдених ізоліцій, програма автоматично шукає наступне спотворення. Процес повторюється до тих пір, поки не будуть усунуті всі спотворення.

Ручне редагування векторного опису. Доступ до функцій ручного редагування здійснюється у спливаючому меню (див. рис. 1.2). Оператору надаються такі функції ручного редагування:

Delete Line — видалити лінію;

Draw Line — креслити лінію;

Delete Dot — видалити точку.

Вибір пункту меню **Advanced** (додаткові опції обробки) надає в тимчасовому меню функцію **Shift Dot** (перемістити точку).

При усуненні спотворень у спливаюче меню додається пункт **Delete Graph** (видалити граф), у тимчасове — пункти **Add Faults** (додати розломи) і **Line to Fault** (тягнути лінію до розлому). Після завершення процесу обробки в тимчасовому меню з'являється пункт **Add Isoline** (додати ізоліцію). Отже, в розпорядження оператора надаються вісім функцій ручного редагування.

Візуалізація результатів обробки карт. Завершивши обробку зображення, а також в будь-який момент операції пошуку ізоліцій або усунення спотворень оператор може ознайомитись з результатами обробки. Для цього необхідно зробити активним вікно рисування, помістивши в ньому курсор миші і клацнувши лівою кнопкою миші, а потім натиснути і відпустити на клавіатурі символну клавішу **d** (або **D**) при основній (англійській) розкладці клавіатури.

Поточне зображення зникне, а на екрані монітора з'явиться рамка зображення, прорисована синім кольором. Розломи, якщо вони були введені,

позначається червоним кольором, а ізолінії з введеними значеннями — синім. Якщо на поточному зображенні знаходилося немодальне вікно, то воно також зникне. У вікні повідомлень програма вкаже режим обробки — **Overview Mode**.

У режимі перегляду можна змінити значення будь-якої ізолінії. Для цього необхідно помістити курсор миші приблизно в середину напису, що позначає висоту ізолінії, натиснути і відпустити ліву кнопку миші. Ізолінія буде прорисована червоним кольором, а на екрані монітора з'явиться модальне вікно із заголовком **Change the Height**. У вікні також буде вказано номер ізолінії.

У вікно редагування модального вікна можна ввести інше значення ізолінії, а потім помістити курсор миші на кнопку **Input** модального вікна і натиснути ліву кнопку миші. На екрані буде відображено нове значення ізолінії. Якщо оператор не хоче його змінювати, він повинен натиснути на кнопку **Input** модального вікна. Порушення формату введення також не змінюватиме значення ізолінії.

Повідомлення оператора. У програмі передбачено два види повідомлень оператору. Перший вид — це повідомлення програми про функції, які вона виконувала. Ці повідомлення виводяться у вікно, розташоване відразу ж під головним меню програми. Другий вид повідомлень — це реакція програми на виявлені нею спотворення векторного опису зображення і на неправильні дії оператора. Ці повідомлення виводяться у вікні діалогової панелі **Message Box**. Заголовок вікна відповідає імені функції, що видала повідомлення.

Побудова цифрової моделі введеної карти. Використовуючи прийоми, викладені в роботі [Старостенко и др., 2003], будується цифрова модель карти. При цьому її розглядають як складену з низки фрагментів, обмежених сторонами рамки і розломами або тільки останніми В кожному з фрагментів будується своя сплайн-апроксимація, що дає змогу визначити значення функції в заданій мережі точок.

1.2. Комплекс SpaceMap введення в комп'ютер графічної інформації, яка представлена у вигляді замкнутих тіл (областей).

Програма SpaceMap створена у вигляді виконуваного модуля SpaceMap.exe як додаток (Win32 Application) в середовищі програмування Visual C ++ ® 6.0 Enterprise Edition для операційної системи Windows XP. Для комфортної роботи програми необхідні наступні технічні та програмні засоби: IBM-PC з процесором Pentium IV 3 GHz ГГц (або Pentium Dual-Core з тактовою частотою 2 GHz ГГц, 1 Гб RAM, 80 Гб HDD), монітор 19" (бажано два монітори, підключені до комп'ютера оператора), відеокарта 512 Мб; операційна система MS Windows XP. Всі характеристики повинні бути не нижче вказаних.

Програма призначена для автоматизованої інтерактивної обробки зображень геофізичних об'єктів, представлених у вигляді графічних монохромних Bitmap файлів, головним змістом яких є інформація щодо областей, котрі визначаються як зв'язні множини білих пікселів, розділених чорними лініями. Під зв'язними множинами розуміють такі, для кожного елемента яких з координатами (x, y) сусідніми можуть бути тільки чотири пікселя того ж кольору з координатами $(x - 1, y)$, $(x + 1, y)$, $(x, y - 1)$, $(x, y + 1)$. Для виділення зв'язних множин білих пікселів використовується подання зображення у вигляді списку особливих місць, або «куточків», як це визначено в роботі [Шлезингер, 1989, стор. 68—70]. Програма кодує зображення за допомогою куточків і на їх підставі будує контури, що відокремлюють білі пікселі від чорних.

Розроблені в програмі SpaceMap спосіб і порядок побудови контурів, а також метод визначення вкладеності контурів забезпечують виділення зв'язних множин білих пікселів і виключають необхідність перевірки належності кожного білого пікселя конкретній зв'язній множині. Ці ж прийоми дають змогу виділити і зв'язні множини чорних пікселів, завдяки чому спрощується пошук місць розривів чорних ліній.

Процес обробки зображення полягає в знаходженні всіх областей, присвоєнні кожній з них деякого числового значення (індексу), накладання на побудоване зображення сітки (за відомими розмірами і масштабом вхідного рисунка) і визначення індексів у вузлах сітки.

Експлуатаційні характеристики комплексу. Значна кількість функцій

автоматизованої інтерактивної обробки зображень геофізичних об'єктів виконуються програмою автоматично. До таких функцій відносяться:

- пошук рамки, що визначає межі геофізичного об'єкта;
- виключення інформації, що знаходиться за межами рамки;
- пошук областей;
- автоматичний пошук розривів ліній, що розділяють області;
- підсвічування місць редагування (усунення спотворень) вхідних даних;
- автоматичне ведення архіву імен модифікованих вхідних файлів;
- виведення на екран монітора чергової області, що індексується;
- контроль правильності формату введених індексів;
- запис на жорсткий диск проміжних даних індексації;
- запис на жорсткий диск остаточних результатів індексації;
- автоматичне ведення архіву характеристик вхідних файлів;
- побудова і виведення на екран сітки;
- визначення значень індексів у вузлах сітки;
- підсвічування вузлів сітки, в яких коригувалися значення індексів;
- запис на жорсткий диск вихідних даних.

Вхідними даними є графічні зображення геофізичних об'єктів, які відбудовані вручну або за допомогою будь-якого графічного програмного пакету, представлені у вигляді чорно-білого растрового зображення з роздільною здатністю 200—600 dpi як Bitmap файли (*.bmp) і обведені прямокутною рамкою без розривів. Відстань сторін рамки від відповідних сторін зображення повинна бути не менше 5 мм. Допоміжна інформація може знаходитися за межами рамки, але не повинна торкатися її. Розміри рамки в кілометрах повинні бути кратними крокам сітки (в кілометрах) за обома координатами, що є обов'язковою умовою досягнення рівномірності сітки по всьому зображенню.

Робота з програмою полягає в наступному: відкриття зображення, відображення областей з подальшим пошуком і усуненням розривів ліній, індексація областей, побудова сітки з можливою корекцією індексів в її вузлах.

При відкритті вхідного файлу (в головному меню програми пункт Load

Bitmap) (рис. 1.10) програма автоматично здійснює пошук прямокутної рамки і виключає інформацію, що знаходиться за її межами.

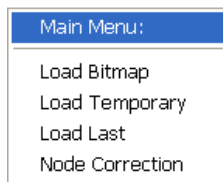


Рис. 1.10. Вигляд головного меню.

Приклад вхідного зображення на екрані монітора представлений на рис. 1.11. У заголовку вікна вказано ім'я відкритого файлу (35_r.bmp) і стан, в якому знаходиться програма в цей момент (Task state: General View.) У правій нижній частині головного вікна вказані деякі параметри вхідного зображення: розмір зображення в пікселях; кількість біт пам'яті на один піксель; розмір файлу в байтах; дозвіл сканування; масштаб відображення.

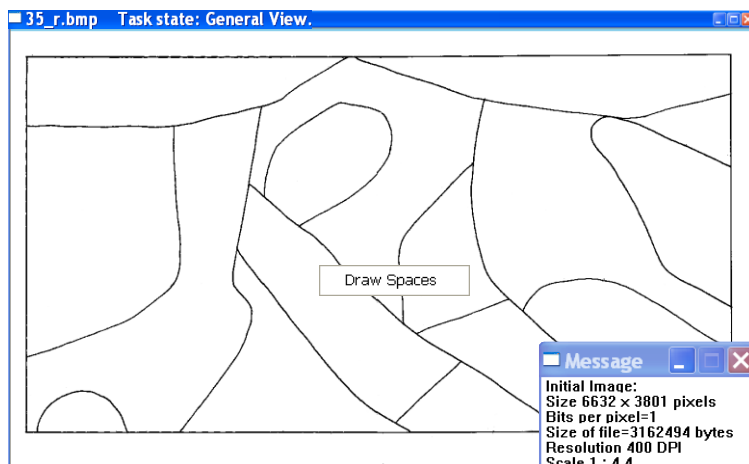


Рис. 1.11. Приклад вхідного зображення.

Відображення областей виконується за допомогою пункту контекстного меню Draw Spaces натисканням правої кнопки миші на зображенні (див. рис. 1.11), в результаті чого кожній області присвоюється свій номер і колір (рис. 1.12). Навіть при побіжному огляді рисунка видно, що деякі, різні за змістом, області визначені як одна і, отже, забарвлені одним кольором. Неважко зробити висновок, що лінії, які розділяють ці області, мають розриви. Це свідчить про те,

що вхідні дані містять спотворення, отримані в процесі підготовки (тобто розриви ліній, що розділяють області в процесі підготовки).

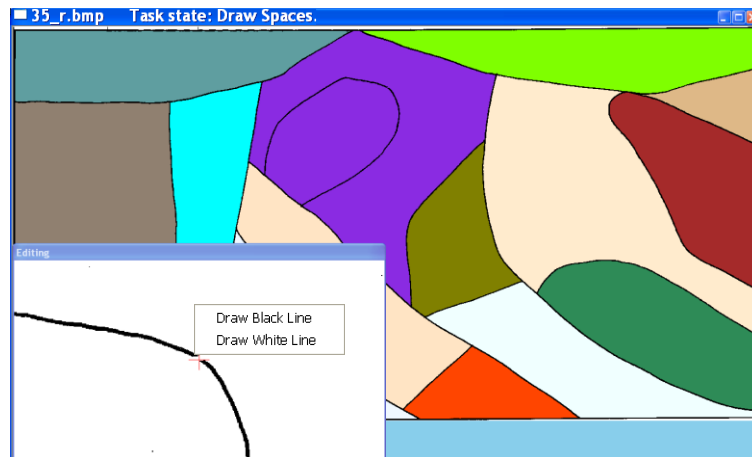


Рис. 1.12. Розфарбований файл областей.

Пошук і усунення розривів ліній. Пошук розривів ліній проводиться автоматично, але не дає стовідсоткової гарантії виявлення розривів, оскільки в методі пошуку закладено параметр «Довжина розриву», величину якого задано досить довільно — 5 пікселів. Крім того, при недостатньо якісному створенні вхідних даних можлива помилкова поява місць розривів. Тому, хоча пошук розривів проводиться автоматично, усуваються вони вручну.

Спочатку програма шукає розриви, відображає на екрані монітора розфарбований файл областей і відмічає їхні мерехтінням червоного і білого кольорів. Для їх усунення досить помістити курсор поблизу розриву і натиснути спочатку Ctrl, а потім ліву кнопку миші. Після цього у вікні Editing необхідно вибрати пункт Draw Black Line і, накресливши чорну лінію, розділити область на дві, усунувши тим самим розрив (див. рис. 1.12).

Програма автоматично запише вхідне зображення (разом з результатами редагування) як нове зображення — модифікацію поточного. Наприклад, перша модифікація вхідного файлу: 35_r_M01.bmp. Подальша робота ведеться з відредагованим зображенням. Для цього повторно викликається меню Draw Spaces. Програма відобразить на екрані розфарбовані області і знову буде шукати розриви. Прийнявши рішення, що на зображенні усунені всі розриви, можна

перейти до наступного етапу обробки — індексації областей.

Індексацією областей називається процес присвоєння кожній області деякого числового значення (наприклад, густина порід даної області), який може бути виконаний оператором в трьох режимах: 1) введення індексів без переривання робочого процесу, 2) введення індексів з перериванням і відновленням роботи, 3) корекція індексів. У першому випадку після завершення введення індексів автоматично формується файл результату *.ftr (file of temporary results). У другому і третьому для збереження внесених змін необхідно викликати контекстне меню, вибрати пункт Save Temporary і тим самим внести зміни в файл результату *.ftr.

Процес індексації починається з виклику спливаючого меню і вибору пункту Indexing. При цьому в заголовку вікна з'явиться повідомлення про стан програми Process: Indexing. Програма в інтерактивному режимі послідовно зафарбовує кожну область в червоний колір, вказуючи тим самим на необхідність присвоєння їй числового значення відповідно до оригіналу вихідних даних. Фрагмент індексації областей представлений на рис. 1.13, де блакитним кольором пофарбовані раніше оцифровані області, червоним — поточна, синім — базова (область, навколо якої вибираються послідовно області для присвоєння їм індексів).

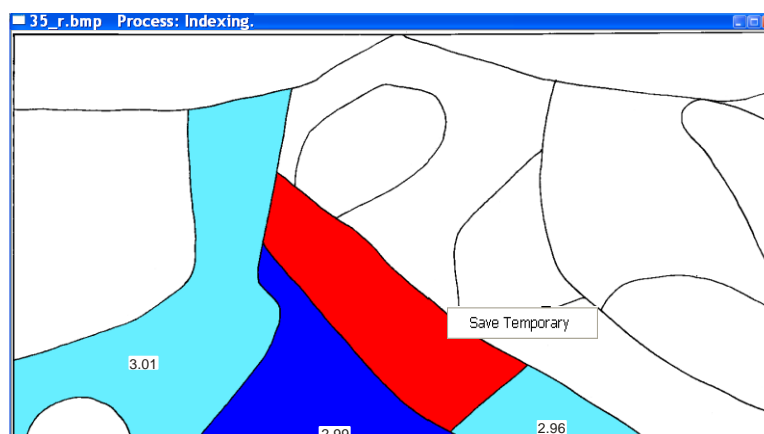


Рис. 1.13. Фрагмент індексації областей.

Для продовження процесу індексації необхідно вибрати пункт Load Temporary в головному меню (див. рис. 1.10) і відкрити проміжний файл *.ftr.

Програма виведе на екран той стан, при якому вона була перервана. Після завершення індексації всіх областей на екрані буде відображено розфарбований файл областей з введеними значеннями індексів (рис. 1.14), а в заголовку з'явиться повідомлення Indices verification. Результати індексації програма автоматично записує в файл з розширенням *.flr (file of last results).

Програмою передбачено редагування значень індексів як під час процесу індексації, так і по його завершенні. Для цього курсором вибирається необхідна область, яка світиться червоним кольором у вікні редагування. Потім в ній вводиться правка з наступним натисканням клавіші Enter (див. рис. 1.14).

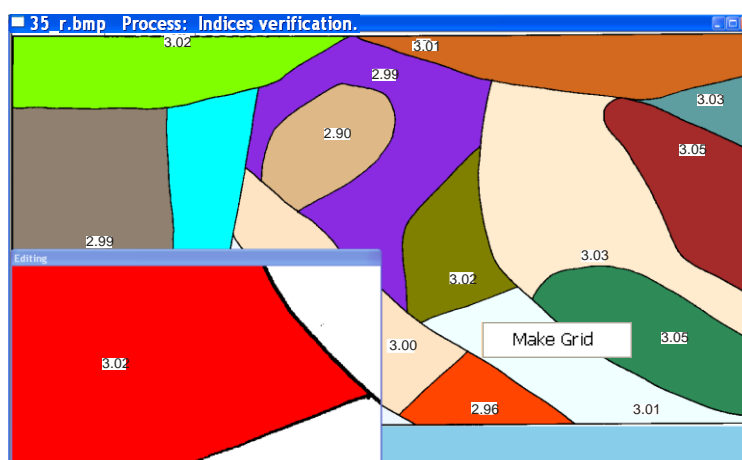


Рис. 1.14. Файл областей індексації.

Побудова сітки. Для побудови сітки необхідно вибрати пункт меню Make Grid (див. рис. 1.14). У вікно, що з'явилося, з заголовком Data of grid необхідно ввести наступні характеристики зображення: масштаб в км/см вхідного зображення (Plotting Scale km/cm), розміри рисунка в см за осями X і Y (Overall Sizes cm), крок сітки в км за осями X і Y (Grid Pitch km) (рис. 1.15). Після цього натиснути ОК.

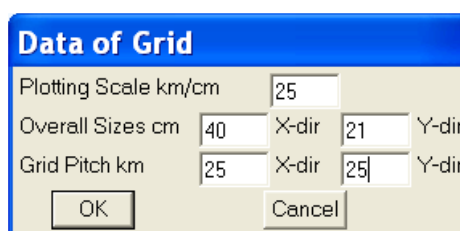


Рис. 1.15. Діалогове вікно введення характеристик зображення.

Кожному вузлу сітки присвоюється значення індексу тієї області, в яку потрапляє цей вузол (рис. 1.16). Початок координат знаходиться в лівому верхньому кутку рамки зображення і має координату (0,0). Вісь X в цій точці спрямована горизонтально вправо, а вісь Y — вертикально вниз. Після завершення роботи програма автоматично зберігає результати в файл *.dat після ствердної відповіді на питання «Save output data?».

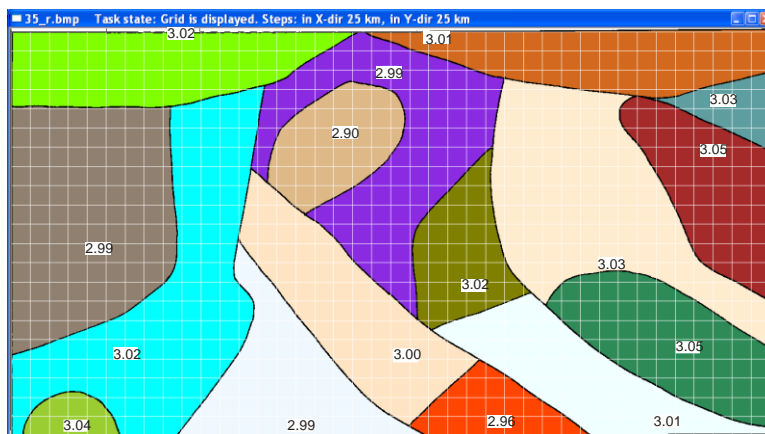


Рис. 1.16. Файл областей з їхніми індексами і накладеною сіткою.

Корекція індексів у вузлах сітки. Необхідність цієї операції виникає в тому випадку, коли вузол потрапляє на лінію, що розділяє дві або навіть більше областей. Як приклад на рис. 1.17 в вікні редагування представлений випадок, коли вузол сітки, зазначений перехрестям, знаходиться в точці, розташованій на лінії розділу, де стикаються дві області.

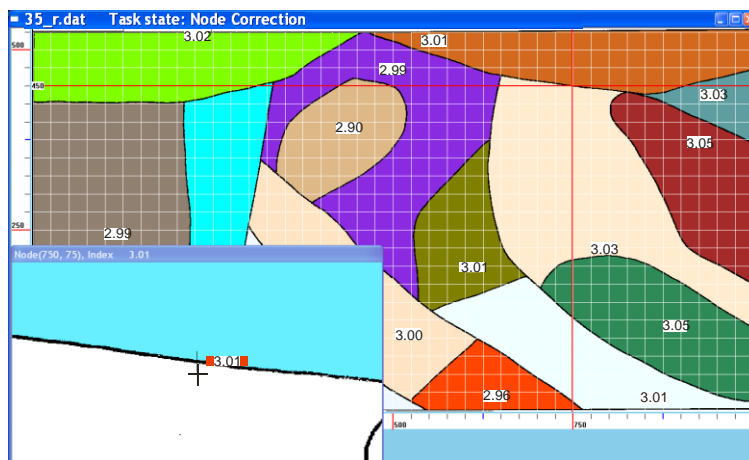


Рис. 1.17. Вибір вузла, в якому необхідна корекція індексу.

З лівого сторони файлу програма рисує лінійку координат по осі Y в км, а знизу — по осі X в км. Початок координат знаходиться в лівому нижньому кутку зображення. При русі курсору миші в області лінійки програма висвічує значення координати при його попаданні на поділ лінійки.

На рис. 1.17 показана корекція вузла сітки з координатами (750; 450), якому необхідно присвоїти індекс сусідньої області. Корекція починається з запуску програми SpaceMap і вибору в головному меню пункту Node Correction (див. рис. 1.10). Нове значення індексу може належати тільки області, яка примикає до вузла сітки, тому для зміни його значення досить помістити курсор миші в сусідню область і натиснути ліву кнопку миші. Індекс праворуч від перехрестя вузла змінить своє значення. Після завершення корекції викликаємо контекстне меню «Save node correction?» і в разі ствердної відповіді програма запише новий файл вихідних даних з внесеними змінами індексів у вузлах сітки.

1.3. Інтерактивний програмний комплекс Isohypse введення в комп'ютер чорно-білих та кольорових зображень геолого-геофізичних об'єктів.

Інтерактивний, тобто такий, що дозволяє обмінюватися інформацією між комп'ютером і користувачем в процесі роботи, програмний комплекс Isohypse [Старостенко и др., 2016] призначений для створення в пам'яті комп'ютера тривимірного опису геолого-геофізичних об'єктів, представлених ізолініями і розломами (функції з розривами першого роду). Комплекс розроблений з метою об'єднання раніше створених програмних продуктів MAP [Старостенко и др., 1997] і GEOPHYS0 [Старостенко и др., 2004]. Розширена функціональність комплексу істотно полегшує процес обробки зображень і дає змогу отримати точні результати в більш короткі терміни.

Під тривимірним описом розуміють подання об'єкта в трьох просторових вимірах $(x, y, Z(x, y))$, коли при накладенні просторової сітки на зображення об'єкта для кожного її вузла визначаються координати (x, y) і значення деякої функції $Z(x, y)$. Значення (x, y) задаються відносно початку координат (верхній

лівий кут зображення), функція $Z(x, y)$ характеризує об'єкт вивчення, представлений ізолініями (наприклад, висота над рівнем моря, температура, густина, магнітна сприйнятливість, значення потенціальних геофізичних полів та ін.), а також розломами.

Комплекс Isohypse створений для роботи в середовищі операційної системи MS Windows XP® і є виконавчим модулем з ім'ям Isohypse.exe в середовищі програмування Visual C ++ ® 6.0 Enterprise Edition. Вхідними даними можуть бути як монохромні (чорно-білі рисунки розломів і ізоліній, виконані вручну або за допомогою графічних пристроїв), так і багатоколірні (оригінали карт) графічні файли зображень об'єктів формату Bitmap, представлені в прямокутній або географічній системах координат. Також вхідними даними для комплексу Isohypse можуть бути файли обробки об'єктів з розширенням *.wrk, створені самим комплексом, які містять повний або частковий опис об'єкта. Вихідними даними комплексу є упорядкований перелік даних $(x, y, Z(x, y))$ за регулярною мережею.

Тривимірний опис об'єкта включає в себе наступні етапи:

- зчитування в пам'ять комп'ютера вхідних даних, тобто зображення об'єкта або файл його обробки;
- проведення на новому зображенні об'єкта рамки, в межах якої буде складатися опис об'єкта;
- введення в пам'ять комп'ютера опису розломів у вигляді впорядкованого набору координат точок (x, y) для кожного розлому;
- введення в пам'ять комп'ютера опису ізоліній у вигляді впорядкованого набору координат точок (x, y) кожної ізолінії та її характеристики (значення функції $Z(x, y)$);
- введення параметрів сітки, у вузлах якої буде визначатися функція $Z(x, y)$;
- коригування неточностей і помилок введення ізоліній і розломів;
- визначення $Z(x, y)$ у вузлах сітки (x, y) ;
- запис на жорсткий диск вихідних даних об'єкта, які надалі будуть використовуватися як початкові для вирішення різних завдань геофізики

(відповідними іншими програмними комплексами) [Савченко и др., 2008; Старостенко и др., 2015б].

Робота програмного комплексу починається з вибору в головному меню (рис. 1.18) пункту, що визначає вид вхідних даних (новий файл *.bmp або рахувати наявний файл обробки *.wrk).

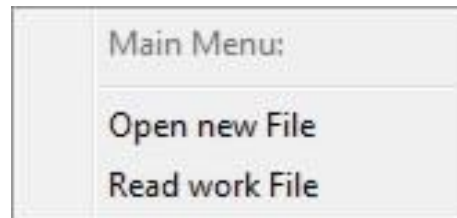


Рис. 1.18. Вид головного меню програми.

При виборі нового зображення програма масштабує його для відображення на екрані цілком (пункт меню Open new File). Якщо користувач вибрав файл обробки, на моніторі відображається фрагмент зображення в масштабі 1: 1 і результати попередньої роботи з ним (пункт меню Read work File).

Для нового зображення програма пропонує вибрати систему координат (прямокутну «Cartesian» або географічну «Geographic»), в яких буде оброблятися зображення об'єкта. При роботі в прямокутній системі координат рамка введення може бути тільки прямокутною, а в географічній системі передбачено два можливих види рамки: прямокутна і географічна.

При виборі **прямокутної системи** в діалоговому вікні необхідно ввести масштаб зображення (км/см) і, використовуючи підказки меню, накреслити на екрані прямокутну рамку обробки зображення, вказавши положення її верхнього лівого і нижнього правого кутів. У програмі також передбачено коригування розміру рамки за допомогою спливаючого меню.

Якщо обрано **географічну систему**, на екрані монітора необхідно вказати (курсором миші) кінцеві точки двох базових меридіанів, після чого у спливаючих діалогових вікнах задати крок географічної сітки за довготою і широтою і параметри базових меридіанів початкового зображення. Від точності введення кінцевих точок залежить точність опису географічної сітки, тому базові меридіани

і їхні кінцеві точки повинні розташовуватися якнайдалі один від одного і знаходитися в вузлах географічної сітки. На підставі цих даних програма будує в пам'яті комп'ютера опис всієї географічної сітки зображення.

Введення рамки виконується аналогічно, як при роботі в прямокутній системі координат, а при виборі географічної рамки обмежується меридіанами і паралелями із зазначенням їх широти і довготи.

Введення опису об'єктів проводиться за допомогою кривих Безьє [Роджерс, Адамс, 2001, стор. 296—298] і виконується однаково при роботі в різних системах координат.

Використання при введенні об'єктів кривих Безьє дає змогу простіше імітувати поверхні геофізичних об'єктів. Криві Безьє записуються в пам'яті комп'ютера у вигляді математичних формул, тому рисунки, отримані з їх допомогою, забезпечують можливість масштабування без втрати якості зображення.

Робота з програмою починається з вибору в допоміжному меню об'єкта введення (Enter Faults для розломів або Enter Isolines для ізоліній) (рис. 1.19). Для введення об'єкта поблизу обраної лінії необхідно послідовно поставити ряд керуючих точок і завершити цей процес натисканням правої кнопки миші. Згідно з введеними точкам програма накреслить на екрані криву Безьє (рис. 1.20), переміщуючи керуючі точки якої, можна змінювати її вигляд до максимального збігу з об'єктом введення.

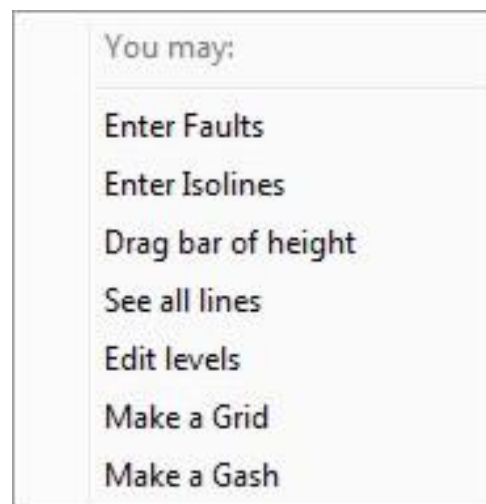


Рис. 1.19. Допоміжне меню програми.

Для завершення введення ізолінії необхідно вибрати спосіб (див. рис. 1.20): Leave Isoline open — залишити ізолінію незавершеною, Final Isoline — завершити введення ізолінії, Close Isoline — замкнути ізолінію. У першому випадку введення ізолінії може бути продовжено при подальшій роботі, а в другому і третьому — програма запропонує ввести її значення в вигляді десяткового числа з крапкою. У програмі передбачена можливість коригування форми введеного об'єкта, а при необхідності і його видалення. Введені ізолінії відображаються блакитним кольором, а розломи — червоним.

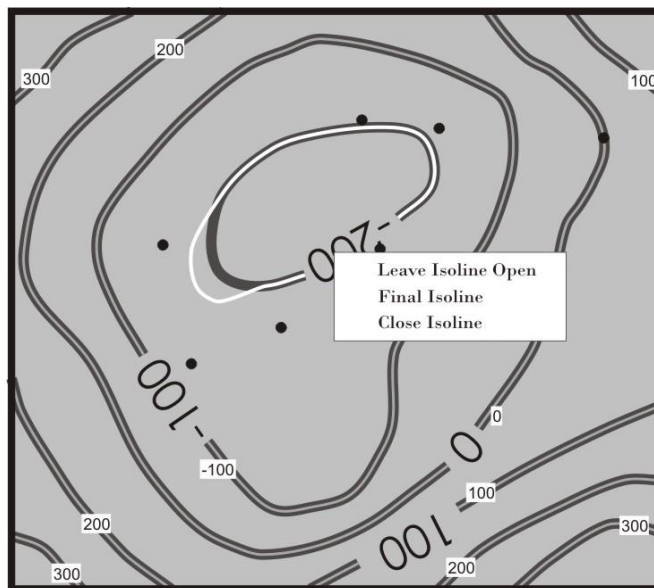


Рис. 1.20. Введення опису ізоліній.

Результатом введення опису об'єктів є файл з розширенням *.wrk, який програма записує на жорсткий диск комп'ютера у цей же каталог, де знаходиться початковий файл *.bmp. Запис на жорсткий диск проводиться автоматично при завершенні роботи програми або, при необхідності, за бажанням користувача. На момент збереження файл *.wrk містить всю інформацію і має таке ж ім'я, як початковий файл *.bmp з додаванням суфікса _Vmm, де елемент _V — версія файлу *.wrk, а mm — її порядковий номер.

При виборі *.wrk-файлу як вхідного програма відображає на екрані фрагмент раніше обробленого зображення. Спливаюче при цьому меню (див. рис. 1.19) дає змогу продовжити роботу, вибравши необхідний його пункт: введення опису

об'єкта (Enter Faults, Enter Isolines); коригування присвоєного значення (Edit levels); зміна положення напису значення (Drag bar of height); побудова сітки (Make a grid); проведення лінії, уздовж якої можна зняти значення досліджуваного параметра (Make a Gash). Також в будь-який момент обробки зображення за допомогою пункту меню See all lines можна підсвітити всі введені об'єкти (мигають червоним кольором) для перегляду всього зображення і відшукати серед них ще не введені і ввести їх.

Програма автоматично здійснює коригування неточностей і помилок, допущених користувачем при введенні ізолій, тобто переглядає їхні кінцеві відрізки і при необхідності змінює координати так, щоб відрізок торкався розлому або сторони рамки, але не перетинав їх.

Для побудови сітки в діалоговому вікні необхідно ввести крок сітки в кілометрах по осях X і Y (рис. 1.21, а) для зображень в прямокутній системі координат. При роботі в географічній системі вид діалогового вікна і параметри сітки, що задаються, залежать від введеної рамки. Якщо рамка прямокутна, необхідно задати значення кроку за довготою і широтою в град, хв, сек (рис. 1.21, б). Якщо ж рамка географічна, вибрати варіант із запропонованих програмою (при заданому мінімальному кроці в 5 хв) (рис. 1.21, в).

Для більш точного розрахунку значень у вузлах сітки геолого-геофізичного об'єкта в алгоритм комплексу включено цифровий опис рамки і розломів. Процедура цифрового опису розлому складається з наступних кроків:

- умовний поділ розлому на праву (верхню) і ліву (нижню) сторони;
- обчислення значень $Z(x, y)$ на кінцях розлому для кожної з його сторін (замкнутий розлом має початкову і кінцеву точки із співпадаючими координатами);
- для кожної зі сторін послідовність наявних базових (отриманих при введенні) точок розлому доповнюється так званими опорними точками, що з'єднують його з іншими розломами або ізолініями; величина функції $Z(x, y)$ в кожній такій точці в разі з'єднання з розломом обчислюється після завершення розрахунків значень для кінцевих точок сторін всіх розломів, а в разі з'єднання з

ізолінією відповідає значенню її параметра;

- перевірка отриманих значень $Z(x, y)$ на кінцях кожної сторони розлому і їх уточнення за необхідності;

- обчислення значень $Z(x, y)$ в кожній базовій точці на підставі наявної інформації на кінцях розлому, в опорних точках і значень параметрів, що характеризують оточуючі об'єкти.

a

б

в

Рис. 1.21. Вікно завдання параметрів при накладанні сітки: *a* — при роботі в прямокутній системі координат, *б* — при роботі в географічній системі координат з прямокутною рамкою; *в* — при роботі в географічній системі координат з географічною рамкою.

Якщо значення $Z(x, y)$ на кінці сторони розлому не вдалося розрахувати

автоматично, передбачено його введення вручну. Введені вручну значення $Z(x, y)$ зберігаються в окремому файлі з розширенням *.fsh (його ім'я збігається з ім'ям файлу *.wrk, що обробляється). Ці дані можуть бути використані автоматично при подальших розрахунках значень у вузлах сітки.

По завершенні формування опису розломів проводиться контроль коректності отриманих значень $Z(x, y)$. Важливим результатом описаної вище процедури є визначення тих сторін розломів, які є межами областей, що не містять ізоліній. Вирішення цієї задачі необхідно для автоматичного присвоєння вузлам, які потрапили в ці області, значення «не визначено» або «умовний 0», що дає змогу підвищити швидкодію програми завдяки відсутності розрахунків значення функції в кожному такому вузлі.

Цифровий опис рамки являє собою упорядковану послідовність координат і значень функції $Z(x, y)$ кутових точок рамки і точок опори ізоліній і розломів на її сторони (починаючи з її лівого нижнього кута в напрямку за годинниковою стрілкою).

Визначення значення геолого-геофізичного параметра в кожному вузлі заданої сітки виконується різними методами в залежності від розташування вузла:

- 1) якщо вузол знаходиться на ізолінії, йому присвоюється її значення;
- 2) якщо вузол потрапляє на розлом, обчислюється до якої сторони розлому він належить і визначається відрізок, що містить його; значення в цьому вузлі буде розраховане методом лінійної інтерполяції між значеннями $Z(x, y)$ на кінцях цього відрізка;
- 3) якщо вузол лежить на рамці, значення $Z(x, y)$ в ньому визначається лінійною інтерполяцією між значеннями $Z(x, y)$ в сусідніх точках або за допомогою кривих Безьє при рівних значеннях функції в них;
- 4) в інших випадках для визначення значення $Z(x, y)$ вузла N з нього проводяться вісім променів (перший — вертикально вгору, а наступні — через рівні кути за напрямком руху годинникової стрілки), утворюючи при цьому попарно чотири прямі. Послідовно уздовж кожної прямої аналізується величина $Z(x, y)$ і відстань від кожної точки до вузла.

Остаточним значенням функції $Z(x, y)$ у вузлі приймається середнє арифметичне значення, розраховане уздовж чотирьох досліджуваних прямих.

Отримані *результати роботи програми* зберігаються автоматично на жорсткому диску в текстовому файлі з розширенням *.dat і ім'ям, що збігається з ім'ям останнього збереженого файлу *.wrk. У файлі *.dat вказується кількість вузлів сітки за осями X і Y (або за широтою та довготою), її крок за осями, а потім перераховуються значення всіх координат вузлів сітки і величини $Z(x, y)$ в них. Початок координат знаходиться у верхньому лівому кутку зображення.

Результати побудови сітки відображаються програмою на екрані монітора у вигляді фрагмента в масштабі 1:1, на якому зображені вузли сітки і надписані розраховані в них значення функції $Z(x, y)$. За допомогою скролінгу користувач може переглянути будь-який фрагмент зображення, а також при необхідності змінити значення будь-якого вузла сітки. Результати коригування зберігаються у вихідному файлі *.dat.

Побудову лінії довільного напрямку, вздовж якої необхідно зняти значення параметра в точках перетину з ізолініями, можна здійснити, вибравши пункт меню Make a Gash (див. рис. 1.19). При цьому на екрані відображається початкове зображення (з введеними на даний момент ізолініями і розломами), на якому лівою кнопкою миші необхідно вказати послідовно положення точок (вузлові точки), через які пройде лінія зняття значень (рис. 1.22, а). Програма записує отриманий результат в текстовий файл (рис. 1.22, б) з розширенням *.fga і містить наступну інформацію: кількість точок, в яких знято значення ізолінії, їх координати, значення параметра ізолінії в них і відстань від точки перетину до початкової точки лінії [Старостенко и др., 2012].

Додаткові можливості програмного комплексу Isohypse дають змогу враховувати специфічні вимоги, які висуваються при обробці деяких зображень геолого-геофізичних об'єктів.

Для кожного вузла сітки, відповідно до масштабу зображення і кроку, визначається значення геолого-геофізичного параметра. Накладання сітки в програмах MAP і GEOPHYS0 [Старостенко и др., 1997, 2004, 2015б] було

неможливо, і для цього використовувалася додаткова програма. Вперше цей етап було включено в тіло програми SpaceMap [Старостенко и др., 2011], яка призначена для автоматизованої інтерактивної обробки зображень геофізичних об'єктів, головним змістом яких є інформація про замкнуті області. У програмі Isohyrse принцип накладання сітки принципово інший і був описаний вище.

У програмі передбачена можливість з уже створеного опису зображення, представленого в прямокутній або географічній системі координат, вирізати і зберегти дані в будь-якій прямокутній (географічній) рамці.

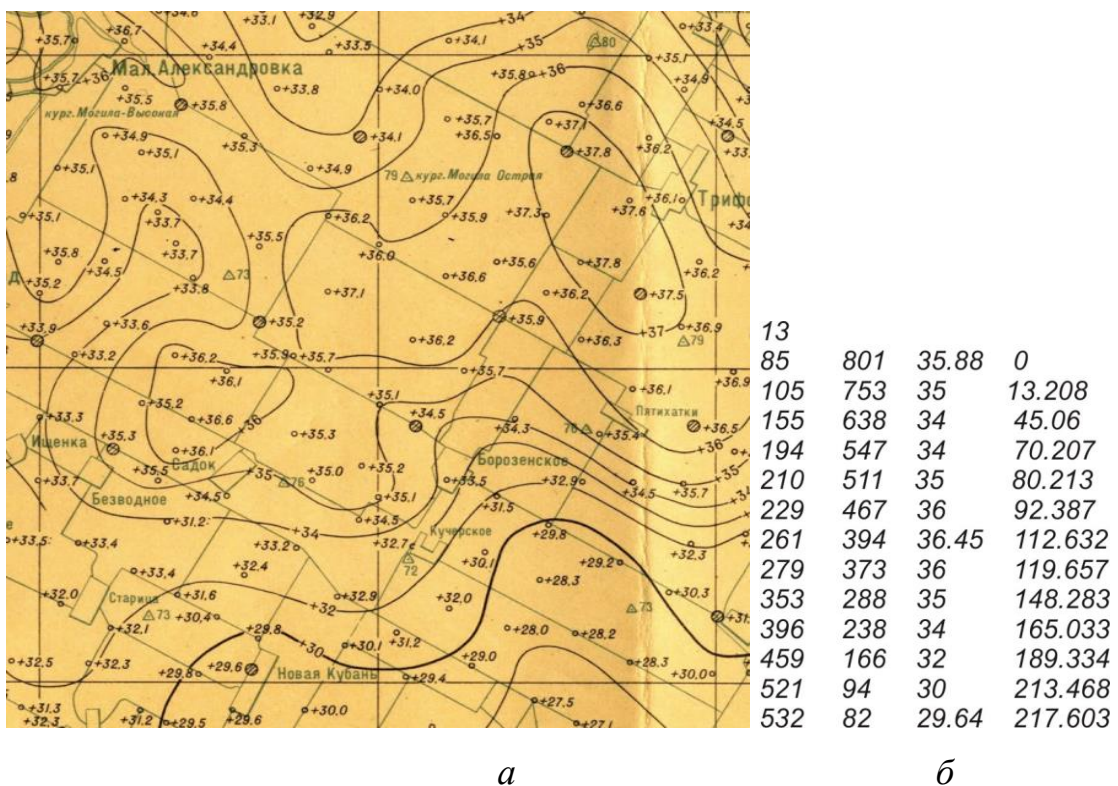


Рис. 1.22. Результат побудови сітки в географічній системі координат: *а* — географічна рамка, *б* — прямокутна рамка.

Досвід практичного використання комплексів. Програмні комплекси були широко апробовані і добре себе зарекомендували при побудові об'єднаної тривимірної густинної моделі Українського щита і Дніпровсько-Донецької западини, а також при побудові двовимірних густинних розрізів вздовж і в хрест простягання широтних зон Українського щита і Дніпровсько-Донецької западини

[Старостенко и др., 2012; Старостенко, Русаков, 2015].

Використовуючи програмні комплекси, були побудовані тривимірні густинні моделі осадових басейнів Карпатсько-Паннонського регіону [Krajňak et al., 2012; Bielík et al., 2013], Чорноморської западини [Starostenko et al., 2015], Інгульського мегаблока [Старостенко и др., 2015а], а також центральної частини Карельського кратона [Пашкевич и др., 2014] та ін.

Отже, програмні комплекси стали ще одним кроком в удосконаленні комплексу автоматизованої інтерпретації даних потенційних полів (GMT-Auto) [Старостенко и др., 2015б].

Висновки до Розділу 1

- Викладено принципи роботи створених програмних комплексів, призначених для автоматизації введення в комп'ютер за допомогою сканера геолого-геофізичних карт із подальшим перетворенням введених даних в цифровий вигляд.
- Використання створених комплексів істотно полегшує і прискорює процес інтерпретації геофізичних полів (гравітаційного, магнітного, геотермічного ін.) методом тривимірного чисельного моделювання.
- Застосування програм дає змогу створювати електронні бази даних геолого-геофізичної інформації, яка раніше зберігалася тільки на паперових носіях.

Перелік використаних джерел до Розділу 1

- Аронов, В.И., Гордин, В.М., Ширгинова, А.И. (1971). К вопросу о построении графиков и карт изолиний в геологии и геофизике с помощью ЭЦВМ. *Сб. Математические методы и ЭЦВМ в геологии* (Вып. 103, С. 71—124). Москва.
- Бахвалов, Н.С., Жидков, Н.П., Кобельков, Г.М. (2003). *Численные методы* (С. 39—42). Москва: Лаборатория базовых знаний.

- Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. (2000). Припятский прогиб: гравитационный эффект осадочной толщи и плотностные неоднородности верхней части фундамента. *Геофиз. журн.*, 22(4), 62—74.
- Бычков, С.Г. (2010). *Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии*. Екатеринбург: Изд. Горного ин-та УрО РАН, 188 с.
- Бычков, С.Г., Долгаль, А.С., Симанов, А.А. (2015). Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках. Пермь: Изд. Горного ин-та УрО РАН, 143 с.
- Голованов, Н.Н. (2002). *Геометрическое моделирование*. Москва: Изд. физ.-мат. лит., 472 с.
- Долгаль, А.С. (2014). *Магниторазведка: компьютерные технологии учета влияния рельефа местности*. Пермь: Изд. ПГНИУ, 92 с.
- Егорова Т.П., Стифенсон Р.А., Козленко В.Г., Старостенко В.И., Заворотько А.Н., Легостаева О.В. (2000). Трехмерное гравитационное моделирование строения земной коры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.*, 22(6), 81—92
- Исаев, В.И. (2003). Нефтегазоносность Дальневосточного региона по данным гравиметрии и геотермии: *Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук*. Томск, 48 с.
- Надежка, Л.И., Дубянский, А.И., Макаренко, И.Б., Куприенко, П.Я., Старостенко, В.И., Легостаева, О.В. (2009). Некоторые черты глубинного строения Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. *Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича 6—10 июля 2009 г., Екатеринбург, Институт геофизики УО РАН* (С. 354—358).
- Пашкевич, И.К., Шаров, Н.В., Савченко, А.С., Старостенко, В.И. (2014). Трехмерная геолого-геофизическая модель литосферы Центральной части Карельского кратона. *Геофиз. журн.*, 36(6), 58—78.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111024>.

- Пашко, В.Ф., Старостенко, В.И. (1983). Интерактивные системы и автоматическое построение карт в геофизике (по материалам зарубежных публикаций). В сб.: *Региональная, разведочная и промышленная геофизика. Обзор* (С. 20—68). Москва: ВИЭМС.
- Петров, А.В., Пискун, П.В., Зиновкин, С.В. (2005). Новые возможности компьютерной технологии статистического и спектрально-корреляционного анализа геоданных «КАСКАД-3Д». *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 32-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского* (С. 219—221). Пермь: Изд. Горного ин-та УрО РАН.
- Петровский, О.П., Кобрутов, А.И., Ганженко, Н.С., Суятинов, В.Н. (2003). Автоматизована система кіськісної комплексної інтерпретації геофізичних даних GCIS як основа технології інтегральної інтерпретації комплексу геолого-геофізичної інформації для пошуку нафти і газу. *Геоінформатика*, 2, 25—34.
- Петровский, О.П. (2005). Математическая модель интегральной интерпретации комплекса геолого-геофизических данных *Геофиз. журн.*, 27(5), 900—90462.
- Роджерс, Д., Адамс, Дж. (2001). *Математические основы машинной графики*. Москва: Мир, 604 с.
- Савченко, А.С., Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Макаренко, И.Б. (2008). Практическое использование автоматизированного комплекса при интерпретации данных потенциальных полей методом подбора. *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 35-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского 29 янв. — 3 февр. 2008 г.* (С. 271—274). Ухта: Изд. УГТУ.
- Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Савченко А.С., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. (2011). Об автоматизированной интерактивной обработке графических изображений геологических и геофизических объектов. *Геофиз. журн.*, 33(1), 54—62.

- Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Шарыпанов А.В., Савченко А.С., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. (2016). Интерактивный программный комплекс Isohypse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование. *Геофиз. журн.*, 38(1), 30—42. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107720>.
- Старостенко, В.И., Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Легостаева, О.В., Савченко, А.С. (2012). Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.*, 34(6), 113—132..
- Старостенко, В.И., Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Савченко, А.С., Легостаева, О.В. (2015а). Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.*, 37(3), 3—21.
- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Макаренко, И.Б., Павлюк, Е.В., Шарыпанов, В.М. (2004). Об автоматизированном вводе в компьютер изображений геолого-геофизических карт с разрывами первого рода и визуализации в интерактивном режиме трехмерных геофизических моделей и их полей. *Геофиз. журн.*, 26(1), 3—13.
- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Макаренко, И.Б., Савченко, А.С. (2015б). Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-Auto). *Геофиз. журн.*, 37(1), 42—52.
- Старостенко, В.И., Мацелло, В.В., Аксак, И.Н., Кулеш, В.А., Легостаева, О.В., Егорова, Т.П. (1997). Автоматизация ввода в компьютер изображений геофизических карт и построение их цифровых моделей. *Геофиз. журн.*, 19(1), 3—13.
- Старостенко, В.И., Пашкевич, И.К., Макаренко, И.Б., Русаков, О.М., Кутас, Р.И., Легостаева, О.В. (2005). Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.*, 27(2), 195—207.
- Старостенко, В.И., Русаков, О.М. (Ред.). (2015). *Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины.*

- Київ: Галактика, 211 с.
- Шлезингер, М., Главач, В. (2004). *10 лекцій по статистическому и структурному распознаванію*. Київ: Наук. думка, 535 с.
- Шлезингер, М.И. (1989). *Математически средства обработки изображений*. Київ: Наук. думка, 198 с.
- Якимчик, А.И. (2010). Технология оцифровки карт фактического материала на основе программного обеспечения MapInfo Professional и CorelDraw. *Геофиз. журн.*, 32(4), 112—124.
- Bielik, M., Krajňak, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Starostenko, V., Bošanský, M., Grinč, M., Hók, J. (2013). 3D gravity interpretation of the pre-Tertiary basement in the intramontane depressions of the Western Carpathians: a case study from the Turiec Basin. *Geologica Carpathica*, 64(5), 399—408.
- Bielik, M., Makarenko, I., Starostenko, V., Legostaeva, O., Dererova, J., Shefara, J., Pasteka, R. (2005). New 3D gravity modeling in the Carpathian-Pannonian basin region. *Contributions of Geophysics and Geodesy*, 35(1), 65—78.
- Bolondi, G., Rocca, F., Zanoletti, S. (1976). Automatic contouring of faulted subsurfaces. *Geophysics*, 41(6), 1377—1393.
- Dirkzwager, J.B., Stephenson, R.A., Legostaeva, O.V. (2000). The pre-Permian residual gravity field for the Dutch onshore and adjacent offshore. *Global and Planetary Change*, 27, 53—66.
- Gao, D. (2009). 3D seismic volume visualization and interpretation: An integrated workflow with case studies. *Geophysics*, 74(1), W1—W12.
- Kiyko, V.M., Schlesinger, M.I. (1991). Width-independent fast skeletonization algorithm for binary pictures. *International Journal of Imaging Systems and Technology*, 3(3), 222—226.
- Krajňak, M., Bielik, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Starostenko, V., Bošanský, M. (2012). The first stripped gravity map of the Turcianska Kotlina Basin. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 42(2), 181—199.
- McArthur, E., Weiss, R., Yuen, D., Knox, M. (2010). Web Viz: A web-based

- collaborative interactive visualization system for large scale data sets. *Геофиз. журн.*, 32(4), 215—216.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., Sava, C. (2003). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 381(1-4), 211—233.
- Starostenko, V.I., Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K., Kutas, R.I., Makarenko, I.B., Legostaeva, O.V., Lebed, T.V., Savchenko, A.S. (2015). Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофиз. журн.*, 37(2), 3—28.
- Szalaiová, E., Bielik, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Hók, J., Starostenko, V., Šujan, M., Šefara, J. (2008). Calculation of a stripped gravity map with a high degree of accuracy: a case study of Liptovská Kotlina Basin (Northern Slovakia). *Geological Quarterly*, 52(2), 103—114.
- Weiss, R., McLane, J., Yuen, D.A., Wang, S.M. (2009). Interactive visualization system: a distributed multiuser web application using the Google Web Toolkit framework. *Международ. конф. «Вычислительная геодинамика и мантийные неустойчивости», Россия, Суздаль, 18—23.8.2009 (С. 163)*. Москва: Изд. ИФЗ РАН.
- Yegorova, T.P., Stephenson, R.A., Kozlenko, V.G., Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V. (1999). 3-D gravity analysis of the Dniepr-Donets Basin and Donbas Foldbelt, Ukraine. *Tectonophysics*, 313(1-2), 41—58.

РОЗДІЛ 2. ПРЯМА ЗАДАЧА ГРАВИМЕТРІЇ

2.1. В.М. НОВОСЕЛИЦЬКИЙ І ЗАДАЧА ДЛЯ ПЛАСТА.

1. У 1975 р. В.М. Новоселицький захистив докторську дисертацію, присвячену вивченню латеральної зміни густини осадових утворень Пермського Прикам'я [Новоселицький, 1975]. Робота мала і продовжує мати вагоме теоретичне і особливо прикладне значення. Задача сформульована для тривимірного випадку у вигляді лінійного інтегрального рівняння типу згортки:

$$V_z(x, y) = -f \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(\xi, \eta) \frac{1}{r} \Big|_{\zeta=H_1}^{H_2} d\xi d\eta, \quad (2.1)$$

де $x, y, z = 0$ — координати точок спостереження заданого гравітаційного поля V_z , причому вісь z спрямована вертикально вниз; ξ, η, ζ — координати точок пласта; $r^2 = (\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + \zeta^2$; f — гравітаційна стала; $\sigma(\xi, \eta)$ — шукана неоднорідна густина пласта; H_1 і H_2 — глибини до його покрівлі і підшви відповідно (рис. 2.1).

На підставі рівняння (2.1) В.М. Новоселицький розглядає його різні частинні рішення, будує для них оптимальні обчислювальні схеми, що забезпечують стійкість рішення, показує можливість рішення загального рівняння (2.1) ітераційним шляхом, доводить його збіжність та ін.

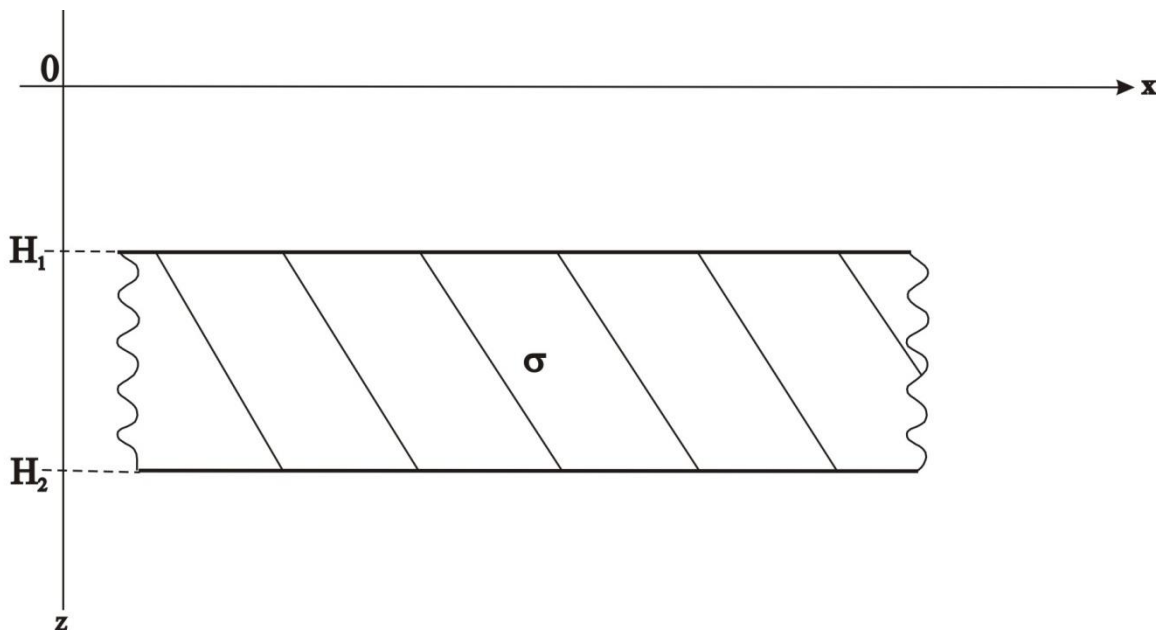


Рис.2.1. Схема розташування пласта в задачі В.М. Новоселицького.

2. Спорідненою до задачі В.М. Новоселицького є задача гравіметрії для контактної поверхні. Вона сформульована Б.В. Нумеровим [Нумеров, 1930], стала класичною і послугувала предметом складних, красивих і великих досліджень для багатьох геофізиків і математиків [Мудрецова, Филатов, 1990; Цирульський, 1990; Старостенко и др., 1992, 1993; Кобрунов, 1997]. Від задачі В.М. Новоселицького можна прийти до задачі Б.В. Нумерова, і навпаки, справедливим буде твердження, що задачу В.М. Новоселицького можна розглядати як окремий випадок з задачі Б.В. Нумерова.

Запишемо задачу Б.В. Нумерова, скориставшись постановкою задачі (2.1). Нехай нижня границя пласта, тобто контактна поверхня, має, як це показано на рис. 2,2, довільну гладку форму $\zeta(\xi, \eta)$, $H_1=0$ і густину $\sigma(\xi, \eta) = \sigma = \text{const}$ — величина відома. Тоді, позначаючи $H_2 = H_2(\xi, \eta) = \zeta(\xi, \eta)$, на підставі рівняння (2.1) легко записати:

$$V_z(x, y) = -f\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{r} \Big|_{\zeta=0}^{\zeta(\xi, \eta)} d\xi d\eta. \quad (2.2)$$

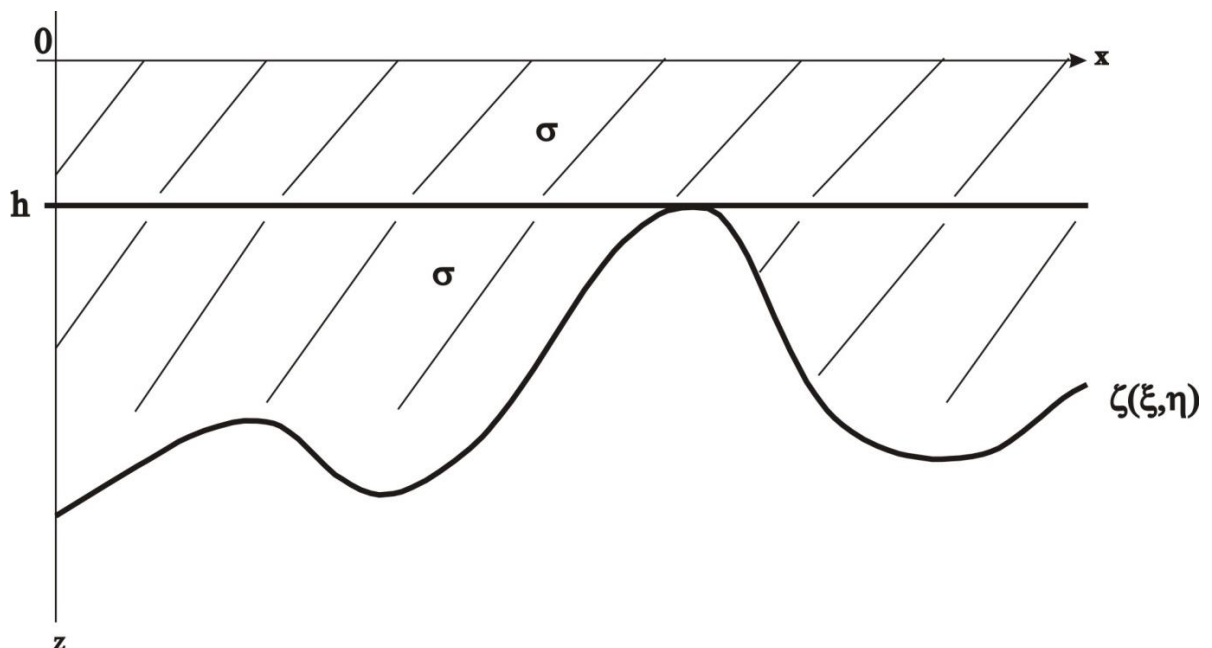


Рис.2.2.Схема розташування контактної поверхні в задачі Б.В. Нумерова.

В інтегралі (2.2) в точці $\xi = x, \eta = y, \zeta = 0$ є особливість. Щоб її локалізувати, згідно з даними [Кобрунов, 1997], інтервал інтегрування за ζ розіб'ємо на два: $[0, \zeta(x, y)]$ і $[\zeta(x, y), \zeta(\xi, \eta)]$. Врахуємо також, що

$$-f\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{r} \Big|_{\zeta=0}^{\zeta(x,y)} d\xi d\eta = 2\pi f\sigma \zeta(x, y). \quad (2.3)$$

Невизначеність, що виникає при обчисленні інтеграла (2.3), розкривається одним з відомих в гравіметричній літературі способом. Виконуючи все сказане і приймаючи що $\zeta(x, y) = h$, на підставі (2.2) отримуємо основне інтегральне рівняння Б.В. Нумерова для контактної поверхні $\zeta(\xi, \eta)$, схема розташування якої для двовимірного випадку зображена на рис. 2.2:

$$2\pi f\sigma h - f\sigma \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{r} \Big|_{\zeta=h}^{\zeta(\xi,\eta)} d\xi d\eta = V_z(x, y). \quad (2.4)$$

Однак між задачами В.М. Новоселицького та Б.В. Нумерова (незважаючи на їх близькість) є і суттєва відмінність. Перша з них враховує реальні фізико-геофізичні умови і продиктована потребами практики, тобто йде від геології. Дисертація В.М. Новоселицького [Новоселицкий, 1975], в цьому відношенні, є показовою. Її перші два розділи по суті обґрунтовують практичну доцільність сформульованої задачі (2.1). У той же час задача Б.В. Нумерова моделює ідеальну ситуацію, що рідко зустрічається в геологічних структурах, і, як наслідок, йде від математики. Цим пояснюється той факт, що задача В.М. Новоселицького, або її узагальнення, на практиці використовується частіше, ніж класична задача щодо контактної поверхні.

3. Задачі В.М. Новоселицького та Б.В. Нумерова об'єднуються і узагальнюються [Старостенко и др., 2004], якщо пласт апроксимувати набором довільно зрізаних неоднорідних вертикальних прямокутних призм (рис. 2.3). За такого підходу легко моделюються тривимірні шаруваті геологічні об'єкти з практично довільною зміною густини та будь-яким розташуванням контактних поверхонь, число яких не обмежується. Рішення прямої задачі гравіметрії для зазначеної призми, у якій густина змінюється лінійно уздовж горизонтальних

координат на верхній та нижній основі і лінійно або експоненційно уздовж будь-якої вертикальної лінії, відомо [Старостенко, Легостаєва, 1998]. Підкреслимо, що зміни густини в обох випадках такі, що у вершинах призми вони приймають задані значення. Цим забезпечується безперервність розподілу густини в пласті, якщо це необхідно.

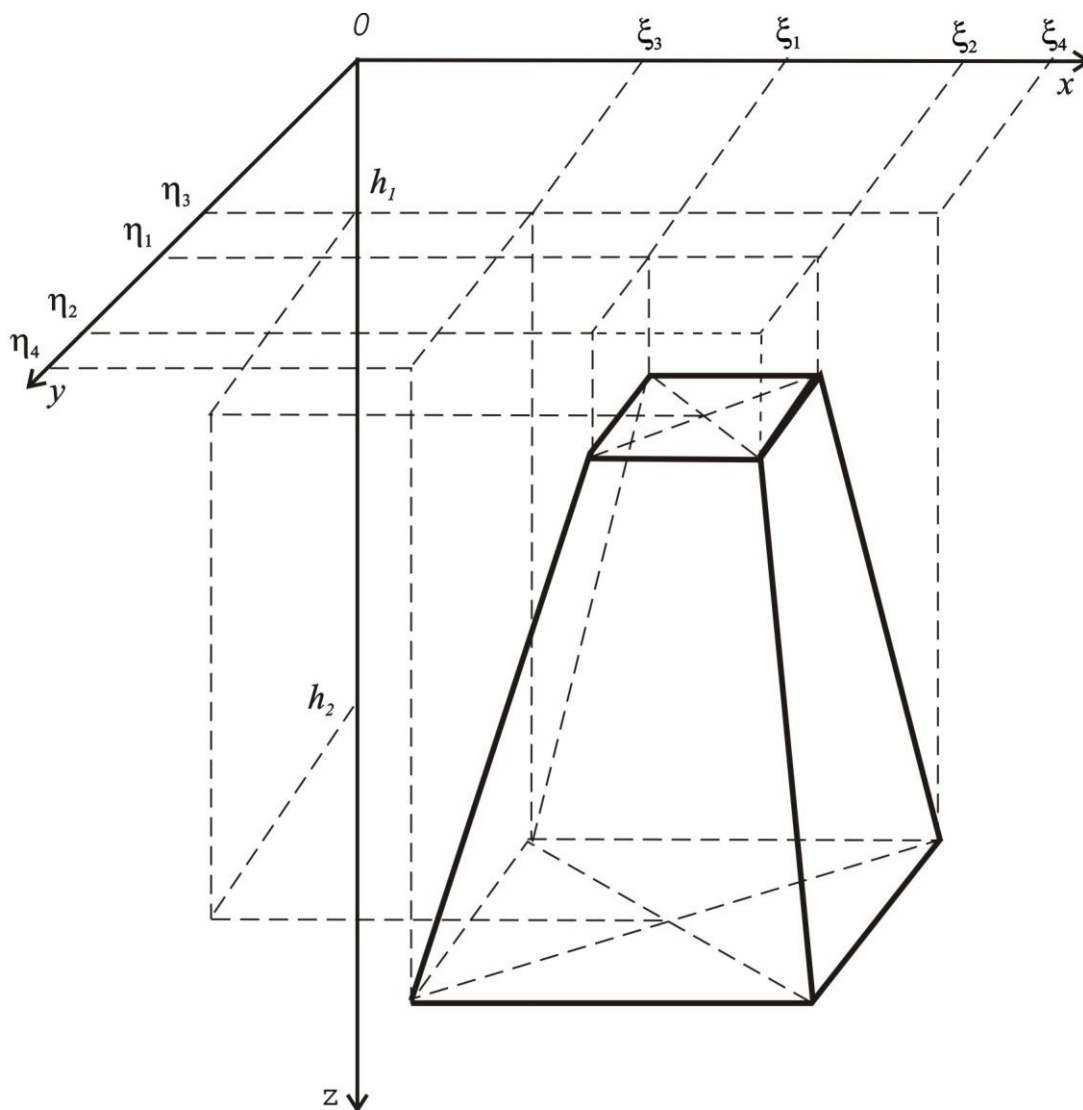


Рис. 2.3. Розташування довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми стосовно прямокутної системи координат.

При використанні призм для апроксимації пласта істотно спрощується теорія оберненої задачі, тому що остання формулюється за допомогою системи алгебраїчних рівнянь. Тим самим обернена задача укладається в концепцію

дискретних геофізичних полів, яка запропонована і активно розвивалася В.М. Страховим.

Ідейний внесок В.М. Новоселицького в постановку і рішення зручної і важливої для практики задачі апроксимації пласта набором неоднорідних призм очевидний.

4. За допомогою викладеного узагальненого методу апроксимації шаруватих структур побудовані тривимірні густинні моделі для різних регіонів Європи [Bogdanova et al., 2004; Starostenko et al., 2004]. Наведемо кілька прикладів.

4.1. При вивченні будови земної кори Коростенського плутону (КП) [Bogdanova et al., 2004], який розташований в північній частині Українського щита і є однією з великих магматичних структур пояса анортозит-рапаків і гранітних масивів, основними завданнями тривимірного густинного моделювання була побудова такої моделі земної кори, яка дозволила б поширити неоднорідності, виявлені за профілями ГСЗ, на весь об'єм кори. Для цього потрібно було: 1) встановити розміри, форму і густину блока з аномальними значеннями швидкості 6,95—7,00 км/с, виявленого за профілем ГСЗ II в нижній частині кори [Ильченко, Бухарев, 2001]; 2) визначити густину в блоках верхніх 18 км, де спостерігається чергування низько- і високошвидкісних прошарків.

Густинна модель, заснована на геологічних даних і даних ГСЗ, складається з трьох розрахункових шарів. Верхній шар потужністю 5 км містить всю різноманітність порід КП, оголених на фундаменті: від гранітів рапаківі до перидотитів. Середній шар (5—18 км) являє собою, ймовірно, область суміші переміжних докоростенських порід, анортозитів і гранітів рапаківі. Нижній шар (від 18 км до поверхні Мохо) представлений блоками з різними густинними характеристиками відповідно до сейсмічними даними.

Густинну параметризацію всередині розрахункових шарів було виконано з використанням відомостей про густину порід на поверхні фундаменту для верхніх рівнів і залежність швидкість—густина для нижніх. Коригування значень густини всередині розрахункових шарів виконувалася відповідно до можливих змін її значень для заданих значень швидкості.

Унаслідок ітераційного моделювання отримано збіг модельного і спостереженого гравітаційних полів з максимальною відмінністю ± 4 мГал, яка не корелює з геологічними об'єктами.

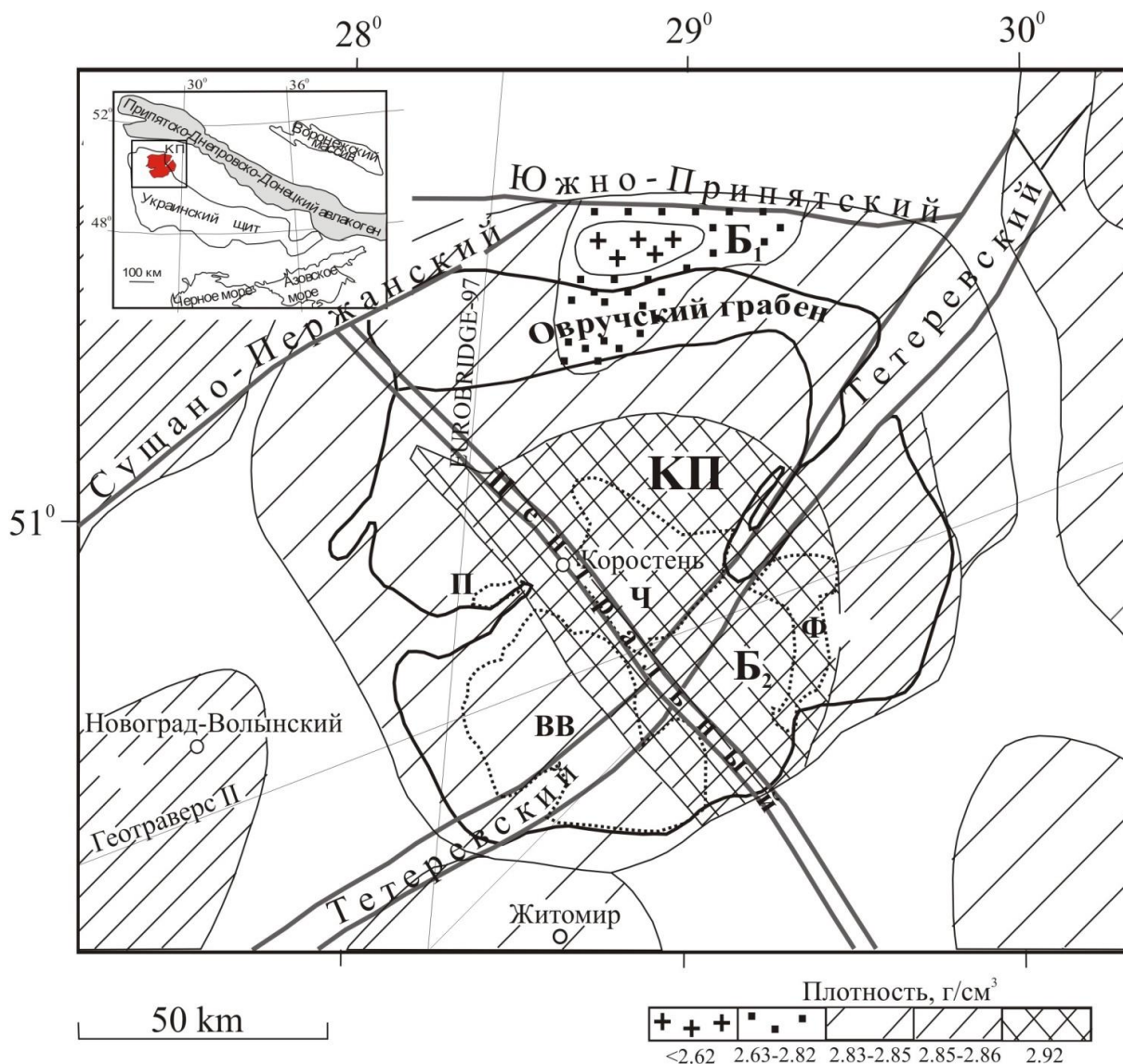


Рис. 2.4. Густинні неоднорідності в Коростенському плутоні на глибині 18 км. Блок Б₁ аномально низької густини аж до поверхні Мохо (від 2,62 на глибині 18 км до 2,87 г/см³ на поверхні Мохо), тобто і нижче 18 км він має суттєво гранітний склад. Блок Б₂ аномально високої густини (2,92 на 18 км і 2,95 г/см³ на поверхні Мохо). Навколишні структури диференційовані за густиною і потужністю кори. Жирними сірими лініями показано основні геологічні розломи. Анортозитові масиви: Володарськ-Волинський, Чеповічський, Федоровський і Пугачевський.

Основні закономірності будови кори Коростенського плутону, отримані в результаті тривимірного густинного моделювання (рис. 2.4), можна

сформулювати наступним чином: 1) виявлено суттєву різницю будови земної кори в західній і східній частинах КП; 2) земна кора Коростенського плутону, на відміну від кори структур обрамлення, ділиться на два шари з різким стрибком густини на межі 18 км; перший шар (до 18 км) має переважно гранітний склад; у другому шарі (від 18 км до поверхні Мохо) кора плутону ділиться по латералі на блоки, різні за розподілом густини; 3) в північній частині плутону розташовується блок (Б₁) аномально низьких значень густини (2,61—2,63 г/см³); значення густини, характерні для гранітів, спостерігаються по всьому розрізу до поверхні Мохо; 4) в південно-східній частині плутону розташовується найщільніший блок (Б₂); в ньому значення густини змінюються від 2,92 (на 18 км) до 2,95 г/см³ (на підшві кори).

Отримані густинні параметри важливі для аналізу тектонічних процесів в корі Коростенського плутону.

4.2. В роботі [Starostenko et al., 2004] кількісно вивчені основні джерела гравітаційного поля Чорноморської западини (рис. 2.5, а): 1) осадовий комплекс з усіма його неоднорідностями (локальними структурами і шарами різного віку з різною густиною), включно з шарами води; 2) щільні об'єкти, що створюють інтенсивні гравітаційні аномалії периферії Чорноморської западини; 3) кристалічна частина кори; 4) мантійні неоднорідності в Чорноморській западині і структурах обрамлення.

Побудована за результатами тривимірного гравітаційного моделювання схема глибини залягання підшви земної кори (рис. 2.5, б) вперше характеризує всю акваторію моря. На фоні загального занурення Чорноморської западини порівняно з навколишньою континентальною корою мінімальна величина потужності кори (19 км) зафіксована в Західно-Чорноморській западині, а максимальна (40 км) - під підняттям Шатського.

У Західно - і Східно-Чорноморській западинах кора має стандартний субокеанічний тип і характеризується великою потужністю осадів і тонкою кристалічною частиною кори. Земна кора компенсаційних западин (Туапсинської і Сорокіна), які розташовані на контакті з континентальними структурами Криму і

Кавказу, має осадовий, стоншений гранітний (за загальноприйнятою термінологією) і базальтовий шари. На піднятті Шатського зменшення густини в

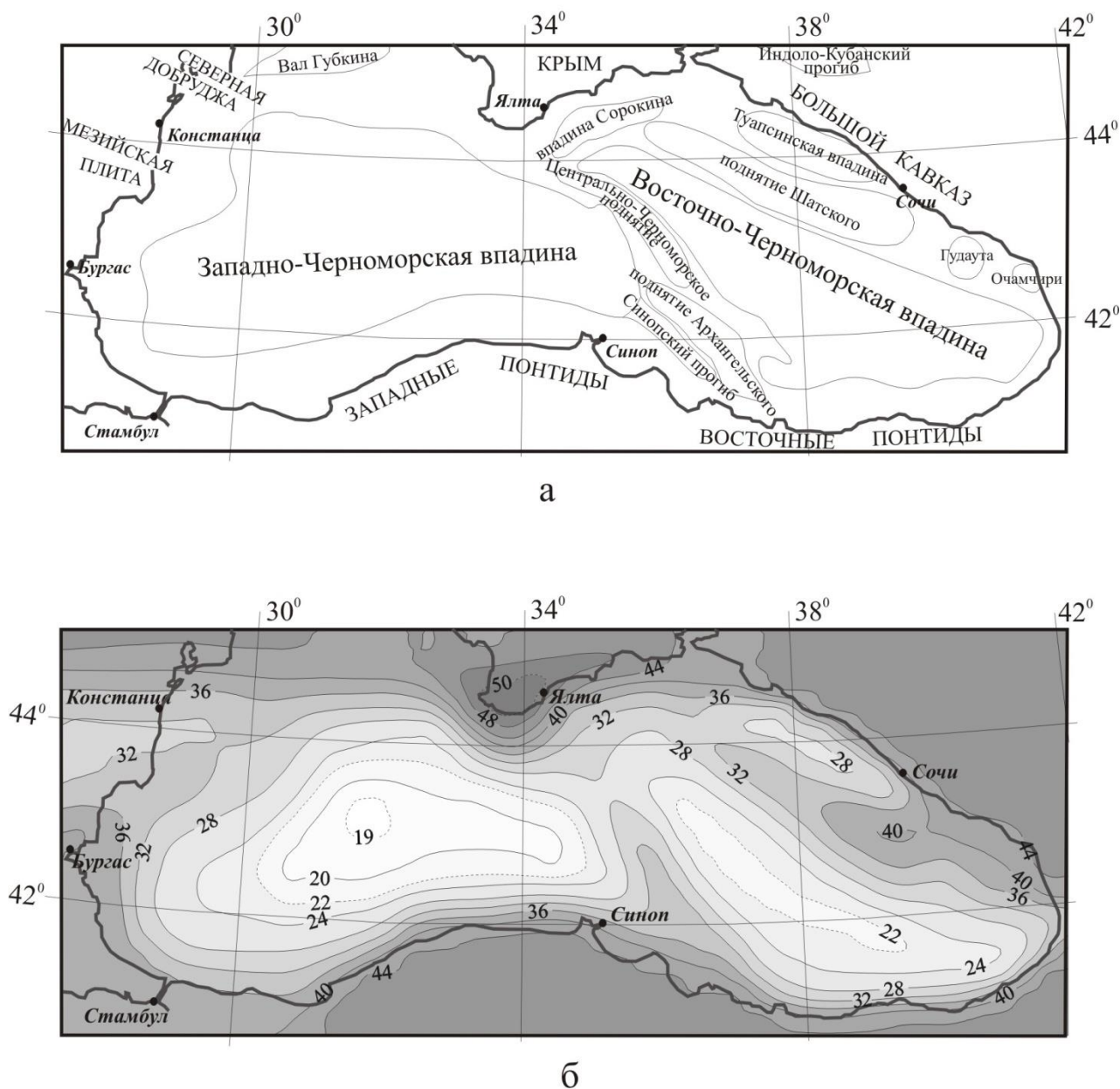


Рис. 2.5. Основні тектонічні елементи (а) і потужність земної кори Чорноморської западини, км (б), отримана за даними тривимірного гравітаційного моделювання.

шарі від 16 км до підшви земної кори вказує на занурення підшви гранітного шару в двох областях підняття, відповідних у плані підняттям внутрішньо-еоценових відкладів [Белоусов, Вольвовский, 1989, рис. 41]. Оскільки покрівля крейдяного фундаменту в осової частини підняття залягає на глибині всього

лише 5 км, земна кора підняття Шатського має найпотужніший гранітний шар на акваторії. Тут, на глибині близько 9 км, виявлено сейсмічну межу, відповідна покрівлі юрських відкладів [Туголесов и др., 1985]. Кора підняття Шатського, яке є продовженням масиву Дзірула в Грузії, за своїми параметрами відповідає корі континентального типу. До виступу континентальної кори відноситься і хребет Архангельського.

3D аналіз гравітаційного поля і складових його ефектів окремих неоднорідностей (осадового шару, інтрузивного комплексу, кристалічної частини кори) дає змогу зробити наступні висновки: 1) загальний рисунок гравітаційного ефекту осадових відкладів можна порівняти з контуром і з основними особливостями гравітаційного поля Чорноморської западини в цілому; уздовж периферії западини добре корелюються величини градієнта ефекту осадової товщі з рельєфом континентального схилу; 2) інтенсивні аномалії гравітаційного поля обох знаків по периферії западини пов'язані з інтрузивними породами аномальної густини; чітка їх приуроченість до шельфу і верхньої частини континентального схилу вказує на надходження великих обсягів глибинних мас в верхню частину земної кори синхронно з процесом утворення і еволюції Чорноморської западини; 3) в Чорноморській западині в усіх великих тектонічних елементах існує інверсійне співвідношення величин потужності осадового шару, з одного боку, і кристалічної частини кори і подошви земної кори, з іншого. Тому інтенсивність накопичення осадів (прогинання) і ступінь перетворення кори (стоншення кристалічної частини кори) — дві грані тектонічного процесу, які проявляються одночасно.

2.2. ПРО ЗВ'ЯЗОК АНАЛІТИЧНИХ ФОРМУЛ ГРАВИМЕТРІЇ ТА МАГНІТОМЕТРІЇ.

1. Використовуючи відомі співвідношення для похідних гравітаційного потенціалу [Сорокин, 1953; Jung, 1961; Веселов, Сагитов, 1968], підставляючи в них ті ж самі межі інтегрування, що в формулах для складових повного вектора напруженості магнітного поля $T(x, y, z)$, обумовленого призмою [Старостенко и др., 2005]:

$$X(x, y, z) = U_x(x, y, z) = \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \int_{\zeta_p(\xi, \eta)}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)} \left[I_x(\xi, \eta, \zeta) \frac{3(\xi - x)^2 - r^2}{r^5} + 3I_y(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\xi - x)(\eta - y)}{r^5} + 3I_z(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\xi - x)(\zeta - z)}{r^5} \right] d\xi d\eta d\zeta, \quad (2.5)$$

$$Y(x, y, z) = U_y(x, y, z) = \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \int_{\zeta_p(\xi, \eta)}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)} \left[3I_x(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\xi - x)(\eta - y)}{r^5} + I_y(\xi, \eta, \zeta) \frac{3(\eta - y)^2 - r^2}{r^5} + 3I_z(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\eta - y)(\zeta - z)}{r^5} \right] d\xi d\eta d\zeta, \quad (2.6)$$

$$Z(x, y, z) = U_z(x, y, z) = \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \int_{\zeta_p(\xi, \eta)}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)} \left[3I_x(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\xi - x)(\zeta - z)}{r^5} + 3I_y(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\eta - y)(\zeta - z)}{r^5} + I_z(\xi, \eta, \zeta) \frac{3(\zeta - z)^2 - r^2}{r^5} \right] d\xi d\eta d\zeta. \quad (2.7)$$

і виконуючи його аналітично за ζ , отримаємо вирази, які описують гравітаційні поля однорідної призми. Запишемо формули в такому компактному вигляді:

$$V(x, y, z) = f\sigma \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} A(\xi, \eta, \zeta') \begin{cases} \zeta_{p+1}(\xi, \eta) - z \\ d\xi d\eta, \\ \zeta' = \zeta_p(\xi, \eta) - z \end{cases}, \quad (2.8)$$

де індекс при $A(\xi, \eta, \zeta)$ відповідає індексу при $V(x, y, z)$. Наприклад, для того щоб отримати формули для $V_x(x, y, z)$, в формулу (2.8) необхідно підставити

$$A_x(\xi, \eta, \zeta') = \frac{(\xi - x)\zeta'}{a^2 r'}, \quad (2.9)$$

і т.д. Отже, досить виписати підінтегральні вирази, які для отримання відповідних похідних гравітаційного потенціалу необхідно підставити в співвідношення (2.8):

$$A_y(\xi, \eta, \zeta') = \frac{(\eta - y)\zeta'}{a^2 r'}, \quad (2.10)$$

$$A_z(\xi, \eta, \zeta') = -\frac{1}{r'}, \quad (2.11)$$

$$A_{xx}(\xi, \eta, \zeta') = \left[\frac{3(\xi-x)^2}{a^4} \left(\frac{\zeta'}{r'} - \frac{1}{3} \frac{\zeta'^3}{r'^3} \right) - \frac{\zeta'}{a^2 r'} \right], \quad (2.12)$$

$$A_{xy}(\xi, \eta, \zeta') = \frac{3(\xi-x)(\eta-y)}{a^4} \left(\frac{\zeta'}{r'} - \frac{1}{3} \frac{\zeta'^3}{r'^3} \right), \quad (2.13)$$

$$A_{xz}(\xi, \eta, \zeta') = -\frac{(\xi-x)}{r'^3}, \quad (2.14)$$

$$A_{yy}(\xi, \eta, \zeta') = \left[\frac{3(\eta-y)^2}{a^4} \left(\frac{\zeta'}{r'} - \frac{1}{3} \frac{\zeta'^3}{r'^3} \right) - \frac{\zeta'}{a^2 r'} \right], \quad (2.15)$$

$$A_{yz}(\xi, \eta, \zeta') = -\frac{(\eta-y)}{r'^3}, \quad (2.16)$$

$$A_{zz}(\xi, \eta, \zeta') = \frac{1}{a^2} \left(\frac{\zeta'^3}{r'^3} - \frac{\zeta'}{r'} \right). \quad (2.17)$$

В формулах (2.9)—(2.17) використовуються позначення:

$$a^2 = (\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 \quad (2.18)$$

і

$$r' = a^2 + \zeta'^2. \quad (2.19)$$

2. Перші і другі похідні для однорідної піраміди витікають з формул (5.8)—(5.16), які наведено в монографії [Старостенко, 1978]. За аналогією з (2.8)—(2.17) запишемо необхідні співвідношення в компактному вигляді:

$$V(x, y, z) = f\sigma \int_{h_1-z}^{h_2-z} B(\xi', \eta', \zeta') \Big|_{\xi'=\xi'_H-x}^{\xi'_0-x} \Big|_{\eta'=\eta'_H-y}^{\eta'_0-y} d\zeta', \quad (2.20)$$

де підінтегральні вирази, які відповідають різним похідним, мають вигляд:

$$B_x(\xi', \eta', \zeta') = -\ln(\eta' + R), \quad (2.21)$$

$$B_y(\xi', \eta', \zeta') = -\ln(\xi' + R), \quad (2.22)$$

$$B_z(\xi', \eta', \zeta') = \operatorname{arctg} \frac{\xi' \eta'}{\zeta' R}, \quad (2.23)$$

$$B_{xx}(\xi', \eta', \zeta') = -\frac{\xi' \eta'}{(\xi'^2 + \zeta'^2) R}, \quad (2.24)$$

$$B_{xy}(\xi', \eta', \zeta') = \frac{1}{R}, \quad (2.25)$$

$$B_{xz}(\xi', \eta', \zeta') = -\frac{\eta' \zeta'}{(\xi'^2 + \zeta'^2)R}, \quad (2.26)$$

$$B_{yx}(\xi', \eta', \zeta') = -\frac{\xi' \zeta'}{(\eta'^2 + \zeta'^2)R}, \quad (2.27)$$

$$B_{yy}(\xi', \eta', \zeta') = -\frac{\xi' \eta'}{(\eta'^2 + \zeta'^2)R}, \quad (2.28)$$

$$B_{zz}(\xi', \eta', \zeta') = \left[\frac{\xi' \eta'}{(\eta'^2 + \zeta'^2)R} + \frac{\xi' \eta'}{(\xi'^2 + \zeta'^2)R} \right]. \quad (2.29)$$

В формулах (2.20)—(2.29) використовуються позначення

$$\left. \begin{aligned} \xi'_H &= (h_1 - \zeta' - z) \frac{\xi_1 - \xi_3}{h_2 - h_1} + \xi_1, \\ \xi'_B &= (h_1 - \zeta' - z) \frac{\xi_2 - \xi_4}{h_2 - h_1} + \xi_2, \\ \eta'_H &= (h_1 - \zeta' - z) \frac{\eta_1 - \eta_3}{h_2 - h_1} + \eta_1, \\ \eta'_B &= (h_1 - \zeta' - z) \frac{\eta_2 - \eta_4}{h_2 - h_1} + \eta_2, \\ R &= (\xi'^2 + \eta'^2 + \zeta'^2)^{1/2}. \end{aligned} \right\} \quad (2.30)$$

Мається на увазі, як це прийнято в формулах (2.8)—(2.17), що індекс при $V(\xi', \eta', \zeta')$ в формулах (2.21)—(2.29), при підстановці їх в загальну формулу (2.20), відповідає індексу при $V(x, y, z)$.

3. Інтегрування в (2.8)—(2.18) необхідно виконувати чисельно за допомогою кубатурних процесів [Старостенко, Легостаева, 1998; Старостенко и др., 2003].

Висновки до Розділу 2

- Задачі В.М. Новоселицького та Б.В. Нумерова об'єднуються і узагальнюються, якщо пласт апроксимувати набором довільно зрізаних неоднорідних вертикальних прямокутних призм.
- Відзначається спільність проблеми відновлення гармонійних функцій за даними магнітометричних та гравіметричних зйомок.

Перелік використаних джерел до Розділу 2

- Белоусов, В.В., Вольвовский, Б.С. (1989). *Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря*. Москва: Наука, 207 с.
- Ильченко, Т.В., Бухарев, В.П. (2001). Скоростная модель коры и верхней мантии Коростенского плутона (Украинский щит) и ее геологическая интерпретация (по профилю ГСЗ Шепетовка—Чернигов). *Геофиз. журн.*, 23(3), 78—82.
- Кобрунов, А.И. (1997). Заметки к истории развития методов решения обратной задачи гравиразведки в XX веке. В сб.: *Развитие гравиметрии и магнитометрии в XX веке* (С. 188—200). Москва: Изд. ОИФЗ РАН.
- Мудрецова, Е.А., Филатов, В.Г. (1990). Решение обратной задачи для контактной поверхности с применением метода регуляризации. В кн.: *Гравиразведка. Справочник геофизика* (С. 402—414). Москва: Недра.
- Новоселицкий, В.М. (1975). Интерпретация гравитационных аномалий в условиях латерального изменения плотности осадочных толщ: *Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук*. Пермь, 34 с.
- Нумеров, Б.В. (1930). Интерпретация гравитационных наблюдений в случае одной контактной поверхности. *Докл. АН СССР*, (21), 569—574.
- Сорокин, Л.В. (1953). *Гравиметрия и гравиметрическая разведка*. Москва-Ленинград: Гостоптехиздат, 484 с.
- Старостенко В.И., Завойский В.Н., Легостаева О.В. (2005). Прямая задача магнитометрии для трехмерных тел сложной формы с анизотропной магнитной восприимчивостью. *Физика Земли*, (7), 81—90.
- Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б. (2004). В.М Новоселицкий и задача для пласта. *Горное эхо*, (4), 51—56.
- Старостенко, В.И. (1978). *Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии*. Киев: Наук. думка, 228 с.
- Старостенко, В.И., Кутас, Р.И., Легостаева, О.В. (2003). Решение прямых стационарных задач геотермии для неоднородной произвольно усеченной

- вертикальной прямоугольной призмы. *Физика Земли*, (12), 64—71.
- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В. (1998). Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. *Физика Земли*, (12), 31—44.
- Старостенко, В.И., Черная, Н.Н., Черный, А.В. (1992). Обратная задача гравиметрии для контактной поверхности. I. *Физика Земли*, (6), 48—58.
- Старостенко, В.И., Черная, Н.Н., Черный, А.В. (1993). Обратная задача гравиметрии для контактной поверхности. II. III. *Физика Земли*, (7), 47—66.
- Страхов, В.Н. (2000). *Геофизический «диалект» языка математики*. Москва: Изд. ОИФЗ РАН, 60 с.
- Туголесов, Д. А., Горшков, А. С., Мейснер, Л. Б., Соловьев, В. В., Хахалев, Е. М. (1985). *Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины*. Москва: Недра, 215 с.
- Цирульский, А.В. (1990). *Функции комплексного переменного в теории и методах потенциальных геофизических полей*. Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 133 с.
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K, Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V. (2004). The 1.80—1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: 3-D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics*, 381(1-4), 5—27. doi:10.1016/j.tecto.2003.10.023.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., Sava, C. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics*, 381(1-4), 211—233. doi:10.1016/j.tecto.2002.08.001.

РОЗДІЛ 3. ПРЯМА ЗАДАЧА МАГНІТОМЕТРІЇ.

3.1. ПРЯМА ЗАДАЧА МАГНІТОМЕТРІЇ ДЛЯ ТРИВИМІРНИХ ТІЛ СКЛАДНОЇ ФОРМИ З АНІЗОТРОПНОЮ МАГНІТНОЮ СПРИЙНЯТЛИВІСТЮ

1. Магнітна анізотропія, тобто неоднаковість магнітних властивостей тіл за різними напрямками, є складним фізичним явищем [Вонсовский, 1963]. В геології і геофізиці вона почала вивчатися більш 40 років тому. На сьогодні встановлено, що магнітна анізотропія не інваріантна відносно форми тіла, пов'язана зі структурно-текстурною особливістю порід (кристалографічною текстурою і текстурою форми), об'ємним вмістом феромагнетиків, шаруватістю залізистих порід, їх деформацією та ін.) Як наслідок, магнітна анізотропія властива для деформованих порід і мінералів кристалічного фундаменту, арктичних морських осадов, лесоподібних суглинків і палеоґрунтових горизонтів, залізокремністих формацій і використовується при вирішенні завдань структурної геології, петрофізики, вивченні палеотектонічних режимів архею і нижнього протерозою та ін. [Завойский, Крутиховская, 1961, 1975; Вонсовский, 1963, 1971; Uyeda et al., 1963; Завойский, Иващенко, 1973; Шолпо, 1977; Завойский, 1980, 1982; Завойський, 1999; Nowaczyk, 2003; Коваленко-Завойський, Иващенко, 2003; Матасова и др., 2004]). Неврахування магнітної анізотропії в магніторозвідці може призводити до грубих помилок при інтерпретації спостереженого магнітного поля [Завойський та ін., 1971].

2. У магніторозвідці, структурній геології, петрофізиці, тектоніці та інших областях геології і геофізики під магнітною анізотропією зазвичай мається на увазі анізотропія магнітної сприйнятливості [Завойский, Иващенко, 1973; Завойский, Крутиховская, 1975; Шолпо, 1977; Завойский, 1980, 1982; Завойський, 1999], яка задається за допомогою тензора χ [Фейнман и др., 1966; Аквис, Гольдберг, 1969; Вонсовский, 1971; Мышкис, 1971; Зельдович, Мышкис, 1972; Корн, Корн, 1973]. Вона враховується при вирішенні прямої і оберненої задачі

магнітометрії для анізотропних середовищ [Завойський та ін., 1971; Завойский, Иващенко, 1973; Завойский, 1978; Блох, 1987, 1993; Завойський, 1999].

3. Відомо [Старостенко, 1978; Страхов, 1990], що, з огляду на специфіку будови геологічних об'єктів, задачі гравіметрії (геофізики загалом) діляться на два великі класи: структурні і рудні. Перші орієнтовані на вивчення горизонтально-шаруватих геологічних середовищ, другі — вертикально-шаруватих.

У розділі дано розв'язання прямої задачі магнітометрії для довільно зрізаних вертикальної прямокутної призми і чотирикутної зрізаних піраміди з анізотропною магнітною сприйнятливістю [Старостенко и др., 2005]. Призми і піраміди зазначених форм зручні, відповідно для апроксимації структурних і рудних геологічних утворень, і успішно використовуються при інтерпретації гравітаційних і геотермічних полів [Старостенко, 1978; Старостенко, Легостаева, 1998; Старостенко и др., 2003]. Маючи в своєму розпорядженні аналогічні рішення для магнітометрії, можна будувати комплексні геофізичні моделі геологічних структур за даними гравіметрії, магнітометрії і геотермії.

На відміну від відомих рішень прямої задачі для тривимірних тіл [Завойский, 1978; Блох, 1987, 1993] пропонується спосіб простий за логікою побудови рішень, а також зручний при їх практичному застосуванні. Щоправда, він дещо громіздкий за обсягом обчислень, але з огляду на швидкодію сучасних комп'ютерів, остання обставина не є суттєвою.

Із знайдених рішень, як окремий випадок, отримано формули для призми і піраміди з ізотропною (однорідною) магнітною сприйнятливістю. Вони призначені для інтерпретації регіональних магнітних полів.

Постановка задачі

Виберемо праву прямокутну систему координат x, y, z і розмістимо в ній деяке тривимірне тіло об'ємом W . Нехай x, y, z — координати точок поза межами

тіла, в яких обчислюється магнітне поле; ξ, η, ζ — координати точок тіла, які обумовлюють його магнітне поле.

Використовуючи загальновідоме співвідношення [Идельсон, 1936; Тафеев, Соколов, 1981; Блох, 1993; Булах, Шуман, 1998], запишемо вираз магнітного потенціалу для розглядуваного тіла:

$$U(x, y, z) = \iiint_w \left(I(\xi, \eta, \zeta), \text{grad} \frac{1}{r} \right) d\xi d\eta d\zeta. \quad (3.1)$$

В цій формулі $\left(I(\xi, \eta, \zeta), \text{grad} \frac{1}{r} \right)$ — символ скалярного добутку векторів; $r^2 = (\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2$ — квадрат відстані між точками (x, y, z) і (ξ, η, ζ) ;

$$I(\xi, \eta, \zeta) = I_x(\xi, \eta, \zeta)i + I_y(\xi, \eta, \zeta)j + I_z(\xi, \eta, \zeta)k \quad (3.2)$$

— вектор інтенсивності намагніченості призми; $I_x(\xi, \eta, \zeta), I_y(\xi, \eta, \zeta), I_z(\xi, \eta, \zeta)$ — його складові.

$$\text{grad} \frac{1}{r} = \frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{r} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{1}{r} \mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \mathbf{k}. \quad (3.3)$$

В (3.2) і (3.3) величини i, j, k — вектори, які утворюють декартовий базис [Зельдович, Мышкис, 1972].

Обчислюючи в (3.3) похідні і потім виконуючи в (3.1) скалярне перемножування векторів, перепишемо співвідношення (3.1) наступним чином:

$$U(x, y, z) = \iiint_w \left[I_x(\xi, \eta, \zeta) \frac{\xi - x}{r^3} + I_y(\xi, \eta, \zeta) \frac{\eta - y}{r^3} + I_z(\xi, \eta, \zeta) \frac{\zeta - z}{r^3} \right] d\xi d\eta d\zeta. \quad (3.4)$$

Якщо в виразі (3.4) прийняти, що тіло однорідне, тобто $I_x(\xi, \eta, \zeta) = I_x, I_y(\xi, \eta, \zeta) = I_y$ і $I_z(\xi, \eta, \zeta) = I_z$ — сталі, праву частину (3.4) помножити і розділити на $f\sigma$, де f — гравітаційна стала і σ — стала густини, то на підставі (3.4) отримаємо відоме співвідношення Пуассона стосовно до досліджуваних тіл:

$$U(x, y, z) = \frac{1}{f\sigma} [I_x V_x(x, y, z) + I_y V_y(x, y, z) + I_z V_z(x, y, z)] \quad (3.5)$$

де $V_x(x, y, z), V_y(x, y, z)$ і $V_z(x, y, z)$ — похідні гравітаційного потенціалу тих же однорідних тіл (відповідні формули для розглянутих призми і піраміди наведено в розділі 2.2).

У вибраній системі прямокутних координат розмістимо довільно зрізану вертикальну прямокутну призму, як показано на рис. 3.1.

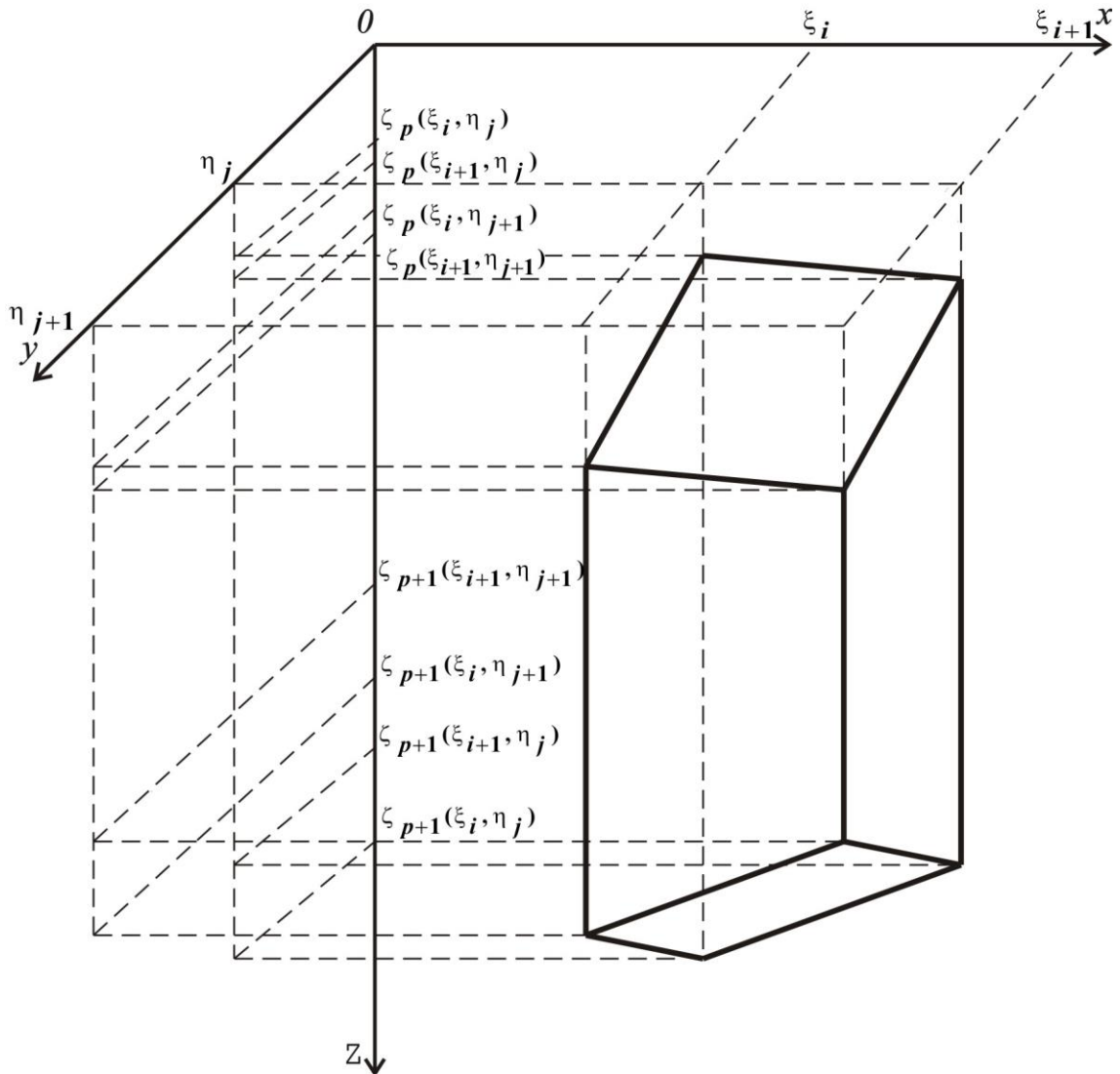


Рис.3.1. Розташування довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми відносно правої системи прямокутних координат.

Для верхньої основи призми випишемо координати вершин:

$$\left. \begin{aligned} &(\xi_i, \eta_j, \zeta_p(\xi_i, \eta_j)), \\ &(\xi_i, \eta_{j+1}, \zeta_p(\xi_i, \eta_{j+1})), \\ &(\xi_{i+1}, \eta_{j+1}, \zeta_p(\xi_{i+1}, \eta_{j+1})), \\ &(\xi_{i+1}, \eta_j, \zeta_p(\xi_{i+1}, \eta_j)). \end{aligned} \right\} \quad (3.6)$$

Якщо в (3.6) індекс p замінити на $(p+1)$, отримаємо запис координат вершин для нижньої основи призми.

Рівняння для верхньої основи призми має вигляд [Старостенко, Легостаєва, 1998]:

$$\zeta_p(\xi, \eta) = \zeta_p(\xi_i, \eta) + \frac{\zeta_p(\xi_{i+1}, \eta) - \zeta_p(\xi_i, \eta)}{\xi_{i+1} - \xi_i} (\xi - \xi_i), \quad (3.7)$$

де

$$\zeta_p(\xi_{i+1}, \eta) = \zeta_p(\xi_{i+1}, \eta_j) + \frac{\zeta_p(\xi_{i+1}, \eta_{j+1}) - \zeta_p(\xi_{i+1}, \eta_j)}{\eta_{j+1} - \eta_j} (\eta - \eta_j). \quad (3.8)$$

Замінивши в (3.7) та (3.8) індекс p на $(p+1)$, отримаємо рівняння для нижньої основи призми, причому приймаємо, що

$$\zeta_{p+1}(\xi, \eta) \geq \zeta_p(\xi, \eta). \quad (3.9)$$

Співвідношення (3.7) і (3.8), а також рис. 3.1, дають змогу в виразі (3.4) конкретизувати межі інтегрування за ξ , η , ζ , які описують призму. Виконуючи це, а потім диференціюючи переписаний таким чином вираз (3.4) за змінним x , y , z , отримуємо формули для складових повного вектора напруженості магнітного поля $T(x, y, z)$, обумовленого призмою:

$$X(x, y, z) = U_x(x, y, z) = \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \int_{\zeta_p(\xi, \eta)}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)} \left[I_x(\xi, \eta, \zeta) \frac{3(\xi - x)^2 - r^2}{r^5} + 3I_y(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\xi - x)(\eta - y)}{r^5} + 3I_z(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\xi - x)(\zeta - z)}{r^5} \right] d\xi d\eta d\zeta, \quad (3.10)$$

$$Y(x, y, z) = U_y(x, y, z) = \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \int_{\zeta_p(\xi, \eta)}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)} \left[3I_x(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\xi - x)(\eta - y)}{r^5} + I_y(\xi, \eta, \zeta) \frac{3(\eta - y)^2 - r^2}{r^5} + 3I_z(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\eta - y)(\zeta - z)}{r^5} \right] d\xi d\eta d\zeta, \quad (3.11)$$

$$Z(x, y, z) = U_z(x, y, z) = \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \int_{\zeta_p(\xi, \eta)}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)} \left[3I_x(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\xi - x)(\zeta - z)}{r^5} + 3I_y(\xi, \eta, \zeta) \frac{(\eta - y)(\zeta - z)}{r^5} + I_z(\xi, \eta, \zeta) \frac{3(\zeta - z)^2 - r^2}{r^5} \right] d\xi d\eta d\zeta. \quad (3.12)$$

Розмістимо чотирикутну зрізану піраміду так, щоб сторони її основ були паралельними горизонтальним осям. Тоді, враховуючи показані на рис. 3.2. позначення для горизонтальних і вертикальних координат вершин піраміди, вираз (3.4) для неї переписується наступним чином:

$$U(x, y, z) = \int_{h_1}^{h_2} \int_{\eta_H}^{\eta_G} \int_{\xi_H}^{\xi_G} \left[I_x(\xi, \eta, \zeta) \frac{\xi - x}{r^3} + I_y(\xi, \eta, \zeta) \frac{\eta - y}{r^3} + I_z(\xi, \eta, \zeta) \frac{\zeta - z}{r^3} \right] d\xi d\eta d\zeta, \quad (3.13)$$

де [Старостенко, 1978, стор. 91]

$$\left. \begin{aligned} \xi_H &= (h_1 - \zeta) \frac{\xi_1 - \xi_3}{h_2 - h_1} + \xi_1, \\ \xi_B &= (h_1 - \zeta) \frac{\xi_2 - \xi_4}{h_2 - h_1} + \xi_2, \\ \eta_H &= (h_1 - \zeta) \frac{\eta_1 - \eta_3}{h_2 - h_1} + \eta_1, \\ \eta_B &= (h_1 - \zeta) \frac{\eta_2 - \eta_4}{h_2 - h_1} + \eta_2. \end{aligned} \right\} \quad (3.14)$$

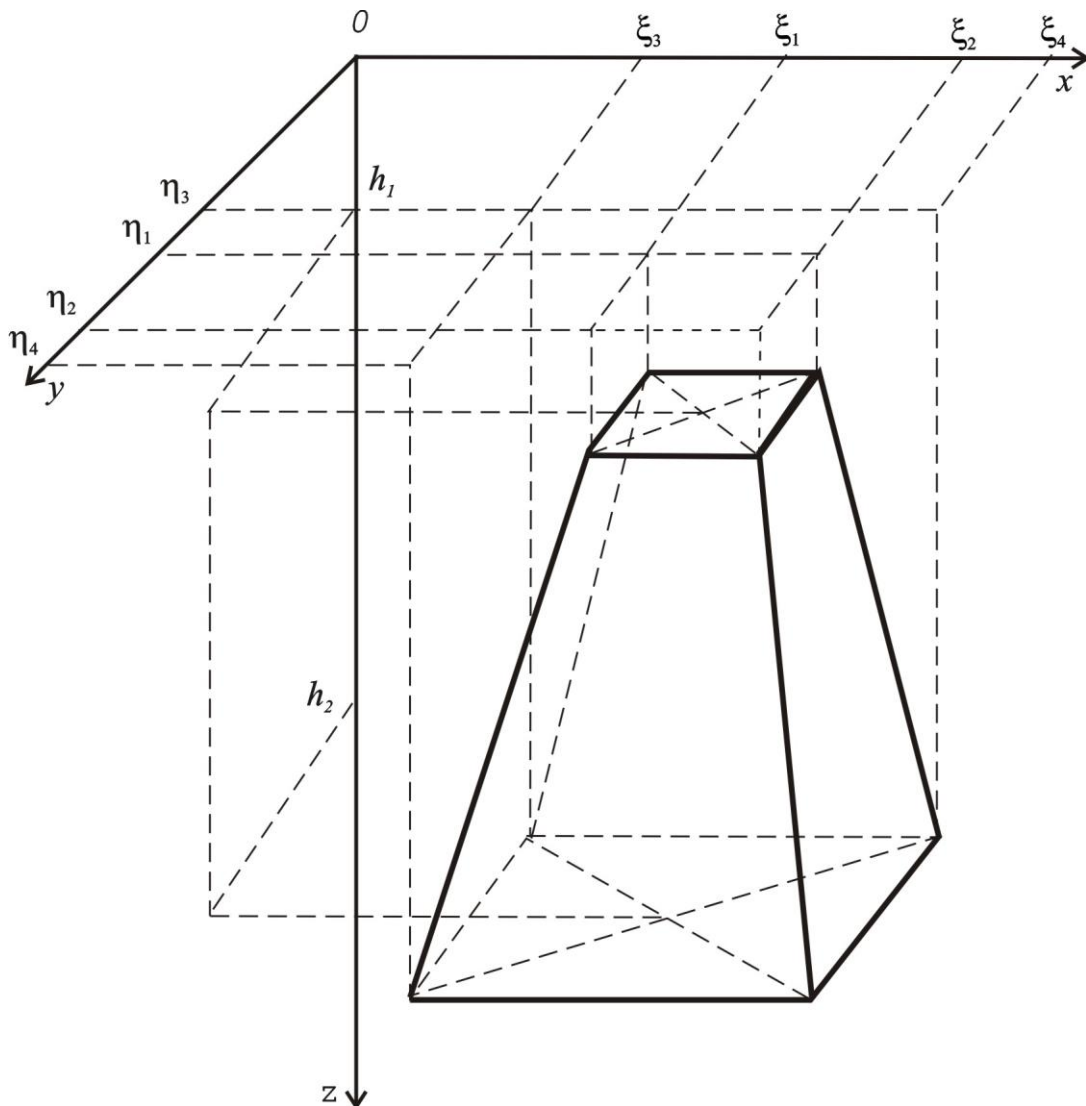


Рис.3.2. Розташування чотирикутної зрізаної піраміди відносно вибраної системи координат

Диференціювання (3.13) за змінними x , y , z призводить до формул для складових повного вектора напруженості магнітного поля $T(x, y, z)$, обумовленого

пірамідою. Виписувати ці формули не будемо, оскільки їх структура повністю збігається з формулами (3.10)—(3.12), за винятком меж інтегрування, які такі самі, як в співвідношенні (3.13).

Обчислення вектора намагніченості середовища з анізотропною магнітною сприйнятливістю в системі координат заданого тіла

Для обчислення магнітного потенціалу і складових вектора напруженості магнітного поля, обумовленого призмою, тобто для роботи з формулами (3.4) (при відповідних межах інтегрування) і (3.10)—(3.12), а також формулою (3.13) і формулами для піраміди, які аналогічні виразами (3.10)—(3.12), необхідно побудувати алгоритм обчислення вектора намагніченості тіл за даними, що характеризують їхню анізотропну магнітну сприйнятливість. При цьому очевидно, що намагніченість призми і піраміди повинна бути визначена в системі координат ξ, η, ζ , яка використовується для опису розглянутих тіл.

Будемо оперувати двома правими прямокутними системами координат: крім системи ξ, η, ζ , в якій описані тіла і в якій задається намагніченість $I(\xi, \eta, \zeta)$, введемо до розгляду систему ξ', η', ζ' (строго кажучи вводиться до розгляду система x', y', z' , але оскільки в цій системі мова йде про точки, що належать призмі і піраміді, то для зручності відразу використовуються позначення ξ', η', ζ' , тобто аналогічно тому, як це прийнято для системи x, y, z). Будемо називати її власною системою тензора χ , який характеризує анізотропну магнітну сприйнятливість. У цій системі осі $0\xi', 0\eta', 0\zeta'$ збігаються з головними осями (напрямами) тензора χ [Акивис, Гольдберг, 1969; Мышкис, 1971], які зображені на рис. 3.3. Ці напрямки часто визначаються за текстурою породи, або в результаті вимірювання тензора на його штуфах [Завойський, 1999].

У анізотропному середовищі складові вектора намагніченості $I_x(\xi, \eta, \zeta)$, $I_y(\xi, \eta, \zeta)$ і $I_z(\xi, \eta, \zeta)$ виражаються через тензор сприйнятливості χ і складові вектора

напруженості магнітного поля $H(\xi, \eta, \zeta)$ всередині призми і піраміди в матричній формі наступним чином:

$$\begin{pmatrix} I_x(\xi, \eta, \zeta) \\ I_y(\xi, \eta, \zeta) \\ I_z(\xi, \eta, \zeta) \end{pmatrix} = (\chi_{ij}) \begin{pmatrix} H_\xi(\xi, \eta, \zeta) \\ H_\eta(\xi, \eta, \zeta) \\ H_\zeta(\xi, \eta, \zeta) \end{pmatrix}, \quad (3.15)$$

де компоненти тензора χ_{ij} — елементи матриці

$$(\chi_{ij}) = \begin{pmatrix} \chi_{\xi\xi}(\xi, \eta, \zeta) & \chi_{\xi\eta}(\xi, \eta, \zeta) & \chi_{\xi\zeta}(\xi, \eta, \zeta) \\ \chi_{\eta\xi}(\xi, \eta, \zeta) & \chi_{\eta\eta}(\xi, \eta, \zeta) & \chi_{\eta\zeta}(\xi, \eta, \zeta) \\ \chi_{\zeta\xi}(\xi, \eta, \zeta) & \chi_{\zeta\eta}(\xi, \eta, \zeta) & \chi_{\zeta\zeta}(\xi, \eta, \zeta) \end{pmatrix}. \quad (3.16)$$

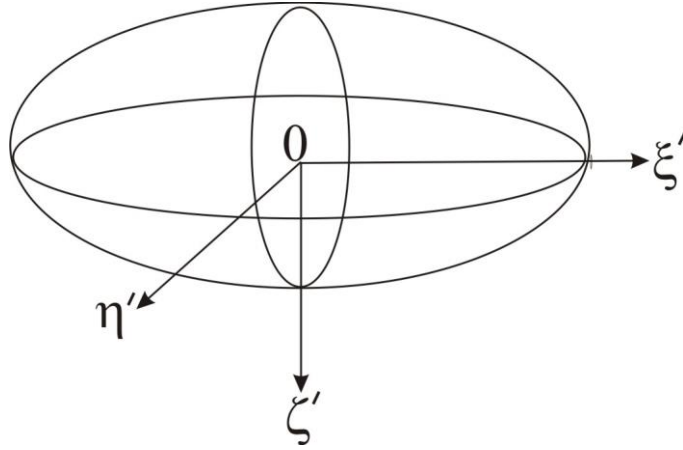


Рис.3.3. Осі $0\xi', 0\eta', 0\zeta'$, спрямовані по головних напрямках тензора магнітної сприйнятливості χ .

Припустимо, що розмагнічуюче поле тіл незначне (порівняно з похибкою спостереженого поля) і їм можна знехтувати. Тоді

$$H(\xi, \eta, \zeta) = T_0(\xi, \eta, \zeta), \quad (3.17)$$

де $T_0(\xi, \eta, \zeta)$ — вектор напруженість нормального геомагнітного поля всередині тіла. Крім того, прийємо також припущення, що в межах призми і піраміди $T_0(\xi, \eta, \zeta)$ постійне. Отже, з огляду на (3.17), для складових вектора $T_0(\xi, \eta, \zeta)$ будемо розглядати випадок, при якому:

$$\left. \begin{aligned} H_{\xi}(\xi, \eta, \zeta) &= X_0(\xi, \eta, \zeta) = X_0, \\ H_{\eta}(\xi, \eta, \zeta) &= Y_0(\xi, \eta, \zeta) = Y_0, \\ H_{\zeta}(\xi, \eta, \zeta) &= Z_0(\xi, \eta, \zeta) = Z_0 \end{aligned} \right\} \quad (3.18)$$

З урахуванням (3.18) формула (3.15) набуває вигляду:

$$\begin{pmatrix} I_x(\xi, \eta, \zeta) \\ I_y(\xi, \eta, \zeta) \\ I_z(\xi, \eta, \zeta) \end{pmatrix} = (\chi_{ij}) \begin{pmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{pmatrix}. \quad (3.19)$$

Відомо [Акивис, Гольдберг, 1969; Вонсовский, 1971], що матриця (3.16) симетрична ($\chi_{ij} = \chi_{ji}$). Завдяки цьому, вона має не дев'ять, а шість незалежних компонент. Виразимо їх через головні значення сприйнятливості $\chi_{\xi}, \chi_{\eta}, \chi_{\zeta}$, тобто магнітну сприйнятливість уздовж осей $0\xi', 0\eta', 0\zeta'$ і напрямні косинуси осей $0\xi', 0\eta', 0\zeta'$ щодо системи ξ, η, ζ [Завойский, Крутиховская, 1961; Вонсовский, 1963; Акивис, Гольдберг, 1969]. Для цього скористаємося загальною формулою переходу компонент тензора з системи ξ', η', ζ' в систему ξ, η, ζ [Акивис, Гольдберг, 1969; Мышкис, 1971; Зельдович, Мышкис, 1972; Корн, Корн, 1973]:

$$\chi_{ij}(\xi, \eta, \zeta) = \alpha_{ik} \alpha_{jl} \chi'_{kl}(\xi', \eta', \zeta'), \quad i, j = \xi, \eta, \zeta; \quad k, l = \xi', \eta', \zeta', \quad (3.20)$$

де $\alpha_{ik} \alpha_{jl}$ — напрямні косинуси осей $0\xi', 0\eta', 0\zeta'$ стосовно осей $0\xi, 0\eta, 0\zeta$. Оскільки система ξ', η', ζ' , відповідно до нашої умови, є власною, то елементи $\chi'_{kl}(\xi', \eta', \zeta') = 0$ при $k \neq l$. Тому загальна формула (20) приймає більш простий вигляд:

$$\chi_{ij}(\xi, \eta, \zeta) = \alpha_{ik} \alpha_{jk} \chi'_{kk}(\xi', \eta', \zeta') = \alpha_{ik} \alpha_{jk} \chi_k(\xi', \eta', \zeta'), \quad (3.21)$$

де $\chi'_{kk}(\xi', \eta', \zeta')$ — головні значення тензора магнітної сприйнятливості χ , для яких введено позначення:

$$\chi'_{kk}(\xi', \eta', \zeta') = \chi_k(\xi', \eta', \zeta'), \quad k = \xi', \eta', \zeta'. \quad (3.22)$$

Напрямні косинуси головних осей $0\xi', 0\eta', 0\zeta'$ стосовно осей $0\xi, 0\eta, 0\zeta$, тобто величини α_{ik} і α_{jk} , визначаються через кути Ейлера α, β, γ [Корн, Корн, 1973] за допомогою наступних співвідношень.

Для осі $0\xi'$

$$\left. \begin{aligned} \alpha_{\xi\xi'} &= \cos \gamma \cos \beta - \cos \alpha \sin \gamma \sin \beta, \\ \alpha_{\eta\xi'} &= \sin \gamma \cos \beta + \cos \alpha \cos \gamma \sin \beta, \\ \alpha_{\zeta\xi'} &= \sin \alpha \sin \beta, \end{aligned} \right\} \quad (3.23')$$

для осі $0\eta'$

$$\left. \begin{aligned} \alpha_{\xi\eta'} &= -\cos \gamma \sin \beta - \cos \alpha \sin \gamma \cos \beta, \\ \alpha_{\eta\eta'} &= -\sin \gamma \sin \beta + \cos \alpha \cos \gamma \cos \beta, \\ \alpha_{\zeta\eta'} &= \sin \alpha \cos \beta, \end{aligned} \right\} \quad (3.23'')$$

для осі $0\zeta'$

$$\left. \begin{aligned} \alpha_{\xi\zeta'} &= \sin \alpha \sin \gamma, \\ \alpha_{\eta\zeta'} &= -\sin \alpha \cos \gamma, \\ \alpha_{\zeta\zeta'} &= \cos \alpha. \end{aligned} \right\} \quad (3.23''')$$

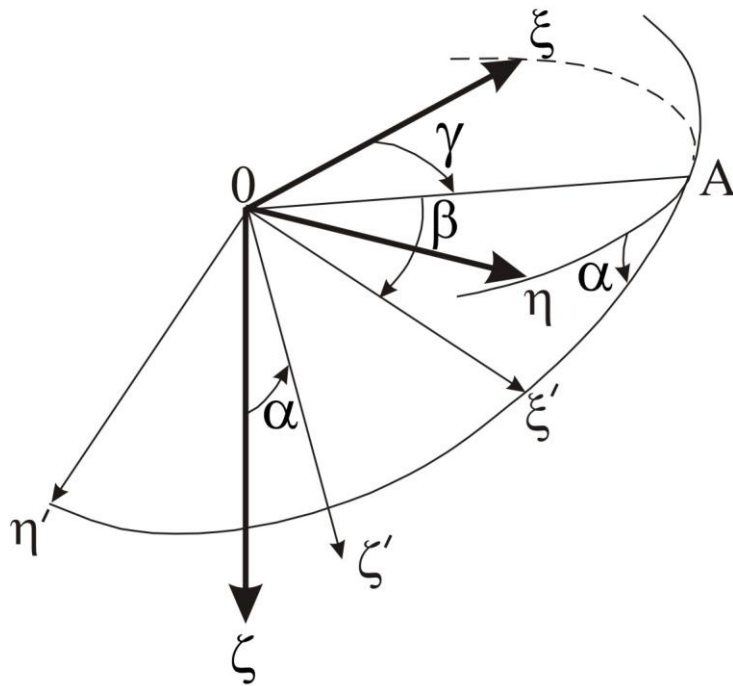


Рис. 3.4. Кути Ейлера α , β , γ , якими визначаються направляючі косинуси головних осей $0\xi'$, $0\eta'$, $0\zeta'$ відносно осей 0ξ , 0η , 0ζ .

При цьому кути Ейлера означають (рис. 3.4):

α — кут нутації між позитивним напрямком осей 0ζ і $0\zeta'$ ($0 \leq \alpha \leq 2\pi$);

γ — кут прецесії між віссю 0ζ і прямою $0A$, утвореною перетином площин $\xi 0\eta$ і $\xi' 0\eta'$; позитивний напрямок прямої $0A$ вибирається таким чином, щоб $0A$, 0ξ

і $0\zeta'$ утворювали трійку тієї ж орієнтації, що і координатні осі $0\xi', 0\eta', 0\zeta'$; кут γ відраховується від осі 0ξ до прямої $0A$ за правилом правого гвинта [Зельдович, Мышкис, 1972], причому справедлива нерівність $0 \leq \gamma \leq 2\pi$;

β — кут обертання між прямою $0A$ і осю $0\zeta'$, який відраховується від прямої $0A$.

Розгортаючи формулу (3.21) і підставляючи в неї з (3.23')—(3.23''') значення напрямних косинусів α_{ik} і α_{jk} , виразимо компоненти тензора χ_{ij} в системі координат ξ, η, ζ . Виконавши перераховані операції, отримаємо елементи матриці (3.16):

для першого рядка

$$\left. \begin{aligned} \chi_{\xi\xi} &= \alpha_{\xi\xi} \alpha_{\xi\xi} \chi_{\xi'} + \alpha_{\xi\eta} \alpha_{\xi\eta} \chi_{\eta'} + \alpha_{\xi\zeta} \alpha_{\xi\zeta} \chi_{\zeta'}, \\ \chi_{\xi\eta} &= \alpha_{\xi\xi} \alpha_{\eta\xi} \chi_{\xi'} + \alpha_{\xi\eta} \alpha_{\eta\eta} \chi_{\eta'} + \alpha_{\xi\zeta} \alpha_{\eta\zeta} \chi_{\zeta'}, \\ \chi_{\xi\zeta} &= \alpha_{\xi\xi} \alpha_{\zeta\xi} \chi_{\xi'} + \alpha_{\xi\eta} \alpha_{\zeta\eta} \chi_{\eta'} + \alpha_{\xi\zeta} \alpha_{\zeta\zeta} \chi_{\zeta'}, \end{aligned} \right\} \quad (3.24')$$

для другого рядка

$$\left. \begin{aligned} \chi_{\eta\xi} &= \alpha_{\eta\xi} \alpha_{\xi\xi} \chi_{\xi'} + \alpha_{\eta\eta} \alpha_{\xi\eta} \chi_{\eta'} + \alpha_{\eta\zeta} \alpha_{\xi\zeta} \chi_{\zeta'} = \chi_{\xi\eta}, \\ \chi_{\eta\eta} &= \alpha_{\eta\xi} \alpha_{\eta\xi} \chi_{\xi'} + \alpha_{\eta\eta} \alpha_{\eta\eta} \chi_{\eta'} + \alpha_{\eta\zeta} \alpha_{\eta\zeta} \chi_{\zeta'}, \\ \chi_{\eta\zeta} &= \alpha_{\eta\xi} \alpha_{\zeta\xi} \chi_{\xi'} + \alpha_{\eta\eta} \alpha_{\zeta\eta} \chi_{\eta'} + \alpha_{\eta\zeta} \alpha_{\zeta\zeta} \chi_{\zeta'}, \end{aligned} \right\} \quad (3.24'')$$

для третього рядка

$$\left. \begin{aligned} \chi_{\zeta\xi} &= \alpha_{\zeta\xi} \alpha_{\xi\xi} \chi_{\xi'} + \alpha_{\zeta\eta} \alpha_{\xi\eta} \chi_{\eta'} + \alpha_{\zeta\zeta} \alpha_{\xi\zeta} \chi_{\zeta'} = \chi_{\xi\zeta}, \\ \chi_{\zeta\eta} &= \alpha_{\zeta\xi} \alpha_{\eta\xi} \chi_{\xi'} + \alpha_{\zeta\eta} \alpha_{\eta\eta} \chi_{\eta'} + \alpha_{\zeta\zeta} \alpha_{\eta\zeta} \chi_{\zeta'} = \chi_{\eta\zeta}, \\ \chi_{\zeta\zeta} &= \alpha_{\zeta\xi} \alpha_{\zeta\xi} \chi_{\xi'} + \alpha_{\zeta\eta} \alpha_{\zeta\eta} \chi_{\eta'} + \alpha_{\zeta\zeta} \alpha_{\zeta\zeta} \chi_{\zeta'}. \end{aligned} \right\} \quad (3.24''')$$

Для скорочення запису в формулах (3.24')—(3.24''') залежність елементів тензора χ_{ij} від (ξ, η, ζ) і його головних значень χ_k від (ξ', η', ζ') не виписана.

З формул (3.24')—(3.24'''), зокрема, випливає, що $\chi_{ij}(\xi, \eta, \zeta) = \chi_{ji}(\xi, \eta, \zeta)$. З огляду на це, а також прийняте вище допущення, що в межах призми магнітне поле постійне, на підставі (3.16) і (3.19) можемо записати шуканий вираз для складових вектора намагніченості:

$$\begin{pmatrix} I_x(\xi, \eta, \zeta) \\ I_y(\xi, \eta, \zeta) \\ I_z(\xi, \eta, \zeta) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \chi_{\xi\xi}(\xi, \eta, \zeta)\chi_{\xi\eta}(\xi, \eta, \zeta)\chi_{\xi\zeta}(\xi, \eta, \zeta) \\ \chi_{\xi\eta}(\xi, \eta, \zeta)\chi_{\eta\eta}(\xi, \eta, \zeta)\chi_{\eta\zeta}(\xi, \eta, \zeta) \\ \chi_{\xi\zeta}(\xi, \eta, \zeta)\chi_{\eta\zeta}(\xi, \eta, \zeta)\chi_{\zeta\zeta}(\xi, \eta, \zeta) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{pmatrix}. \quad (3.25)$$

Отже, в явному вигляді знайдені співвідношення, які дають змогу обчислити складові вектора намагніченості призми і піраміди за компонентами тензора сприйнятливості χ (вихідними даними, для визначення яких в свою чергу слугують головні значення тензора сприйнятливості (3.22) і кути Ейлера α, β, γ) і складовими намагнічуючого поля T_0 .

Зауваження 1. Рівності (3.23')—(3.23''') і (3.24')—(3.24''') дають змогу встановити, що

$$\chi_{\xi\xi} + \chi_{\eta\eta} + \chi_{\zeta\zeta} = \chi_{\xi'} + \chi_{\eta'} + \chi_{\zeta'}. \quad (3.26)$$

Зауваження 2. Як впливає з наведених викладень, побудований алгоритм означає, що тривісний тензор задається трьома головними значеннями сприйнятливості $\chi_{\xi'}, \chi_{\eta'}, \chi_{\zeta'}$ і трьома кутами Ейлера α, β, γ , за допомогою яких визначається орієнтація тензора щодо системи координат ξ, η, ζ . Якщо тензор одноосний, то система координат ξ', η', ζ' вибирається таким чином, щоб осі $0\zeta'$ була спрямована паралельно вісі обертання тензорного еліпсоїда, розташування якого визначається розташуванням головних осей [Завойский, Крутиховская, 1961; Акивис, Гольдберг, 1969; Мышкис, 1971]. В цьому випадку $\chi_{\xi'} = \chi_{\eta'}$ і можна прийняти, що кут $\beta = 0$. Останнє означає, що тензор буде визначатися двома головними значеннями $\chi_{\xi'}$ і $\chi_{\zeta'}$, а також двома кутами α і γ . Ці кути є полярними координатами вісі $0\zeta'$.

Зауваження 3. У геологічних структурах вісь $0\zeta'$ зазвичай перпендикулярна шаруватості (або сланцюватості) порід [Завойський, 1999]. Тоді кути α і γ пов'язані з азимутом падіння D і кутом падіння шаруватості порід J рівностями:

$$\left. \begin{aligned} \gamma &= D - \frac{\pi}{2}, \\ \alpha &= \frac{\pi}{2} - J. \end{aligned} \right\} \quad (3.27)$$

Зауваження 4. Чисельне визначення головних значень тензора магнітної сприйнятливості геологічних об'єктів за результатами польових експериментальних досліджень — нетривіальна, самостійна задача. Припустимо, що наприкінці виконаних спостережень в полі: 1) відомі головні значення сприйнятливості у всіх вершинах розглянутого тіла (призми або піраміди); 2) є підстави вважати, що кожне з головних значень змінюється в межах тіла за лінійним законом уздовж горизонтальних координатних осей на верхній і нижній основах, а також уздовж будь-якої вертикальної лінії, причому так, що в вершинах тіл головні значення приймають ті вихідні величини, які були задані. Тоді побудова відповідних рівнянь для визначення головних значень тензора сприйнятливості всередині тіла утруднень не викликає (див., наприклад, рівняння (14) з роботи [Старостенко, 1998]).

Алгоритм розв'язання прямої задачі магнітометрії для призми і піраміди з анізотропною магнітною сприйнятливістю.

Підстановка значень складових вектора намагніченості $I_x(\xi, \eta, \zeta)$, $I_y(\xi, \eta, \zeta)$, $I_z(\xi, \eta, \zeta)$ із співвідношення (3.25) в рівності (3.4), (3.10)—(3.12) для призми (і в аналогічні їм для піраміди) повністю вичерпує постановку задачі. Інтегрування в (3.4), (3.10)—(3.12) необхідно виконувати чисельно за допомогою кубатурних процесів, що застосовуються при вирішенні задач гравіметрії, геотермії та ін. [Старостенко, Легостаева, 1998; Старостенко и др., 2003]. При використанні сучасних комп'ютерів це не створює обчислювальних проблем.

Точність вирішення задач (3.4), (3.10)—(3.12) буде в першу чергу залежати від точності обчислення складових вектора намагніченості тіл, тобто точності величин $I_x(\xi, \eta, \zeta)$, $I_y(\xi, \eta, \zeta)$ і $I_z(\xi, \eta, \zeta)$. Очевидно, що побудований алгоритм (3.25) дає наближене значення $I_x(\xi, \eta, \zeta)$, $I_y(\xi, \eta, \zeta)$ і $I_z(\xi, \eta, \zeta)$ в загальному випадку. Це є наслідком двох прийнятих вище припущень.

По-перше, прийнято, що розмагнічуючі поля призми і піраміди незначні і ними можна знехтувати. Це означає, що алгоритм справедливий лише для вивчення слабромагнітних геологічних об'єктів [Блох, 1987, 1993].

По-друге, зроблено припущення, що в межах тіл поле $T_0(\xi, \eta, \zeta)$ постійне. Інакше — приймається, що вплив полів, що виникає в результаті взаємовпливу призми або пірамід, невеликий і їм також можна знехтувати [Блох, 1993].

Рішення прямої задачі магнітометрії для однорідних призми і піраміди.

У випадку анізотропного середовища вектор I в загальному випадку відхиляється від вектора H . Наприклад, якщо поле H направлено за осю ξ , то вектор I крім складової I_x може мати складові I_z і I_y . Саме цим зумовлена поява в рівності (3.15) тензора χ_{ij} . Якщо магнітна сприйнятливість тіла величина постійна, тобто тіло однорідне, то напрямки векторів I і H збігаються, а відтак, при $i \neq j$ компоненти $\chi_{ij} = 0$, а діагональні компоненти $\chi_{ii} = \chi = \text{const}$ є скаляром (див., наприклад, [Акивис, Гольдберг, 1969, стор. 230—231]). З огляду на сказане, на підставі (3.25) можемо записати:

$$\begin{pmatrix} I_x \\ I_y \\ I_z \end{pmatrix} = \chi \begin{pmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{pmatrix}, \quad (3.28)$$

де χ — магнітна сприйнятливість.

Диференціюючи рівність (3.5) за координатами x, y, z і враховуючи (3.28), отримаємо формули для компонент напруженості магнітного поля, обумовлені однорідною довільно зрізаною вертикальною прямокутною призмою або чотирикутною зрізаною пірамідою (в загальному випадку — будь-яке однорідне тіло [Идельсон, 1936; Тафеев, Соколов, 1981; Булах, Шуман, 1998]). Ці формули представимо таким чином:

$$\begin{pmatrix} X(x, y, z) \\ Y(x, y, z) \\ Z(x, y, z) \end{pmatrix} = \frac{1}{f\sigma} \begin{pmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{xy} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{xz} & V_{yz} & V_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} I_x \\ I_y \\ I_z \end{pmatrix}, \quad (3.29)$$

де V_{xx} , V_{xy} , V_{xz}, V_{yy} , V_{yz} , V_{zz} – другі похідні гравітаційного потенціалу, обумовлені призмою або пірамідою. В співвідношенні (3.29) залежність других похідних від x , y , z не показана для більш простого вигляду виразу. Формули V_{xx} , V_{xy} , V_{xz}, V_{yy} , V_{yz} , V_{zz} для призми і піраміди наведено в розділі 2.2.

Обчислення приросту модуля повного вектора напруженості магнітного поля $\Delta T(x, y, z)$ і функції Страхова $S(x, y, z)$.

Як у випадку анізотропної, так і постійної магнітної сприйнятливості призми і піраміди, знаючи величини $X(x, y, z)$, $Y(x, y, z)$ и $Z(x, y, z)$, можна обчислити приріст модуля повного вектора напруженості магнітного поля:

$$\Delta T(x, y, z) = |T(x, y, z)| - |T_0(x, y, z)|, \quad (3.30)$$

де

$$T(x, y, z) = [X^2(x, y, z) + Y^2(x, y, z) + Z^2(x, y, z)]^{1/2}. \quad (3.31)$$

Відомо, що $\Delta T(x, y, z)$ не є гармонічною функцією. Це обмежує можливості застосування добре розвинутих і зручних методів інтерпретації даних магнітометрії, які орієнтовані на роботу з цими функціями. Тому В.М. Страхов запропонував використовувати функцію [Страхов, 2000]:

$$S(x, y, z) = \frac{T^2(x, y, z) - T_0^2(x, y, z)}{2T_0(x, y, z)} = \Delta T(x, y, z) \left[1 + \frac{\Delta T(x, y, z)}{2T_0(x, y, z)} \right]. \quad (3.32)$$

Вона за своїми аналітичними властивостями близька до гармонічної функції.

3.2. МАГНІТНІ ПОЛЯ ТРИВИМІРНИХ АНІЗОТРОПНИХ ТІЛ: ТЕОРІЯ І ПРАКТИКА ОБЧИСЛЕНЬ З УРАХУВАННЯМ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ В.М.ЗАВОЙСКОГО

1. У роботах В.М. Завойського та Ю.І. Блоха, які сьогодні слід віднести до числа класичних, обчислення магнітних полів від анізотропних слабомагнітних [Завойский, 1978] і сильномагнітних [Блох, 1987] порід зрештою зводиться до апроксимації досліджуваного геологічного об'єкта сукупністю елементарних тіл,

намагнічених однорідно. Таким чином, задача обчислення магнітного поля від анізотропних тіл загалом вирішується наближено, хоча ступінь наближення може бути як завгодно високою завдяки подрібненню апроксимуючих елементарних однорідних носіїв намагніченості.

В роботі [Старостенко и др., 2005] дано строге рішення задачі обчислення магнітних полів для довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми і чотирикутної зрізаної піраміди з анізотропною магнітною сприйнятливістю, яка всередині тіл задана як функція координат. Звідси випливає, що реалізація на практиці знайдених рішень вимагає в точках в середині тіл знання величин головних значень тензора магнітної сприйнятливості, а також кутів Ейлера. Ці дані необхідні для обчислення складових вектора намагніченості тіл [Старостенко и др., 2005]. Однак визначити головні значення тензора магнітної сприйнятливості геологічних об'єктів за результатами польових експериментальних досліджень – нетривіальна, самостійна задача. Її можна спростити, якщо припустити, що в результаті виконаних спостережень в полі:

1) визначено головні значення тензора магнітної сприйнятливості у всіх вершинах розглянутих елементарних тіл, набором яких апроксимується геологічний об'єкт (призми або піраміди);

2) є підстави вважати, що кожне з головних значень тензора магнітної сприйнятливості змінюється в межах тіла за лінійним законом уздовж горизонтальних координатних осей на верхній та нижній основах, а також уздовж будь-якої вертикальної лінії, причому так, що в вершинах тіл головні значення приймають ті вихідні величини, які були задані. Тоді побудова відповідних рівнянь для визначення головних значень тензора сприйнятливості всередині тіла утруднень не викликає (див., наприклад, рівняння (14) з роботи [Старостенко, Легостаева, 1998]). Однак залишаються складності з урахуванням кутів Ейлера, що змінюються в межах тіл і які необхідно задати.

Очевидно, що такий підхід не може широко використовуватися на практиці через обмеженість набору експериментальних даних, хоча він досить строгий в теоретичному плані.

2. Найперспективнішою і простою з погляду застосування видається методика, заснована на використанні двох закономірностей, експериментально встановлених В.М. Завойським в результаті багаторічних досліджень величезного фактичного матеріалу [Завойский, Крутиховская, 1961, 1975; Завойский, 1975, 1979, 1982; Завойський, 1980, 1999; Коваленко-Завойський, Іващенко, 1995, 2002, 2003]. Сформулюємо ці закономірності.

У шаруватих і сланцевих породах, зім'ятих в моноклінальні складки або сукупність монокліналей, а також у складчастих структурах, анізотропія розподілена таким чином:

1) коротка вісь тензора магнітної сприйнятливості перпендикулярна шаруватості або сланцюватості;

2) довга вісь тензора магнітної сприйнятливості субпаралельна осям (шарнірам) складок.

Використання встановлених В.М. Завойським закономірностей дає змогу позбутися необхідності апроксимації зазначених геологічних об'єктів набором елементарних тіл, що істотно скорочує обсяг необхідної підготовчої роботи, і дає можливість безпосередньо обчислювати магнітні поля від моноклінальних складок або монокліналей, які ізотропні або анізотропні, але однорідні. Це, як показано нижче, істотно полегшує теорію і чисельне рішення задачі. Але що особливо важливо — при цьому зводиться до мінімуму обсяг необхідних даних польових натурних спостережень.

Якщо ж доводиться мати справу з анізотропними неоднорідними об'єктами, то при обчисленні їх магнітних полів необхідно звертатися до методики, що використовує апроксимацію анізотропної структури набором однорідних елементарних тіл, тобто діяти звичайним для цієї ситуації чином [Завойский, 1978; Блох, 1987; Старостенко и др., 2005].

3. У розділі дано загальну теорію розподілу об'ємної і поверхневої магнітних мас в анізотропних тілах і рішення для них прямої задачі магніторозвідки. Побудовано алгоритм обчислення магнітних полів для монокліналей складної форми і складчастих структур з однорідною анізотропією. В основі алгоритму —

використання встановлених В.М. Завойським закономірностей зв'язку між магнітною анізотропією та текстурою шаруватих і сланцюватих порід, зім'ятих в складки. Закономірності В.М. Завойського, як уже вказувалося, не тільки спрощують рішення задачі, але і, що особливо важливо, істотно полегшують підготовку необхідних для цього даних польових спостережень. Алгоритм орієнтований на широке практичне застосування при побудові тривимірних магнітних моделей локальних і регіональних геологічних структур.

Постановка задачі.

Виберемо традиційну для магніторозвідки праву прямокутну систему координат x, y, z , в якій вісь x спрямована на географічний північ, y — на схід і z — вертикально вниз [Никитский, Глебовский, 1980, стор. 46]. Нехай x, y, z — координати точок спостереження, в яких обчислюється магнітне поле $T_{\text{обчисл.}}$; ξ, η, ζ — координати точок розташованого в обраній системі координат тривимірного тіла об'ємом W , що створює магнітне поле $T_{\text{обчисл.}}$.

Вираз для магнітного потенціалу, обумовленого даним тілом, відомий [Идельсон, 1936; Блох, 1993; Булах, Шуман, 1998; Старостенко и др., 2005]:

$$U(x, y, z) = \iiint_W \left(I(\xi, \eta, \zeta), \text{grad}_{x,y,z} \frac{1}{r} \right) d\xi d\eta d\zeta. \quad (3.33)$$

Тут (\cdot, \cdot) — символ скалярного добутку векторів; $r^2 = (\xi-x)^2 + (\eta-y)^2 + (\zeta-z)^2$ — квадрат відстані між точками (x, y, z) і (ξ, η, ζ) ;

$$\mathbf{I}(\xi, \eta, \zeta) = I_\xi(\xi, \eta, \zeta)\mathbf{i} + I_\eta(\xi, \eta, \zeta)\mathbf{j} + I_\zeta(\xi, \eta, \zeta)\mathbf{k} \quad (3.34)$$

— вектор інтенсивності намагніченості тіла; $I_\xi(\xi, \eta, \zeta), I_\eta(\xi, \eta, \zeta), I_\zeta(\xi, \eta, \zeta)$ — складові вектора намагніченості $\mathbf{I}(\xi, \eta, \zeta)$;

$$\text{grad}_{x,y,z} \frac{1}{r} = \frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{r} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{1}{r} \mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \mathbf{k}. \quad (3.35)$$

В (3.34) і (3.35) величини i, j, k — вектори, що утворюють декартовий базис [Зельдович, Мышкис, 1972, стор. 285].

Врахувуючи рівність

$$\text{grad}_{x,y,z} \frac{1}{r} = -\text{grad}_{\xi,\eta,\zeta} \frac{1}{r}, \quad (3.36)$$

перепишемо співвідношення (3.33) таким чином:

$$U(x, y, z) = - \int \int \int_W \left[\mathbf{I}(\xi, \eta, \zeta), \text{grad}_{\xi,\eta,\zeta} \frac{1}{r} \right] d\xi d\eta d\zeta. \quad (3.37)$$

Для довільних векторного поля \mathbf{I} і скалярного поля $\frac{1}{r}$, що диференціюються, виконується рівність [Зельдович, Мышкис, 1972, стор. 337, 381; Мышкис, 1971, стор. 12]:

$$\left(\text{grad}_{\xi,\eta,\zeta} \frac{1}{r}, \mathbf{I} \right) = \text{div}_{\xi,\eta,\zeta} \left(\frac{1}{r} \mathbf{I} \right) - \frac{1}{r} \text{div}_{\xi,\eta,\zeta} \mathbf{I}, \quad (3.38)$$

де

$$\text{div}_{\xi,\eta,\zeta} \mathbf{I} = \frac{\partial I_\xi}{\partial \xi} + \frac{\partial I_\eta}{\partial \eta} + \frac{\partial I_\zeta}{\partial \zeta} = I_{i,i}, \quad i = \xi, \eta, \zeta, \quad (3.39)$$

— дивергенція векторного поля $\mathbf{I}(\xi, \eta, \zeta)$, або, що те ж саме, густина його джерела, є тензором другої валентності (рангу), якому геометрично в загальному випадку відповідає тривісний еліпсоїд [Ландау, Лифшиц, 1959, стор. 84; Акивис, Гольдберг, 1969, стор. 273; Мышкис, 1971, стор. 231, 245; Зельдович, Мышкис, 1972, стор. 333; Завойский, 1978]. Для скорочення запису в (3.38) і (3.39) залежність \mathbf{I} і його складових від (ξ, η, ζ) не вказано.

У формулі (3.39) і нижче використовуються два правила, які зазвичай використовуються в тензорному обчисленні: 1) індекс, відокремлений комою (в даному випадку i), означає оператор диференціювання за відокремленим індексом (в конкретному випадку — i) [Мак-Коннел, 1963, стор. 197—200; Акивис, Гольдберг, 1969, стор. 266]; 2) при повторенні одного і того ж індексу необхідно підсумувати за всіма значеннями цього індексу і не писати знак суми Σ (правило підсумовування А. Ейнштейна [Мак-Коннел, 1963, стор. 15, 16; Фейнман и др., 1966, стор. 28; Зельдович, Мышкис, 1972, стор. 296; Онищик, 1985, стор.

326—329]). Це ж правило стосується індексу, відокремленого комою (в записі (3.39) — індексу i).

Застосовуючи (3.38) щодо (3.37), отримаємо:

$$U(x, y, z) = - \iiint_W \operatorname{div}_{\xi, \eta, \zeta} \left(\frac{1}{r} \mathbf{I} \right) d\xi d\eta d\zeta + \iiint_W \left(\frac{1}{r} \operatorname{div}_{\xi, \eta, \zeta} \mathbf{I} \right) d\xi d\eta d\zeta. \quad (3.40)$$

Використання формули Остроградського [Фихтенгольц, 1963, стор. 371; Мышкис, 1971, стор. 10; Зельдович, Мышкис, 1972, стор. 333] дає змогу у виразі (3.40) перетворити перший інтеграл справа, унаслідок чого, приходимо до відомому співвідношенню [Никитский, Глебовский, 1980, стор. 223]:

$$U(x, y, z) = - \iint_S \left(\frac{\mathbf{I}}{r}, \mathbf{n} \right) dS + \iiint_W \left(\frac{1}{r} \operatorname{div}_{\xi, \eta, \zeta} \mathbf{I} \right) d\xi d\eta d\zeta, \quad (3.41)$$

де S — поверхня тіла W ; \mathbf{n} — орт зовнішньої нормалі до елемента поверхні S .

Очевидно, що

$$\rho = n_i I_i \quad i = \xi, \eta, \zeta \quad (3.42)$$

густина поверхневих i

$$\sigma = \operatorname{div}_{\xi, \eta, \zeta} \mathbf{I} = I_{i,i}, \quad i = \xi, \eta, \zeta \quad (3.43)$$

густина об'ємних мас відповідно. Сумою потенціалів цих мас, як це впливає з виразу (3.41), в загальному випадку визначається магнітний потенціал намагніченого тіла W .

Якщо всередині тіла W вектор інтенсивності намагнічування \mathbf{I} є величиною постійною, що має місце для ізотропних і однорідних анізотропних тіл, то магнітний потенціал, як легко бачити з (3.41), визначається тільки поверхневими масами:

$$U(x, y, z) = - \iint_S \left(\frac{\mathbf{I}}{r}, \mathbf{n} \right) dS = - \left(\mathbf{I}, \iint_S \frac{\mathbf{n}}{r} dS \right). \quad (3.44)$$

Приймемо, що тіло W — монокліналь, що являє собою деякий багатогранник, поверхня S якого складається з Q граней S_q , $q = \overline{1, Q}$, є плоскими багатокутниками. Тоді формулу (3.44) можна переписати так:

$$U(x, y, z) = -\sum_{q=1}^Q \left((I, \mathbf{n}_q) \iint_{S_q} \frac{dS_q}{r} \right) = -\sum_{q=1}^Q \left[(I_\xi n_{\xi q} + I_\eta n_{\eta q} + I_\zeta n_{\zeta q}) \iint_{S_q} \frac{dS_q}{r} \right], \quad (3.45)$$

де $\eta_{iq}, i = \xi, \eta, \zeta$ — складові орта зовнішньої нормалі до елемента поверхні dS_q .

Диференціюючи вираз (3.45) за змінними x, y, z , отримаємо формули для обчислення складових повного вектора напруженості магнітного поля $T_{\text{обчисл.}}$, обумовленого анізотропним, однорідним многогранником W з поверхнею $S_q, q = \overline{1, Q}$:

$$X(x, y, z) = \frac{\partial U}{\partial x} = -\sum_{q=1}^Q \left[(I_i n_{iq}) \iint_{S_q} \frac{(\xi - x)}{r^3} \right] dS_q, \quad (3.46)$$

$$Y(x, y, z) = \frac{\partial U}{\partial y} = -\sum_{q=1}^Q \left[(I_i n_{iq}) \iint_{S_q} \frac{(\eta - y)}{r^3} \right] dS_q, \quad (3.47)$$

$$Z(x, y, z) = \frac{\partial U}{\partial z} = -\sum_{q=1}^Q \left[(I_i n_{iq}) \iint_{S_q} \frac{(\zeta - z)}{r^3} \right] dS_q, \quad (3.48)$$

де $(I_i n_{iq}), i = \xi, \eta, \zeta$ — поверхнева густина магнітних мас (3.42) на межі q , записана відповідно до правила підсумовування А. Ейнштейна.

Теорія зв'язку магнітної анізотропії зі структурою порід.

Будемо вважати, що гірські породи та руди — «ідеальні феромагнетики». Тоді вплив магнітної анізотропії на намагніченість I , яка створюється напруженістю поля H , що намагнічується, описується співвідношенням [Завойский, 1978; Блох, 1987]:

$$I_i = \chi_{ij} H_j, \quad i, j = \xi, \eta, \zeta, \quad (3.49)$$

де χ_{ij} — тензор магнітної сприйнятливості.

Поле

$$H_j = T_j + H^{(r)}_j, \quad (3.50)$$

де T_j — однорідне в межах тіла магнітне поле, $H^{(r)}_j$ — розмагнічуюче поле, створюване намагніченістю самого тіла.

Для порід з сприйнятливістю менше 0,1 SI полем можна знехтувати. Тому прийmemo, що справедлива наближена рівність:

$$I_i = \chi_{ij} T_j, \quad i, j = \xi, \eta, \zeta, \quad (3.51)$$

що спрощує рішення задачі.

Формули (3.49)—(3.51) в стислому вигляді повторюють співвідношення (15)—(19) з роботи [Старостенко и др., 2005]. В ізотропних тілах, а також в анізотропних однорідних тілах, як показано вище, дивергенція намагніченості відмінна від нуля тільки на поверхні тіл, причому густина цих магнітних мас описується співвідношенням (3.42).

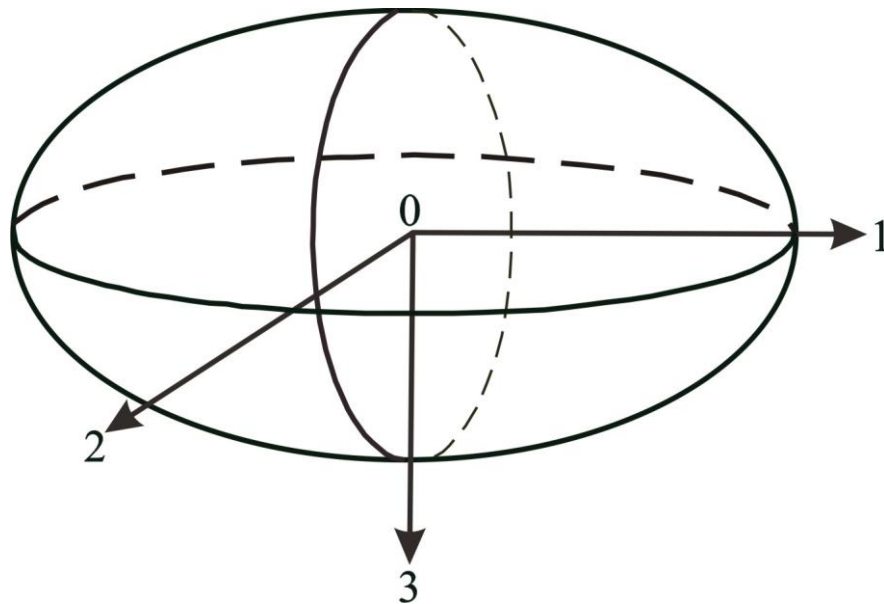


Рис. 3.5. Осі 01, 02, 03, спрямовані за головними напрямками тензора магнітної сприйнятливості χ .

Для аналізу зв'язку магнітної анізотропії з тектонічною структурою порід, тобто для загального випадку, уявімо тензор χ' в його власній (головній) системі прямокутних координат (1, 2, 3), показаній на рис. 3.5, яку вибираємо додатково до системи (ξ, η, ζ). Тоді

$$\chi_{ij} = \alpha_{ik} \alpha_{jk} \chi'_{kk} = \alpha_{i1} \alpha_{j1} \chi'_{11} + \alpha_{i2} \alpha_{j2} \chi'_{22} + \alpha_{i3} \alpha_{j3} \chi'_{33}, \quad i, j = \xi, \eta, \zeta; \quad k = 1, 2, 3, \quad (3.52)$$

де α_{ik} і α_{jk} — напрямні косинуси головних напрямків тензора χ'_{ij} (ці напрямки збігаються з осями 01, 02, 03); χ'_{kk} — головні значення тензора, відповідні

магнітній сприйнятливості уздовж головних осей еліпсоїда. Формула (3.52) є формулою переходу компонент тензора χ з системи координат 1, 2, 3 в систему ξ, η, ζ . В (3.52) враховано також, що для власної системи координат компоненти тензора $\chi'_{kl} = 0$ при $k \neq l$ [Завойский, 1978; Старостенко и др., 2005].

Напрямні косинуси головних осей 01, 02, 03 щодо осей 0 ξ , 0 η , 0 ζ (початок і орієнтація координат спільні), тобто величини α_{ik} і α_{jk} , визначаються в загальному випадку через кути Ейлера [Корн, Корн, 1973] за допомогою співвідношень (3.23')—(3.23'''), якщо в них ξ', η', ζ' перепозначити через 1, 2, 3 відповідно. Зрозуміло, що для цього всі кути Ейлера повинні бути відомі. Однією з важливих переваг алгоритму, який будується нижче, є те, що спираючись на закономірності В.М. Завойського, знати всі кути Ейлера (в результаті проведення польових робіт) для розв'язання прямої задачі магніторозвідки не потрібно.

Беручи до уваги (3.51) і (3.52), легко записати значення складових вектора намагніченості:

$$I_i = \chi_{ij} T_j = \alpha_{ik} \alpha_{jk} \chi'_{kk} T_j = \alpha_{i1} \alpha_{\xi 1} \chi'_{11} T_\xi + \alpha_{i2} \alpha_{\eta 2} \chi'_{22} T_\eta + \alpha_{i3} \alpha_{\zeta 3} \chi'_{33} T_\zeta, \quad i, j = \xi, \eta, \zeta; \quad k = 1, 2, 3. \quad (3.53)$$

Цей вираз в розгорнутому вигляді представлено ланцюжком співвідношень (3.15)—(3.25). Формула (3.53) дає змогу визначити густину поверхневих мас за допомогою рівності (3.42).

Підставимо в формулу (3.43) значення I_i відповідно до рівності (3.53) і в отриманому виразі виконаємо згортання [Мак-Коннел, 1963, стор. 18; Акивис, Гольдберг, 1969, стор. 67—68; Мышкис, 1971, стор. 233] за індексом $j = \xi, \eta, \zeta$. В результаті отримаємо співвідношення для визначення густини об'ємних мас:

$$\sigma = I_{i,i} = (\chi_{ij} T_j)_{,i} = \alpha_{ik,i} \alpha_{jk} \chi'_{kk} T_j + \alpha_{ik} \alpha_{jk,i} \chi'_{kk} T_j + \alpha_{ik} \alpha_{jk} \chi'_{kk,i} T_j + \alpha_{ik} \alpha_{jk} \chi'_{kk} T_{j,i},$$

$$i, j = \xi, \eta, \zeta; \quad k = 1, 2, 3. \quad (3.54)$$

Як видно з виразу (3.54), для обчислення значень об'ємної дивергенції (об'ємної густини магнітних мас) необхідно виконувати диференціювання напрямних косинусів, головних значень тензора магнітної сприйнятливості і складових намагнічуючого поля T .

Отже, суворе і повне рішення задачі — справа складна і на практиці в повному обсязі важко реалізовується з двох причин. По-перше, потрібен великий обсяг результатів польових спостережень (знання значень кутів Ейлера α , β , γ , (необхідних для обчислення направляючі косинусів) і головних значень тензора сприйнятливості як функції координат (1, 2, 3)). Необхідно знати також неоднорідність поля T_j . По-друге, виконання зазначених обчислень — само собою непросте завдання. Бажані спрощення, що дозволяють обчислювати σ з достатньою для практики точністю, і такі спрощення можливі.

Передусім приймається, що поле T однорідне (формула (3.51)). Тому останній (четвертий) член дивергенції (3.54) звертається в нуль. Третій член вносить внеску дивергенцію внаслідок неоднорідності головних значень тензора χ'_{kk} . Їх слід враховувати, якщо при побудові магнітної моделі є необхідні кількісні міркування щодо неоднорідності головних значень, пов'язаних з тектонічною структурою геологічного об'єкта. Якщо таких міркувань немає, то третім членом (3.54) також слід нехтувати, як це і робиться в класичній магніторозвідці, де дійсний розподіл намагніченості замінюється однорідної намагніченістю.

Перший і другий члени дивергенції (3.54) безпосередньо пов'язані з тектонічною структурою об'єкта і тому при побудові магнітоанізотропної моделі вони мають велику вагу.

Водночас для монокліналі (шаруватих і складчастих порід) перший і другий члени (3.54) також звертаються в нуль через сталості напрямних косинусів. Те ж стосується третього члена через сталість χ'_{kk} . Таким чином, в рамках прийнятих припущень густина об'ємних мас монокліналі, шаруватих і складчастих порід звертається в нуль і тому їх магнітне поле створюється тільки поверхневими масами. Це окремий, але дуже важливий випадок розподілу магнітних мас, що має місце в перерахованих породах (рівність (3.44) — це загальний випадок при $I = \text{const}$).

Обчислення головних напрямків тензора магнітної сприйнятливості χ відносно координат моделі.

Побудуємо алгоритми, що описують розподіл поверхневих магнітних мас у складчастих тектонічних структурах, використовуючи закономірності В.М. Завойського.

У формулі (3.52) основні напрями (1, 2, 3) тензора магнітної сприйнятливості χ' відносно системи координат (ξ, η, ζ), в якій описується модель, задаються матрицею напрямних косинусів

$$(\alpha_{ik}) = \begin{pmatrix} \alpha_{\xi 1} & \alpha_{\xi 2} & \alpha_{\xi 3} \\ \alpha_{\eta 1} & \alpha_{\eta 2} & \alpha_{\eta 3} \\ \alpha_{\zeta 1} & \alpha_{\zeta 2} & \alpha_{\zeta 3} \end{pmatrix}. \quad (3.55)$$

Будемо розрізняти одновісний тензор, у якого $\chi'_{11} = \chi'_{22} \neq \chi'_{33}$, і тривісний з $\chi'_{11} \neq \chi'_{22} \neq \chi'_{33}$. Для одновісного тензора прийнята термінологія, яка використовується при вивченні кристалів [Ландау, Лифшиц, 1959, стор. 84].

Шаруваті недеформовані моноклінально залягаючі породи. Для таких порід характерний *одновісний тензор*. Відповідно до першої закономірності В.М. Завойського коротка вісь 3 такого тензора перпендикулярна шаруватості, причому осі $\chi_1 = \chi_2 \geq \chi_3$. Тому в цьому випадку формулу (3.52) можна переписати так:

$$\chi_{ij} = (\alpha_{i1}\alpha_{j1} + \alpha_{i2}\alpha_{j2})\chi'_{11} + \alpha_{i3}\alpha_{j3}\chi'_{33}, \quad i, j = \xi, \eta, \zeta. \quad (3.56)$$

Відомо [Корн, Корн, 1973, стор. 78], що для напрямних косинусів ортогональної системи координат мають місце рівності:

$$\alpha_{i1}\alpha_{j1} + \alpha_{i2}\alpha_{j2} + \alpha_{i3}\alpha_{j3} = \begin{cases} 1, & \text{якщо } i=j, \\ 0, & \text{якщо } i \neq j. \end{cases} \quad (3.57)$$

У справедливості другого рядка (3.57) можна переконається безпосередньо, скориставшись формулами (3.23')—(3.23'''), якщо в них координати перепозначити через 1, 2, 3 відповідно.

Співвідношення (3.57) дає змогу рівність (3.56) подати у вигляді

$$\chi_{ij} = \delta_{ij}\chi'_{11} - \alpha_{i3}\alpha_{j3}(\chi'_{11} - \chi'_{33}), \quad (3.58)$$

де символ Кронекера

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1, & \text{при } i=j, \\ 0, & \text{при } i \neq j. \end{cases} \quad (3.59)$$

При виведенні формули (3.58) використано ідею отримання аналогічних формул, застосовану в роботах [Завойский, Крутиховская, 1961, 1975; Завойский, 1989].

Як випливає з рівності (3.58), в разі одноосного тензора для обчислення всіх його складових досить знати напрямні косинуси тільки третього стовпця матриці (3.55). Для їх отримання поступимо таким чином.

Приймемо, що в системі координат моделі положення кожної її плоскої грані задається трьома точками $P_1(\xi_1, \eta_1, \zeta_1)$, $P_2(\xi_2, \eta_2, \zeta_2)$ и $P_3(\xi_3, \eta_3, \zeta_3)$, які одночасно є вузлами апроксимаційної сітки моделі.

Рівняння межі (площини), заданої трьома точками, має вигляд [Воеводин, 1974, стор. 149; Бронштейн, Семендяев, 1986, стор. 206]:

$$\det \begin{pmatrix} \xi - \xi_1 & \eta - \eta_1 & \zeta - \zeta_1 \\ \xi_2 - \xi_1 & \eta_2 - \eta_1 & \zeta_2 - \zeta_1 \\ \xi_3 - \xi_1 & \eta_3 - \eta_1 & \zeta_3 - \zeta_1 \end{pmatrix} = 0. \quad (3.60)$$

Для обчислення визначника в (3.60) скористаємося правилом Сарюса [Бронштейн, Семендяев, 1986, стор. 158]. В результаті отримаємо загальне рівняння площини (грані) в канонічному вигляді [Корн, Корн, 1973, стор. 83; Воеводин, 1974, стор. 145; Бронштейн, Семендяев, 1986, стор. 205]:

$$A\xi + B\eta + C\zeta + D = 0, \quad (3.61)$$

причому в конкретному випадку значення коефіцієнтів рівняння (3.61) визначаються рівностями

$$\left. \begin{aligned} A &= (\eta_2 - \eta_1)(\zeta_3 - \zeta_1) - (\eta_3 - \eta_1)(\zeta_2 - \zeta_1), \\ B &= (\xi_3 - \xi_1)(\zeta_2 - \zeta_1) - (\xi_2 - \xi_1)(\zeta_3 - \zeta_1), \\ C &= (\xi_2 - \xi_1)(\eta_3 - \eta_1) - (\xi_3 - \xi_1)(\eta_2 - \eta_1) \end{aligned} \right\} \quad (3.62)$$

i

$$D = -(\xi_1 A + \eta_1 B + \zeta_1 C). \quad (3.63)$$

Тоді для елементів третього стовпчика матриці (3.55) справедливі рівності [Корн, Корн, 1973, стор. 84; Бронштейн, Семендяев, 1986, стор. 205]:

$$\left. \begin{aligned} \alpha_{\xi 3} &= \frac{A}{M}, \\ \alpha_{\eta 3} &= \frac{B}{M}, \\ \alpha_{\zeta 3} &= \frac{C}{M}, \end{aligned} \right\} \quad (3.64)$$

де

$$M = (A^2 + B^2 + C^2)^{1/2}. \quad (3.65)$$

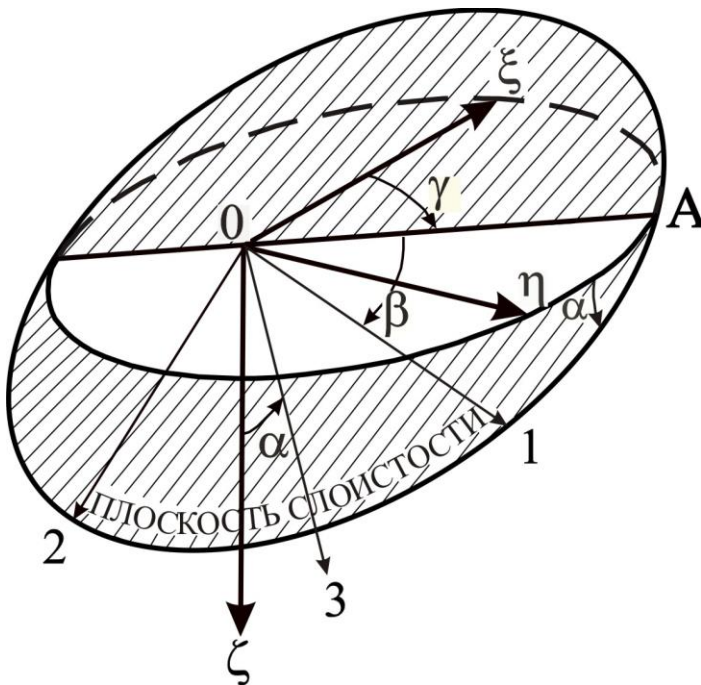


Рис. 3.6. Кути Ейлера α , β , γ , за якими визначають напрямні косинуси головних осей 01, 02, 03 щодо осей 0ξ , 0η , 0ζ .

Тривісний тензор. Шар, що залягає моноклінально, з тих чи інших причин може мати тривісну анізотропію. В цьому випадку недостатньо мати тільки координати точок P_1 , P_2 і P_3 для визначення орієнтації всіх трьох головних напрямків тензора. Необхідно також знати кути Ейлера α (полярний кут нормалі до шаруватості щодо осі ζ), β (визначає головний напрямок 1 тензора χ' в площині шару або шаруватості, тобто кут між прямою $0A$ і віссю 01) і γ (азимут

продовження прямої OA , яка є слідом перетину площини шаруватості з горизонтальною площиною $O\xi\eta$ системи координат моделі). Розташування кутів Ейлера показано на рис. 3.6.

Кути α і γ визначаються за значеннями елементів третього стовпчика матриці (3.55) за допомогою формул (3.23') і (3.23'''):

$$\alpha = \arccos \alpha_{\xi 3}, \quad \gamma = -\operatorname{arctg} \frac{\alpha_{\eta 3}}{\alpha_{\xi 3}}. \quad (3.66)$$

Кут β повинен бути відомий унаслідок проведення польових вимірювань, або, в іншому випадку, його необхідно задати, спираючись на загальні уявлення про будову структури.

Отже, якщо інформація про орієнтацію тензора магнітної сприйнятливості задається за допомогою координат точок P_1 , P_2 і P_3 і кута β , перший і другий стовпці матриці (3.55) обчислюються за допомогою формул (3.23') і (3.23''). Знаючи всі елементи матриці (3.55) і головні значення тензора χ' , легко обчислити компоненти тензора сприйнятливості χ за допомогою формули (3.52).

Складчасті структури. Тензор магнітної сприйнятливості для таких структур (наприклад, докембрійського фундаменту) зазвичай тривісний. Для орієнтації трьох його основних напрямків необхідно мати усі елементи матриці (3.55). Для їх визначення скористаємося першою і другою закономірностями В.М. Завойського.

Відповідно до другої закономірності довга вісь 1 тензора паралельна шарніру складки, який визначається як лінія перетину її суміжних крил [Эз, 1985, стор. 90]. Нехай площину першого крила складки задано точками $P'_1(\xi'_1, \eta'_1, \zeta'_1)$, $P'_2(\xi'_2, \eta'_2, \zeta'_2)$, $P'_3(\xi'_3, \eta'_3, \zeta'_3)$, площину другого — точками $P''_1(\xi''_1, \eta''_1, \zeta''_1)$, $P''_2(\xi''_2, \eta''_2, \zeta''_2)$, $P''_3(\xi''_3, \eta''_3, \zeta''_3)$. Рівняння площин будуть такими:

$$A'\xi + B'\eta + C'\zeta + D' = 0 \quad (3.67)$$

і

$$A''\xi + B''\eta + C''\zeta + D'' = 0. \quad (3.68)$$

Виписувати коефіцієнти рівнянь (3.67) і (3.68) не будемо, оскільки вони мають ту саму структуру, що і співвідношення (3.62) і (3.63). Тоді перший стовпець матриці (3.55), що відноситься до шарніру складки, обчислюється за формулами [Корн, Корн, 1973, стор. 84—85]:

$$\alpha_{\xi 1} = \frac{(B'C'' - B''C')}{M}, \quad (3.69)$$

$$\alpha_{\eta 1} = \frac{(C'A'' - C''A')}{M}, \quad (3.70)$$

$$\alpha_{\zeta 1} = \frac{(A'B'' - A''B')}{M}, \quad (3.71)$$

де

$$M = [(B'C'' - B''C')^2 + (C'A'' - C''A')^2 + (A'B'' - A''B')^2]^{1/2}. \quad (3.72)$$

Оскільки відповідно до першої закономірності В.М. Завойського коротка вісь 3 тензора перпендикулярна шаруватості структури (в даному випадку шаруватість паралельна площинам крил складок), то для кожної з частин структури (по різні боки від її шарніра) тензор буде орієнтований по-різному. Тому для кожного крила складки головні напрямки (1, 2, 3) тензора χ у формулі (3.52) визначаються своєю матрицею напрямних косинусів, причому в обох матрицях перший їх стовпець задається рівностями (3.69)—(3.71).

Випишемо інші елементи матриці для першого крила. За аналогією з співвідношеннями (3.64), (3.65) третій стовпець матриці буде таким

$$\left. \begin{aligned} \alpha_{\xi 3} &= \frac{A'}{M'}, \\ \alpha_{\eta 3} &= \frac{B'}{M'}, \\ \alpha_{\zeta 3} &= \frac{C'}{M'} \end{aligned} \right\}, \quad (3.73)$$

де

$$M' = (A'^2 + B'^2 + C'^2)^{1/2}. \quad (3.74)$$

Другий стовпець матриці визначається через значення її першого і третього стовпців наступним чином

$$\left. \begin{aligned} \alpha'_{\xi 2} &= \alpha'_{\eta 3} \alpha_{\zeta 1} - \alpha'_{\zeta 3} \alpha_{\eta 1}, \\ \alpha'_{\eta 2} &= \alpha'_{\zeta 3} \alpha_{\xi 1} - \alpha'_{\xi 3} \alpha_{\zeta 1}, \\ \alpha'_{\zeta 2} &= \alpha'_{\xi 3} \alpha_{\eta 1} - \alpha'_{\eta 3} \alpha_{\xi 1}. \end{aligned} \right\} \quad (3.75)$$

Справедливість рівності (3.75) встановлюється за допомогою формул (3.23')—(3.23''') при заміні відповідних позначень, про які говорилося вище.

Збираючи результати (3.69)—(3.71), (3.73), (3.74) і (3.75), запишемо значення матриці напрямних косинусів для першого крила структури:

$$(\alpha_{ik})' = \begin{pmatrix} \alpha_{\xi 1} & \alpha'_{\xi 2} & \alpha'_{\xi 3} \\ \alpha_{\eta 1} & \alpha'_{\eta 2} & \alpha'_{\eta 3} \\ \alpha_{\zeta 1} & \alpha'_{\zeta 2} & \alpha'_{\zeta 3} \end{pmatrix}. \quad (3.76)$$

Аналогічний вигляд має матриця для другого крила

$$(\alpha_{ik})'' = \begin{pmatrix} \alpha_{\xi 1} & \alpha''_{\xi 2} & \alpha''_{\xi 3} \\ \alpha_{\eta 1} & \alpha''_{\eta 2} & \alpha''_{\eta 3} \\ \alpha_{\zeta 1} & \alpha''_{\zeta 2} & \alpha''_{\zeta 3} \end{pmatrix}. \quad (3.77)$$

Значення елементів другого і третього стовпців матриці (45) обчислюються аналогічно відповідним елементам матриці (3.76), тому їх запис опустимо.

Отже, якщо відомо положення шарніра складки і його крил, то відповідно до другої і першої закономірностей В.М. Завойського цього достатньо, щоб знайти всі елементи напрямних косинусів для головних напрямків (1, 2, 3) тензора магнітної сприйнятливості для обох крил (шарів) моделі.

Зауваження. Обхід точок P'_i і P''_i , $i = \overline{1, 3}$, на будь-якій грані (трикутнику) повинен здійснюватися проти годинникової стрілки, якщо дивитися на грань ззовні тіла, тобто з позитивного кінця нормалі до площини грані (трикутника). Це впливає з того, що обрано праву систему прямокутних координат [Фихтенгольц, 1963, стор. 244].

Про використання криволінійної системи координат для опису розподілу густини магнітних мас в анізотропних тілах.

Як звертав увагу В.М. Завойський [1975, стор. 108—109, 1978], для деяких геологічних структур, зокрема, пенепленізованої складки, яка за формою близька до напівкруглого циліндра, для опису розподілу густини магнітних мас значно зручніше використовувати систему криволінійних координат, ніж прямокутних, оскільки відповідні обчислення в криволінійних координатах стають простішими і економічнішими, чим при описі подібних структур в прямокутній системі. Розглянемо це докладніше.

Оберемо циліндричну систему координат α , r , z (пов'язану з правою системою прямокутних координат [Фихтенгольц, 1963, стор. 343]) і розташуємо в ній напівциліндр так, як показано на рис. 3.7.

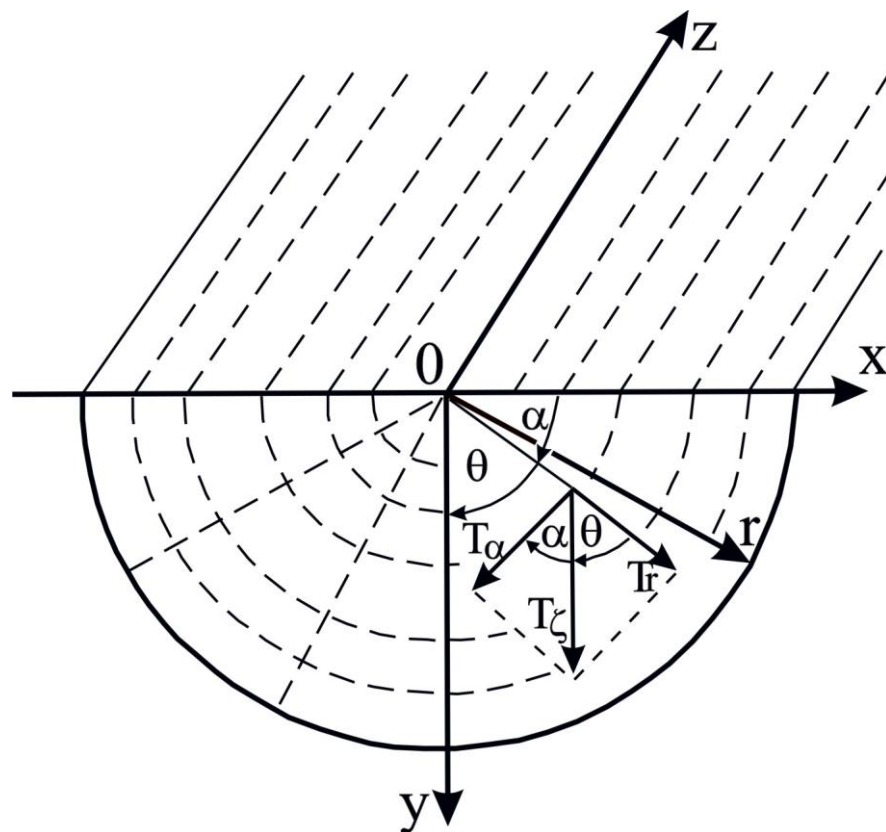


Рис. 3.7. Розташування напівциліндра щодо обраних циліндричної і прямокутної систем координат. Штрихуванням показано головні напрямки тензора магнітної сприйнятливості, що збігаються з напрямками координатних ліній криволінійної системи.

Головні напрямки тензора магнітної сприйнятливості, показані на рис. 3.7 штрихуванням, у цьому випадку збігаються з напрямками координатних ліній обраної системи. Прийmemo, що $\chi_{11} = \chi_{22} = \chi_\alpha$ и $\chi_{33} = \chi_r$ — головні значення тензора, спрямовані, відповідно, паралельно і перпендикулярно до шаруватості порід в складці. Нехай намагнічуючим полем є його вертикальна складова T_ζ (строго кажучи при вибраній системі координат це повинна бути T_η , але для зручності будемо її позначати звичайним для вертикальної складової чином). Тоді, як впливає з рис. 3.7,

$$T_r = T_\zeta \sin \alpha \quad (3.78)$$

і

$$T_\alpha = T_\zeta \cos \alpha. \quad (3.79)$$

Звідки, враховуючи (3.51),

$$I_r = \chi_r T_\zeta \sin \alpha \quad (3.80)$$

і

$$I_\alpha = \chi_\alpha T_\zeta \cos \alpha. \quad (3.81)$$

Співвідношення (3.80) і (3.81) дають змогу записати вирази для густини поверхневих і об'ємних магнітних мас.

Поверхневі маси ρ дорівнюють сумі поверхневих мас на горизонтальному зрізі циліндра $\rho_{\text{гор}}$ і на його круговому контурі $\rho_{\text{круг}}$, тобто

$$\rho = \rho_{\text{гор}} + \rho_{\text{круг}}. \quad (3.82)$$

На горизонтальному зрізі напрямок зовнішньої нормалі протилежний напрямку шаруватості порід при $\alpha=0$, тобто відповідно до (3.42) і (3.81) маємо:

$$\rho_{\text{гор}} = (I_\alpha, n) = \chi_\alpha T_\zeta \cos \alpha \Big|_{\alpha=0} (-1) = -\chi_\alpha T_\zeta. \quad (3.83)$$

На круговому контурі напрямок r збігається з напрямком I_r , тому з огляду на (3.42) і (3.80) запишемо

$$\rho_{\text{круг}} = (I_r, r) = I_r(1) = \chi_r T_\zeta \sin \alpha. \quad (3.84)$$

Відтак, враховуючи (3.82)—(3.84), отримаємо:

$$\rho = (\chi_r \sin \alpha - \chi_\alpha) T_\zeta. \quad (3.85)$$

Густина об'ємних мас визначається співвідношенням (3.43), яке в циліндричній системі координат, з урахуванням (3.80) і (3.81), має вигляд [Ландау, Лифшиц, 1959, стор. 525; Акивіс, Гольдберг, 1969, стор. 314; Бронштейн, Семендяев, 1986, стор. 398]:

$$\sigma = \operatorname{div}_{a,r,z} \mathbf{I} = \frac{1}{r} \frac{\partial(rI_r)}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial I_\alpha}{\partial \alpha} + \frac{\partial I_z}{\partial z} = \frac{1}{r} (\chi_r - \chi_\alpha) T_\zeta \sin \alpha = \frac{1}{r} (\chi_r - \chi_\alpha) T_\zeta \cos \Theta, \quad (3.86)$$

де $\Theta = \frac{\pi}{2} - \alpha$, $I_z = \text{const}$ і I_r не є функцією r .

Формула (3.86) свідчить, що густина об'ємних мас збільшується до центра напівциліндра, де кривизна системи координат, і, відповідно, кривизна головних напрямків тензора, збільшується.

Формула (3.86) є повчальною також в тому розумінні, що вона наводить на думку стосовно простої і гнучкої схеми наближеного обчислення магнітного поля від анізотропних середовищ. Суть її полягає в тому, що анізотропію тектонічної структури можна представити у вигляді дискретної просторової сітки, всередині кожного вічка якої головні напрямки тензора є приблизно моноклінальними. У цьому випадку об'ємні маси зосереджені на поверхнях вічок просторової сітки і рішення прямої задачі істотно спрощується.

Звернемо також увагу, що намагніченість анізотропних, навіть однорідних за магнітною сприйнятливістю тіл, може бути неоднорідною (наприклад — розглянутий напівциліндр). У таких випадках процес інтерпретації зводиться не тільки до пошуку тектонічної структури, а й до відновлення неоднорідної намагніченості. Якщо ж магнітна анізотропія закономірно пов'язана з тектонічною структурою, то, з огляду на закономірності В.М. Завойського, замість векторного поля намагніченості достатньо підібрати геометрію тектонічної структури і два або три головних значення тензора сприйнятливості. У цьому полягає основний сенс розробки алгоритмів розв'язання прямої задачі з урахуванням магнітної анізотропії порід.

Про напруженість та індукцію магнітного поля.

Відомо, що в магніторозвідці (а загалом і в електромагнетизмі) використовуються дві характеристики магнітного поля: напруженість \mathbf{H} і індукція (або густина магнітного потоку) \mathbf{B} [Фейнман и др., 1966, стор. 142—144; Паркинсон, 1986, стор. 20—24; Никитский, Глебовский, 1980, стор. 3—5; Блох, 1993, стор. 11—13; Каршенбойм, 2005]. Залежно від вибору системи одиниць (система CGS або Міжнародна система SI, яка офіційно введена в магнітологію з 1973 р. [Паркинсон, 1986, стор. 20]), величини \mathbf{H} і \mathbf{B} мають різну розмірність. Це призводить до певних як зручностей, так і незручностей і труднощів, на що звертав увагу ще Р. Фейнман [Фейнман и др., 1966, стор. 143]. У фізичній літературі дискусія на цю тему триває дотепер [Каршенбойм, 2005]. З огляду на це, а також на те, що всі рішення, викладені в розділі, дані в системі CGS, розглянемо зв'язок \mathbf{H} і \mathbf{B} у різних системах і наведемо його фізичну інтерпретацію. Це дасть змогу, використовуючи наведені співвідношення, знаходити рішення прямих задач магніторозвідки для \mathbf{H} і \mathbf{B} в обох системах одиниць.

У книзі [Паркинсон, 1986, стор. 39] показано, що в системі SI магнітний потенціал V описується наступним чином:

$$V = \frac{\mu_0}{4\pi} U, \quad (3.87)$$

де U — магнітний потенціал (3.33) в системі CGS. Формула (3.87) об'єднує в собі записи потенціалів в двох системах в залежності від вибору коефіцієнта μ_0 . В системі CGS приймається [Паркинсон, 1986, стор. 20], що $\mu_0 = 4\pi$ і тоді $V = U$, тобто приходимо до виразу (3.33). В системі SI приймається [Паркинсон, 1986, стор. 20], що $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн (генрі) м^{-1} (або $\text{кг}\cdot\text{м}\cdot\text{с}^{-2}\cdot\text{А}^{-2}$), тобто формула (3.87) є основою для всіх співвідношень магнітного поля в SI.

Розглянемо це докладніше.

Відомо, що система рівнянь Максвелла для опису стаціонарних полів або полів, що повільно змінюються, в матеріальному середовищі містить чотири вектора [Максвелла уравнения ..., 1963; Паркинсон, 1986, стор. 23—24;

Никольский, 1978, стор. 18]: \mathbf{E} — напруженість електричного поля; \mathbf{B} — магнітну індукцію; \mathbf{D} — електричну індукцію; \mathbf{H} — напруженість магнітного поля.

Якщо рівняння зв'язків між чотирма цими векторами лінійні [Ландау, Лифшиц, 1959, стор.152, 303; Максвелла уравнения ..., 1963; Фейнман и др., 1966, стор. 149; Никольский, 1978, стор. 15, 16; Бредов и др., 1985, стор. 198; Шуман, 2003], можна записати

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}, \quad \mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, \quad (3.88)$$

де під ε і μ слід розуміти деякі лінійні оператори, які, зокрема, можуть бути тензором другого рангу, диференціальним або інтегральним оператором.

Сенс векторів \mathbf{D} і \mathbf{B} полягає в тому, що вони враховують наведені в середовищі заряди і струми (зв'язані і вільні).

Векторна функція \mathbf{H} в системі CGS визначається наступним чином [Ландау, Лифшиц, 1959, стор. 151, 152; Максвелла уравнения ..., 1963; Фейнман и др., 1966, стор.143]

$$\mathbf{H} = \mathbf{B} - 4\pi \mathbf{I}, \quad (3.89)$$

де \mathbf{I} — вектор густини макроскопічного дипольного моменту середовища (магнітна поляризація або намагніченість), що має розмірність [магнітний дипольний момент/об'єм]. У цьому випадку вектор \mathbf{H} відноситься до вільного струму (струму провідності) таким же чином, як вектор \mathbf{B} відноситься до повного струму — зв'язаному і вільному. Однак в магнітних системах легше контролювати вільні струми. З цієї точки зору вектор \mathbf{H} корисний, тому що безпосередньо контролювати намагніченість \mathbf{i} , отже, поле \mathbf{B} значно важче. Водночас в електродинаміці матеріальних середовищ фундаментальною величиною магнітного поля вважається \mathbf{B} (а не \mathbf{H}), тому що відсутність магнітного заряду означає, що $\operatorname{div}\mathbf{B} = 0$ усюди. З цієї умови випливає, що середнє макроскопічне поле в речовині дорівнює \mathbf{B} , а не \mathbf{H} [Ландау, Лифшиц, 1959, стор. 151]. У старих роботах це чітко не усвідомлювалося, і використовували переважно поле \mathbf{H} [Шуман, 2003].

Як випливає з (ПЗ), в системі одиниць CGS всі вектори — \mathbf{H} , \mathbf{B} і \mathbf{I} мають однакову розмірність.

Проте, з точки зору фізики логічно визначити об'ємну магнітну сприйнятливість χ^B співвідношенням

$$\mathbf{I} = \chi^B \mathbf{B}, \quad (3.90)$$

що в точності відповідало б визначенню електричної сприйнятливості χ_e відношенням електричної поляризації до електричного поля [Никольский, 1978, стор. 31]. В такому випадку сприйнятливість χ^B була б безрозмірною величиною. Однак строге визначення (3.90) не є загальноприйнятим, відповідно до якого замість \mathbf{B} береться поле \mathbf{H} . В результаті зазвичай користуються таким визначенням (що відповідає усталеній традиції):

$$\mathbf{I} = \chi^H \mathbf{H}. \quad (3.91)$$

У підсумку можемо записати [Ландау, Лифшиц, 1959, стор. 151, 152]:

$$\mathbf{B} = \mathbf{H} + 4\pi \mathbf{I} = \mathbf{H} + 4\pi \chi^H \mathbf{H} = (1 + 4\pi \chi^H) \mathbf{H} = \mu \mathbf{H}, \quad (3.92)$$

звідки

$$\mu = 1 + 4\pi \chi^H \text{ або } \chi^H = \frac{\mu - 1}{4\pi}, \quad (3.93)$$

де μ — магнітна проникність речовини, яка в повітрі ≈ 1 , тому що в цьому випадку $\chi^H \approx 0$ [Никитский, Глебовский, 1980, стор. 4, 5].

Інша ситуація складається при використанні системи SI. В цьому випадку допоміжний вектор \mathbf{H} визначається рівністю [Фейнман и др., 1966, стор. 143; Кинг, Смит, 1984, стор. 336; Паркинсон, 1986, стор. 21, 22]

$$\mathbf{H} = \mu_0^{-1} \mathbf{B} - \mathbf{I}. \quad (3.94)$$

Відповідно

$$\mathbf{B} = \mu_0 (\mathbf{H} + \mathbf{I}) = \mu_0 (\mathbf{H} + \chi^H \mathbf{H}) = \mu_0 \mu \mathbf{H}, \quad (3.95)$$

де

$$\mu = 1 + \chi^H \quad (3.96)$$

— відносна магнітна проникність (або просто магнітна проникність), а повний коефіцієнт — абсолютна магнітна проникність [Никольский, 1978, стор. 31; Паркинсон, 1986, стор. 21, 22].

Отже, в системі SI допоміжне поле \mathbf{H} пов'язано з \mathbf{B} співвідношенням (3.95).

Звернемо увагу, що в системі SI вектор намагніченості \mathbf{I} можна визначити наступним чином [Никольский, 1978, стор. 30]:

$$\mathbf{I} = \mathbf{B} - \mathbf{B}_0, \quad (3.97)$$

де

$$\mathbf{B}_0 = \mu_0 \mathbf{H} \quad (3.98)$$

— магнітна індукція у вакуумі при деякій напруженості \mathbf{H} , \mathbf{B} — магнітна індукція в досліджуваному середовищі при тій же напруженості \mathbf{H} . Вважаємо, що \mathbf{I} , \mathbf{H} і \mathbf{B} — колінеарні. Тоді співвідношення (3.95)—(3.98) дають наступний результат:

$$\mathbf{I} = \mu_0 \mu \mathbf{H} - \mu_0 \mathbf{H} = \mu_0 (1 + \chi^H) \mathbf{H} - \mu_0 \mathbf{H} = \mu_0 \chi^H \mathbf{H}. \quad (3.99)$$

Порівнюючи (3.99) з (3.91), очевидна відмінність в формальному визначенні інтенсивності намагнічування (намагніченості) \mathbf{I} в системах одиниць SI і CGS.

У таблиці 3.1 наведемо деякі співвідношення для одиниць вимірювання основних магнітних величин, згаданих вище, в системах CGS і SI [Фейнман и др., 1966, стор. 144; Паркинсон, 1986, стор. 22, 23; Никитский, Глебовский, 1980, стор. 4—7].

Таблиця 3.1

Найменування магнітних величин	CGS, розмірність	SI, розмірність
Напруженість магнітного поля \mathbf{H}	ерстед (Э), (Г ^{1/2} /((см ^{1/2} ·с))	ампер на метр, (А/м)
Магнітна індукція \mathbf{B}	гаус (Гс), (Г ^{1/2} /((см ^{1/2} ·с))	тесла (Тл), (кг/(с ² ·А))
Намагніченість \mathbf{I}	(Г ^{1/2} /((см ^{1/2} ·с)) (спеціального найменування не має)	ампер на метр, (А/м)

Деякі корисні співвідношення:

$$\frac{\text{А}}{\text{м}} = 4\pi \cdot 10^{-3} \text{Э} = 1257 \gamma (\text{гамма}) = 10^{-3} \text{см}^{-1/2} \text{Г}^{1/2} \text{с}^{-1};$$

$$\text{Тл} = 10^4 \text{Гс} = 10^9 \text{нТл (нанотесла)} = 10^9 \gamma (\text{гамма});$$

$A = 4\pi \cdot 10^{-1}$ Гб (гильберт);
 $\text{Вб (вебер)} = \text{кг} \cdot \text{м}^2 / (\text{А} \cdot \text{с}^2)$;
 $\text{Вб} / \text{м}^2 = \text{Тл}$.

У сучасній магніторозвідці зазвичай використовують величину нТл, яка, як впливає з наведених співвідношень, дорівнює одній γ або 10^{-5} Гс.

Розділ. 3.3. Методи відновлення гармонійних функцій за магнітним полем ΔT і функція В.М. Страхова ΔS .

Гармонійний компонент скалярної магнітної аномалії ΔT

Ю.П. Тафеев показав (рис. 3.8), що в разі слабких магнітних аномалій величина ΔT з деякою похибкою є проекцією вектора аномального поля на напрямок вектора нормального поля. Аналітично це записується за допомогою співвідношення [Тафеев, 1953]:

$$\Delta T \approx T_a \cos \gamma. \quad (3.100)$$

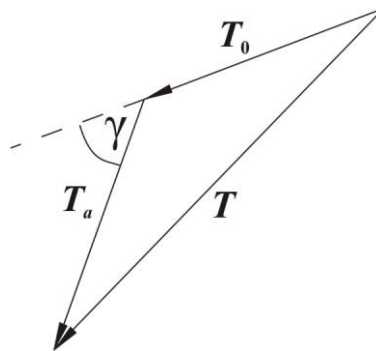


Рис. 3.8. До висновку формули (3.100).

З огляду на скалярний добуток векторів [Зельдович, Мышкис, 1972, стор. 287]

$$T_0 \cdot T_a = T_0 T_a \cos \gamma, \quad (3.101)$$

де враховано (див. рис. 3.8), що в цьому випадку маємо справу зі зворотним вектором, тобто $T_0 = -T_0$, наближена рівність (14) переписується як

$$\Delta T \approx \Delta T_0 = \frac{T_0 \cdot T_a}{T_0}. \quad (3.102)$$

Величину ΔT_0 , як проекцію вектора напруженості аномального магнітного поля на деякий постійний напрямок (в даному випадку напрямок вектора нормального поля), можна розглядати як функцію гармонійну. Строгі умови гармонійності функції ΔT_0 вказав В.М. Страхов. Його основну рівність [Страхов, 1993, ф-ла (12)] легко отримати з формули (3.102), якщо в неї підставити значення векторів T_a й T_0 з співвідношень:

$$\Delta T_0 = t_1 X_a + t_2 Y_a + t_3 Z_a, \quad (3.103)$$

де

$$t_1 = \frac{X_0}{T_0}, \quad t_2 = \frac{Y_0}{T_0}, \quad t_3 = \frac{Z_0}{T_0}. \quad (3.104)$$

Якщо прийняти, що величини t_1 , t_2 і t_3 постійні і виконується умова

$$\frac{T_a}{T_0} \ll 1, \quad (3.105)$$

то

$$\nabla^2(\Delta T_0) = 0. \quad (3.106)$$

Дотримуючись [Страхов, 1993], функцію ΔT_0 будемо називати також лінеаризованим поданням поля ΔT , а з викладеного вище очевидні умови її гармонійності. Всі наведені міркування виправдовують в ряді випадків використання наближеної рівності $\Delta T \approx \Delta T_0$, якщо магнітні аномалії слабкі.

Однак, з огляду на сучасну високу точність аеромагнітної зйомки, наближення (16) стає занадто грубим і автори [Гордин и др., 2006; Тихоцкий, 2011] отримали співвідношення

$$\Delta T = \Delta T_0 + \frac{(T_a)^2 - (\Delta T_0)^2}{2T_0} + \dots, \quad (3.107)$$

яке послугувало основою для розробленого ними ітераційного процесу відновлення ΔT_0 за ΔT .

Використовуючи ідею побудов Ю.П. Тафеева, отримаємо його уточнену формулу [Тафеев, 1953, стор. 3] і покажемо, що безпосередньо з неї випливає формула (3.107).

Застосовуючи теорему косинусів щодо трикутника, зображеного на рис. 3.8, а також з огляду на те що $|\mathbf{T}|=T$, $|\mathbf{T}_a|=T_a$ и $|\mathbf{T}_0|=T_0$, маємо

$$T = (T_a^2 + T_0^2 + 2T_a T_0 \cos \gamma)^{1/2}. \quad (3.108)$$

Тоді на підставі (1):

$$\Delta T = (T_a^2 + T_0^2 + 2T_a T_0 \cos \gamma)^{1/2} - T_0. \quad (3.109)$$

Розкладемо рівність (23) в ряд Маклорена за ступенями T_a й утримаємо члени з похідними не вище другої, тобто скористаємося формулою [Корн, Корн, 1973, стор. 145]:

$$\Delta T(T_a) = \Delta T(0) + \frac{T_a}{1!} \Delta T'(0) + \frac{T_a^2}{2!} \Delta T''(0) + \dots \quad (3.110)$$

Виконуючи в (24) обчислення, отримаємо:

$$\Delta T(0) = 0, \quad (3.111)$$

$$\Delta T'(0) = \cos \gamma, \quad (3.112)$$

$$\Delta T''(0) = \frac{1 - \cos^2 \gamma}{T_0}. \quad (3.113)$$

Підставляючи (25)—(27) в ряд (24), остаточно маємо:

$$\Delta T = T_a \cos \gamma + \frac{1 - \cos^2 \gamma}{2T_0} T_a^2 + \dots \quad (3.114)$$

Відтак, формулу (3.100) уточнено до другого члена ряду.

Підставляючи в формулу (3.114) значення $\cos \gamma$ з скалярного добутку векторів (3.101), а також беручи до уваги рівність (3.102), формула (3.114) відразу переходить у вираз (3.107), тобто таким чином приходимо до основної формули з робіт [Гордин и др., 2006; Тихоцкий, 2011]. Отже, головна ідея побудови гармонійного компонента за спостереженою величиною ΔT у Ю.П. Тафеева [Тафеев, 1953] і авторів робіт [Гордин и др., 2006; Тихоцкий, 2011] спільна. Але в роботах [Гордин и др., 2006; Тихоцкий, 2011] розроблено алгоритм, що дає змогу

цю спільну ідею реалізувати на практиці і відновлювати гармонійний компонент ΔT_0 за полем ΔT принаймні за умови, що $\frac{T_a}{T_0} < 0,3$.

Аналітичні вирази для функції В.М. Страхова ΔS .

У статті В.М. Страхова [Страхов, 1993] і в наступних його публікаціях [Страхов, 2000; Страхов и др., 2009] підкреслюється, що ΔT є складною нелінійною функцією як від значень компонент вектора напруженості аномального магнітного поля, так і від компонент вектора намагніченості аномалієутворюючого об'єкта. Через певні обставини аналітична теорія функції ΔT вельми складна, В.М. Страхов пропонує нову характеристику аномального магнітного поля ΔS , яка є квадратичною функцією від тих же компонент аномального поля і намагніченості тіл. В результаті аналітична теорія ΔS істотно спрощується порівнюючи з відповідною теорією для ΔT [Старостенко и др., 2013].

Випишемо аналітичні вирази для функції ΔS , запропоновані В.М. Страховим. Основне з них [Страхов, 1993]

$$\Delta S = \frac{T^2 - T_0^2}{2T_0}, \quad (3.115)$$

де, як і раніше, залежність ΔS , T і T_0 від координат (x, y, z) не виписується. Підставляючи в (3.115) значення T_0 і T і враховуючи (3.103), співвідношення (3.115) переходить у вираз:

$$\Delta S = \Delta T_0 + \frac{T_a^2}{2T_0}. \quad (3.116)$$

Нарешті, співвідношення (3.115) легко переписати таким чином:

$$\Delta S = \Delta T \left(1 + \frac{\Delta T}{2T_0} \right). \quad (3.117)$$

Вираз (3.117) є основним для перерахунку ΔT в ΔS .

При виконанні умови (3.105) на підставі (3.116) і (3.1026) очевидно, що

$$\Delta T \approx \Delta T_0 \approx \Delta S, \quad (3.118)$$

тобто в разі слабких аномалій магнітного поля T_a поля ΔT і ΔS в морфологічному і кількісному відношенні будуть близькими [Страхов, 1993].

Про вимірювання магнітної напруженості \mathbf{H} і магнітної індукції \mathbf{B} в матеріальному середовищі і фізичне розуміння цих полів.

У книзі [Трошков, Грознова, 1985, стор. 11] відзначається, що вектор \mathbf{T} є вектором магнітної індукції \mathbf{B} , а не напруженості \mathbf{H} , як це зазвичай прийнято в геофізичній практиці і літературі. Зважаючи на те, що в цьому важливому питанні є різночитання, коротко на ньому зупинимося.

Відповідно до класичної електродинамічної теорії фундаментальною величиною магнітного поля вважається \mathbf{B} , а не \mathbf{H} , тому що відсутність магнітного заряду означає, що $\operatorname{div}\mathbf{B} = 0$ усюди, навіть всередині атомів. З цієї умови випливає, що середнє макроскопічне поле всередині речовини дорівнює \mathbf{B} , а не \mathbf{H} [Ландау, Лифшиц, 1959, стор. 151].

Раніше не тільки в геофізиці, а й у фізиці [Парселл, 1971, стор. 387] цей факт чітко не усвідомлювався, а крім того можливості безпосереднього контролю вектора намагніченості \mathbf{I} , а отже, і поля \mathbf{B} , вельми обмежені. Тому в практиці магнітометрії традиційно віддається перевага полю \mathbf{H} [Шуман, 2003; Старостенко и др., 2009, Додаток].

Зауважимо, що в найсерйозніших фундаментальних курсах фізики давно зазначалося [Фейнман и др., 1966, с. 143] і вказується досі [Каршенбойм, 2005], що оскільки в різних системах одиниць (CGS і SI) напруженість \mathbf{H} і індукція \mathbf{B} магнітного поля мають різну розмірність, то це призводить як до певних зручностей, так і до ряду незручностей і труднощів. У магнітометрії це питання висвітлювалося в роботах [Тафеев, Соколов, 1981, стор. 34—37; Старостенко и др., 2009, Додаток та ін.].

Тому для визначеності взаємозв'язок полів \mathbf{H} і \mathbf{B} розглянемо в системі SI.

Відомо [Фейнман и др., 1966, стор. 143; Паркинсон, 1986, стор. 20—22], що

$$\mathbf{H} = \mu_0^{-1} \mathbf{B} - \mathbf{I}, \quad (3.119)$$

де $\mu_0 = 4\pi 10^{-7} \text{ Гн (генри) м}^{-1}$. Звідси

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mu \mathbf{H}, \quad (3.120)$$

оскільки [Ландау, Лифшиц, 1959, стор. 151, 152]

$$\mathbf{I} = \chi^H \mathbf{H} \quad (3.121)$$

і

$$\mu = 1 + \chi^H. \quad (3.122)$$

Тут χ^H — магнітна сприйнятливість, μ — відносна магнітна проникність, $\mu_0 \mu$ — абсолютна магнітна проникність [Никольский, 1978, стор. 31; Паркинсон, 1986, стор. 21, 22].

Магнітна індукція у вакуумі \mathbf{B}_0 при деякій напруженості \mathbf{H} описується рівністю

$$\mathbf{B}_0 = \mu_0 \mathbf{H}, \quad (3.123)$$

що випливає з (3.120) і (3.122), оскільки в вакуумі $\chi^H = 0$ і, отже, $\mu = 1$. Ситуація мало відрізняється в повітрі або воді: $\chi^H \approx 0$, $\mu \approx 1$ [Никитский, Глебовский, 1980, стор. 4, 5].

Отже, відповідно до виразу (3.123) абсолютно байдуже, яке поле, \mathbf{H} або \mathbf{B} , використовувати для інтерпретації магнітометричних спостережень, виконаних в вакуумі або над земною поверхнею (в повітрі або в морі), оскільки в цих умовах відмінності між \mathbf{H} і \mathbf{B} несуттєві (μ_0 — лише коефіцієнт пропорційності) [Парселл, 1971, стор. 385—389].

Усередині намагніченого середовища між \mathbf{H} і \mathbf{B} є велика різниця. Зупинимося на цьому важливому для практики питанні, слідуючи основним побудовам, наведеним у монографії [Шуман, Савин, 2011, стор. 106—107]. Покажемо, що для виконання умови соленоїдальності (бездивергентності) поля [Булах, Шуман, 1998, стор. 187—192] є суттєвим не тільки вид функції \mathbf{B} , але і геометричні властивості області, в якій знаходиться поле \mathbf{B} .

Будемо розрізняти два випадки.

Перший випадок. Відповідно до теореми Гауса—Остроградського [Корн, Корн, 1973, стор. 175] векторне поле \mathbf{V} соленоїдальне в області \mathbf{R}^3 , якщо для нього всюди $\operatorname{div}\mathbf{V} = 0$. Однак в разі сферичного шару $L(a, b)$, утвореного концентричними поверхнями $L(r)$ при $r = a$ і $L(r)$ при $r = b$, ($a < b$), ситуація інша. Розглянемо її.

Дотримуючись визначення дивергенції [Дивергенция ..., 1979; Зельдович, Мышкис, 1972, стор. 333; Булах, Шуман, 1998, стор. 52—56], запишемо:

$$\operatorname{div}\mathbf{V} = \lim_{v \rightarrow 0} \frac{\int_S \mathbf{V} \, dS}{v} = 0, \quad (3.124)$$

де v — малий об'єм, S — замкнута поверхня, що обмежує цей об'єм.

Задамося питанням: яким умовам повинні задовольняти v і dS , щоб інтеграл в (3.124) завжди дорівнював нулю? Легко бачити, що в разі обраної геометрії існує два типи поверхонь S , що обмежують обраний об'єм v , а саме, охоплюють і не охоплюють поверхню $L(a)$. За теоремою Гауса—Остроградського потік векторного поля через замкнуті поверхні S , що не охоплюють $L(a)$, буде завжди прагнути до нуля, потік же вектора через поверхні S , що охоплюють $L(a)$ буде рівним $4\pi a^2 \langle Br \rangle_a$, де знак $\langle \rangle_a$ означає середнє значення \mathbf{V} на сфері з радіусом $r = a$. Очевидно, що всі сфери $L(r)$ при $r = a, \dots, b$, ($a \leq r \leq b$) належать до другого типу поверхонь S , що охоплюють $L(a)$.

Отже, векторне поле \mathbf{V} є соленоїдальним в сферичному шарі $L(a, b)$, якщо воно задовольняє двом умовам [Backus, 1986; Шуман, Савин, 2011, стор. 106]:

$$\operatorname{div}\mathbf{V} = 0, \quad \text{і} \quad \langle B_r \rangle_{(a,b)} = 0. \quad (3.125)$$

Другий випадок. Розглянемо фізичний зміст магнітної індукції \mathbf{V} . Як відомо, напруженість електричного поля \mathbf{E} і індукція \mathbf{V} в вакуумі визначається силою Лоренца, що діє на пробний елементарний заряд q , що рухається зі швидкістю ω , що описується співвідношенням [Лоренца сила ..., 1963, стор. 19; Никольский, 1978, стор. 15]:

$$\mathbf{F} = q[\mathbf{E} + (\omega \times \mathbf{V})], \quad (3.126)$$

де \times — символ векторного добутку векторів. Однак в разі конденсованих середовищ заряд q поляризує довкілля. Це призводить до додаткової сили, що діє на заряд q , і визначення цієї додаткової сили залежить від виду матеріальних рівнянь. Наприкінці утворюється замкнене коло: визначення полів за допомогою сили Лоренца можливо після визначення виду полів [Виноградов, 2002]. В цьому випадку можливий інший спосіб визначення \mathbf{E} , \mathbf{D} (електрична індукція), \mathbf{H} і \mathbf{B} , пов'язаний з встановленням граничних умов (метод порожнини [Виноградов, 2002; Калашников, 1970, стор. 242—245]): *поле усередині порожнини в матеріальному середовищі дорівнює \mathbf{E} , \mathbf{H} , якщо порожнина витягнута уздовж силових ліній, або дорівнює \mathbf{D} , \mathbf{B} , якщо порожнина сплюснута.*

Отже, завдання граничних умов — необхідна і достатня умова для вирішення даного питання. Інакше кажучи, граничні умови, законність яких може бути встановлена тільки експериментально або за допомогою мікроскопічної теорії, що описує структуру приповерхневого перехідного шару, визначає метод вимірювання полів всередині середовища і водночас їх фізичний зміст [Виноградов, 2002]. Ігнорування цього факту може стати причиною різночитань при трактуванні результатів магнітометричних вимірювань.

З викладеного зрозуміло, що було б помилковим однозначно трактувати поле \mathbf{T} , яке вимірюється в повітрі або воді як поле магнітної індукції. Сенс його визначається способом вимірювання поля, тобто налаштуванням апаратури, оскільки \mathbf{H} і \mathbf{B} , як це очевидно з співвідношення (3.123), пов'язані між собою тільки коефіцієнтом пропорційності μ_0 .

Висновки до Розділу 3

- Проведено рішення прямої задачі магнітометрії для довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми і чотирикутної зрізаної піраміди з анізотропною і ізотропною магнітною сприйнятливістю. Рішення призначені для вивчення структурних і рудних геологічних середовищ. Використовуючи

спільно аналогічні відомі рішення в гравіметрії і геотермії, зручно будувати локальні і регіональні комплексні геофізичні моделі за сукупністю геолого-геофізичних даних.

- Приведено закономірності В.М. Завойського про зв'язок орієнтації тензора магнітної сприйнятливості щодо анізотропних монокліналей і складчастих структур. Установлений зв'язок істотно полегшує теорію і практику вирішення тривимірних прямих задач магнітометрії для анізотропних середовищ.
- Досліджено розподіл магнітних мас в анізотропних тілах. Показано, що магнітна густина об'ємних мас монокліналей, шаруватих і складчастих порід в загальному випадку обертається в нуль. Відповідно магнітні поля перерахованих структур створюються тільки поверхневими масами.
- Використовуючи закономірності В.М. Завойського, вдосконалено теорію і побудовано алгоритми розподілу поверхневих магнітних мас в складчастих тектонічних структурах.
- Описано зв'язок напруженості магнітного поля H і магнітної індукції B у різних системах одиниць (CGS і SI).
- Використовуючи ідеї Ю.П. Тафєєва, уточнено його формулу до члена другого порядку, яка свідчить, що при слабких магнітних аномаліях величина ΔT з деякою похибкою є проекцією вектора аномального поля на напрямок вектора нормального поля.

Перелік використаних джерел до Розділу 3

- Акивис, М.А., Гольдберг, В.В. (1969). *Тензорное исчисление*. Москва: Наука, 352 с.
- Алексидзе, М.А. (1985). *Решение некоторых основных задач гравиметрии*. Тбилиси: Мецниереба, 412 с.
- Алексидзе, М.А., Лекишвили, Н.Л. (1983). О трудностях трансформации и пересчета гравитационного поля. В кн.: *Теория и практика интерпретации*

- гравитационных и магнитных полей в СССР* (С. 109—117). Киев: Наук. думка.
- Блох, Ю.И. (1987). Решение прямой задачи магниторазведки для трехмерных анизотропных геологических объектов с учетом размагничивания. *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*, (12), 49—55.
- Бредов, М.М., Румянцев, В.В., Топтыгин, И.М. (1985). *Классическая электродинамика*. Москва: Наука, 400 с.
- Бронштейн, И.Н., Семендяев, К.А. (1986). *Справочник по математике*. Москва: Наука, 544 с.
- Булах, Е.Г., Шуман, В.Н. (1998). *Основы векторного анализа и теория поля*. Киев: Наук. думка, 360 с.
- Веселов, К.Е., Сагитов, М.У. (1968). *Гравиметрическая разведка*. Москва: Недра, 512 с.
- Виноградов, А.П. (2002). К вопросу о форме материальных уравнений в электродинамике. *Успехи физ. наук*, 172(3), 363—370.
- Воеводин, В.В. (1974). *Линейная алгебра*. Москва: Наука, 336 с.
- Вонсовский, С.В. (1963). Магнитная анизотропия. В кн.: *Физический энциклопедический словарь* (Т. 3, С. 50). Москва: Советская энциклопедия.
- Вонсовский, С.В. (1971). *Магнетизм*. Москва: Наука, 1032 с.
- Гордин, В.М., Тихоцкий, С.А., Шур, Д.Ю. (2006). О восстановлении гармонического компонента аномалий модуля магнитного поля. *Физика Земли*, (4), 69—79.
- Грушинский, Н.П. (1960). *Гравиметрия геодезическая*. *Физический энциклопедический словарь*. Т. 1. Москва: Советская энциклопедия, 664 с.
- Дивергенция. (1979). *Математическая энциклопедия* (Т. 2, С. 1103). Москва: Советская энциклопедия.
- Завойский, В.Н. (1973). О зависимости вязкой намагниченности от структурно-текстурных особенностей породы (на примере железистых кварцитов). *Геофиз. сб.*, (55), 47—53.

- Завойский, В.Н. (1975). Методика интерпретации магнитных аномалий автоматизированным методом подбора с учетом анизотропии восприимчивости пород. В кн.: *Структура фундамента и железорудные месторождения северного склона Украинского щита* (С. 105—121). Киев: Наук. думка.
- Завойский, В.Н. (1978). Вычисление магнитных полей от анизотропных трехмерных тел в задачах магниторазведки. *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*, (1), 76—85.
- Завойский, В.Н. (1979). Определение ориентации текстурного эллипсоида пород с помощью необратимой магнитной восприимчивости. *Докл. АН УССР. Сер. Б*, (10), 798—801.
- Завойский, В.Н. (1980). Определение собственных направлений и собственных значений тензора магнитной анизотропии пород с использованием остаточной намагниченности. *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*, (1), 111—119.
- Завойский, В.Н. (1982). Использование тензора магнитной восприимчивости для решения задач структурной геологии. *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*, (3), 76—84.
- Завойский, В.Н. (1989). Обработка угловых измерений геологических линеаментов. *Геофиз. журн.*, 11(2), 89—93.
- Завойский, В.Н., Иващенко, И.Н. (1973). Алгоритм решения на ЭВМ двумерной прямой задачи магниторазведки для анизотропных по восприимчивости пород. *Геофиз. сб.*, (56), 63—68.
- Завойский, В.Н., Иващенко, И.Н. (1990). Интерпретация Криворожской магнитной аномалии. *Докл. АН Украины. Сер. Б*, (1), 9—12.
- Завойский, В.Н., Крутиховская, З.А. (1961). Об остаточной намагниченности железистых кварцитов в южном замыкании Криворожского синклинория. *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.*, (8), 1150—1157.
- Завойский, В.Н., Крутиховская, З.А. (1975). Магнитные свойства пород железорудной формации и вопросы, связанные с их практическим

- использованием. В кн.: *Структура фундамента и железорудные месторождения северного склона Украинского щита* (С. 43—68). Киев: Наук. думка.
- Завойський, В.М. (1980). Зв'язок між деформацією і магнітною анізотропією в породах залізорудної формації. *Доп. АН УРСР. Сер. Б*, (7), 9—12.
- Завойський, В.М. (1999). Магнітна анізотропія порід і використання її для розв'язку структурних задач: *Автореф. дис. ... д-ра фіз.-мат. наук*. Київ, 34 с.
- Завойський, В.М. (1999). Магнітна анізотропія порід і використання її для розв'язку структурних задач: *Дис. ... д-ра фіз.-мат. наук*. Київ, 385 с.
- Завойський, В.М., Іващенко, І.М., Сірополка, П.Т. (1971). Наближений розв'язок прямої задачі магніторозвідки анізотропних порід. *Доп. АН УРСР. Сер. Б*, (5), 416—420.
- Зельдович, Я.Б., Мышкис, А.Д. (1972). *Элементы прикладной математики*. Москва: Наука, 592 с.
- Идельсон, Н.И. (1936). *Теория потенциала*. Ленинград-Москва: Изд. ОНТИ, 424 с.
- Калашников, С.Г. (1970). *Электричество*. Москва: Наука, 668 с.
- Каршенбойм, С.Г. (2005). Фундаментальные физические константы: роль в физике и метрологии и рекомендованные значения. *Успехи физ. наук*, 175(3), 271—298.
- Кинг, Р., Смит, Г. (1984). *Антенны в материальных средах*. Кн.1. Москва: Мир, 416 с.
- Коваленко-Завойський, В.М., Іващенко, І.М. (1995). Спосіб вимірювання в свердловині тензора магнітної сприйнятливості. *Геофиз. журн.*, 17(6), 63—68.
- Коваленко-Завойський, В.М., Іващенко, І.М. (2002). Тензорне поле магнітної сприйнятливості залізокремнистої формації Криворізького басейну. *Геофиз. журн.*, 24(5), 43—55.
- Коваленко-Завойський, В.М., Іващенко, І.М. (2003). Неоднорідність і магнітна анізотропія порід. *Геофиз. журн.*, 25(1), 110—116.

- Корн, Г., Корн, Т. (1973). *Справочник по математике*. Москва: Наука, 832 с.
- Крутиховская, З.А. (Ред.). (1977). *Карта аномального магнитного поля Украинского щита*. Киев.
- Ландау, Л.Д., Лифшиц, Е.М. (1959). *Электродинамика сплошных сред*. Москва: Физматгиз, 532 с.
- Лоренца сила. (1963). *Физический энциклопедический словарь* (Т. 3, С. 624). Москва: Советская энциклопедия.
- Мак-Коннел, А.Дж. (1963). *Введение в тензорный анализ*. Москва: Физматгиз, 412 с.
- Максвелла уравнения. (1963). *Физический энциклопедический словарь* (Т. 3, С. 123—126). Москва: Советская энциклопедия.
- Матасова, Г.Г., Казанский, А.Ю., Зыкина, В.С. (2004). Анизотропия магнитной восприимчивости лессово-почвенных отложений (на примере опорного разреза Белово, Западная Сибирь). *Физика Земли*, (2), 50—65.
- Мышкис, А.Д. (1971). *Математика для вузов. Специальные курсы*. Москва: Наука, 632 с.
- Никитский, В.Е., Глебовский, Ю.С. (Ред.). (1980). *Магниторазведка. Справочник геофизика*. Москва: Недра. 368 с.
- Никольский, В.В. (1978). *Электродинамика и распространение радиоволн*. Москва: Наука, 544 с.
- Онищик А.Л. (1985). Тензор. В кн.: *Математическая энциклопедия* (Т. 5, С. 326—329). Москва: Советская энциклопедия.
- Паркинсон, У. (1986). *Введение в геомагнетизм*. Москва: Мир, 528 с.
- Парселл, Э. (1971). *Электричество и магнетизм*. Москва: Наука, 448 с.
- Старостенко В.И., Шуман В.Н., Пашкевич И.К., Легостаева О.В., Савченко А.С. (2013). Методы восстановления гармонических функций по магнитному полю ΔT и функция В.Н.Страхова ΔS : обзор. *Физика Земли*, (1), 151—160.
- Старостенко, В.И. (1978). *Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии*. Киев: Наук. думка, 228 с.

- Старостенко, В.И., Завойский, В.Н., Легостаева, О.В. (2005). Прямая задача магнитометрии для трехмерных тел сложной формы с анизотропной магнитной восприимчивостью. *Физика Земли*, (7), 81—90.
- Старостенко, В.И., Шуман, В.Н., Иващенко, И.Н., Легостаева, О.В., Савченко, А.С., Скриник, О.Я. (2009). Магнитные поля трехмерных анизотропных тел: теория и практика вычислений. *Физика Земли*, (8), 20—35.
- Страхов, В.Н. (1990). Прямая и обратная задачи гравиразведки. Классы обратных задач. В кн.: *Гравиразведка. Справочник геофизика* (С. 225—230). Москва: Недра.
- Страхов, В.Н. (1993). Функции ΔS и ΔW — новые характеристики аномального магнитного поля. *Докл. РАН*, 329(4), 438—441.
- Страхов, В.Н. (2000). *О подготовке специалистов в области гравиразведки и магниторазведки в высших учебных заведениях России*. Москва: Изд. ОИФЗ РАН, 60 с.
- Страхов, В.Н., Керимов, И.А., Степанова, И.Э. (2009). *Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитических аппроксимаций гравитационных и магнитных полей*. Москва: Изд. ИФЗ РАН, 254 с.
- Тафеев, Г.П., Соколов, К.П. (1981). *Геологическая интерпретация магнитных аномалий*. Ленинград: Недра, 328 с.
- Тафеев, Ю.П. (1953). О расчетах магнитного поля ΔT . В кн.: *Геофизическая разведка рудных месторождений* (С. 3—42). Москва: Госгеолиздат.
- Тихоцкий, С.А. (2011). Разработка математических методов и алгоритмов решения обратных задач геофизики и обработки геофизических данных: *Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук*. Москва, 42 с.
- Трошков, Г.А., Грознова, А.А. (1985). *Математические методы интерпретации магнитных аномалий*. Москва: Недра, 150 с.
- Фейнман, Р., Лейтон, Р., Сэндс, М. (1966). *Фейнмановские лекции по физике*. Вып.7. Москва: Мир, 291 с.

- Фихтенгольц, Г.М. (1963). *Курс дифференциального и интегрального исчисления*. Т. 3. Москва: Физматгиз, 656 с.
- Черный, А.В. (1992). Избранные задачи гравиметрии и гравиразведки и методы их решения: *Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук*. Киев, 34 с.
- Шолпо, Л.Е. (1977). *Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач*. Ленинград: Недра, 184 с.
- Шуман, В.Н. (2003). Геоэлектродинамические основы электромагнитных зондирований диспергирующих поглощающих сред. *Геофиз. журн.*, 25(5), 31—42.
- Шуман, В.Н., Савин, М.Г. (2011). *Математические модели геоэлектрики*. Киев: Наук. думка, 240 с.
- Эз, В.В. (1985). *Складкообразование в земной коре*. Москва: Недра, 240 с.
- Backus, G. (1986). Poloidal and Toroidal Fields in Geomagnetic Field Modeling. *Reviews of Geophysics*, 24(1), 75—109. doi:10.1029/RG024i001p00075.
- Jung, K. (1961). *Schwerkraftverfahren in der Angewandten Geophysik*. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft, Geest & Portig K, 348 p.
- Nowaczyk, N.R. (2003). Detailed study on the anisotropy of magnetic susceptibility of arctic marine sediments. *Geophysical Journal International*, 152(2), 302—317. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01844.x.
- Uyeda, S., Fuller, M.D., Belshe, J.C., Girdler, R.W. (1963). Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68(1), 279—291. doi:10.1029/JZ068i001p00279.

РОЗДІЛ 4. ПРЯМА СТАЦІОНАРНА ЗАДАЧА ГЕОТЕРМІЇ

Швидке збільшення обсягів геотермічної інформації, підвищення детальності досліджень і зростаюче їх значення для вирішення фундаментальних і прикладних завдань геології і геофізики [Hurtig et al., 1992; Исаев, Волкова, 1997, 1998; Исаев и др., 1995, 2001; Гордиенко и др., 2002а,б; Исаев, 2002; Усенко, 2002; Hurter, Naenel, 2002] вимагають створення нових і вдосконалення старих методів кількісної інтерпретації спостережених теплових полів.

У гравіметрії накопичений багаторічний успішний досвід використання однорідних і неоднорідних довільно зрізаних вертикальних прямокутних призм для апроксимації тривимірних шаруватих середовищ [Старостенко, 1978; Старостенко, Легостаева, 1998]. Така призма є не тільки зручною для формування геологічних контактних поверхонь і різних структурних об'єктів [Старостенко, 1978; Старостенко, Легостаева, 1998], а й дає змогу автоматизувати дві важливі процедури: 1) введення в комп'ютер вихідної геолого-геофізичної інформації, заданої у вигляді карт гладких функцій або гладких функцій з розривами першого роду, 2) підготовку по зображеннях карт цифрових даних, що безпосередньо використовуються для розв'язання прямих задач [Легостаева, 1999; Старостенко и др., 1997, 2003].

Накопичений у гравіметрії досвід доцільно перенести в геотермію. Це дасть змогу, зокрема, більш легко здійснювати комплексну інтерпретацію даних гравіметрії і геотермії.

Дано рішення задач розподілу температури $T(x,y,z)$ і теплового потоку $q(x,y,z)$, що породжуються стаціонарним джерелом тепла, яким слугує неоднорідна довільно зрізана вертикальна прямокутна призма. Попередньо дано рішення тих же задач для точкової маси і вертикального стержня. Це, по-перше, має самостійний інтерес, а по-друге, повністю прояснює застосований спосіб вирішення основних задач.

Усі рішення записані в правій системі прямокутних координат, в якій вісь z спрямована вертикально вниз. Через (x, y, z) будемо позначати координати точок

спостереження, а через (ξ, η, ζ) — координати точок тіла (рис. 4.1). Ідея рішень запозичена з монографії [Кутас и др., 1989, ф-ли 3.46 і 3.47]). Вперше цю ідею сформульовано в [Кутас, 1965, 1972]. Крім того, рішення задач спирається на результати, що містяться в статті [Старостенко, Легостаева, 1998].

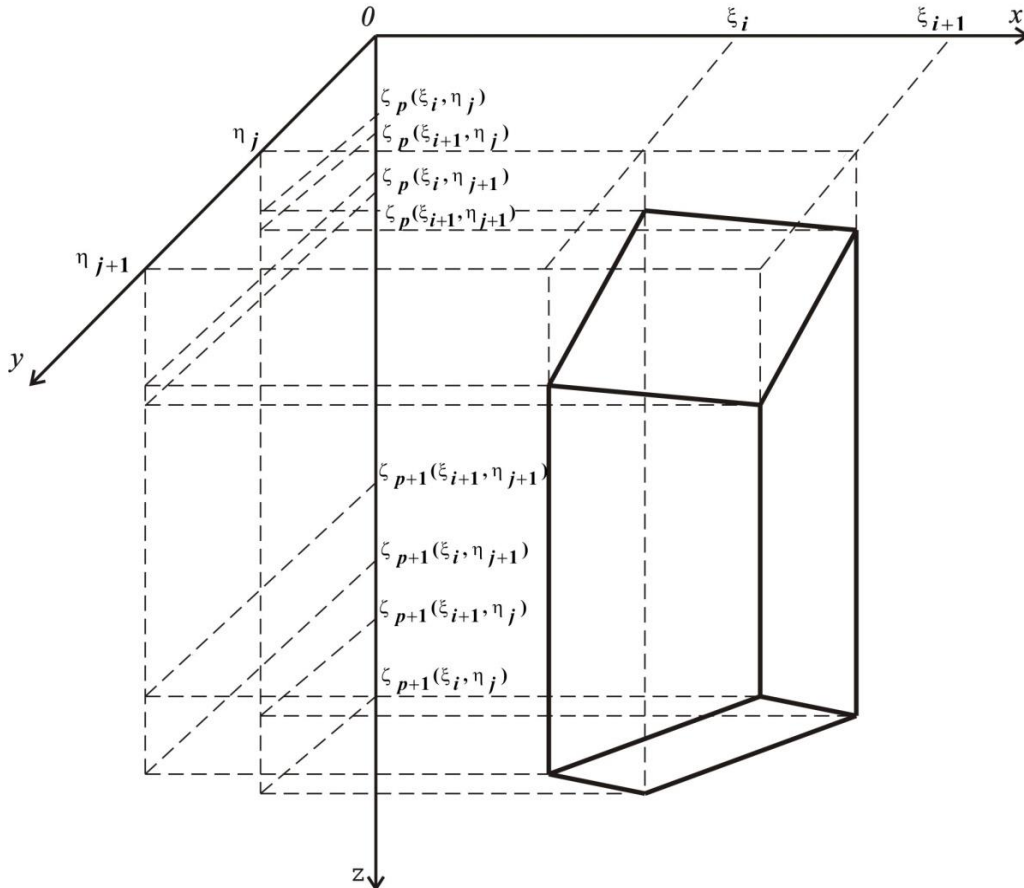


Рис. 4.1. Розташування довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми щодо правої системи прямокутних координат.

4.1. ПРЯМА СТАЦІОНАРНА ЗАДАЧ ГЕОТЕРМІЇ ДЛЯ ТОЧКОВОЇ МАСИ

Положення точкової маси визначається координатами (ξ, η, ζ) , причому ζ — її глибина (рис. 4.2). Тоді гравітаційний потенціал для точки одиничної маси $dm = d\xi d\eta d\zeta = 1$ з точністю до коефіцієнта, рівного гравітаційній постійній f (тобто штучно приймаємо, що $f = 1$), описується як

$$V(x, y, z) = \frac{1}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{1/2}}. \quad (4.1)$$

Також маємо фіктивну аналогічну точку з глибиною ζ , яка стосовно площини $z = 0$ розташована дзеркально щодо точки з глибиною ζ (таким чином задовольняється нульова гранична умова на площині $z = 0$ для температури $T(x, y, z)$ [Кутас и др., 1989, стор. 59]). Для цієї точки потенціал відображення буде таким:

$$V^{\text{обр}}(x, y, z) = \frac{1}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (-\zeta - z)^2]^{1/2}} = \frac{1}{[s^2 + (\zeta + z)^2]^{1/2}}, \quad (4.2)$$

де

$$s^2 = (\xi - x)^2 + (\eta - y)^2. \quad (4.3)$$

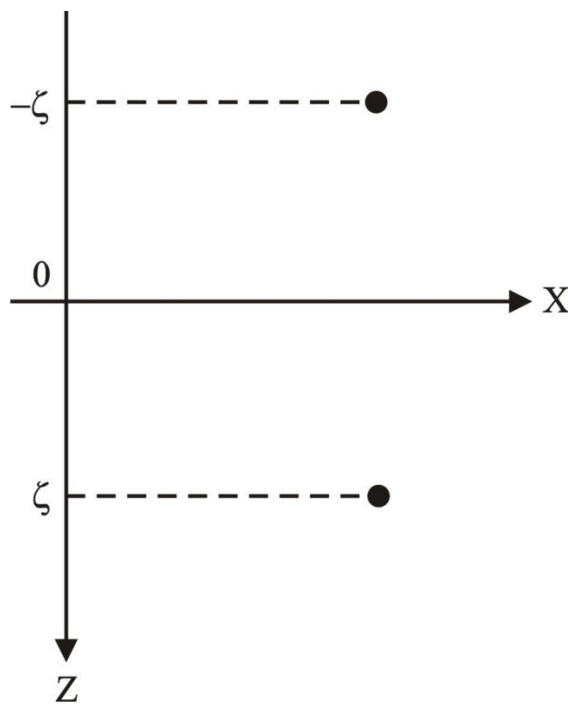


Рис. 4.2. Схема розташування
точкової маси і її фіктивного відображення щодо прямокутної системи
координат.

Тоді стаціонарна температура $T(x, y, z)$, що генерується точковою масою, у якій Q — густина теплогенерації і λ — коефіцієнт теплопровідності, в точках (x, y, z) однорідного півпростору описується виразом:

$$T(x, y, z) = V(x, y, z) - V^{\text{отоб}}(x, y, z) = \frac{Q}{4\pi\lambda} \left\{ \frac{1}{[s^2 + (\zeta - z)^2]^{1/2}} - \frac{1}{[s^2 + (\zeta + z)^2]^{1/2}} \right\}. \quad (4.4)$$

Стационарний тепловий потік, створюваний точкової масою в однорідному півпросторі, описується формулою, яку одержують шляхом диференціювання співвідношення (4.4) у напрямку z :

$$q(x, y, z) = V_z(x, y, z) - V_z^{\text{отоб}}(x, y, z) = \frac{Q}{4\pi} \left\{ \frac{\zeta - z}{[s^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2}} + \frac{\zeta + z}{[s^2 + (\zeta + z)^2]^{3/2}} \right\}, \quad (4.5)$$

де приймається, що коефіцієнт теплопровідності $\lambda = 1$.

4.2. ПРЯМА СТАЦІОНАРНА ЗАДАЧА ГЕОТЕРМІЇ ДЛЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО СТЕРЖНЯ.

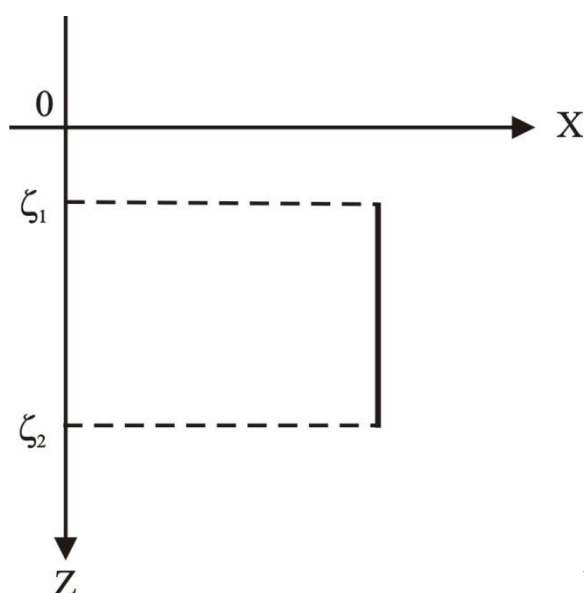


Рис. 4.3. Схема розташування вертикального стержня щодо прямокутної системи координат.

Нехай верхній і нижній кінці вертикального стержня розташовані на глибинах ζ_1 і ζ_2 відповідно (рис. 4.3). Щоб отримати формули для розподілу стаціонарних температур і теплового потоку, що генеруються цим вертикальним стержнем, необхідно в правих частинах формул (4.4) і (4.5) виконати інтегрування за ζ в межах від ζ_1 до ζ_2 . Це дає:

$$T(x, y, z) = \frac{Q}{4\pi\lambda} \ln \frac{(\zeta - z) + [s^2 + (\zeta - z)^2]^{1/2}}{(\zeta + z) + [s^2 + (\zeta + z)^2]^{1/2}} \Big|_{\zeta=\zeta_1}^{\zeta_2} \quad (4.6)$$

і

$$q(x, y, z) = -\frac{Q}{4\pi} \left\{ \frac{1}{[s^2 + (\zeta - z)^2]^{1/2}} + \frac{1}{[s^2 + (\zeta + z)^2]^{1/2}} \right\} \Big|_{\zeta=\zeta_1}^{\zeta_2}. \quad (4.7)$$

4.3. ПРЯМА СТАЦІОНАРНА ЗАДАЧ ГЕОТЕРМІЇ ДЛЯ НЕОДНОРІДНОЇ ДОВІЛЬНО ЗРІЗАНОЇ ВЕРТИКАЛЬНОЇ ПРЯМОКУТНОЇ ПРИЗМИ

Поняття «неоднорідність» призми вимагає уточнення, для чого введемо визначення. Нехай коефіцієнт теплопровідності в призмі постійний, тобто $\lambda(\xi, \eta, \zeta) = \lambda$, а густина теплогенерації $Q(\xi, \eta, \zeta)$ відома в усіх восьми вершинах призми і змінюється за одним з двох випадків:

1) за лінійним законом уздовж горизонтальних координат осей на верхній і нижній основах, а також уздовж будь-якої вертикальної лінії (випадок 1);

2) за лінійним законом уздовж горизонтальних координатних осей на верхній і нижній основах і за експоненціальним законом уздовж будь-якої вертикальної лінії (випадок 2).

При цьому зміни густини теплогенерації в обох випадках такі, що в вершинах призми вона приймає задані значення.

Розташування призми щодо прямокутної системи координат показано на рис. 4.1. Для відношення густини теплогенерації до коефіцієнта теплопровідності введемо позначення

$$\sigma(\xi, \eta, \zeta) = \frac{Q(\xi, \eta, \zeta)}{\lambda} \quad (4.8)$$

і нехай $\zeta_p(\xi, \eta)$ і $\zeta_{p+1}(\xi, \eta)$ — рівняння верхньої і нижньої основ призми відповідно.

Дотримуючись настанов [Старостенко, Легостаева, 1998], запишемо задані координати вершин і значення в них функції $\sigma(\xi, \eta, \zeta)$ для верхньої основи призми

(див. рис. 4.1):

$$\left. \begin{aligned} &(\xi_i, \eta_j, \zeta_p(\xi_i, \eta_j), \sigma_p(\xi_i, \eta_j)), \\ &(\xi_i, \eta_{j+1}, \zeta_p(\xi_i, \eta_{j+1}), \sigma_p(\xi_i, \eta_{j+1})), \\ &(\xi_{i+1}, \eta_{j+1}, \zeta_p(\xi_{i+1}, \eta_{j+1}), \sigma_p(\xi_{i+1}, \eta_{j+1})), \\ &(\xi_{i+1}, \eta_j, \zeta_p(\xi_{i+1}, \eta_j), \sigma_p(\xi_{i+1}, \eta_j)). \end{aligned} \right\} \quad (4.9)$$

Якщо в (4.9) індекс p замінити на $p + 1$, отримуємо запис координат вершин і значень в них функції $\sigma(\xi, \eta, \zeta)$ для нижньої основи призми.

В (4.9) використовується позначення

$$\sigma_p(\xi, \eta) = \sigma(\xi, \eta, \zeta_p(\xi, \eta)). \quad (4.10)$$

Якщо у виразах (4.9) величину $\sigma_p(\xi, \eta, \zeta)$ замінити на Q_p , отримаємо запис координат вершин призми у разі, коли в них задані значення густини теплогенерації.

Рівняння для функцій, які відповідають умовам випадків 1 і 2, відомі [Старостенко, Легостаева, 1998, ф-ли (33) і (24) відповідно]. На їх підставі запишемо необхідні вирази для функцій $\sigma(\xi, \eta, \zeta)$ и $Q(\xi, \eta, \zeta)$.

Аналітичні вирази для функцій σ і Q для випадку 1:

$$\sigma(\xi, \eta, \zeta) = a_1(\xi, \eta) + d_1(\xi, \eta)\zeta, \quad (4.11)$$

$$Q(\xi, \eta, \zeta) = a_2(\xi, \eta) + d_2(\xi, \eta)\zeta, \quad (4.12)$$

де

$$a_1(\xi, \eta) = \sigma_p(\xi, \eta) - d_1(\xi, \eta)\zeta_p(\xi, \eta), \quad (4.13)$$

$$a_2(\xi, \eta) = Q_p(\xi, \eta) - d_2(\xi, \eta)\zeta_p(\xi, \eta). \quad (4.14)$$

У формулах (4.11)—(4.14) можуть використовуватися такі символи [Старостенко, Легостаева, 1998, ф-ли (7), (8)]:

$$\sigma_{p(p+1)}(\xi, \eta) = \sigma_{p(p+1)}(\xi_i, \eta) + \frac{\sigma_{p(p+1)}(\xi_{i+1}, \eta) - \sigma_{p(p+1)}(\xi_i, \eta)}{\xi_{i+1} - \xi_i} (\xi - \xi_i), \quad (4.15)$$

$$d_1(\xi, \eta) = \frac{\sigma_{p+1}(\xi, \eta) - \sigma_p(\xi, \eta)}{\zeta_{p+1}(\xi, \eta) - \zeta_p(\xi, \eta)}, \quad (4.16)$$

де

$$\zeta_{p(p+1)}(\xi, \eta) = \zeta_{p(p+1)}(\xi_i, \eta) + \frac{\zeta_{p(p+1)}(\xi_{i+1}, \eta) - \zeta_{p(p+1)}(\xi_i, \eta)}{\xi_{i+1} - \xi_i} (\xi - \xi_i). \quad (4.17)$$

Співвідношення (4.15) при індексі p — рівняння функції $\sigma(\xi, \eta, \zeta)$ для верхньої сторони чотирикутної пластини, що вирізується площиною η всередині призми, яка може бути представлена набором таких пластин [Старостенко, Легостаева, 1998]. При індексі $p + 1$ — маємо рівняння для нижньої сторони пластини.

Вираз (4.17) — рівняння для верхньої (при індексі p) і нижньої (при індексі $p + 1$) сторін пластини.

Величини $\sigma_{p(p+1)}(\xi_i, \eta)$, $\zeta_{p(p+1)}(\xi_i, \eta)$ та подібні їм, які входять в (4.15), (4.16), визначаються аналогічними лінійними рівняннями. Наприклад:

$$\zeta_{p(p+1)}(\xi_i, \eta) = \zeta_{p(p+1)}(\xi_i, \eta_j) + \frac{\zeta_{p(p+1)}(\xi_i, \eta_{j+1}) - \zeta_{p(p+1)}(\xi_i, \eta_j)}{\eta_{j+1} - \eta_j} (\eta - \eta_j). \quad (4.18)$$

Якщо в співвідношеннях (4.15), (4.16) величини $\sigma_{p(p+1)}$ замінити на $Q_{p(p+1)}$, отримаємо вираз для $d_2(\xi, \eta)$ і, відповідно, для $a_2(\xi, \eta)$.

Аналітичні вирази для функцій σ і Q для випадку 2. Для σ і Q , враховуючи рівняння (24) з [Старостенко, Легостаева, 1998], маємо:

$$\sigma(\xi, \eta, \zeta) = \sigma_1 - \sigma_2(\xi, \eta) \exp[-(\zeta - \zeta_p(\xi, \eta))k_o(\xi, \eta)], \quad (4.19)$$

$$Q(\xi, \eta, \zeta) = Q_1 - Q_2(\xi, \eta) \exp[-(\zeta - \zeta_p(\xi, \eta))k_Q(\xi, \eta)], \quad (4.20)$$

де

$$\sigma_2(\xi, \eta) = \sigma_1 - \sigma_p(\xi, \eta), \quad (4.21)$$

$$k_o(\xi, \eta) = -\frac{1}{\zeta_{p+1}(\xi, \eta) - \zeta_p(\xi, \eta)} \ln \frac{\sigma_1 - \sigma_{p+1}(\xi, \eta)}{\sigma_1 - \sigma_p(\xi, \eta)}, \quad (4.22)$$

$$\lim_{\xi \rightarrow \infty} \sigma(\xi, \eta, \zeta) \rightarrow \sigma_1. \quad (4.23)$$

Підставляючи в виразах (4.21)—(4.23) функцію Q замість σ , отримуємо в розгорнутому вигляді співвідношення (4.20).

Рішення стаціонарних задач геотермії для неоднорідної призми. Всю підготовчу роботу для вирішення задач стаціонарного розподілу температури $T(x, y, z)$ і теплового потоку $q(x, y, z)$, що генеруються неоднорідною призмою в однорідному півпросторі, виконано. Саме рішення полягає в обчисленні

інтегралів, які записуються на підставі співвідношень (4.4) і (4.5):

$$T(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \int_{\zeta_p(\xi, \eta)}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)} \sigma(\xi, \eta, \zeta) \left\{ \frac{1}{[s^2 + (\zeta - z)^2]^{1/2}} - \frac{1}{[s^2 + (\zeta + z)^2]^{1/2}} \right\} d\xi d\eta d\zeta \quad (4.24)$$

і

$$q(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \int_{\zeta_p(\xi, \eta)}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)} Q(\xi, \eta, \zeta) \left\{ \frac{\zeta - z}{[s^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2}} + \frac{\zeta + z}{[s^2 + (\zeta + z)^2]^{3/2}} \right\} d\xi d\eta d\zeta, \quad (4.25)$$

де $\sigma(\xi, \eta, \zeta)$ і $Q(\xi, \eta, \zeta)$ виражаються за допомогою співвідношень (4.11), (4.12), (4.19) і (4.20).

Очевидно, що йдеться тільки про аналітичне обчислення в (4.24) і (4.25) інтегралів за ζ і подальше чисельне інтегрування отриманого виразу за ξ і η .

Рішення задач при зміні функцій σ і Q відповідно до випадку 1. Для виконання інтегрування в (4.24) за ζ зручно для першого доданка підінтегрального виразу скористатися заміною змінної $\zeta - z = \zeta'$, а для другого — заміною $\zeta + z = \zeta'$. При цьому відповідно до виразів (4.11) і (4.12) будемо мати:

$$\sigma(\xi, \eta, \zeta' \pm z) = [a_1(\xi, \eta) \pm zd_1(\xi, \eta)] + d_1(\xi, \eta)\zeta', \quad (4.26)$$

$$Q(\xi, \eta, \zeta' \pm z) = [a_2(\xi, \eta) \pm zd_2(\xi, \eta)] + d_2(\xi, \eta)\zeta'. \quad (4.27)$$

Враховуючи (4.26) і (4.27), після виконання інтегрування в (4.24) і (4.25) за ζ' отримаємо:

$$T(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \{ [a_1(\xi, \eta) + zd_1(\xi, \eta)] A_1(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)-z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)-z} + d_1(\xi, \eta) B_1(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)-z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)-z} - [a_1(\xi, \eta) - zd_1(\xi, \eta)] A_1(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)+z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)+z} - d_1(\xi, \eta) B_1(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)+z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)+z} \} d\xi d\eta, \quad (4.28)$$

де

$$A_1(\xi, \eta, \zeta') = \ln(\zeta' + r') \quad (4.29)$$

і

$$B_1(\xi, \eta, \zeta') = r', \quad (4.30)$$

де

$$r' = (s^2 + \zeta'^2)^{1/2}. \quad (4.31)$$

Діючи таким же чином, на підставі (4.25) для теплового потоку маємо:

$$q(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_j}^{\eta_{j+1}} \{ [a_2(\xi, \eta) + zd_2(\xi, \eta)] A_2(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)-z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)-z} + d_2(\xi, \eta) B_2(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)-z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)-z} + [a_2(\xi, \eta) - zd_2(\xi, \eta)] A_2(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)+z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)+z} + d_2(\xi, \eta) B_2(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)+z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)+z} \} d\xi d\eta, \quad (4.32)$$

де

$$A_2(\xi, \eta, \zeta') = -\frac{1}{r'}, \quad (4.33)$$

і

$$B_2(\xi, \eta, \zeta') = -\frac{\zeta'}{r'} + \ln(\zeta' + r'). \quad (4.34)$$

Рішення задач при зміні функцій σ і Q відповідно до випадку 2. Оскільки (як і у випадку 1) при інтегруванні (4.24) за ζ доцільно зробити заміни змінної $\zeta - z = \zeta'$ та $\zeta + z = \zeta'$ (для першого і другого доданків підінтегрального виразу відповідно), то замість (4.19) і (4.20) будемо мати [Старостенко, Легостаева, 1998, ф-ла (56)]:

$$\begin{aligned} \sigma(\xi, \eta, \zeta' \pm z) &= \sigma_1 - \sigma_2(\xi, \eta) \exp[-(\zeta' + t(\xi, \eta))k_\sigma(\xi, \eta)] = \\ &= \sigma_1 - \sigma_2(\xi, \eta) \sum_{n=0}^4 b_n [(\zeta' + t(\xi, \eta))k_\sigma(\xi, \eta)]^n, \end{aligned} \quad (4.35)$$

де

$$t(\xi, \eta) = \pm z - \zeta_p(\xi, \eta). \quad (4.36)$$

Коефіцієнти $b_n, n = \overline{0,4}$, наведено в [Старостенко, Легостаева, 1998, ф-ла (58)], а точність апроксимації використаного в (4.35) багаточлена оцінюється нерівністю $|\xi| \leq 3 \cdot 10^{-5}$. Цього цілком достатньо для задач геофізики [Старостенко, Легостаева, 1998].

Аналогічний вираз отримаємо на підставі (4.20), тобто для функції Q , якщо в (4.35) величину σ замінити на Q .

В (4.35) розгорнемо суму і впорядкуємо результат. Це дасть змогу записати:

$$\sigma(\xi, \eta, \zeta' \pm z) = \sum_{i=0}^4 C_{i\sigma}(\xi, \eta, \pm z) \zeta'^i, \quad (4.37)$$

де

$$C_{0\sigma}(\xi, \eta, \pm z) = \left\{ \sigma_1 - \sigma_2(\xi, \eta) \sum_{n=0}^4 b_n [t(\xi, \eta, \pm z) k_\sigma(\xi, \eta)]^n \right\}, \quad (4.38)$$

$$C_{1\sigma}(\xi, \eta, \pm z) = -\sigma_2(\xi, \eta) \sum_{n=1}^4 n b_n t^{n-1}(\xi, \eta, \pm z) k_\sigma^n(\xi, \eta), \quad (4.39)$$

$$C_{2\sigma}(\xi, \eta, \pm z) = -\sigma_2(\xi, \eta) \left[b_2 k_\sigma^2(\xi, \eta) + \sum_{n=3}^4 3(n-2) b_n t^{n-2}(\xi, \eta, \pm z) k_\sigma^n(\xi, \eta) \right], \quad (4.40)$$

$$C_{3\sigma}(\xi, \eta, \pm z) = -\sigma_2(\xi, \eta) \sum_{n=3}^4 b_n (4 t(\xi, \eta, \pm z))^{n-3} k_\sigma^n(\xi, \eta), \quad (4.41)$$

$$C_{4\sigma}(\xi, \eta, \pm z) = -\sigma_2(\xi, \eta) b_4 k_\sigma^4(\xi, \eta). \quad (4.42)$$

Аналогічно (4.37) будемо мати:

$$Q(\xi, \eta, \zeta' \pm z) = \sum_{i=0}^4 C_{iQ}(\xi, \eta, \pm z) \zeta'^i. \quad (4.43)$$

В цьому випадку у виразах (4.38)—(4.42) параметр σ замінюється параметром Q , тобто замість $k_\sigma(\xi, \eta)$ маємо $k_Q(\xi, \eta)$ і т.д.

Використання розкладань (4.37) і (4.43) дозволяє в співвідношеннях (4.24) і (4.25) виконати інтегрування за ζ після заміни змінної $\zeta - z = \zeta'$ для перших підінтегральних виразів і $\zeta + z = \zeta'$ — для інших. Унаслідок обчислення табличних інтегралів [Двайт, 1966] для температури маємо:

$$T(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_i}^{\eta_{i+1}} \left[\sum_{i=0}^4 C_{i\sigma}(\xi, \eta, z) D_{i\sigma}(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)-z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)-z} - \sum_{i=0}^4 C_{i\sigma}(\xi, \eta, -z) D_{i\sigma}(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)+z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)+z} \right] d\xi d\eta, \quad (4.44)$$

де

$$D_{0\sigma}(\xi, \eta, \zeta') = \ln(\zeta' + r'), \quad (4.45)$$

$$D_{1\sigma}(\xi, \eta, \zeta') = r', \quad (4.46)$$

$$D_{2\sigma}(\xi, \eta, \zeta') = \frac{\zeta' r'}{2} - \frac{s^2}{2} \ln(\zeta' + r'), \quad (4.47)$$

$$D_{3\sigma}(\xi, \eta, \zeta') = \frac{r'^3}{3} - s^2 r', \quad (4.48)$$

$$D_{4\sigma}(\xi, \eta, \zeta') = \frac{\zeta'^3 r'}{4} - \frac{3}{8} s^2 \zeta' r' + \frac{3}{8} s^4 \ln(\zeta' + r'). \quad (4.49)$$

Для теплового потоку отримаємо:

$$q(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \int_{\xi_i}^{\xi_{i+1}} \int_{\eta_i}^{\eta_{i+1}} \left[\sum_{i=0}^4 C_{iQ}(\xi, \eta, z) D_{iQ}(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)-z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)-z} + \sum_{i=0}^4 C_{iQ}(\xi, \eta, -z) D_{iQ}(\xi, \eta, \zeta') \Big|_{\zeta'=\zeta_p(\xi, \eta)+z}^{\zeta_{p+1}(\xi, \eta)+z} \right] d\xi d\eta, \quad (4.50)$$

де

$$D_{0Q}(\xi, \eta, \zeta') = -\frac{1}{r'}, \quad (4.51)$$

$$D_{1Q}(\xi, \eta, \zeta') = -\frac{\zeta'}{r'} + \ln(\zeta' + r'), \quad (4.52)$$

$$D_{2Q}(\xi, \eta, \zeta') = r' + \frac{s^2}{r'}, \quad (4.53)$$

$$D_{3Q}(\xi, \eta, \zeta') = \frac{\zeta' r'}{2} + \frac{s^2 \zeta'}{r'} - \frac{3}{2} s^2 \ln(\zeta' + r'), \quad (4.54)$$

$$D_{4Q}(\xi, \eta, \zeta') = \frac{r'^3}{3} - 2s^2 r' - \frac{s^4}{r'}. \quad (4.55)$$

Отже, шуканими рішеннями задач є формули (4.28), (4.32), (4.44) і (4.50). Для реалізації обчислень за цими формулами необхідно звертатися до техніки обчислення подвійних інтегралів за допомогою кубатурного процесу. Ця техніка добре відпрацьована [Легостаєва, 1999а, б; Старостенко В.И., Манукян, 1986, 1988].

Зауваження 1. Із співвідношень очевидно (4.28) і (4.44), що при $z = 0$ буде $T(x, y, z) = 0$, тобто для температури виконується необхідна нульова гранична умова.

Зауваження 2. Перша частина формули (4.50) з точністю до коефіцієнтів збігається з формулою (61) з роботи [Старостенко, Легостаєва, 1998].

Зауваження 3. Дотримуючись рекомендації В.М. Страхова [Страхов, 1985; Страхов и др., 1986], в формулах (4.28), (4.32), (4.44) і (4.50) обчислення \ln доцільно зводити до обчислення Arth , оскільки для останніх існують ефективні апроксимації раціональними дробами [Страхов и др., 1986]. Використання таких

дробів підвищує швидкість і точність розрахунків (позбавляє від нестійкості обчислень в дальних зонах, яка відома при вирішенні аналогічних задач [Goodacre, 1973; Страхов, 1985; Страхов и др., 1986]).

Зауваження 4. У ряді випадків у практиці інтерпретації геотермічних полів зручно користуватися формулами стаціонарного розподілу температур і теплового потоку, породжуваних однорідним прямокутним паралелепіпедом. Такі формули, як окремий випадок, можна отримати з співвідношень (4.28), (4.32) або (4.44), (4.50). Скористаємося для їх виведення формулами (4.28) і (4.32).

Для паралелепіпеда, тобто при горизонтальних верхній і нижній основах, на підставі (4.17) і (4.18) маємо:

$$\zeta_p(\xi, \eta) = \zeta_p(\xi_i, \eta_j) = \zeta_p \quad (4.56)$$

і

$$\zeta_{p+1}(\xi, \eta) = \zeta_{p+1}(\xi_i, \eta_j) = \zeta_{p+1}. \quad (4.57)$$

При постійних функціях σ і Q на підставі виразів (4.13), (4.14), (4.15), (4.16) і (4.18) отримуємо:

$$a_1(\xi, \eta) = \sigma_p(\xi_i, \eta_j) = \sigma \quad (4.58)$$

і

$$a_2(\xi, \eta) = Q_p(\xi_i, \eta_j) = Q, \quad (4.59)$$

оскільки в даному випадку

$$d_1(\xi, \eta) = d_2(\xi, \eta) = 0. \quad (4.60)$$

Підставляючи необхідні рівності з (4.56)—(4.60) в формули (4.28) і (4.32) і виконуючи заміни змінних $\xi - x = \xi'$ і $\eta - y = \eta'$, маємо

$$T(x, y, z) = \frac{\sigma}{4\pi} \int_{\xi_i - x}^{\xi_{i+1} - x} \int_{\eta_j - y}^{\eta_{j+1} - y} \left[\ln(\zeta' + R) \Big|_{\zeta' = \zeta_p - z}^{\zeta_{p+1} - z} - \ln(\zeta' + R) \Big|_{\zeta' = \zeta_p + z}^{\zeta_{p+1} + z} \right] d\xi' d\eta' \quad (4.61)$$

і

$$q(x, y, z) = -\frac{Q}{4\pi} \int_{\xi_i - x}^{\xi_{i+1} - x} \int_{\eta_j - y}^{\eta_{j+1} - y} \left[\frac{1}{R} \Big|_{\zeta' = \zeta_p - z}^{\zeta_{p+1} - z} + \frac{1}{R} \Big|_{\zeta' = \zeta_p + z}^{\zeta_{p+1} + z} \right] d\xi' d\eta', \quad (4.62)$$

де

$$R = (\xi' + \eta' + \zeta')^{1/2}. \quad (4.63)$$

Виконуючи в (4.61) і (4.62) інтегрування за η' , а потім за ξ' , для чого зручно використовувати відомі в гравіметричній літературі формули [Старостенко, 1978, стор. 92—97; Шванк, Люстих, 1947, стор. 19—22], остаточно отримуємо:

$$T(x, y, z) = \frac{\sigma}{4\pi} \left[V(x, y, z, \xi', \eta', \zeta') \Big|_{\xi'=\xi_i-x}^{\xi_{i+1}-x} \Big|_{\eta'=\eta_j-y}^{\eta_{j+1}-y} \Big|_{\zeta'=\zeta_p-z}^{\zeta_{p+1}-z} - V(x, y, z, \xi', \eta', \zeta') \Big|_{\xi'=\xi_i-x}^{\xi_{i+1}-x} \Big|_{\eta'=\eta_j-y}^{\eta_{j+1}-y} \Big|_{\zeta'=\zeta_p+z}^{\zeta_{p+1}+z} \right], \quad (4.64)$$

де

$$V(x, y, z, \xi', \eta', \zeta') = \eta' \zeta' \ln(\xi' + R) + \xi' \zeta' \ln(\eta' + R) + \xi' \eta' \ln(\zeta' + R) + \frac{\xi'^2}{2} \operatorname{arctg} \frac{\xi' R}{\eta' \zeta'} + \frac{\eta'^2}{2} \operatorname{arctg} \frac{\eta' R}{\xi' \zeta'} + \frac{\zeta'^2}{2} \operatorname{arctg} \frac{\zeta' R}{\xi' \eta'} \quad (4.65)$$

і

$$q(x, y, z) = -\frac{Q}{4\pi} \left[V_z(x, y, z, \xi', \eta', \zeta') \Big|_{\xi'=\xi_i-x}^{\xi_{i+1}-x} \Big|_{\eta'=\eta_j-y}^{\eta_{j+1}-y} \Big|_{\zeta'=\zeta_p-z}^{\zeta_{p+1}-z} + V_z(x, y, z, \xi', \eta', \zeta') \Big|_{\xi'=\xi_i-x}^{\xi_{i+1}-x} \Big|_{\eta'=\eta_j-y}^{\eta_{j+1}-y} \Big|_{\zeta'=\zeta_p+z}^{\zeta_{p+1}+z} \right], \quad (4.66)$$

де

$$V_z(x, y, z, \xi', \eta', \zeta') = \xi' \ln(\eta' + R) + \eta' \ln(\xi' + R) + \zeta' \operatorname{arctg} \frac{\zeta' R}{\xi' \eta'}. \quad (4.67)$$

Таким чином отримали шукані формули, які повторюють співвідношення (3.46) і (3.47) з монографії [Кутас и др., 1989] і впливають з виразів (4.28) і (4.32) як окремий випадок).

Зауваження 5. Якщо в формулах (4.64) і (4.66) коефіцієнти $\frac{\sigma}{4\pi}$ і $\frac{Q}{4\pi}$ замінити на коефіцієнт $f\sigma$, де f — гравітаційна постійна і σ — густина тіла, то перші частини цих формул описують, відповідно, гравітаційний потенціал і його першу похідну за вертикаллю z , які створює однорідний прямокутний паралелепіпед (див., наприклад, [Старостенко, 1978, ф-ли (5.22) і (5.23)]).

Зауваження 6. При обчисленні arctg доцільно користуватися ефективними апроксимаціями раціональними дробами, що підвищує швидкість і точність розрахунків [Страхов, 1985; Страхов и др., 1986].

4.4. УЗАГАЛЬНЕННЯ СТАЦІОНАРНОЇ ЗАДАЧІ ГЕОТЕРМІЇ РЕЛЕЯ—ТИХОНОВА ДЛЯ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО НЕСКІНЧЕННОГО ПЛОСКОПАРАЛЕЛЬНОГО ШАРУ

1. На початку ХХ століття майбутній лауреат Нобелівської премії Е. Резерфорд вперше виявив ефект виділення тепла в гірських породах, що містять радій. За його оцінками радію в Землі досить, щоб пояснити спостережуваний у її поверхні температурний градієнт [Strutt, 1906; Джеффрис, 1960, стор. 360—361]. Слідом за Е. Резерфордом це ж питання на значно ширшому експериментальному матеріалі вивчив Дж. Стрютт¹ [Strutt, 1906]. Він визначив вміст радію в багатьох вулканічних породах, у невеликій кількості осадових порід, а також у деяких метеоритах. Відповідно було встановлено величину радіоактивного випромінювання досліджуваних зразків. В результаті Дж. Стрютт прийшов, зокрема, до наступних важливих висновків: 1) радій легко виявляється у всіх вулканічних породах; граніти зазвичай містять радію більше, ніж основні породи; 2) глибина залягання земної кори не може перевищувати 45 миль, тому що в іншому випадку тепловий потік був би істотно більше спостережуваного; 3) надра Землі повинні складатися з абсолютно іншого (не радіоактивного) матеріалу [Strutt, 1906].

Для обчислення розподілу температури в земній корі, зумовленої наявністю радію в її породах, Дж. Стрютт вирішує стаціонарну задачу геотермії для однорідного нескінченного горизонтального плоскопаралельного шару, верхня грань якого збігається з земною поверхнею, причому температура на ній приймає нульове значення [Strutt, 1906]. Таким шаром Дж. Стрютт в першому наближенні апроксимує земну кору (рис. 4.4), а розгляд стаціонарної задачі фізично виправданий, тому що на сьогодні відомо, що найбільш довгоживучий ізотоп радію має період напіврозпаду більше 1600 років.

¹ З 1873 р. Дж. Стрютт – лорд Дж.Релей (Rayleigh); Нобелівська премія 1904 р.

А.М.Тихонов в своїй відомій праці [Тихонов, 1937] цитує рішення Дж. Стрютта, приводить рішення задач для кількох шарів, для випадку їх неоднорідності, з урахуванням кривизни земної кори та ін. Згодом А.М.Тихонов записує рішення Дж. Стрютта, уточнюючи математичну постановку задачі [Тихонов, Самарский, 1966, стор. 249—250].

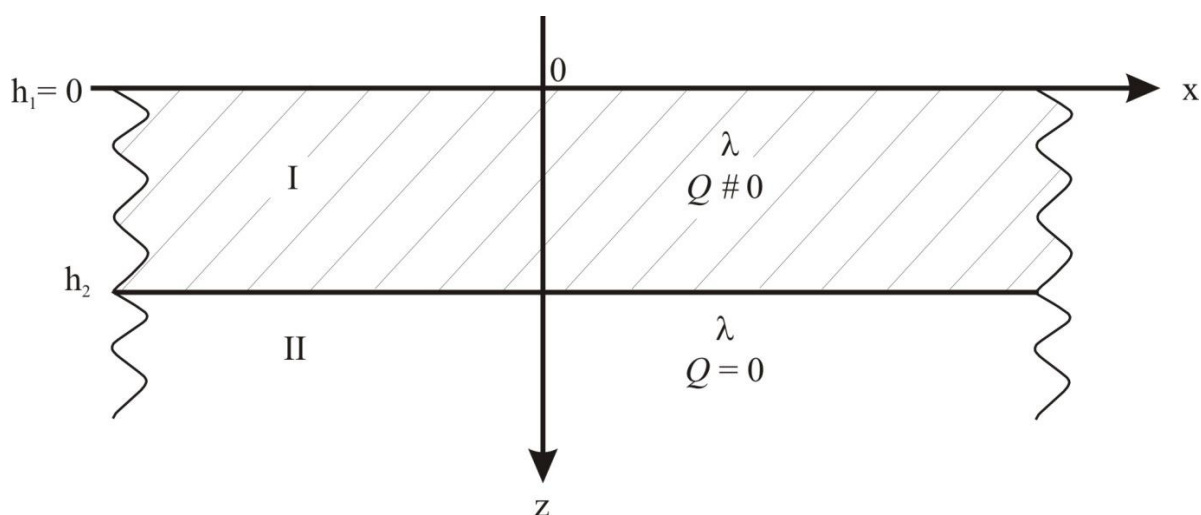


Рис. 4.4. Розташування нескінченного горизонтального плоскопаралельного шару щодо прямокутної системи координат в задачі Релея–Тихонова; h_1 і h_2 – глибини залягання верхньої та нижньої граней I шару відповідно; λ – коефіцієнт теплопровідності шарів; Q – густина теплогенерації в I шарі. Нижче I шару знаходяться породи, що йдуть на нескінченність II шару з тим же λ , але не містять джерел теплогенерації ($Q = 0$).

2. Для сукупності горизонтальних шарів відомі рішення стаціонарних задач геотермії в різних постановках [Тихонов, 1937; Джеффрис, 1960, стор. 372—382; Череменский, 1972, стор. 100—106; Артющков, 1933, стр. 345—352]. Це дає змогу в одновимірному наближенні вирішувати багато актуальних завдань геофізики, тектонофізики, геології [Джеффрис, 1960; Любимова, 1968; Череменский, 1972; Жарков, 1983; Лялько, 1985; Кутас и др., 1989; Артющков, 1993].

Для досягнення мети буде корисним рішення узагальненої задачі Релея—Тихонова, сформульованої для моделі, зображеної на рис. 4.5. Фізичний

сене задачі наступний: в нижньому півпросторі задані чотири однорідних нескінченних горизонтальних шари; в шарах II і III з коефіцієнтами питомої теплопровідності λ_2 і λ_3 знаходяться джерела теплоти з густиною теплогенерації $Q_2 \neq 0$ і $Q_3 \neq 0$. Потрібно визначити розподіл температури і теплового потоку у всіх чотирьох шарах, якщо: на поверхні шару I, що збігається з земною поверхнею, температура дорівнює нулю; в шарах I та IV джерела теплогенерації відсутні, тобто $Q_1 = Q_4 = 0$, але відомі їх коефіцієнти теплопровідності λ_1 і λ_4 .

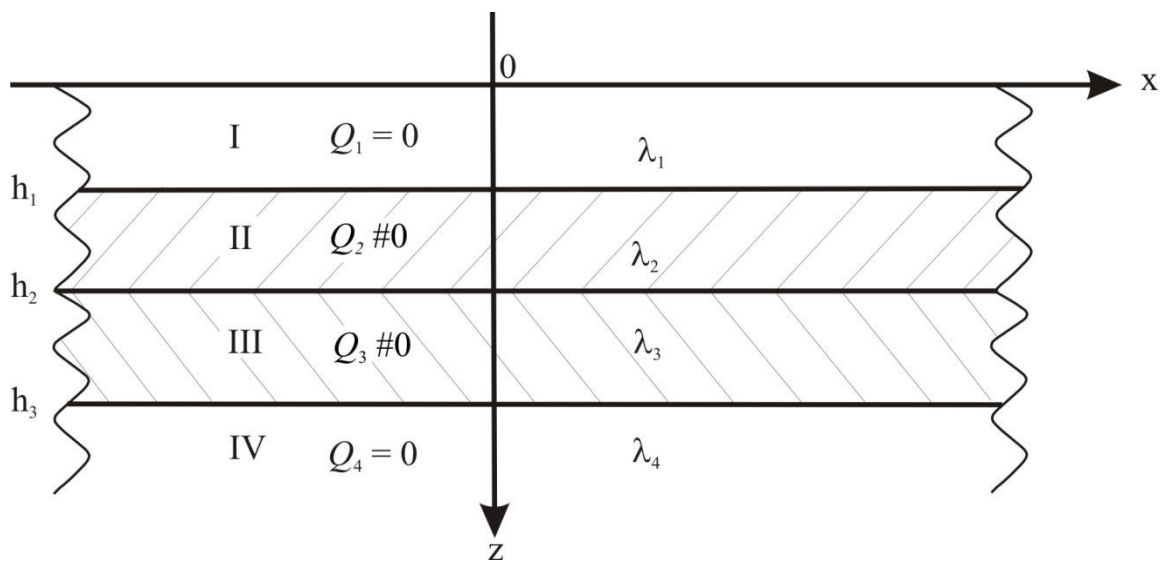


Рис.4.5 Модель узагальненої задачі Релея–Тихонова для чотирьох шарів; I, II, III-номери кінцевих по потужності шарів; IV-йде на нескінченну глибину четвертий шар, породи якого підстеляють третій шар; $h_i, i = \overline{1,3}$, - глибини до нижніх граней I, II і III шарів відповідно; $\lambda_i, Q_i = \overline{1,4}$, - коефіцієнти теплопровідності і густини теплогенерації всіх чотирьох шарів.

3. Дана строга математична постановка узагальненої задачі Релея—Тихонова і знайдено її рішення. Крім того, для шару I наводяться ще два незалежних рішення, які визначають в цьому шарі розподіл температури і теплового потоку, що генеруються шаром II в моделі рис. 4.6.

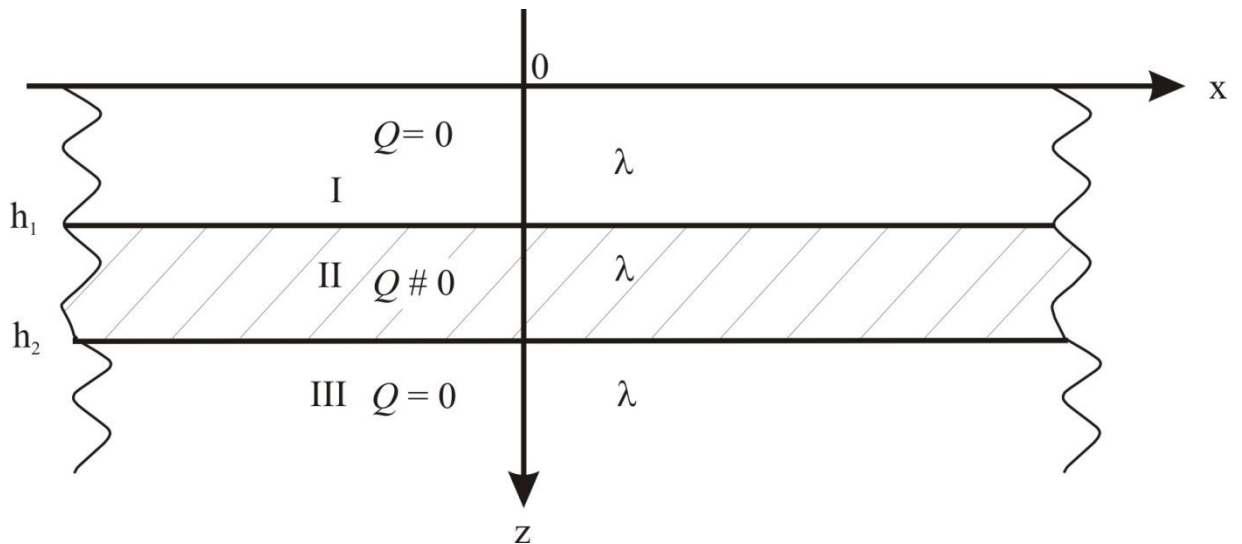


Рис. 4.6 Модель узагальноної задачі Релея–Тихонова для трьох шарів; h_1 і h_2 – глибини до нижніх граней I і II шарів відповідно; джерело теплогенерації $Q \neq 0$ містить тільки II шар; λ – коефіцієнт теплопровідності шарів; III шар йде з глибиною на нескінченність.

Математична постановка і рішення узагальноної задачі Релея—Тихонова

1. Виберемо праву прямокутну систему координат (x, y, z) , вісь z якої спрямована вертикально вниз, розташування осі x показано на рис. 4.4, 4.5 і 4.6, а вісь y направлена в сторону читача. Для однорідного середовища випишемо рівняння теплопровідності, яке знадобиться в подальшому [Джеффрис, 1960, стор. 370; Тихонов, Самарский, 1966, стор. 184]:

$$\sigma e \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \Delta T + Q, \quad (4.68)$$

або в іншому записі:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \Delta T + \frac{Q}{\sigma e}, \quad (4.69)$$

де t — час; $T = T(x, y, z, t)$ — температура; $Q = Q(x, y, z, t)$ — густина теплогенерації; $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ — оператор Лапласа; σ — щільність; e —

питома теплоємність; λ — коефіцієнт питомої теплопровідності; $\kappa = \frac{\lambda}{\sigma e}$ — коефіцієнт температуропровідності.

Прийmemo, що зміна температури і теплового потоку в шарах є функція тільки глибини z , тобто розглядаємо одновимірну задачу. Враховуючи це, а також те, що задача стаціонарна, тобто густина теплогенерації — величина постійна і температура $T(z)$ від часу t не залежить, перепишемо рівняння (4.68) відповідним чином:

$$\frac{\partial^2 T(z)}{\partial z^2} = -\frac{Q}{\lambda}. \quad (4.70)$$

Рівняння (4.70)(3) дозволяє виписати систему рівнянь для всіх чотирьох шарів моделі рис. 4.5:

$$\frac{\partial^2 T_1(z)}{\partial z^2} = 0, \quad 0 \leq z \leq h_1, \quad (4.71)$$

$$\frac{\partial^2 T_2(z)}{\partial z^2} = -\frac{Q_2}{\lambda_2}, \quad h_1 \leq z \leq h_2, \quad (4.72)$$

$$\frac{\partial^2 T_3(z)}{\partial z^2} = -\frac{Q_3}{\lambda_3}, \quad h_2 \leq z \leq h_3, \quad \frac{\partial^2 T_4(z)}{\partial z^2} = 0, \quad h_3 \leq z < \infty, \quad (4.73)$$

де $T_i(z)$, $i = \overline{1,4}$ — температура в I, II, III, IV шарах відповідно; джерела теплоти в шарах I і IV відсутні, тобто $Q_1 = Q_4 = 0$; температура $T(z)$ на поверхні шару I, тобто при $z = 0$, звертається в нуль.

Граничні умови, що доповнюють опис фізики процесу, для системи рівнянь (4.71)—(4.73) наступні:

$$T_1(z)|_{z=0} = 0, \quad (4.74)$$

$$\frac{\partial T_4(z)}{\partial z}|_{z \rightarrow \infty} = 0, \quad (4.75)$$

$$\lambda_i \frac{\partial T_i(z)}{\partial z} \Big|_{z=h_i} = \lambda_{i+1} \frac{\partial T_{i+1}(z)}{\partial z} \Big|_{z=h_i}, \quad (4.76)$$

$$T_i(z)|_{z=h_i} = T_{i+1}(z)|_{z=h_i}, \quad \text{де } i = \overline{1,3}. \quad (4.77)$$

Співвідношення (4.71)—(4.77) вичерпують постановку узагальненої (або повної) завдання Релея—Тихонова для шарів моделі рис. 4.5.

Очевидно, що загальні рішення рівнянь (4.71)—(4.73) для шарів I—IV будуть наступними:

$$T_1(z) = az + b, \quad 0 \leq z \leq h_1, \quad (4.78)$$

$$T_2(z) = \frac{Q_2}{\lambda_2} \left(c_2 z - \frac{z^2}{2} \right) + d_2, \quad h_1 \leq z \leq h_2, \quad (4.79)$$

$$T_3(z) = \frac{Q_3}{\lambda_3} \left(c_3 z - \frac{z^2}{2} \right) + d_3, \quad h_2 \leq z \leq h_3, \quad (4.80)$$

$$T_4(z) = fz + g, \quad h_3 \leq z < \infty. \quad (4.81)$$

Таким чином, рішення задачі зведено до визначення постійних величин a , b , c_2 , d_2 , c_3 , d_3 , f і g на підставі граничних умов (4.74)—(4.77).

З умови (4.74) та рівності (4.78) встановлюємо, що

$$b = 0. \quad (4.82)$$

З умови (4.75) і рівності (4.81) випливає, що

$$f = 0. \quad (4.83)$$

На границі $i = 1$, тобто при $z = h_1$, з граничних умов (4.76) і (4.77) і співвідношень (4.78) і (4.79) маємо:

$$\lambda_1 a = Q_2(c_2 - h_1), \quad (4.84)$$

$$ah_1 = \frac{Q_2}{\lambda_2} \left(c_2 h_1 - \frac{h_1^2}{2} \right) + d_2. \quad (4.85)$$

На границі $i = 2$ граничні умови (4.76) і (4.77) і рівності (4.78) і (4.80) дають:

$$Q_2(c_2 - h_2) = Q_3(c_3 - h_2), \quad (4.86)$$

$$\frac{Q_2}{\lambda_2} \left(c_2 h_2 - \frac{h_2^2}{2} \right) + d_2 = \frac{Q_3}{\lambda_3} \left(c_3 h_2 - \frac{h_2^2}{2} \right) + d_3. \quad (4.87)$$

На границі $i = 3$, з огляду на (4.83), аналогічно маємо:

$$Q_3(c_3 - h_3) = 0, \quad (4.88)$$

$$\frac{Q_3}{\lambda_3} \left(c_3 h_3 - \frac{h_3^2}{2} \right) + d_3 = g. \quad (4.89)$$

Співвідношення (4.88), (4.86), (4.84), (4.85), (4.87) і (4.89) послідовно дають

змогу визначити значення всіх інших невідомих в загальних рішеннях (4.78)—(4.81):

$$c_3 = h_3, \quad (4.90)$$

$$c_2 = \frac{Q_3}{Q_2}(h_3 - h_2) + h_2, \quad (4.91)$$

$$a = \frac{1}{\lambda_1} [Q_3(h_3 - h_2) + Q_2(h_2 - h_1)], \quad (4.92)$$

$$d_2 = \frac{h_1}{\lambda_1} [Q_3(h_3 - h_2) + Q_2(h_2 - h_1)] - \frac{h_1}{\lambda_2} \left[Q_3(h_3 - h_2) + Q_2 \left(h_2 - \frac{h_1}{2} \right) \right], \quad (4.93)$$

$$d_3 = \frac{h_2}{\lambda_2} \left[Q_3(h_3 - h_2) + \frac{Q_2 h_2}{2} \right] + d_2 - \frac{Q_3 h_2}{\lambda_3} \left(h_3 - \frac{h_2}{2} \right), \quad (4.94)$$

$$g = \frac{Q_3 h_3^2}{2\lambda_3} + d_3. \quad (4.95)$$

Підставляючи в співвідношення (4.78)—(4.81) значення знайдених величин a , b , c_2 , d_2 , c_3 , d_3 , f , g , які наведені в рівностях (4.82), (4.83), (4.90)—(4.95), отримуємо шукане рішення узагальненої задачі Релея—Тихонова (4.71)—(4.75) для моделі, що складається з чотирьох шарів (рис. 4.5):

$$T_1(z) = \frac{z}{\lambda_1} [Q_3(h_3 - h_2) + Q_2(h_2 - h_1)], \quad 0 \leq z \leq h_1, \quad (4.96)$$

$$T_2(z) = \frac{Q_2}{\lambda_2} \left\{ \left[\frac{Q_3}{Q_2}(h_3 - h_2) + h_2 \right] z - \frac{z^2}{2} \right\} + d_2, \quad h_1 \leq z \leq h_2, \quad (4.97)$$

$$T_3(z) = \frac{Q_3}{\lambda_3} \left(h_3 z - \frac{z^2}{2} \right) + d_3, \quad h_2 \leq z \leq h_3, \quad (4.98)$$

$$T_4(z) = \frac{Q_3 h_3^2}{2\lambda_3} + d_3, \quad h_3 \leq z \leq \infty. \quad (4.99)$$

2. На підставі (4.96)—(4.99) запишемо розв'язок задачі для випадку одного, другого, активного шару, а саме: приймемо, що в моделі рис. 4.5 глибина $h_3 = h_2$, тобто третій шар відсутній, отже переходимо до тришарової задачі (рис. 4.6). Тоді $Q_3 = Q_2 = Q$ і нехай $\lambda_i = \lambda$, $i = \overline{1,4}$. Підставляючи ці значення для параметрів задачі в співвідношення (4.96)—(4.99), попередньо зауважуючи, що в даному випадку

$$T_3(z)\Big|_{z=h_3=h_2} = T_2(z)\Big|_{h_3=h_2}, \quad (4.100)$$

отримаємо:

$$T_1(z) = \frac{Q}{\lambda}(h_2 - h_1)z, \quad 0 \leq z \leq h_1, \quad (4.101)$$

$$T_2(z) = \frac{Q}{\lambda} \left(h_2 z - \frac{z^2}{2} - \frac{h_1^2}{2} \right), \quad h_1 \leq z \leq h_2, \quad (4.102)$$

$$T_3(z) = \frac{Q}{2\lambda} (h_2^2 - h_1^2), \quad h_2 \leq z < \infty. \quad (4.103)$$

Перейдемо тепер від рішення (4.101)—(4.103) до рішення задачі для двошарової моделі (рис. 4.4), де активний шар — приповерхневий. Приймаючи для цього в (4.101)—(4.107), що $h_1 = 0$, маємо:

$$T(z) = \begin{cases} \frac{Q}{\lambda} \left(Hz - \frac{z^2}{2} \right) & 0 \leq z \leq H, \\ \frac{QH^2}{2\lambda} & H \leq z \leq \infty, \end{cases} \quad (4.104)$$

де $H = h_2$ — потужність першого шару рис. 4.4.

Отже, для стаціонарної задачі геотермії для приповерхневого нескінченного горизонтального шару прийшли до рішення, яке вперше отримав Дж. Релей [Strutt, 1906], а в подальшому використав, дав більш строгу математичну постановку задачі і узагальнив її для різних випадків А.М. Тихонов [Тихонов, 1937; Тихонов, Самарский, 1966, стор. 249—250]. Зауважимо, що співвідношення (4.104) відтворюють рішення задачі в записі А.М.Тихонова [Тихонов, 1937; Тихонов, Самарский, 1966, стор. 249].

3. Як відомо [Тихонов, 1937; Тихонов, Самарский, 1966, стор. 249] тепловий потік визначається наступним чином:

$$q(z) = \lambda \frac{\partial T(z)}{\partial z}. \quad (4.105)$$

Використовуючи рівність (4.105), легко записати вирази теплового потоку для температур (4.96)—(4.98), (4.101), (4.102), (4.104).

Для чотиришарової моделі (рис. 4.5) будемо мати:

$$q_1 = [Q_3(h_3 - h_2) + Q_2(h_2 - h_1)], \quad 0 \leq z \leq h_1, \quad (4.106)$$

$$q_2(z) = [Q_3(h_3 - h_2) + Q_2(h_2 - z)], \quad h_1 \leq z \leq h_2, \quad (4.107)$$

$$q_3(z) = Q_3(h_3 - z), \quad h_2 \leq z \leq h_3, \quad (4.108)$$

для тришарової моделі (рис. 4.6):

$$q_1 = Q(h_2 - h_1), \quad 0 \leq z \leq h_1, \quad (4.109)$$

$$q_2(z) = Q(h_2 - z), \quad h_1 \leq z \leq h_2, \quad (4.110)$$

для двошарової моделі (рис. 4.4):

$$q(z) = Q(H - z), \quad 0 \leq z \leq H. \quad (4.111)$$

У всіх випадках нижче активного шару тепловий потік дорівнює нулю.

Для розрахунку потужності радіоактивного шару, розташованого біля поверхні Землі, А.М.Тихонов використовував формулу (4.111) при $z = 0$.

Значення теплового потоку, що визначається формулами (4.106)—(4.111), повністю вичерпують рішення сформульованої узагальненої задачі геотермії Релея—Тихонова. Звернемо також увагу на той факт, що в поверхневому шарі, що не містить джерел теплоти (моделі рис. 4.5 і 4.6), тепловий потік — величина постійна (відсутня очікувана залежність від глибини z (див. формули (4.106) і (4.109)).

Два незалежних додаткових способів отримання висновки формули (4.101). Формула Максвелла

1. Формули (4.97), (4.98), (4.102) мають структуру, подібну структурі формули (4.104). Формула (4.101), що описує розподіл температури в приповерхневому шарі, що не містить джерел тепла, побудована інакше. Цікаво її отримати ще двома різними способами.

2. В однорідному півпросторі (x, y, z) розподіл стаціонарної температури $T(x, y, z)$, що приймає нульове значення на площині $z = 0$ і генерується точковою масою з координатами (ξ, η, ζ) , описується співвідношенням [Старостенко и др., 2003 ф-ла (4)]:

$$T(x, y, z) = \frac{Q}{4\pi\lambda} \left(\frac{1}{r_-} - \frac{1}{r_+} \right), \quad (4.112)$$

де

$$r_- = \left[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2 \right]^{1/2}, \quad (4.113)$$

$$r_+ = \left[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta + z)^2 \right]^{1/2}, \quad (4.114)$$

Q і λ — густина теплогенерації і коефіцієнт теплопровідності точкової маси відповідно.

Щоб вирішити задачу розподілу в однорідному півпросторі в інтервалі глибин $0 \leq z \leq h_1$ стаціонарної температури, створюваної нескінченним шаром Π (рис. 4.6) і приймаючої на $z = 0$ нульове значення, проінтегруємо формулу (4.112) за змінними ξ , η в межах від $-\infty$ до $+\infty$ і за змінною ζ від h_1 до h_2 :

$$T(x, y, z) = \frac{Q}{4\pi\lambda} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{h_1}^{h_2} \left(\frac{1}{r_-} - \frac{1}{r_+} \right) d\xi d\eta d\zeta. \quad (4.115)$$

Перепишемо формулу (4.115) наступним чином:

$$T(x, y, z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{h_1}^{h_2} T(x, z, \xi, \zeta) d\xi d\zeta, \quad (4.116)$$

де

$$T(x, z, \xi, \zeta) = \frac{Q}{4\pi\lambda} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{r_-} - \frac{1}{r_+} \right) d\eta. \quad (4.117)$$

Очевидно, що формула (4.117) описує розподіл теплоти, що генерується нескінченною лінійною масою, положення якої визначається координатами (ξ, ζ) і яка паралельна осі y . Зробивши заміну змінної $\eta - y = \eta'$, виконаємо інтегрування:

$$T(x, z, \xi, \zeta) = \frac{Q}{4\pi\lambda} \ln \frac{\eta' + r_-}{\eta' + r_+} \Big|_{\eta'=-\infty}^{\infty} = \frac{Q}{4\pi\lambda} \ln \frac{(\xi - x)^2 + (\zeta + z)^2}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2}. \quad (4.118)$$

При підстановці меж інтегрування в (4.118) використано техніку виконання граничних переходів, наведену в роботі [Веселов, Сагітов, 1968, стор. 302].

Відомо [Шванк, Люстих, 1947, стор. 69], що

$$\int_{-\infty}^{\infty} \ln \frac{u^2 + H_2^2}{u^2 + H_1^2} du = 2\pi(H_2 - H_1). \quad (4.119)$$

Підставляючи формулу (4.118) в (4.116) і використовуючи інтеграл (4.119), виконаємо в (4.116) інтегрування за ξ і ζ . Це призводить до шуканого результату (див. формулу (4.101)):

$$T(z) = \frac{Q}{\lambda}(h_2 - h_1)z, \quad 0 \leq z \leq h_1. \quad (4.120)$$

Очевидно, що залежність температури від координат x і y в остаточній формулі (4.120) зникла в результаті виконаного в (4.115) інтегрування за ξ і η .

3. Температура в однорідному півпросторі, обумовлена наявністю в ньому миттєвого лінійного нескінченного джерела потужністю P , діючим в певний момент часу, який приймається за нульовий, тобто $t = 0$, описується формулою [Карслоу, Егер, 1964, стор. 254, ф-ла (3.1)]:

$$T(x, z) = \frac{P}{4\pi\kappa t} \exp\left[-\frac{(x-\xi)^2 + (\zeta-z)^2}{4\kappa t}\right], \quad (4.121)$$

де ξ і ζ — координати лінійного джерела.

Співвідношення (4.121) — результат інтегрування в нескінченних межах у напрямку лінійного джерела фундаментального рішення рівняння теплопровідності (4.69) при $Q = 0$ [Карслоу, Егер, 1964, стор. 251, 252, 254].

Застосовуючи метод зображень [Карслоу, Егер, 1964, стор. 267—268;] (дзеркального відображення [Кутас и др., 1989, стор. 59]) на підставі (4.121) для лінійного нескінченного джерела отримаємо формулу розподілу температури, що звертається в нуль на площині $z = 0$

$$T(x, z) = \frac{P}{4\pi\kappa t} \left[\exp\left(-\frac{r_1^2}{4\kappa t}\right) - \exp\left(-\frac{r_2^2}{4\kappa t}\right) \right], \quad (4.122)$$

де

$$r_1^2 = (\xi - x)^2 + (\zeta - x)^2, \quad (4.123)$$

$$r_2^2 = (\xi - x)^2 + (\zeta + z)^2. \quad (4.124)$$

Легко бачити, що при $z = 0$ температура $T(x, 0) = 0$.

Введемо у розгляд час тепловиділення t_1 , причому $t > t_1$. Тоді формула розподілу температури в однорідному півпросторі від лінійного джерела

постійної потужності P , що діє в тимчасовому інтервалі від 0 до t , знаходиться шляхом інтегрування правої частини рівняння (4.122) за змінною t_1 :

$$T(x, z) = \frac{P}{4\pi\kappa} \int_0^t \left[\exp\left(-\frac{r_1^2}{4\kappa(t-t_1)}\right) - \exp\left(-\frac{r_2^2}{4\kappa(t-t_1)}\right) \right] \frac{dt_1}{t-t_1}. \quad (4.125)$$

Для виконання інтегрування в співвідношенні (4.116) скористаємося технікою, викладеною в [Карслоу, Егер, 1964, стор. 257].

Для першого інтеграла в (4.125) зробимо заміну змінної таким чином:

$$\frac{r_1^2}{4\kappa(t-t_1)} = \tau_1. \quad (4.126)$$

Тоді при $t_1 = 0$ значення змінної $\tau_1 = \frac{r_1^2}{4\kappa t}$, при $t_1 = t$ значення $\tau_1 = \infty$ і

$$\frac{r_1^2 dt_1}{4\kappa(t-t_1)^2} = d\tau_1. \quad (4.127)$$

Відтак, враховуючи (4.126),

$$dt_1 = \frac{(t-t_1)d\tau_1}{\tau_1}. \quad (4.128)$$

Виконуючи аналогічну заміну у другому інтегралі в (4.125), остаточно можемо записати:

$$T(x, z) = \frac{P}{4\pi\kappa} \left[\int_{r_1^2/4\kappa t}^{\infty} \exp^{-\tau_1} \frac{d\tau_1}{\tau_1} - \int_{r_2^2/4\kappa t}^{\infty} \exp^{-\tau_2} \frac{d\tau_2}{\tau_2} \right]. \quad (4.129)$$

Скористаємося визначенням інтегральної показової функції [Бейтмен, Эрдейи, 1974, стор. 147, ф-ла (1)] і результатом виконання для неї граничного переходу [Бейтмен, Эрдейи, 1974, стор. 148, ф-ла (5)], тобто формулами:

$$\int_x^{\infty} e^{-t} t^{-1} dt = -\text{Ei}(-x) \quad (4.130)$$

і

$$\text{Ei}(-x) = \gamma + \ln x + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-x)^n}{n!n}, \quad (4.131)$$

де $\text{Ei}(-x)$ — інтегральна показова функція, γ — постійна Ейлера.

Застосовуючи формули (4.130) і (4.131) до рівності (4.129), отримаємо:

$$T(x, z) = \frac{P}{4\pi\kappa} \left[-\text{Ei} \left(-\frac{r_1^2}{4\kappa t} \right) + \text{Ei} \left(-\frac{r_2^2}{4\kappa t} \right) \right] = \frac{P}{4\pi\kappa} \left[\ln \frac{r_2^2}{r_1^2} + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n!n(4\kappa t)^n} (r_2^{2n} - r_1^{2n}) \right]. \quad (4.132)$$

Зауважимо, що перша рівність у виразі (4.132) повторює формулу, наведену в [Карслоу, Егер, 1964, стор. 258, ф-ла (4.7)].

Кількість теплоти Q' , яка виділяється лінійним джерелом потужністю P на одиниці його довжини в одиницю часу [Карслоу, Егер, 1964, стор. 257; Тихонов, Самарский, 1966, стор. 178—179]:

$$Q' = P\sigma e. \quad (4.133)$$

У свою чергу коефіцієнт теплопровідності дорівнює:

$$\lambda = \kappa\sigma e. \quad (4.134)$$

Густина теплогенерації, тобто кількість теплоти Q' , віднесена до одиниці довжини (м) лінійного джерела в одиницю часу (сек), дорівнює

$$Q = \frac{Q'}{\text{м} \cdot \text{сек}}. \quad (4.135)$$

Враховуючи співвідношення (4.133)—(4.135) для стаціонарного випадку, тобто при $t \rightarrow \infty$, на підставі (4.132) приходимо до отриманої вище формули (4.118), яка вперше опублікована в роботі [Кутас, 1972, ф-ла (8)]. Шлях переходу від формули (4.118) до формули (4.120) викладено вище.

4. Насамкінець наведемо формулу Дж. К. Максвелла [Максуелл, 1888, стор. 221—222] для визначення кількості перенесеної теплоти через однорідний горизонтальний шар у формі прямокутного паралелепіпеда:

$$H = \frac{a b t \lambda}{c} (T - S), \quad (4.136)$$

де H — кількість теплоти, що протікає через шар за час t ; a , b і c — довжина, ширина і товщина шару відповідно; T і S — стаціонарна температура на нижній і верхній поверхнях шару ($T > S$), λ — коефіцієнт питомої теплопровідності.

Формула (4.136) має практичне і історичне значення.

Зауваження 1. Густина теплогенерації Q в просторовому випадку — це кількість теплоти $Q' \left(\frac{\text{кг} \cdot \text{м}^2}{\text{сек}^2} \right)$, віднесена до одиниці об'єму (м^3) в одиницю часу

(сек), тобто

$$Q = \frac{Q'}{\text{м}^3 \cdot \text{сек}}$$

Зауважимо, що різні автори густину теплогенерації називають по різному: швидкість генерації тепла на одиницю об'єму [Джеффрис, 1960, стор. 370]; об'ємна густина теплових джерел [Тихонов, 1937; Тихонов, Самарский, 1966, стор. 178—179, 248]; тепла потужність джерела [Череменин, 1972, стор. 151]; густина теплових джерел щодо одиниці об'єму [Власов, Любимова, 1977]; кількість тепла, що виділяється в одиниці об'єму [Жарков, Трубицын, 1980, стор. 33—34]; об'ємна потужність джерела тепла [Фарлоу, 1985, стор. 32]; функція генерації тепла [Шафанда и др., 1987]; виділення тепла в одиниці об'єму [Артюшков, 1993, стор. 346].

Зауваження 2. Наведемо список розмірностей фізичних величин в системі SI, які використовуються в геотермії в просторовому випадку (див. табл 4.1).

Таблиця 4.1

Величина	Найменування одиниці	Розмір одиниці
Довжина	метр	м
Маса	кілограм	кг
Час	секунда	с
Температура	кельвін	К
Площа	квадратний метр	м ²
Об'єм	кубічний метр	м ³
Густина	кілограм на кубічний метр	$\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$
Кількість теплоти	джоуль	$\frac{\text{кг} \cdot \text{м}^2}{\text{с}^2}$
Потужність	ват	$\frac{\text{кг} \cdot \text{м}^2}{\text{с}^3}$

Питома теплоємність	джоуль на кілограм–кельвін	$\frac{\text{м}^2}{\text{с}^2 \cdot \text{К}}$
Теплопровідність	ват на метр–кельвін	$\frac{\text{Вт}}{\text{м} \cdot \text{К}} = \frac{\text{кг} \cdot \text{м}}{\text{с}^3 \cdot \text{К}}$
Густина теплогенерації	джоуль на кубічний метр в секунду	$\frac{\text{кг}}{\text{м} \cdot \text{с}^3} = \frac{\text{Вт}}{\text{м}^3}$
Густина теплового потоку	ват на квадратний метр	$\frac{\text{Вт}}{\text{м}^2} = \frac{\text{кг}}{\text{с}^3}$
Коефіцієнт температуропровідності		$\frac{\text{м}^2}{\text{сек}}$

Примітка 1. У книзі [Карслоу, Егер, 1964, стор. 252] під потужністю теплового джерела розуміється величина, що має розмірність $\text{К} \cdot \text{м}^3$.

Примітка 2. Під питомою теплоємністю розуміється масова питома теплоємність [Черемєнський, 1972, стор. 62].

Висновки до Розділу 4

- Дано розв'язання прямих стаціонарних задач геотермії про розподіл в однорідному півпросторі тепла і теплового потоку, що породжуються стаціонарним джерелом, яким служить неоднорідна довільно зрізана вертикальна прямокутна призма. Прийнято, що коефіцієнт теплопровідності λ в призмі постійний, а густина теплогенерації Q така, що змінюється лінійно уздовж горизонтальних координат на верхньому і нижньому основах і лінійно або експоненціально уздовж будь-якої вертикальної лінії, причому так, що в вершинах призми густина теплогенерації приймає задані значення. Використання призми зручно для апроксимації тривимірних неоднорідних горизонтально-шаруватих локальних і регіональних геологічних середовищ. Знайдені рішення полегшують створення автоматизованих систем кількісної

інтерпретації геотермічних даних в інтерактивному режимі.

- Сформульована і строго вирішена узагальнена стаціонарна одномірна задача геотермії Релея—Тихонова для сукупності горизонтальних нескінченних плоскопаралельних шарів, розташованих в нижньому півпросторі, які мають або не мають джерел теплоти. Із знайдених рішень відомі впливають як окремий випадок.
- Дано два додаткових рішення стаціонарної задачі для визначення поширення температури в приповерхневому шарі, що не містить джерел теплоти і лежить на шарі, в якому джерела теплоти є.
- Наведено формулу Дж. К. Максвелла для визначення кількості перенесеної теплоти через однорідний горизонтальний шар в формі прямокутного паралелепіпеда. Ця формула має історичне та практичне значення.
- У системі SI наведено список розмірностей фізичних величин, використовуваних у геотермії в просторовому випадку.

Перелік використаних джерел до Розділу 4

- Артюшков, Е.В. (1993). *Физическая тектоника*. Москва: Наука, 457 с.
- Бейтмен, Г., Эрдейи, А. (1974). *Высшие трансцендентные функции. Т. II*. Москва: Наука, 296 с.
- Веселов, К.Е., Сагитов, М.У. (1968). *Гравиметрическая разведка*. Москва: Недра, 512 с.
- Власов, В.К., Любимова, Е.А. (1977). Математические модели в геотермике. В сб.: *Проблемы математической физики и вычислительной математики* (С. 81—91). Москва: Наука.
- Гордиенко, В.В., Гордиенко, И.В., Завгородняя, О.В., Тарасов, В.Н., Усенко, О.В. (2002а). Тепловое поле, современная активизация и полезные ископаемые Вольно-Подольской плиты. *Геофиз. журн.*, 24(1), 79—92.

- Гордиенко, В.В., Гордиенко, И.В., Завгородняя, О.В., Усенко, О.В. (2002б). *Тепловое поле территории Украины*. Киев: Знание Украины, 170 с.
- Двайт, Г.Б. (1966). *Таблицы интегралов и другие математические формулы*. Москва: Наука, 228 с.
- Джеффрис, Г. (1960). *Земля, ее происхождение, история и строение*. Москва. Изд-во иностранной литературы, 486 с.
- Жарков, В.Н. *Внутреннее строение Земли и планет*. Москва: Наука, 1983. 416 с.
- Жарков, В.Н., Трубицын, В.П. (1980). *Физика планетарных недр*. Москва: Наука, 448 с.
- Исаев, В.И. (2002). Прогнозирование материнских толщ и зон нефтегазонакопления по результатам геоплотностного и палеотемпературного моделирования. *Геофиз. журн.*, 24(2), 60—70.
- Исаев, В.И., Волкова, Н.А. (1997). Прогнозные оценки перспективности объектов нефтегазопроисловых работ методами геоплотностного и палеотемпературного моделирования. *Тихоокеанская геология*, (2), 59—67.
- Исаев, В.И., Волкова, Н.А. (1998). Оценка нефтегазоносности меловых отложений зоны Центрально-Сахалинского разлома по результатам математического моделирования. *Тихоокеанская геология*, (6), 115—118.
- Исаев, В.И., Волкова, Н.А., Ним, Т.В. (1995). Решение прямой и обратной задачи геотермии в условиях седиментации. *Тихоокеанская геология*, (3), 73—80.
- Исаев, В.И., Косыгин, В.Ю., Соколова, В.В. (2001). Прогноз нефтегазоносности Нышско-Тымского прогиба по результатам геоплотностного и палеотемпературного моделирования. *Тихоокеанская геология*, (5), 12—24.
- Карслоу, Г., Егер, Д. *Теплопроводность твердых тел*. Москва: Наука, 1964. 488 с.
- Кутас, Р.И. (1965). Условия формирования геотермического режима земной коры: автореф. дис. ... канд. техн. наук. Днепропетровск, 13 с.
- Кутас, Р.И. (1972). О геологическом истолковании аномалий теплового потока. *Геофиз. сборник*, (45), 41—51.
- Кутас, Р.И., Цвященко, В.А., Корчагин, Г.Н. (1989). *Моделирование теплового*

- поля континентальной литосферы*. Киев: Наук. думка, 192 с.
- Легостаева, О.В. (1999а). Автоматизированная система решения прямых задач гравиметрии для трехмерных неоднородных слоистых сред: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Киев, 20 с.
- Легостаева, О.В. (1999б). Об оптимальной схеме вычисления двойных интегралов при решении прямых задач гравиметрии и магнитометрии. *Геофиз. журн.*, 21(3), 127—130.
- Любимова, Е.А. (1968). *Термика Земли и Луны*. Москва: Наука, 280 с.
- Лялько, В.И. (1985). *Тепломассоперенос в литосфере*. Киев: Наук. думка, 260 с.
- Максуэлл, К. (1888). *Теория теплоты*. Киев: Типография И.Н.Кушнерева и К°, 292 с.
- Старостенко, В.И. (1978). *Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии*. Киев: Наук. думка, 228 с.
- Старостенко, В.И., Кутас, Р.И., Легостаева, О.В. (2003). Решение прямых стационарных задач геотермии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. *Физика Земли*, (12), 64—71.
- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В. (1998). Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. *Физика Земли*, (12), 31—44.
- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Макаренко, И.Б. (2003). Автоматизация ввода в компьютер геолого-геофизических карт с разрывами первого рода, визуализация и интерактивная корректировка трехмерных моделей интерпретации. В кн.: *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей, Ч. I* (С. 108). Москва: Изд. ОИФЗ РАН.
- Старостенко, В.И., Манукян, А.Г. (1986). Решение прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразной Земле. В кн.: *Изучение литосферы геофизическими методами (физические свойства, сейсмометрия, гравиметрия и магнитометрия)* (С. 147—176). Киев: Наук. думка.

- Старостенко, В.И., Манукян, А.Г. (1988). Задачи гравиметрии для лучевых ускорений и изучение маскона Моря Нектара на Луне. *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*, (7), 60—72.
- Старостенко, В.И., Мацело, В.В., Аксак, И.Н., Кулеш, В.А., Легостаева, О.В., Егорова, Т.П. (1997). Автоматизация ввода в компьютер изображений геофизических карт и построение их цифровых моделей. *Геофиз. журн.*, 19(1), 3—13.
- Страхов, В.Н. (1985). О проблеме решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии для материального стержня с полиномиальной плотностью. *Геофиз. журн.*, 7(1), 3—9.
- Страхов, В.Н., Лапина, М.И., Ефимов, А.Б. (1986). Решение прямых задач гравиметрии и магнитометрии на основе новых аналитических представлений для элементов полей от типовых аппроксимирующих тел. II. *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*, (7), 66—78.
- Тихонов, А.Н. (1937). О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры. *Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз.*, (3), 431—459.
- Тихонов, А.Н., Самарский, А.А. (1966). *Уравнения математической физики*. Москва: Наука, 724 с.
- Усенко, О.В. (2002). Тепловой поток и современная активизация Донецкого бассейна (по новым данным). *Геофиз. журн.*, 24(5), 102—111.
- Фарлоу, С. (1985). *Уравнения с частными производными для научных работников и инженеров*. Москва: Мир, 384 с.
- Череменинский, Г.А. (1972). *Геотермия*. Ленинград: Недра, 272 с.
- Шафанда, Я., Чермак, В., Бодри, Л. (1987). Методы расчета глубинного распределения температуры. В сб.: *Изучение литосферы геофизическими методами (электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация)* (С. 102—118). Киев: Наук. думка.
- Шванк, О.А., Люстих, Е.Н. (1947). *Интерпретация гравитационных наблюдений*. Москва-Ленинград: Гостоптехиздат, 400 с.

- Goodacre, A.K. (1973). Some comments on the calculation of the gravitational and magnetic attraction of a homogeneous rectangular prism. *Geophysical Prospecting*, 21(1), 66—69. doi:10.1111/j.1365-2478.1973.tb00014.x.
- Hurter, S., Haenel, R. (Eds.). (2002). *Atlas of Geothermal Resources in Europe*. Luxemburg: Publication №EUR 17811 of the European Comission, 183 p.
- Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R., Zui, V. (Eds.). (1992). *Geothermal Atlas of Europe*. Potsdam: Hermann Haak Verlagsgesellschaft mGH. Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, 156 p.
- Strutt, R.J. (1906). On the distribution of radium in the Earth's crust, and on the Earth's internal heat. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A*, 77(519), 472—485. doi:10.1098/rspa.1906.0042.

РОЗДІЛ 5. КОМПЛЕКС «ПЕРЕГЛЯД» ТА ПРОГРАМА UnionMaps.

5.1. КОМПЛЕКС «ПЕРЕГЛЯД» ДЛЯ ВІЗУАЛІЗАЦІЇ В ІНТЕРАКТИВНОМУ РЕЖИМІ ТРИВИМІРНИХ ГЕОФІЗИЧНИХ МОДЕЛЕЙ І ЇХНІХ ПОЛІВ.

Призначення комплексу. Програма візуалізації функції трьох змінних «ПЕРЕГЛЯД» [Старостенко и др., 2015] призначена для комфортного спостереження користувачем геофізичних тривимірних моделей на екрані персонального комп'ютера. Областю застосування програми є автоматизація наукових досліджень, зокрема, полегшення процесу інтерактивної кількісної інтерпретації геофізичних даних. Зазвичай при побудові геофізичних моделей (густинних, магнітних та ін.) зручно розміщувати їх в межах паралелепіпеда, що складається із сукупності довільно зрізаних прямокутних призм апроксимуючих геологічні шари. Комплекс «ПЕРЕГЛЯД» дозволяє: 1) розглядати модель з різних точок огляду; 2) обертати модель; 3) переглядати розрізи моделі в площинах, паралельних координатним площинам прямокутної системи координат; 4) за певним законом здійснювати ручне коригування положення границь шарів в обраному розрізі з автоматичним коректуванням границь (поверхонь) сусідніх шарів; 5) обертати розрізи, що переглядаються; 6) відображати за вихідними даними ізоперхні, обертати їх і переглядати з заданих точок огляду.

Вхідні дані про геофізичну модель являють собою вихідну інформацію для роботи комплексу «ПЕРЕГЛЯД». Про кожний шар геофізичної моделі (апроксимований набором призм) інформація задається послідовно.

Функціональне призначення програми полягає у виконанні наступних дій:

- Висвічування (поява) на екрані перетину «червоної» області з перерізом, зазначеним оператором, при пороговому значенні, зазначеному оператором, одночасно з висвічуванням первинних даних, тобто перетину граничних поверхонь між шарами з поточним перерізом. При цьому «червоною» областю

функції f за граничним значенням f_0 називається безліч точок, значення в яких перевищує f_0 .

- Висвічування на екрані сукупності ізоліній на зазначеному оператором перерізі й із зазначеним оператором кроком ізоліній, одночасно з висвічуванням первинних даних, тобто перетину граничних поверхонь з поточним перерізом.

- Висвічування на екрані звуження функції f на вибраній переріз у вигляді графіка функції двох змінних — двовимірної поверхні в тривимірному просторі.

- Висвічування на екрані узагальнених характеристик всіх шарів, тобто функцій φ або тієї чи іншої їх сукупності, зазначеної оператором.

- Висвічування на екрані ізоповерхні у вигляді двовимірної поверхні в тривимірному просторі.

- Ручне редагування вихідних даних, тобто розташування граничних поверхонь і значень функції f в точках зламу цих поверхонь.

- Збереження відредагованих даних на диску.

Експлуатаційні характеристики комплексу. На екрані може бути представлена наступна інформація:

- умовне зображення паралелепіпеда — області визначення функції трьох змінних (густина та ін.) із зображенням на ньому обраного оператором перетину; на видимих гранях паралелепіпеда і на обраному перетині відображаються зрізи досліджуваної функції; оператор має можливість розглядати об'єкт з різних точок огляду;

- основне вікно, на якому представлена функція двох змінних на обраному перетині (розрізі) або зображення ізоповерхні в тривимірному просторі;

- додаткове вікно показує узагальнені характеристики для всіх шарів або тієї чи іншої групи шарів, обраних оператором; відображення на екрані групи функцій двох змінних, які відповідають обраній групі шарів, прив'язане до зображення паралелепіпеда так, що наочно видно відповідність між функціями і шарами;

- при виборі оператором порогового і фіксованого значення аргументу, що визначає перетин, віддано перевагу їх введенню ні з клавіатури, а динамічному

введенню, при якому оператор за допомогою миші збільшує або зменшує необхідні величини;

- реакція програми на зміни, внесені оператором, відбувається в реальному масштабі часу, тобто зображення на екрані змінюється за непомітний для оператора час при паралельному зсуві перетину або зміні порогового значення;

- кожна ізолінія висвічується в двох кольорах: синім кольором показано напрямок зменшення значення функції, червоним — її збільшення;

- оператор має можливість вказати за допомогою миші будь-яку ізолінію і отримати у спливаючому вікні значення функції, якому ця ізолінія відповідає.

Умови виконання програми

Вимоги до апаратних і програмних засобів

Для виконання програми необхідно, щоб система задовольняла наступним мінімальним вимогам:

- процесор Pentium II 233;
- 64 Мбайт оперативної пам'яті;
- відеокарта GeForce2 GTS з 8 Мбайт відеопам'яті;
- операційна система MS Windows 98/ME;
- встановлена бібліотека DirectX версії 6.0.

Для виконання програми в максимально комфортному для оператора режимі підходить IBM-сумісний комп'ютер з наступними характеристиками:

- процесор Pentium 4 або Athlon XP з частотою 1 400 МГц і більше;
- 512 Мбайт оперативної пам'яті;
- жорсткий диск об'ємом 40 Гбайт;
- відеокарта GeForce2 GTS з 32 Мбайт відеопам'яті;
- операційна система MS Windows 98/ME;
- встановлена бібліотека DirectX версії 8.0 або вище.

Вимоги до вхідних даних програми

Для кожного шару задаються наступні параметри (файл або число):

- верхня границя шару (Zв);

- значення функції f на верхній границі ($F(Z_v)$);
- нижня границя шару (Z_n);
- значення функції f на нижній границі ($F(Z_n)$);
- узагальнена характеристика даного шару.

Нижня границя k -го шару є нижньою границею $(k + 1)$ -го шару. Межі шарів не можуть перетинатися або стикатися. Значення функції на нижній границі k -го шару і верхній границі $(k + 1)$ -го шару можуть не співпадати.

Файли, які визначають межі шарів і значення функції, мають розширення *.dat. Файли, що задають узагальнені характеристики шарів, мають розширення *.out. Формати цих файлів описані в Додатках 1 і 2.


Виконання програми

Інсталяція та запуск програми

Для інсталяції програми потрібно перенести файли geo.exe, geo.cnt, geo.hlp, geo.opt і current.cnf в один з каталогів. Програма готова до виконання.


Запустіть файл geo.exe будь-яким методом, доступним в ОС Microsoft Windows.

Введення даних

а) Натиснувши лівою кнопкою миші на піктограму , або вибравши команду **Відкрити** з меню **Файл**, або натиснувши клавіші Ctrl + O, можна вибрати вже готову конфігурацію даних або створити нову.

Відкриється вікно, зображене на рис.5.1:

б) Інформація про кожний шар задається окремо у верхній частині вікна. У нижній частині відображається інформація про всі шари.

Перемикатися між шарами можна або вибравши відповідний рядок в таблиці внизу, або за допомогою стрілок  в комірці «Номер шару». В останньому випадку, якщо шар з таким номером не існує, то він буде створений. Поточний

шар можна видалити, натиснувши відповідну кнопку вгорі праворуч. Кількість шарів не повинна перевищувати 20.

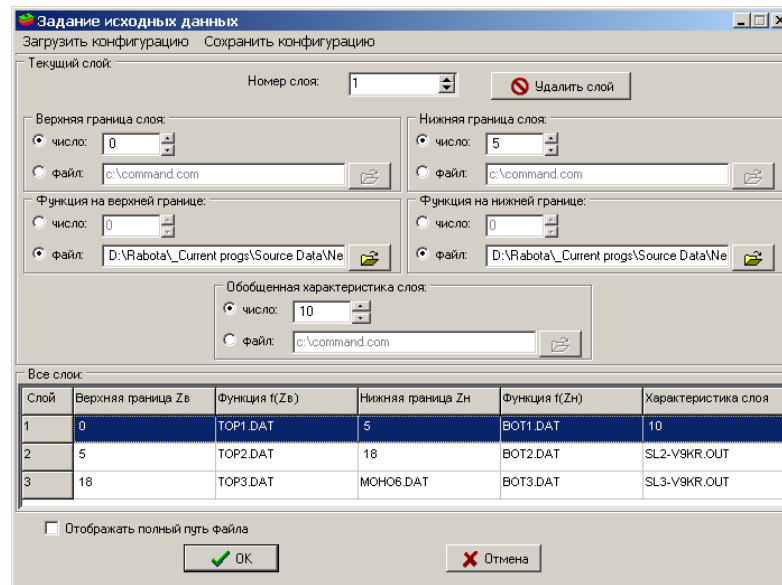





Рис. 5.1. Задання вихідних даних.

в) Кожен шар задається п'ятьма параметрами, кожен з яких задається числом або файлом.

Файл можна задавати вручну або вибрати за допомогою діалогу вибору файлів, натиснувши кнопку . Число можна задавати або вводячи його з клавіатури, або використовуючи стрілки .

г) Задавши таким чином вхідні дані, їх можна зберегти в конфігураційному файлі за допомогою пункту меню **Зберегти конфігурацію**, щоб в подальшому один раз складені дані використовувати знову шляхом вибору пункту меню **Завантажити конфігурацію**. Формат конфігураційного файлу дивіться в Додатку 3.

д) При натисканні кнопки **ОК** внизу вікна задана конфігурація даних стане поточною і буде збережена в файл **Current.cnf** каталогу, що містить виконуваний файл **geo.exe**.

е) Для повторного вибору тих же даних в наступному сеансі роботи з програмою можна скористатися командою **Відновити** меню **Файл**, або натиснути на піктограму . Буде завантажена конфігурація з файлу **Current.cnf**.

Режими візуалізації

Коли дані завантажені, вибір і зміна режиму відображення відбувається за допомогою інформаційної панелі, зображеної на рис. 5.2. В ній можна виділити наступні компоненти:






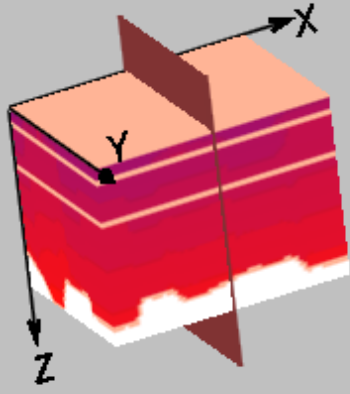


<p>Фиксированная ось:</p> <p><input checked="" type="radio"/> X 107,5 </p> <p><input type="radio"/> Y 50 </p> <p><input type="radio"/> Z 50 </p> <p></p>	<p>1</p>	<p>1 — найменування змінної, відповідно до якої обрано переріз в цей момент, відзначено точкою. Праворуч відображено її фіксоване значення. Це значення можна змінювати, ввівши з клавіатури і потім натиснувши кнопку  для відновлення, або ж змінюючи положення повзунка. Для зміни змінної, за якою відбувається переріз, необхідно мишею натиснути на ім'я бажаної змінної</p>
<p></p>	<p>2</p>	<p>2 — зображення куба в системі координат X, Y, Z — області визначення досліджуваної функції трьох змінних із зображенням на цьому кубі обраного оператором перерізу. На видимих гранях куба відображаються зрізи досліджуваної на них функції у вигляді яскравості</p>
<p>Режим визуализации:</p> <p><input checked="" type="radio"/> Бинаризация</p> <p><input type="radio"/> Изолинии</p> <p><input type="radio"/> Цветная карта</p> <p><input type="radio"/> Поверхность</p> <p><input type="radio"/> Изоповерхность</p>	<p>3</p>	
<p>Пороговое значение:</p> <p>2,539 </p> <p></p>	<p>4</p>	

Рис. 5.2. Інформаційна панель.

світіння відповідної точки. Користувач може розглянути куб з різних точок зору. Для повороту куба необхідно посунути мишу, затиснувши ліву кнопку.

3 — вибір режиму візуалізації здійснюється за допомогою перемикача — точки зліва від найменування режиму.

Залежно від обраного режиму з'являється вікно налаштувань **4**.

Режим «Бінаризація»

Цей режим візуалізації може бути активізований або за допомогою перемикача на інформаційній панелі, або вибором пункту меню **Візуалізація|Бінаризація** (рис. 5.3), або натиснувши сполучення клавіш **Ctrl + F1**.




Рис. 5.3. Переріз в режимі «Бінаризація».

Переріз, вказаний оператором у верхній частині інформаційної панелі, відображається у вигляді двоколірного зображення. Білим кольором відображаються області, в яких значення досліджуваної функції не перевищує задане граничне, а червоним (за замовчуванням) — області, в яких значення функції більше граничного.

Граничне значення задається у вікні, що розташоване в нижній частині інформаційної панелі і зображене на рис. 5.4:



Рис. 5.4. Задання граничного значення.

Граничне значення функції можна змінювати або вручну, шляхом введення з клавіатури і потім натискання кнопки оновлення , або динамічно, змінюючи положення повзунка.

На зображенні також набуде жовтогарячого кольору (за замовчуванням) перетин меж шарів з цим перерізом. Якщо підвести мишу до такої лінії, то у спливаючому вікні висвітиться номер пересічної граничної поверхні.

Кольори границь і «червоної» області можна змінити шляхом виклику пункту меню **Зображення|Змінити кольори ...** на закладці «2D зображення».

Це зображення можна зберегти у файл, вибравши пункт меню **Зображення|Зберегти зображення .**

Режим «Ізолінії»

Цей режим візуалізації можна активізувати або за допомогою перемикача на інформаційній панелі, або вибором пункту меню **Візуалізація|Ізолінії** (рис. 5.5), або натиснувши сполучення клавіш **Ctrl + F2**.

Переріз, зазначений оператором у верхній частині інформаційної панелі, відображається у вигляді зображення з сукупністю ізоліній. Ізолінія позначає

геометричне місце таких точок, де по один бік від ізолінії значення досліджуваної функції більше, ніж в точок на ізолінії, а по інший менше або дорівнює. Ізолінії відображаються двома кольорами: червоним в бік збільшення функції і синім в бік її зменшення.

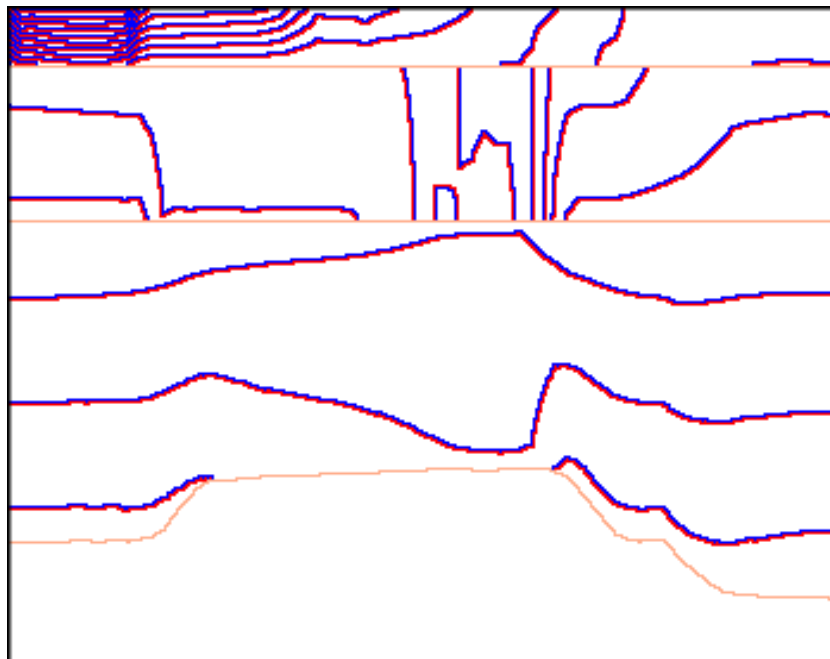


Рис. 5.5. Переріз в режимі «Ізолінії».

Кількість ізоліній або крок ізоліній задається у вікні, що розташоване в нижній частині інформаційної панелі і зображене на рис.5. 6. Кількість ізоліній не повинна перевищувати 255.

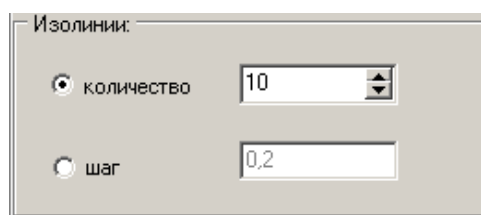


Рис. 5.6. Задання кроку або кількості ізоліній.

Якщо підвести мишу до ізолінії, то у спливаючому вікні висвітиться значення функції, якому ця ізолінія відповідає.

На зображенні також набуде жовтогарячого кольору (за замовчуванням) перетин меж шарів з цим перерізом. Якщо підвести мишу до такої лінії, то у спливаючому вікні висвітиться номер пересічної граничної поверхні.

Кольори меж і ізоліній можна змінити шляхом виклику пункту меню **Зображення|Змінити кольори ...** на закладці «2D зображення».

Це зображення можна зберегти в файл, вибравши пункт меню **Зображення|Зберегти зображення**.

Режим «Колірна карта»

Цей режим візуалізації можна активізувати або за допомогою перемикача на інформаційній панелі, або вибором пункту меню **Візуалізація|Колірна карта** (рис. 5.7), або натиснувши сполучення клавіш **Ctrl + F3**.

Переріз, зазначений оператором у верхній частині інформаційної панелі, відображається у вигляді яскравості зображення. За замовчуванням точки з найбільшим значенням функції відображаються червоним кольором, а з найменшим — синім.



Рис.5.7. Переріз в режимі «Колірна карта».

Шкала кольорів (яскравостей) задається у вікні, що розташоване в нижній частині інформаційної панелі і зображене на рис. 5.8:

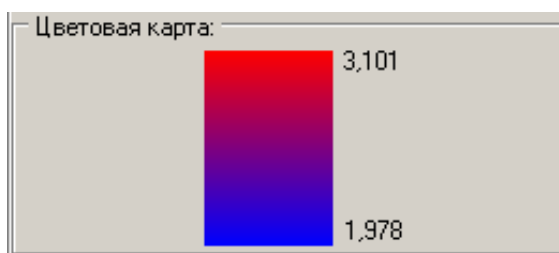


Рис. 5.8. Шкала яскравостей.

На зображенні також набуде жовтогарячого кольору (за замовчуванням) перетин границь шарів з цим перерізом. Якщо підвести мишу до такої лінії, то у спливаючому вікні висвітиться номер пересічної граничної поверхні.

Кольори границь, найбільшого і найменшого значення можна змінити шляхом виклику пункту меню **Зображення|Змінити кольори ...** на закладці «2D зображення».

Це зображення можна зберегти в файл, вибравши пункт меню **Зображення|Зберегти зображення .**

Режим «Поверхня»

Цей режим візуалізації можна активізувати або за допомогою перемикача на інформаційній панелі, або вибором пункту меню **Візуалізація|Поверхня** (рис. 5.9), або натиснувши сполучення клавіш **Ctrl + F4**.

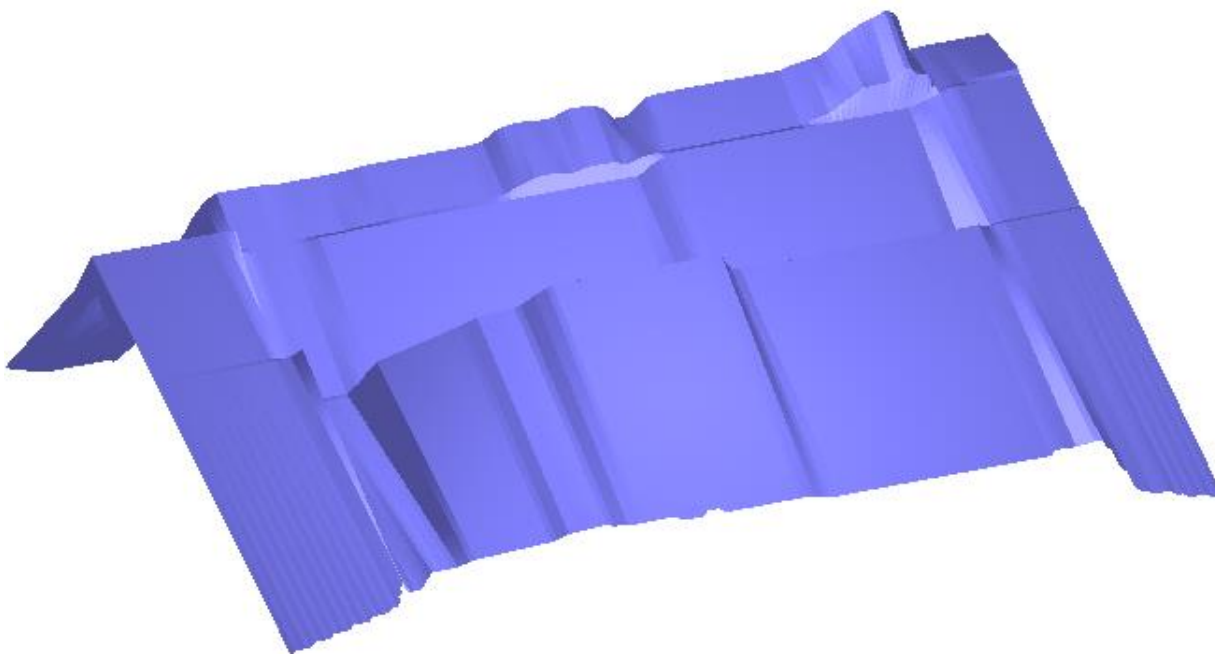


Рис. 5.9. Переріз в режимі «Поверхня».

Переріз, зазначений оператором у верхній частині інформаційної панелі, відображається у вигляді графіка функції двох змінних — двовимірної поверхні в тривимірному просторі.

Вибір режиму відображення даної поверхні здійснюється у вікні, що розташоване в нижній частині інформаційної панелі і зображене на рис. 5.10.

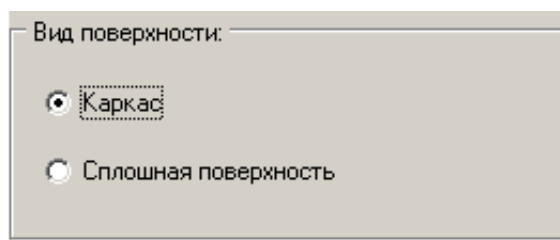


Рис. 5.10. Вибір виду відображуваної поверхні.

Каркас означає відображення у вигляді дротяної моделі.

Цю поверхню можна розглянути з різних точок зору шляхом її обертання. Затиснувши ліву кнопку миші, перемістіть її на деяку відстань і відпустіть. Ця відстань еквівалентна повороту системи координат, в яких відображено цю поверхню.

Кольори фону і об'єкта можна змінити шляхом виклику пункту меню **Зображення|Змінити кольори ...** на закладці «2D зображення».

Це зображення можна зберегти в файл, вибравши пункт меню **Зображення|Зберегти зображення.**

Режим «Ізоповверхня»

Цей режим візуалізації можна активізувати або за допомогою перемикача на інформаційній панелі, або вибором пункту меню **Візуалізація|Ізоповверхня** (рис. 5.11), або натиснувши сполучення клавіш **Ctrl + F5**.

Режим дає змогу висвічувати на екрані ізоповверхні у вигляді двовимірної поверхні в тривимірному просторі. Під ізоповверхнею за граничним значенням f можна розуміти геометричне місце таких точок, де по один бік від неї значення

досліджуваної функції більше, ніж у точок на ізоповерхні, а по інший менше або дорівнює.

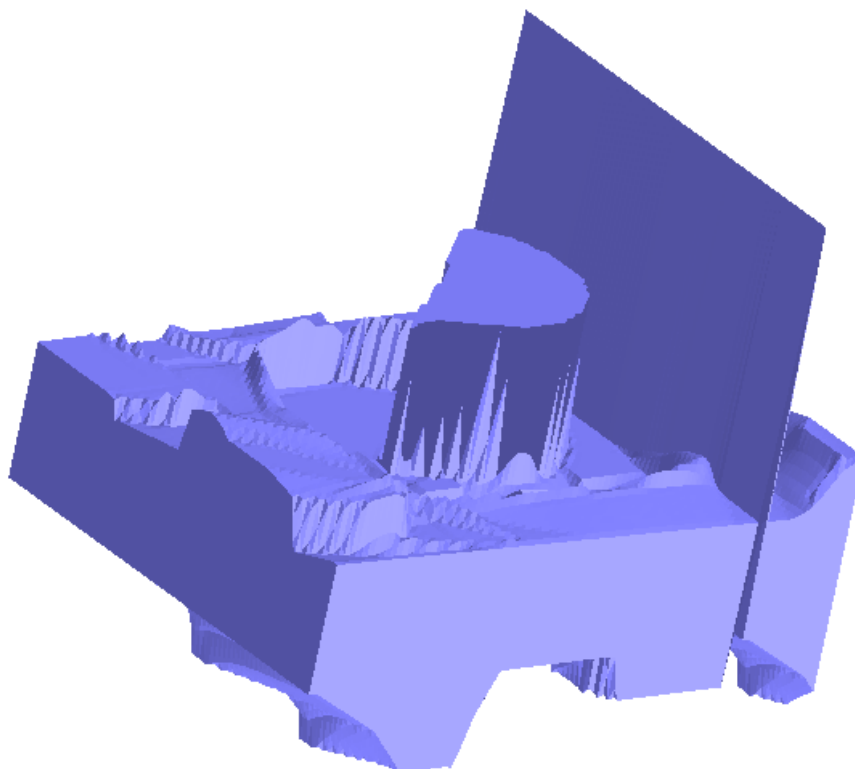



Рис. 5.11. Ізоповерхня.

Граничне значення задається у вікні, що розташоване у нижній частині інформаційної панелі і зображено на рис. 5.4.


Граничне значення функції можна змінювати або вручну, шляхом введення з клавіатури і потім натисканням кнопки оновлення , або динамічно, змінюючи положення повзунка.

Цю поверхню можна розглянути з різних точок зору шляхом її обертання. Затиснувши ліву кнопку миші, перемістіть її на деяку відстань і відпустіть. Ця відстань еквівалентна повороту системи координат, в яких відображено цю поверхню.

Кольори фону і об'єкта можна змінити шляхом виклику пункту меню **Зображення|Змінити кольори ...** на закладці «2D зображення».

Зображення можна зберегти в файл, вибравши пункт меню **Зображення|Зберегти зображення.**

Узагальнені характеристики шарів

При натисканні на піктограму , або при виборі пункту Характеристики шарів меню Візуалізація, або при натисканні клавіші F2 відкривається додаткове вікно, яке відображає сукупність узагальнених характеристик всіх шарів або певної групи шарів у вигляді поверхонь в тривимірному просторі (рис. 5.12).

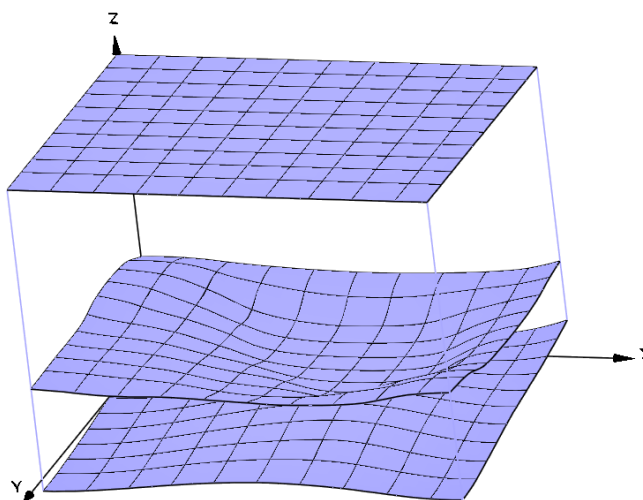


Рис. 5.12. Узагальнені характеристики шарів.

Сукупність відображуваних шарів задається у верхній частині панелі, що розташована праворуч від зображення, і зображена на рис. 5.13.

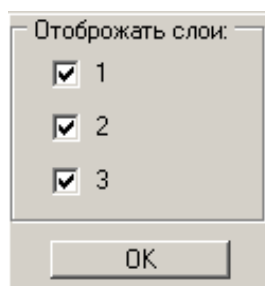


Рис. 5.13. Задання сукупність шарів.

Галочками позначено відображувані шари. При зміні сукупності відображуваних шарів необхідно натиснути кнопку **Оновити**.

Відображувані поверхні можна розглянути з різних точок зору шляхом їх обертання. Затиснувши ліву кнопку миші, перемістіть її на деяку відстань і відпустіть. Ця відстань еквівалентна повороту системи координат, в яких відображено ці поверхні.

Осі на зображенні можна видалити, прибравши галочку біля слів «Показати осі». Зображена система координат показує лише орієнтацію осей, але точка їх перетину не є початком координат.

Кольори фону і об'єкта можна змінити шляхом натискання кнопки у вікні



Для збереження зображення в графічному форматі *.bmp натисніть кнопку



і виберіть ім'я файлу в діалоговому вікні.

Для виходу з цього вікна натисніть клавішу ESC.

Редагування даних


Редагування даних може здійснюватися такими двома способами:

- безпосередня зазначення значення, яке присвоюється у вибраній точці (режим «Ручне редагування»);

- динамічне змінення, при якому оператор ініціює збільшення або зменшення значень даних у вибраній точці за допомогою курсора на екрані, спостерігає змінення функції за її мінливим зображенням на екрані і в потрібний момент це змінення припиняє (режими «Редагування меж» і «Редагування функції»).

Операції, можливі при редагуванні даних.

Редагування границь

Активізувати цей режим можна або натисканням на піктограму , або вибором пункту меню **Редагування|Редагування границь**, або натиснувши сполучення клавіш Ctrl + B.

Цей режим редагування даних дає змогу динамічно змінити положення граничних поверхонь і доступний в таких режимах візуалізації: «Бінаризація», «Ізолінії», «Колірна карта» — при перерізі за віссю X або Y .

Затисніть ліву кнопку миші на потрібній точці і посуньте курсор миші в потрібному напрямку. Зміни значень будуть відразу ж відображені на екрані. Отримавши бажаний результат, відпустіть ліву кнопку миші. Приклад дивіться на рис. 5.14.

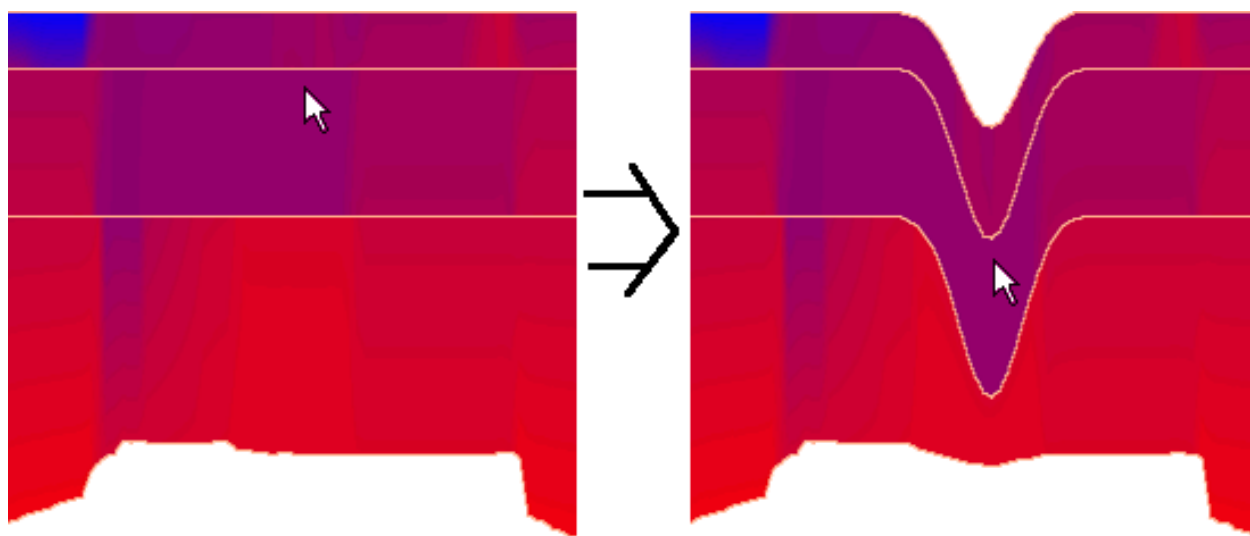



Рис. 5.14. Редагування границь.

Внесені зміни можна скасувати і повторити (див. пункт 3.4.4).

Для збереження внесених змін використовуйте команди **Зберегти** і **Зберегти як ...** меню **Файл**.

Редагування функцій

Активізувати цей режим можна або натисканням на піктограму , або вибором пункту меню **Редагування|Редагування функції**, або натиснувши сполучення клавіш **Ctrl + V**.

Цей режим редагування даних дає змогу динамічно змінити значення досліджуваної функції в одному шарі шляхом зміни положення ізоліній. Вносити такі зміни можна в режимах візуалізації: «Ізолінії» і «Колірна карта» — при перерізі за віссю X або Y .

Затисніть ліву кнопку миші на потрібній точці і посуньте курсор миші в потрібному напрямку. Зміни значень будуть відразу ж відображені на екрані. Отримавши бажаний результат, відпустіть ліву кнопку миші. Приклад дивіться на рис. 5.15.

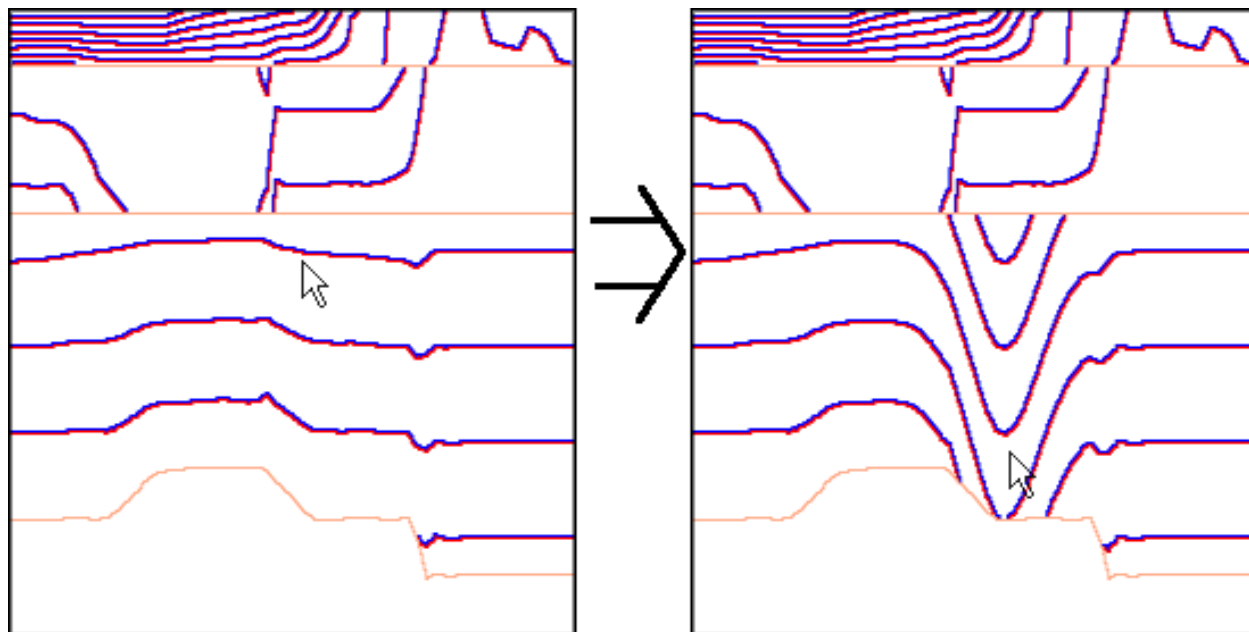



Рис. 5.15. Редагування функції.

Внесені зміни можна скасувати і повторити (див. пункт 3.4.4).

Для збереження внесених змін використовуйте команди **Зберегти** і **Зберегти як ...** меню **Файл**.

Ручне редагування

Активізувати цей режим можна або натисканням на піктограму , або вибором пункту меню **Редагування|Ручне редагування**, або натиснувши сполучення клавіш **Ctrl + H**.

Режим редагування даних дає змогу вручну задати нові значення розташування граничних поверхонь і значень досліджуваної функції на цих поверхнях. При цьому одночасно зміняться значення в околі обраної точки. Ці зміни зменшуються зі збільшенням відстані від обраної точки до сусідніх точок відповідно до функції Гауса. Розмір цього околу можна змінити.

Ручне редагування може бути доступне одночасно з одним з режимів динамічного редагування, утримуючи іконку даного режиму в таких режимах візуалізації: «Бінаризація», «Ізолінії», «Колірна карта» — при перерізі за віссю X або Y .

Для внесення змін натисніть на потрібній точці **праву кнопку миші**. На вихідному зображенні хрестиками, з'єднаними лінією, будуть відмічені точки зламу граничних поверхонь цього шару, значення в яких може бути змінено (рис. 5.16). У діалоговому вікні (рис. 5.17) вносьте необхідні зміни і натисніть кнопку **ОК**. Зміни значень будуть відразу ж відображені на екрані (рис. 5.16).

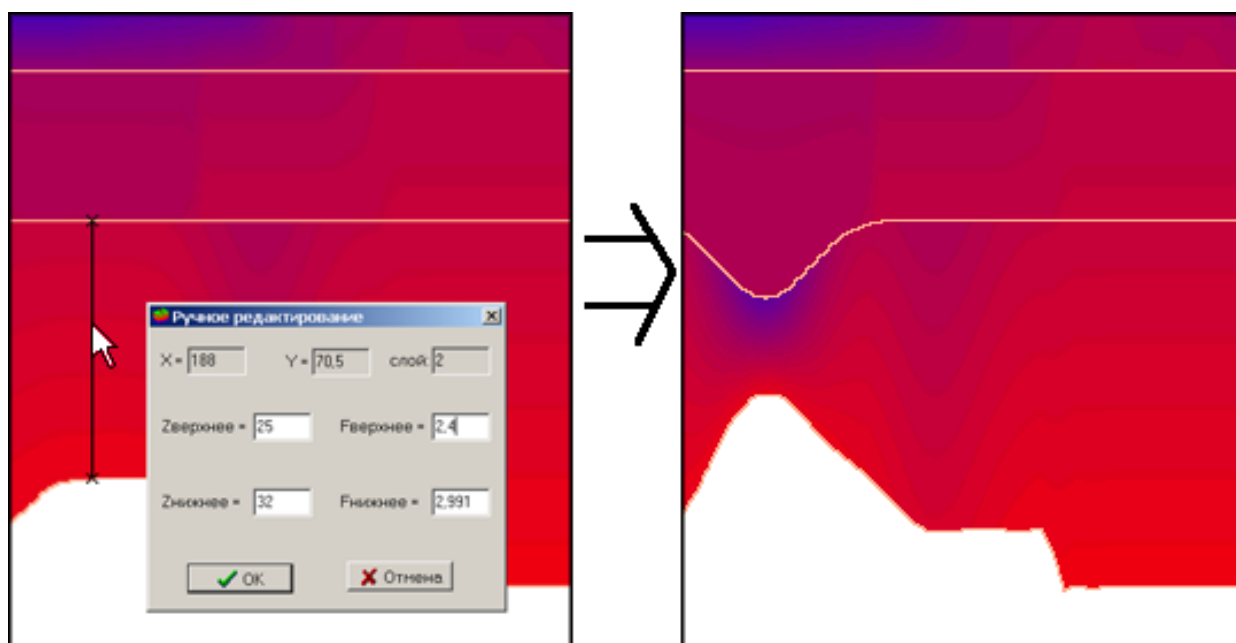


Рис. 5.16. Приклад ручного редагування.

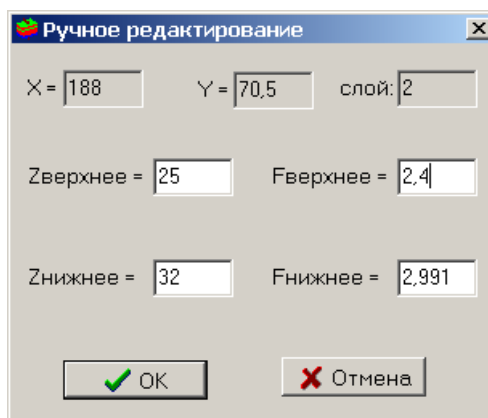


Рис. 5.17. Діалогове вікно для завдання нових значень.

Внесені зміни можна скасувати і повторити.

Для збереження внесених змін використовуйте команди **Зберегти** і **Зберегти як ...** меню **Файл**.


Приклади динамічного і ручного редагування функції. На рис. 5.15 і 5.16 наведено приклади динамічного і ручного редагування функції відповідно. Якщо затиснути ліву клавiшу миші на потрібній точці і посунути курсор в потрібному напрямку, зміни миттєво відображаються на екрані (рис. 5.15). Ручне редагування дає змогу вручну задати нові розташування граничних поверхонь і значень досліджуваної функції на цих поверхнях (рис. 5.16). Як в першому, так і в другому випадках одночасно змінюється значення відповідних величин в околиці обраної точки. Зі збільшенням відстані від обраної точки (x_0, y_0, z_0) до сусідніх точок (x, y, z) зміна цих значень задається функцією Гауса:

$$f^{new}(x, y, z) = f^{old}(x, y, z) + C \cdot \exp\left\{-\frac{(x-x_0)^2}{\sigma_x^2} - \frac{(y-y_0)^2}{\sigma_y^2} - \frac{(z-z_0)^2}{\sigma_z^2}\right\},$$


де $C, \sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ — задані константи; $f^{old}(x, y, z)$ — значення змінної (старої) функції; $f^{new}(x, y, z)$ — нове значення функції.

Відредагована модель використовується для подальшого розв'язання прямої задачі геофізики в ітераційному процесі інтерпретації спостереженого поля за допомогою методу підбора. Комплекс «**ПЕРЕГЛЯД**» полегшує і істотно прискорює побудову остаточної тривимірної геофізичної моделі і її поля.

Операції при редагуванні


а) При виборі команди **Скасувати дію** в меню **Редагування**, або натисканні на піктограму , або при поєднанні клавiш Ctrl + Z останні внесені зміни будуть скасовані. Послідовно можна скасувати всі останні дії доти, поки не будуть внесені нові зміни.

б) При виборі команди **Повторити дію** в меню **Редагування**, або натисканні на піктограму, або при поєднанні клавіш Ctrl + Y можна відновити останні зміни, які були скасовані командою **Скасувати дію**. Послідовно можна повторити всі останні дії доти, поки не будуть внесені нові зміни.

в) При виборі команди **Відновити дані** в меню **Редагування**, або натисканні на піктограму , або при поєднанні клавіш Ctrl + Alt + Z можна скасувати всі внесені під час роботи зміни і відновити вихідні дані, які спочатку були завантажені. При цьому скасовані таким чином зміни можна повернути за допомогою команди **Повторити дію**.

Збереження відредагованих даних

Зберегти зміни можна двома способами:

а) Виберіть команду **Зберегти** в меню **Файл**, або натисніть на піктограму , або поєднання клавіш Ctrl + S. При цьому зміни, внесені в поточні дані в процесі редагування, будуть збережені в ті ж файли, з яких дані були зчитані.

У разі, якщо вихідні дані задавалися не файл, а числом, буде створено каталог **SaveData** в папці, що містить виконуваний файл geo.exe, і в ньому відсутні файли. Імена цих файлів мають наступну структуру в залежності від призначення даних, що зберігаються:

TopZ_<номер шару>.dat— верхня границя шару;

BottomZ_<номер шару>.dat— нижня границя шару;

TopF_<номер шару>.dat— значення функції f на верхній границі;

BottomF_<номер шару>.dat— значення функції f на нижній границі.

б) Виберіть команду **Зберегти як ...** в меню **Файл**, або натисніть клавіші Ctrl + Alt + S. Змінені дані, отримані в процесі редагування, будуть збережені в файли за вибором користувача. Імена файлів для збереження задаються послідовно для кожного шару у вікні, показаному на рис. 5.18.

Задання імені конкретного файлу здійснюється або шляхом безпосереднього введення з клавіатури, або в діалоговому вікні вибору файлів за допомогою натискання кнопки праворуч.

Зауваження: Нижня границі k -го шару є верхньою границею $k+1$ -го шару, тому вибір цього файлу доступний лише для останнього шару.

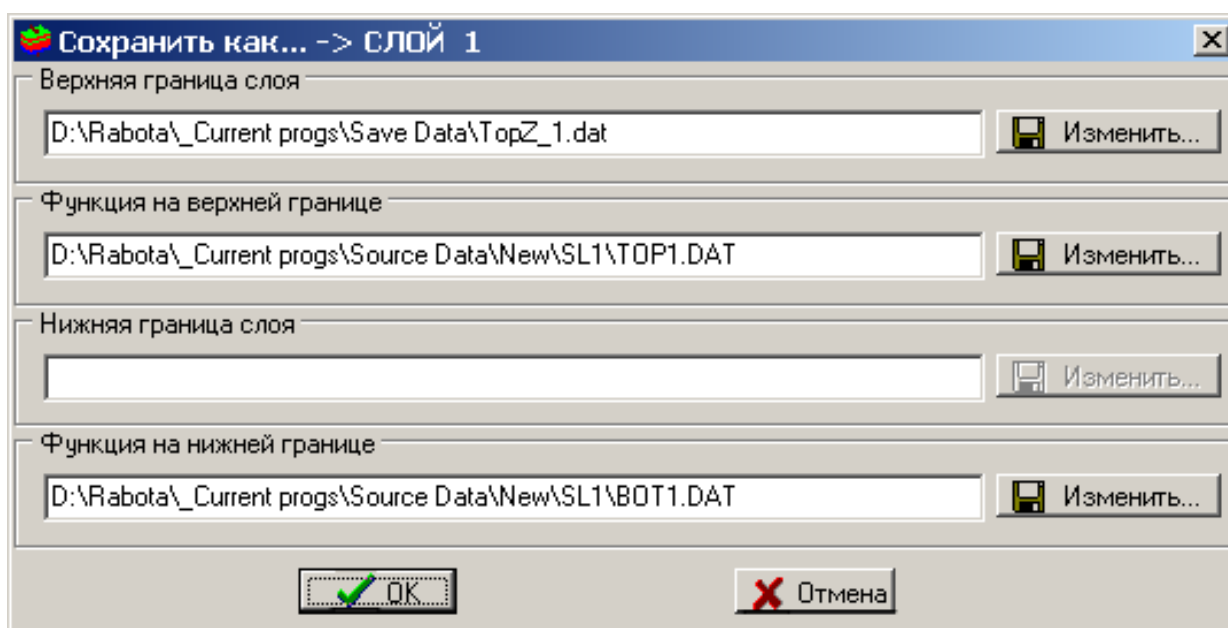


Рис. 5.18. Діалогове вікно збереження даних з вибором імен файлів.

Визначення розміру редагованого околу

При виборі команди **Розмір околу** в меню **Редагування**, або при поєднанні клавіш **Ctrl + ALT + N** в діалоговому вікні (рис. 5.19) можна задати розмір околу точки, в якій будуть змінюватися значення відповідно до функції Гауса при редагуванні даних і розташування граничних поверхонь.

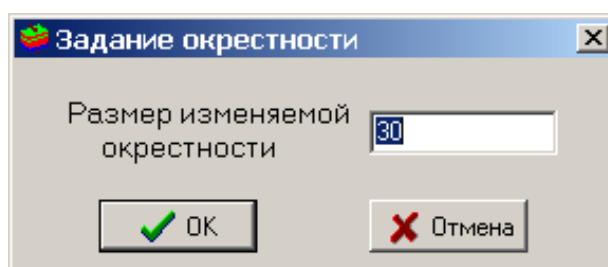



Рис. 5.19. Діалогове вікно завдання розміру околу.


Чим більше це значення, тим більш пологою буде крива при зміні її положення.

Змінене значення збережеться під час наступного запуску програми.


Робота із зображенням

Масштаб зображення

а) Вибравши команду **Збільшити** в меню **Зображення**, або натиснувши на піктограму , або натиснувши сірий «+» (на цифровій клавіатурі), можна збільшити відображувану картинку на 25 %. Ця операція недоступна при відображенні ізоповірки.

а) Вибравши команду **Зменшити** в меню **Зображення**, або натиснувши на піктограму , або натиснувши сірий «-» (на цифровій клавіатурі), можна зменшити відображувану картинку на 25 %. Ця операція недоступна при відображенні ізоповірки.

Змінення кольорів зображення

Вибравши команду **Змінити кольори** в меню **Зображення**, або натиснувши на піктограму , або натиснувши комбінацію клавіш Ctrl + Alt + C, в діалоговому вікні можна змінити кольорову гаму наступних **параметрів**:

- 1) для плоских зображень на закладці «2D зображення»:
 - колір меж — перетинань граничних поверхонь з обраним перерізом;
 - колір «бінарзації» — колір тієї області в режимі «Бінаризація», в якій значення функції вище граничного;
 - кольори «найбільшого» і «найменшого» значення функції — кольори точок з найбільшим і найменшим значенням функції в режимі «Колірна карта».
- 2) для тривимірних зображень на закладці «3D зображення»:
 - колір фону;
 - колір об'єкта.

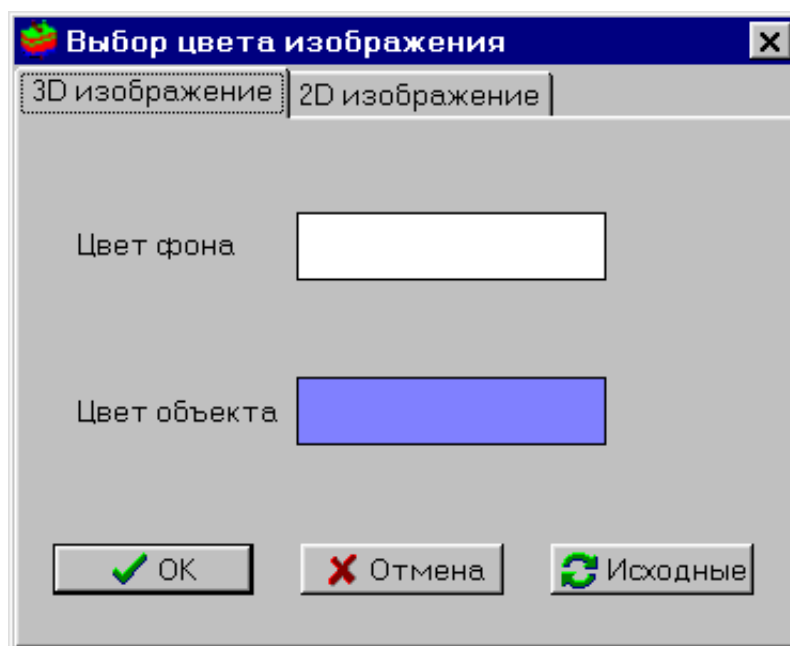


Рис. 5.20. Діалогове вікно зміни кольору тривимірних об'єктів.


Для зміни кольору натисніть лівою кнопкою миші на прямокутник, який Ви хочете змінити. У стандартному діалоговому вікні вибору кольору, щоз'явився, вкажіть потрібний колір.

Щоб зміни почали діяти, натисніть кнопку **ОК**.

Також можна відновити задані за замовчуванням кольори, натиснувши клавішу **Вихідні**.

Налаштування кольору при завершенні програми зберігаються в файлі **geo.opt**, так що під час наступного запуску програми колірна гамма буде такою ж, як і наприкінці роботи.

Збереження зображення

Для активізації цієї команди можна або вибрати пункт **Зберегти** в меню **Зображення**, або натиснути на піктограму , або натиснути клавіші **Ctrl + I**.

За допомогою цієї команди можна зберегти в графічний файл ***.bmp** (24 bit) зображення на екрані в будь-якому режимі візуалізації і редагування.

У стандартному діалоговому вікні збереження файлу, що відкриється, можна зберегти файл із запропонованим ім'ям, або вибрати, або задати його самостійно.

Налаштування програми

В цьому пункті описано можливості зміни інтерфейсу користувача при роботі з програмою.

Панель інструментів

На панелі інструментів знаходяться швидкі кнопки, що дублюють деякі команди меню і дають змогу полегшити роботу з програмою (рис. 5.21).



Рис. 5.21. Панель інструментів.

Панель знаходиться у верхній частині вікна програми під смугою головного меню.

Якщо потрібно зробити панель інструментів невидимою, то необхідно вибрати в меню команду **Вид|Панель інструментів** і натиснути на неї лівою кнопкою миші. При бажанні можна знову зробити її видимою, повторивши ту ж процедуру.

Статусна панель

Статусна панель знаходиться внизу основного вікна програми і містить ім'я відкритого конфігураційного файлу. При підведенні миші до пунктів меню і швидким кнопкам на статусній панелі відображається розгорнута підказка щодо використання цих пунктів. Також вона може відображати поточні значення всіх змінних.

Для того, щоб приховати статусну панель, виберіть у меню команду **Вид|Статусна панель** і натисніть ліву кнопку миші. Щоб зробити її знову видимою, повторіть ту ж процедуру.

Відображення поточних значень змінних

Цей пункт меню дозволяє або забороняє відображення значень усіх змінних на статусній панелі за умови, що вона є видимою. Якщо цей пункт доступний і

відзначений галочкою, то при русі миші по зображенню в основному вікні програми буде відображатися інформація такого вигляду (Рис. 5.22):

X = 188	Y = 64,768	Z = 31,642	F = 2,928	Fв = 2,832	Fн = 2,992	Zв = 18	Zн = 40,84	слой = 3
---------	------------	------------	-----------	------------	------------	---------	------------	----------

Рис. 5.22. Поточні значення змінних.

X, Y, Z — координати точки в просторі, на яку вказує миша;

F — значення досліджуваної функції в цій точці;

$Fв, Fн$ — значення досліджуваної функції на верхній і нижній межі шару відповідно;

$Zв, Zн$ — значення координат на верхній і нижній межі шару відповідно;

Шар — номер шару, якому належить ця точка.

Для того, щоб ця інформація відображалася, виберіть пункт меню **Вид|Поточні значення** і натисніть ліву кнопку миші. Щоб приховати її, повторіть ту ж процедуру.

Спливаюче вікно

Команда **Спливаюче вікно** меню **Вид** дозволяє або забороняє появу спливаючого вікна, в якому можна побачити наступне:

- значення функції на ізолінії в режимі візуалізації «Ізолінії» при підведенні миші до ізолінії на зображенні;
- номер граничної поверхні при підведенні миші до її перетину з поточним перерізом в режимах візуалізації «Бінаризація», «Ізолінії» і «Колірна карта».

Система допомоги програми

Система допомоги користувачеві при роботі з програмою складається з трьох частин:

- всі швидкі кнопки забезпечені спливаючими ярликами, які при затримці курсора миші над кнопкою виникають на екрані і підказують користувачеві призначення кнопки;

- в статусному панелі внизу вікна з'являються розгорнуті підказки при підведенні миші до кнопок і пунктів меню;

- додаток забезпечений оперативної довідкою.

Довідкова система

Програма має розгорнуту довідкову систему, яка може бути викликана вибором команди **Довідка** меню **Допомога**, або натисканням на піктограму



або клавішу F1.

Довідка підтримує пошук за ключовими словами і перехід за гіперпосиланнями, містить 42 сторінки довідкової інформації і охоплює всі команди меню.

При підведенні курсора до будь-якого пункту меню і натисканні клавіші F1 можна отримати довідкову інформацію про цей пункт.

Про програму

У пункті **Про програму** меню **Допомога** можна подивитися інформацію про назву програми, версію програми, а також про можливість зв'язку з автором програми.

Завершення роботи

а) Для завершення роботи з конкретним набором даних виберіть пункт **Закрити** меню **Файл** або натисніть клавіші Ctrl + C. В результаті дані, з якими програма працювала зараз, будуть закриті.

б) Для завершення роботи програми виберіть команду **Вихід** меню **Файл** або натисніть клавіші Alt + X.

Повідомлення оператора

1) «Не можу відкрити файл з даними»

Пояснення і причина: помилка відкриття файлу виникає, якщо задано невірне ім'я файлу, або неправильно вказано шлях, або формат файлу не відповідає зазначеному при відкритті, або файл пошкоджений.

Можливі дії оператора: переконайтеся в тому, що файл існує і його ім'я і шлях задані правильно. Після цього спробуйте ще раз.

2) «Вихідні дані мають неправильний формат!»

Пояснення і причина: ця помилка виникає, якщо формат файлу не відповідає зазначеному при відкритті, або файл пошкоджений, або кількість вимірювань за осями і масштаб у всіх файлах з вихідними даними *.dat не збігається.

Можливі дії оператора: переконайтеся в тому, що файл має той формат, який було задано при відкритті, і що всі зазначені файли мають однакову кількість вимірювань за осями і масштаб. Після цього спробуйте ще раз.

3) «Не можу відкрити файл для запису даних!»

Пояснення і причина: ця помилка може виникнути, якщо те місце, куди записується файл, захищене від запису, або не існує шлях, за яким файл повинен бути збережений.

Можливі дії оператора: зніміть захист від запису для того диска, куди записується файл, або створіть або змініть шлях, за яким файл буде збережений. Після цього спробуйте ще раз.

4) «Заповніть будь ласка всі комірки таблиці!»

Пояснення і причина: ця помилка виникає, якщо оператор намагається зберегти конфігурацію, в якій не всі рядки заповнені повністю.

Можливі дії оператора: заповніть повністю всі рядки, або видаліть незаповнені. Після цього спробуйте ще раз.

5) «Межі шарів перетинаються!»

Допомога і причина: ця помилка виникає, якщо оператор намагається завантажити конфігурацію, в якій граничні поверхні перетинаються або стикаються.

Можливі дії оператора: переконайтеся, що межі поверхонь задані правильно і вони не перетинаються. Після цього спробуйте ще раз.

6) «З новими значеннями координати Z межі шарів перетинаються! Введіть інші значення»

Пояснення і причина: ця помилка виникає, якщо оператор намагається при ручному редагуванні ввести значення Z_v і Z_n такі, що $Z_n \leq Z_v$.

Можливі дії оператора: змініть значення Z_v і Z_n так, щоб $Z_n > Z_v$. Після цього спробуйте ще раз.

7) «Введена послідовність не є числом!»

Пояснення і причина: ця помилка виникає, якщо в вікно для введення числових значень оператор намагається ввести інші символи. Пам'ятайте, що «десятьковою комою» є кома, а не крапка.

Можливі дії оператора: введіть правильно числове значення і спробуйте ще раз.

8) «Введіть додатне число!»

Пояснення і причина: ця помилка виникає при завданні розміру редагованого околу, він не може бути від'ємним або нулем.

Можливі дії оператора: введіть додатне число і спробуйте ще раз.

5.2. ПРОГРАМА UNIONMAPS ДЛЯ ВИКОНАННЯ ОПЕРАЦІЇ ОБ'ЄДНАННЯ ГЕОФІЗИЧНИХ КАРТ.

Призначення програми UnionMaps.

Програму UnionMaps розроблено як виконуваний модуль UnionMaps.exe, а саме, як додаток (Windows Form Application) з використанням середовища Microsoft Visual Studio 2008 C ++ для операційної системи Windows XP, Windows NT. Програма призначена для автоматизації виконання операції об'єднання двох і більше карт, представлених у вигляді файлів результату *оцифрування* зображень геофізичних об'єктів. [Беллман, Р., Дрейфус, С., 1965]

Для виконуваного модуля необхідно на жорсткому диску створити каталог **UnionMaps**, в який слід помістити модуль **UnionMaps.exe**.

Файли з вхідними даними можуть знаходитися в будь-якому каталозі.

Вимоги та обмеження при застосуванні програми.

Для роботи програми необхідно встановити на комп'ютері комплекс мережевих сервісів і додатків Net Framework не нижче версії 2.0, необхідний для відкриття користувальницьких форм, реалізованих в програмі.

Обидва файли, що містять оцифровані результати, повинні бути виконані в одному і тому ж масштабі.

Алгоритм роботи програми.

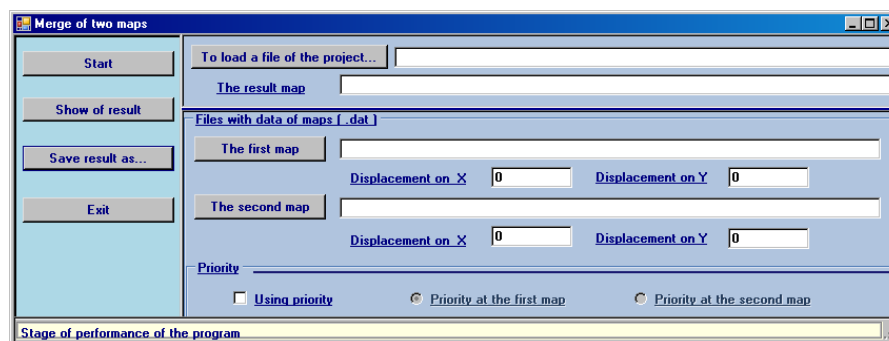
- ✓ Вибираються два файли результатів оцифрування зображень геофізичних об'єктів.
- ✓ Дані з файлів заносяться в дві вихідні структури.
- ✓ Обчислюється розмір результуючого графічного об'єкта.
- ✓ Визначається зона перекриття. Якщо є зміщення зображення за X , то зона перекриття збільшується, а зміщення зменшується на 1. Якщо є зміщення зображення за Y , то зона перекриття збільшується, а зміщення зменшується на 1. Таким чином зона перекриття розширюється зліва і зверху.

Примітка. Якщо зміщення задається у обох карт, то менше зміщення встановлюється в нуль, а велике перераховується за допомогою вирахування з нього меншого.

- ✓ Обчислюються середньоарифметичні значення густини, що потрапляють в зону перекриття, у відповідних точках першої і другої карт.
- ✓ Результати апроксимуються за допомогою функції, що згладжує криву за методом білінійної інтерполяції.

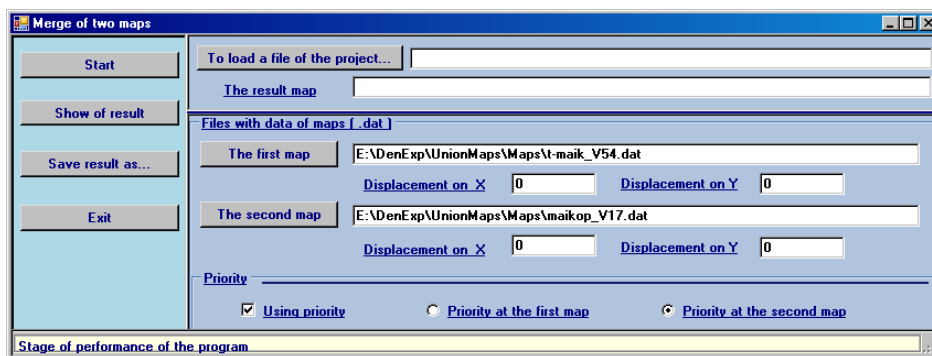
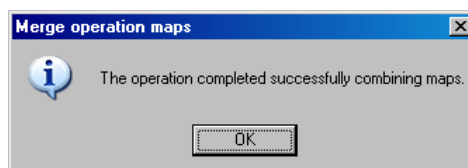
Порядок роботи з програмою UnionMaps.

- ✓ Запуск програми здійснюється або з каталогу UnionMaps, або за допомогою подвійного кліка на ярлику програми, попередньо розміщеного на робочому столі.
- ✓ Вікно додатка «**Merge of two maps**» кнопки управління процесом, текстові поля, в які заносяться імена вибраних файлів, зміщення карт від нуля за X і за Y для кожної обраної карти в кілометрах.



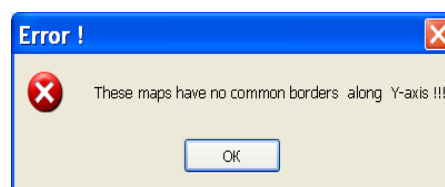
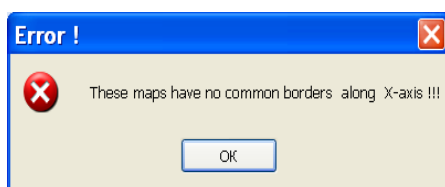
- ✓ Роботу з програмою починаємо з вибору вихідних файлів. За допомогою кнопки <**The first map**> викликаємо діалогове вікно <Відкрити файл>, в якому вибираємо перший вхідний файл. Ім'я його заноситься в текстове поле, яке знаходиться праворуч від кнопки. Аналогічно вибираємо другий вхідний файл за допомогою кнопки <**The second map**>. У відповідних текстових вікнах вводимо відносне зміщення за X і за Y для обох карт (за замовчуванням ці параметри дорівнюють 0).
- ✓ Після того, як обрані файли і визначені параметри зміщень, натискаємо кнопку <**Start**>. Після закінчення обробки програма видасть повідомлення про

завершення операції об'єднання карт. Також внизу вікна в рядку стану буде відображено інформацію про поточний етап виконання програми. Якщо помилок при виконанні не виявлено, то повідомлення буде



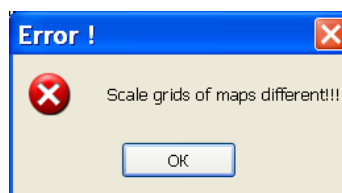
✓ У процесі роботи програми виводяться наступні повідомлення про помилки:

- якщо при введенні зміщень допущено помилку, внаслідок якої карти не мають спільних кордонів

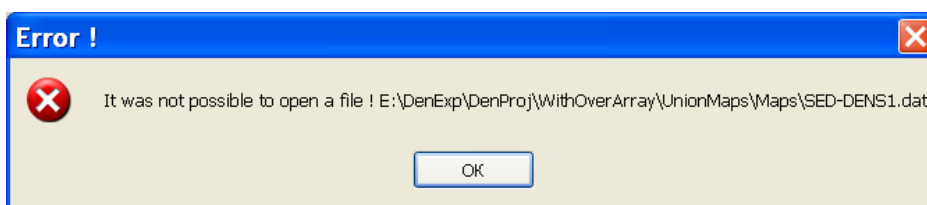


чи

- якщо масштаб у карт різний



- якщо з якої-небудь причини не вдалося відкрити файл (наприклад, файл пошкоджений або під паролем)

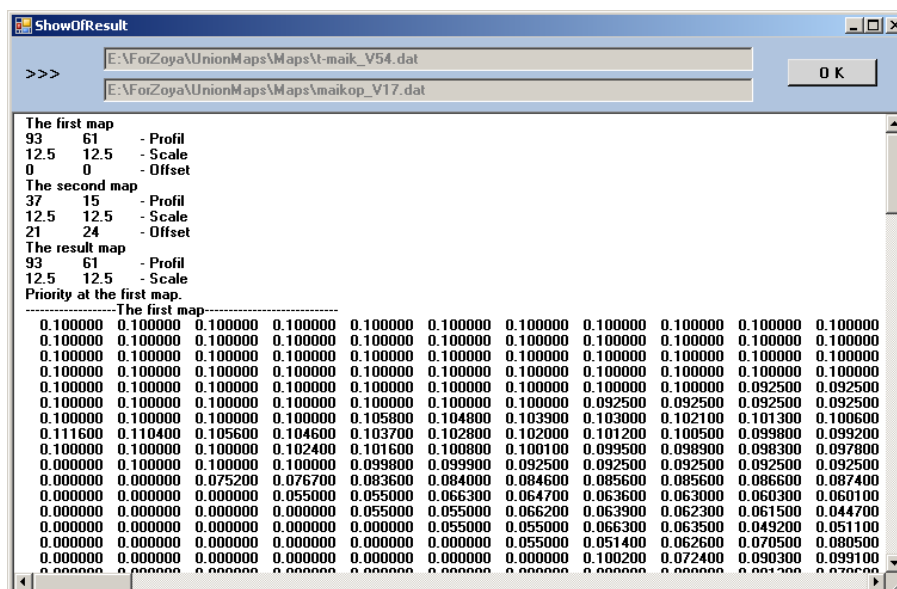


- аналогічне повідомлення буде видано при невдалій спробі збереження.

Якщо при роботі програми сталася якась з вище зазначених помилок, то внизу вікна в рядку стану буде виведено повідомлення: «Error!!! Operation of merge of maps is completed with a mistake!».

- ✓ Результат можна зберегти за допомогою виклику діалогового вікна збереження файлу, натиснувши кнопку <**Save result as ...**>
- ✓ Результат, отриманий при виконанні програми об'єднання карт, можна переглянути натиснувши кнопку <**Show of result**>.

При цьому розгорнеться вікно, в якому будуть виведені вихідні дані обох карт і дані результуючої карти.



У програмі передбачена можливість збереження вікна результатів.

- При натисканні правої кнопки миші на екрані з'являється меню, за допомогою якого можна зберегти зміст вікна в файл. Після цього його можна прочитати за допомогою текстових редакторів, наприклад, WordPad або Notepad.
- Також можна виділити і скопіювати текст вікна.

- Меню надає можливість запуску з програми текстового редактора Notepad.

✓ При виконанні операції Start автоматично створюється файл проекту. Поміщається він в той же каталог, де знаходиться перша карта і йому присвоюється таке ж ім'я, як і у першій карті, тільки з розширенням «.ini».

```
[First Map]
FileName=E:\DenExp\UnionMaps\Maps\t-maik_V54.dat
OffsetX=0.000000
OffsetY=0.000000
[Second Map]
FileName=E:\DenExp\UnionMaps\Maps\maikop_V17.dat
OffsetX=237.500000
OffsetY=300.000000
[Result Map]
FileName=E:\DenExp\UnionMaps\Maps\maik_rezult.dat
[Priority]
SetPriority=True
IndPriorityMap=2
```

Цей файл містить наступні секції:

First Map — дані першої карти: повний шлях до файлу карти і зміщення відносно нуля за віссю X і віссю Y .

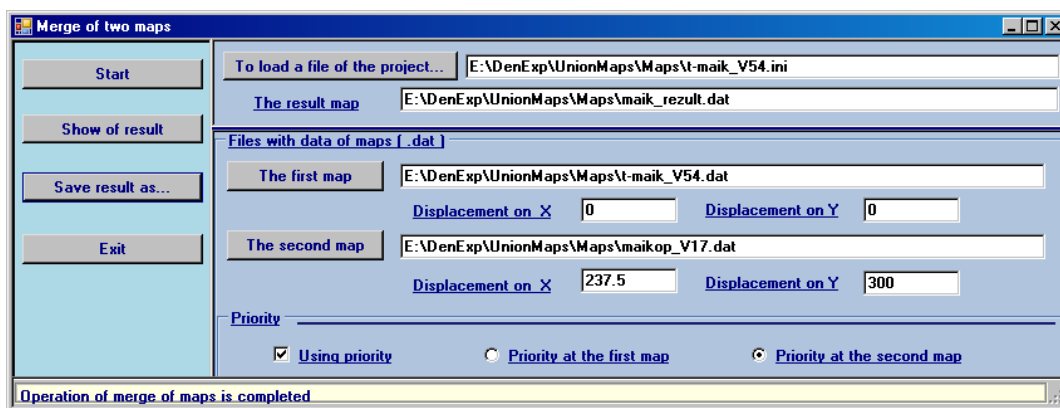
Second Map — дані другої карти: повний шлях до файлу карти і зміщення відносно нуля за віссю X і віссю Y .

Result Map — файл результату об'єднання карт.

Priority — секція визначення карти-привілею. Містить прапорець того, що обрано режим з привілеєм, і номер карти-привілею.

У цей файл також автоматично заносяться зміни при виконанні операції збереження результату.

- ✓ Відкрити вже існуючий варіант проекту можна, натиснувши кнопку <To load a file of the project ...>.



- ✓ Завершення роботи програми виконується за допомогою кнопки <Exit>.

Висновки до Розділу 5

- Комплекс «ПЕРЕГЛЯД» і програма **UnionMaps** спільно з технологічними комплексами вирішення різних геофізичних завдань дають змогу виконувати інтерпретацію геофізичних даних за допомогою методу підбору. Використання створених програм буде тим ефективніше, чим досконаліші комплекси рішення прямих (або зворотних) задач геофізики (гравіметрії, магнітометрії, геотермії та ін.).

Перелік використаних джерел до Розділу 5

- Беллман, Р., Дрейфус, С. (1965) Прикладные задачи динамического программирования. М.: Наука, 455 с.
- Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Савченко А.С. (2015). Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-Auto). *Геофиз. журн.*, 37(1), 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>.

РОЗДІЛ 6. СИСТЕМА АВТОМАТИЗОВАНОЇ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ДАНИХ ПОТЕНЦІАЛЬНИХ ПОЛІВ (GMT-AUTO).

Тривимірне моделювання геологічних структур давно стало одним з найпотужніших способів кількісної інтерпретації даних гравіметрії, магнітометрії і теплового поля, які широко використовуються в геофізиці. Успіх процесу інтерпретації геолого-геофізичних даних істотною мірою залежить від технологічних комп'ютерних програм, за допомогою яких можна швидко і чітко уявити інформацію про середовище, комбінувати її з іншими даними, експортувати в існуючі програмні продукти тощо.

Розроблено новий комплекс програм автоматизованої інтерпретації гравітаційного, магнітного і теплового полів (GMT-Auto) [Старостенко, 2006] (рис. 6.1), який дає змогу за заданими полями будувати тривимірні моделі з безперервним розподілом в них фізичних параметрів. Це дає можливість проаналізувати поля детальніше і повніше, оскільки наближення розрахункового поля до модельного значною мірою залежить від ступеня апроксимації середовища в моделі.

Основний принцип, реалізований при створенні GMT-Auto, всі операції якої виконуються в інтерактивному режимі, полягає в тому, що на вхід подаються у вигляді карт вихідні дані (рельєф покрівлі і підшви пласта, розподіл фізичних параметрів на них тощо). Результатом роботи є обчислені ефекти геофізичних полів, а також інформація про фізичні властивості середовища в цифровому або графічному вигляді. Ці розробки є подальшим розвитком ідей і методів, які почали створюватися вітчизняними і зарубіжними геофізиками при впровадженні ЕОМ (комп'ютерів) в геофізичну практику [Аронов, 1990; Пашко, Старостенко, 1983; Старостенко и др., 1972 та ін.].

Система *GMT-Auto* складається з трьох основних блоків:

1) автоматизоване введення в комп'ютер зображень геолого-геофізичних карт і побудова їхніх цифрових моделей, які є вхідними даними для розв'язання прямої задачі;

2) розв'язання прямої задачі гравіметрії, магнітометрії і геотермії для тривимірних неоднорідних пластів, які апроксимуються сукупністю неоднорідних вертикальних призм з довільно розташованими верхньою і нижньою основами;

3) представлення результатів розв'язання прямих задач у графічному вигляді.

Усе програмне забезпечення системи написано на алгоритмічній мові C++ і працює в операційному середовищі Windows XP. Обчислювальний комплекс має сучасний користувальницький інтерфейс, є легким і зручним у використанні.



Рис.6.1. Свідоцтво про реєстрацію авторського права на комп'ютерну програму "3-Д моделювання потенціальних полів"

Автоматизоване введення в комп'ютер зображень геолого-геофізичних карт. Основний обсяг геолого-геофізичної інформації в більшості випадків існує у вигляді карт, схем, розрізів, графіків і т.п., тому для роботи з ними було розроблено програмні комплекси, що здійснюють автоматизоване введення в комп'ютер цих даних з наступним поданням їх у цифровому вигляді.

Програмний комплекс *Geophys0* (див. Розділ 1.1) призначений для автоматизованої інтерактивної обробки чорно-білих зображень геолого-геофізичних даних, головним змістом яких є інформація щодо ізоліній і їх розривів першого роду (розломи, обриви і т.п.) [Старостенко и др., 2004]. Раніше такі задачі виконувалися за допомогою програми MAP, яку також була розроблено в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України [Старостенко и др., 1997], але вона дозволяла обробляти зображення карт, що містять тільки ізолінії.

Після закінчення обробки зображення результати роботи програмного комплексу записуються у файл, який містить інформацію про кожну введену ізолінію (порядковий номер; значення; кількість вузлів, що описують її стан, із зазначенням координат кожного з них).

Далі отриманий файл використовується в програмі *Gridlinear*, за допомогою якої проводиться побудова сітки. Робота програми не є складною і припускає завдання наступних параметрів для накладання сітки (рис. 6.2): масштаб карти (км/см), роздільну здатність у пікселях для робочого формату аркуша паперу, розмір робочого аркуша паперу (в сантиметрах), значення параметра в кутах вхідної карти, крок сітки за осями X і Y (в кілометрах), координати X і Y початкової точки карти (в кілометрах).

Результатом роботи програми є файл *.dat, що містить інформацію про кількість точок за осями X і Y , крок сітки і значення координат кожного її вузла з вказівкою розрахованого в ньому значення фізичного параметра.

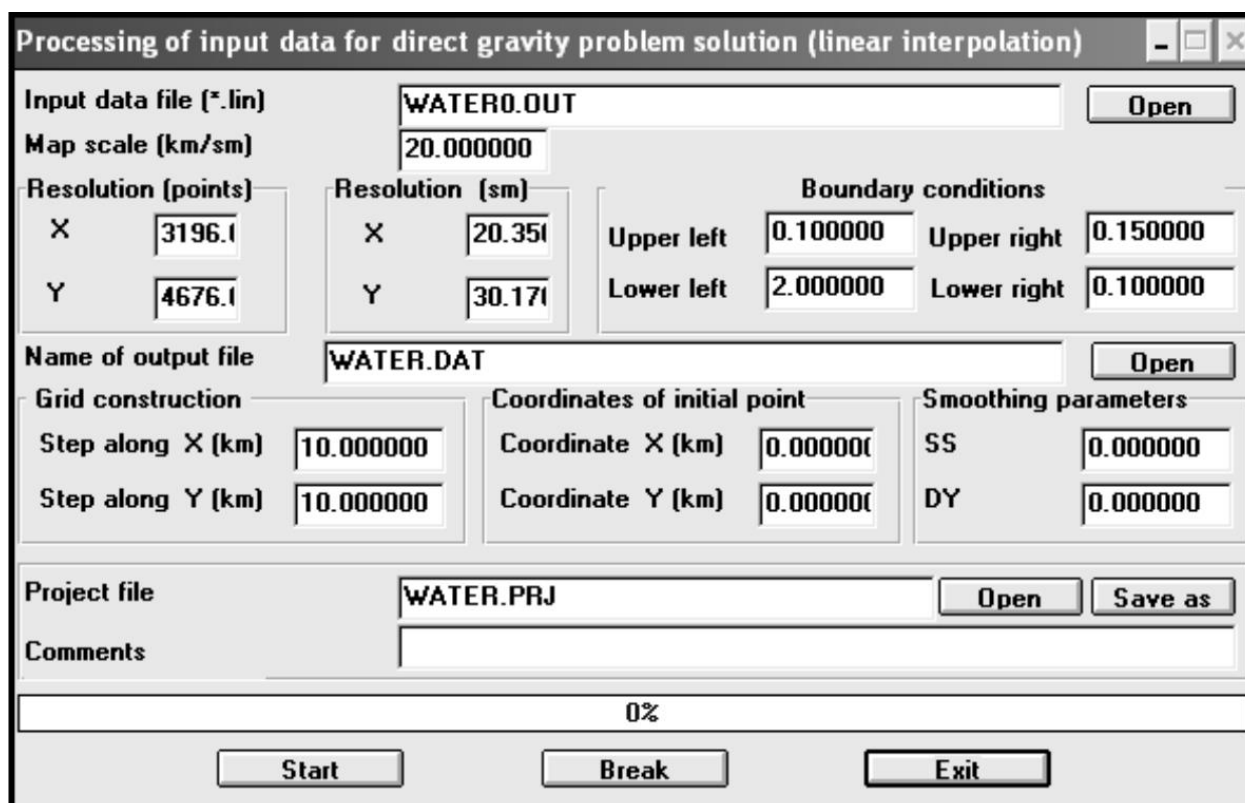


Рис. 6.2. Вікно користувальницького інтерфейсу програми *Gridlinear*.

Програму *SpaceMap* (див. Розділ 1.2) розроблено спеціально для використання при виконанні розрахунків на кристалічних щитах, оскільки в цьому випадку в комп'ютер необхідно вводити зображення карт, основним змістом яких не є ізолінії, а тіла (області) [Старостенко и др., 2011].

Процес обробки зображення починається з автоматичного знаходження програмою всіх областей, яким необхідно присвоїти значення (індекс). Побудова сітки проводиться безпосередньо в процесі роботи програми *SpaceMap* і не вимагає використання додаткових програм на відміну від *Map* і *Geophys0*. Цей етап роботи виконується в лічені хвилини і потребує лише вказівки наступних параметрів: розмір рамки початкового зображення (в сантиметрах), його масштаб (км/см), крок сітки, що накладається уздовж координатних осей X і Y (в кілометрах). При побудові сітки кожному її вузлу присвоюється значення індексу тієї області, в яку він потрапляє. Результатом роботи програми *SpaceMap* є файл *.dat, зміст якого аналогічний файлу, який отримано в результаті роботи програми *Gridlinear*.

Програмний комплекс Isohypse (див. Розділ 1.3) розроблений з метою об'єднання раніше створених програмних продуктів, таких як MAP [Старостенко и др., 1997] і Geophys0 [Старостенко и др., 2004; Савченко и др., 2008]. Головною його перевагою є можливість обробляти як монохромні (чорно-білі), так і кольорові (оригінали карт) зображення об'єктів у прямокутній або географічній системах координат. Цей комплекс призначений для оцифрування геолого-геофізичних об'єктів, представлених ізолініями і розломами, тобто функціями з розривами першого роду.

Введення ліній (розломів або ізоліній) виконується однаково при роботі в різних системах координат за допомогою кривих Безьє [Роджерс и др., 2001].

У програмному комплексі Isohypse реалізовані можливості, які обумовлені специфічними вимогами, що пред'являються до обробки певних зображень геофізичних об'єктів. Так, вперше використано поняття планарного¹ представлення поверхні замкнутих ізоліній, тобто не тільки замкнутих на себе ізоліній, але і ізоліній, кінці яких знаходяться на розломі або на рамці в різних варіаціях.

Додатково було введено поняття ізолінії спеціального типу. Такою може бути будь-яка, за якою немає інших ізоліній, і її кінці лежать на рамці. Необхідність введення такого поняття виникає у разі відсутності інформації на певних ділянках карти. При цьому всім точкам, які обмежені цією ізолінією, присвоюється її значення.

Рішення прямих 3D задач гравіметрії, магнітометрії і геотермії. Для розв'язання прямих задач гравіметрії [Старостенко, Легостаева, 1998], магнітометрії [Старостенко и др., 2005] і геотермії [Старостенко и др., 2003] розроблено програмний комплекс *Profile*, а для розв'язання прямої задачі магнітометрії — програма *Magnitca* [Старостенко и др., 2009].

При вирішенні цих задач горизонтально-шаруваті геологічні структури апроксимовані набором неоднорідних довільно зрізаних вертикальних

¹ В даному випадку розуміється область однакових значень. В геології і геофізики характеризує плато.

прямокутних призм. В цьому випадку контактні поверхні формуються як сукупність «черепичок», якими є основи призм [Старостенко, 1978].

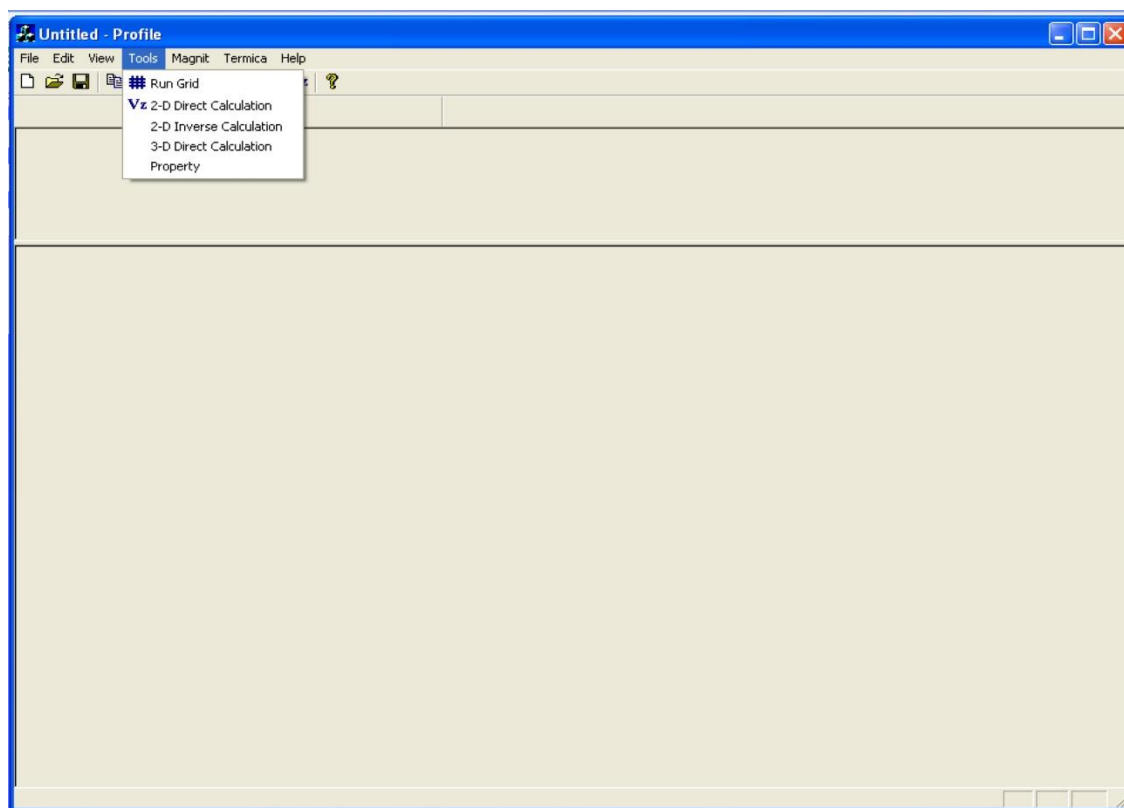


Рис. 6.3. Вікно інтерфейсу програми *Profile*

Для 3-D моделювання використовується програма *Profile*, (Рис. 6.3.) Початок роботи програми здійснюється запуском файлу PROFILE.EXE. Далі в меню Tools вибираємо підменю розв'язання прямих задач гравіметрії (3-D Direct Calculation), магнітометрії (Magnetic) і геотермії (Termica). Кожна програма дає змогу вирішити задачу для багатошарових моделей (від 1 до 9 шарів). Вхідна інформація вводиться для кожного шару окремо, залежить від обраної задачі і являє собою опис покрівлі і підосви кожного шару, а також інформацію про розподіл фізичного параметра на них у вигляді карт або значень.

Після запуску програми відкривається робоче вікно 3-D Direct Gravity Calculation програми такого вигляду (Рис. 6.4).

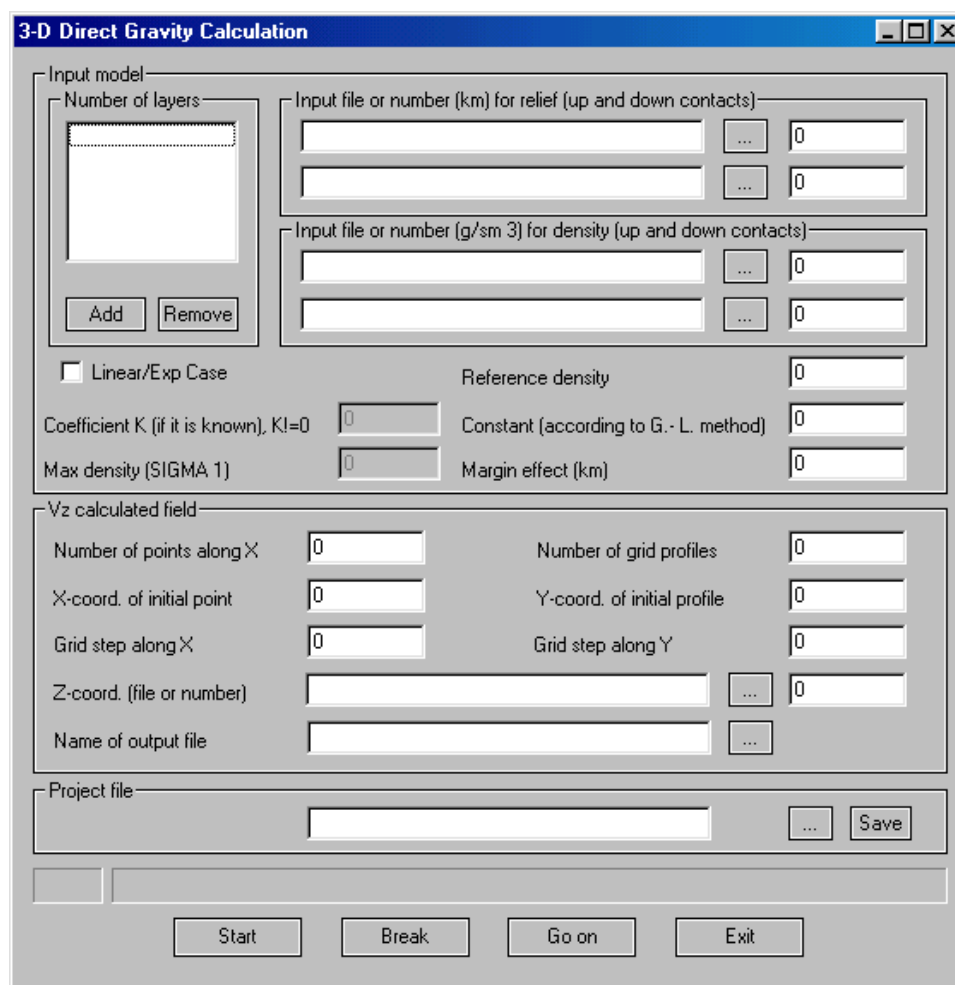




Рис. 6.4 Вікно інтерфейсу програми *Profile* для 3D Direct Gravity Calculation.

За допомогою кнопки **Add** створюємо шар для моделі (натиснути лівою кнопкою миші на кнопку **Add**) (Рис. 6.5). Натиснувши ліву кнопку миші на кнопку  задаємо шлях до файлу. Якщо файл задається у вигляді числа, підводимо курсор миші до віконця виду

 і, натиснувши ліву кнопку миші, вводимо потрібне число. (Надалі відкриття файлу або завдання числа буде здійснюватися так само).

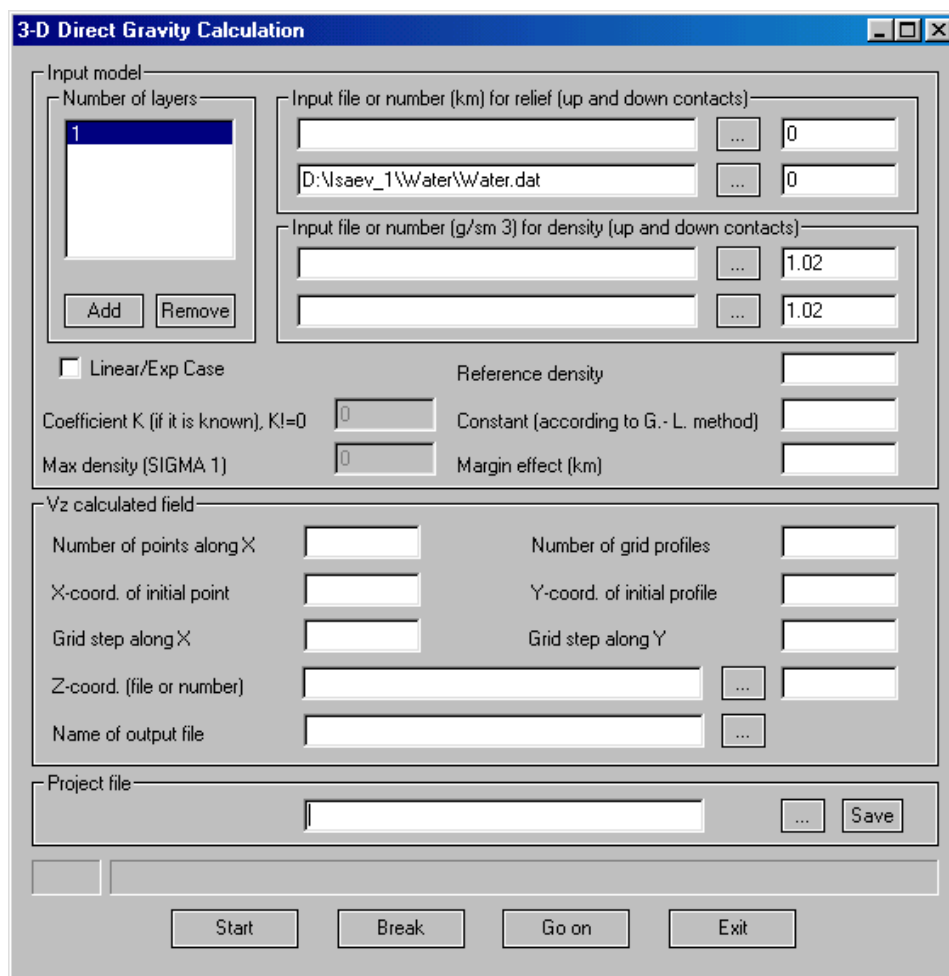


Рис. 6.5. Створення шару для моделі

Вхідні дані про рельєф верхньої і нижньої поверхні шару можуть бути задані у вигляді файлу або числа в км. При цьому можливі наступні комбінації введення:

- 1) Верхня і нижня поверхні шару задаються у вигляді файлу;
- 2) Верхня поверхня задається у вигляді файлу, а нижня - у вигляді числа;
- 3) Нижня поверхня задається у вигляді файлу, а верхня - в вигляді числа.

Вхідні дані про густину шару можуть бути задані у вигляді карт або числа (г / см³). При цьому можливі наступні комбінації введення:

- 1) Верхня і нижня поверхні шару задаються у вигляді файлу;
- 2) Верхня поверхня задається у вигляді файлу, а нижня - у вигляді числа;
- 3) Нижня поверхня задається у вигляді файлу, а верхня - в вигляді числа;
- 4) Верхня і нижня поверхні шару задаються у вигляді числа;
- 5) Задається середнє значення густини .

Коротко опишемо інтерфейс представлений на рис.6.4. Він складається, умовно, з 4 частин. *Перший розділ* — ведення вхідної інформації: задання завдання карт верхнього і нижнього контактів, карт густини для цих рельєфів, густина порід, що вміщують, константа ε , яка визначає точність обчислення квадратур Гаусса—Лежандра. Програма дозволяє провести обчислення для 4 випадків задання густини: 1) густина постійна для шару і задається одним числом з рядку «Густина верхнього контакту»; 2) змінна від верхнього контакту до нижнього і задається двома числами; 3) густина постійна і представляється у вигляді карти для досліджуваного шару; 4) густина змінна в шарі і задається 2 картами. Всі ці можливості враховані так само для завдання рельєфу досліджуваного регіону, що дозволяє геофізику врахувати всі особливості досліджуваного регіону. Наступним етапом є завдання значення функції приведення, якщо розрахунки проводяться при використанні надлишкових значень густини. Якщо розрахунки проводяться в абсолютних значеннях, тому у вікні Reference density вводимо значення 0. Задаємо значення крайових умов в км.

Другий розділ — задання результативного поля V_z , тобто визначення координат початку, розмірів і кроку вихідний моделі. В результаті користувач самостійно формує файл вихідного результату, який має формат ASCII. В результаті розрахунків створюється файл сумарного гравітаційного ефекту (*.out) та файли гравітаційного ефекту кожного шару (*1.out, *2.out і *3.out, відповідно).

Третій розділ — дозволяє для кожної обчислювальної задачі створити файл проекту, який може викликатися при повторному запуску програми, без необхідного заповнення вхідних і вихідних параметрів моделі.

Четвертий розділ — показує в вікні роботи програми відсоток рахунку завдання. У цьому розділі дуже важливі кнопки «Break» і «Go on», що дозволяють в необхідний момент часу перервати рахунок. Одночасно з цим буде формуватися не кінцевий файл результату, а при повторному запуску програми і старті кнопки «Go on» обчислення триватимуть з моменту зупинки.

У програмному комплексі *Profile* передбачено також рішення прямих задач магнітометрії (Magnetic) (рис.6.6) і геотермії (Termica) (рис.6.7) .

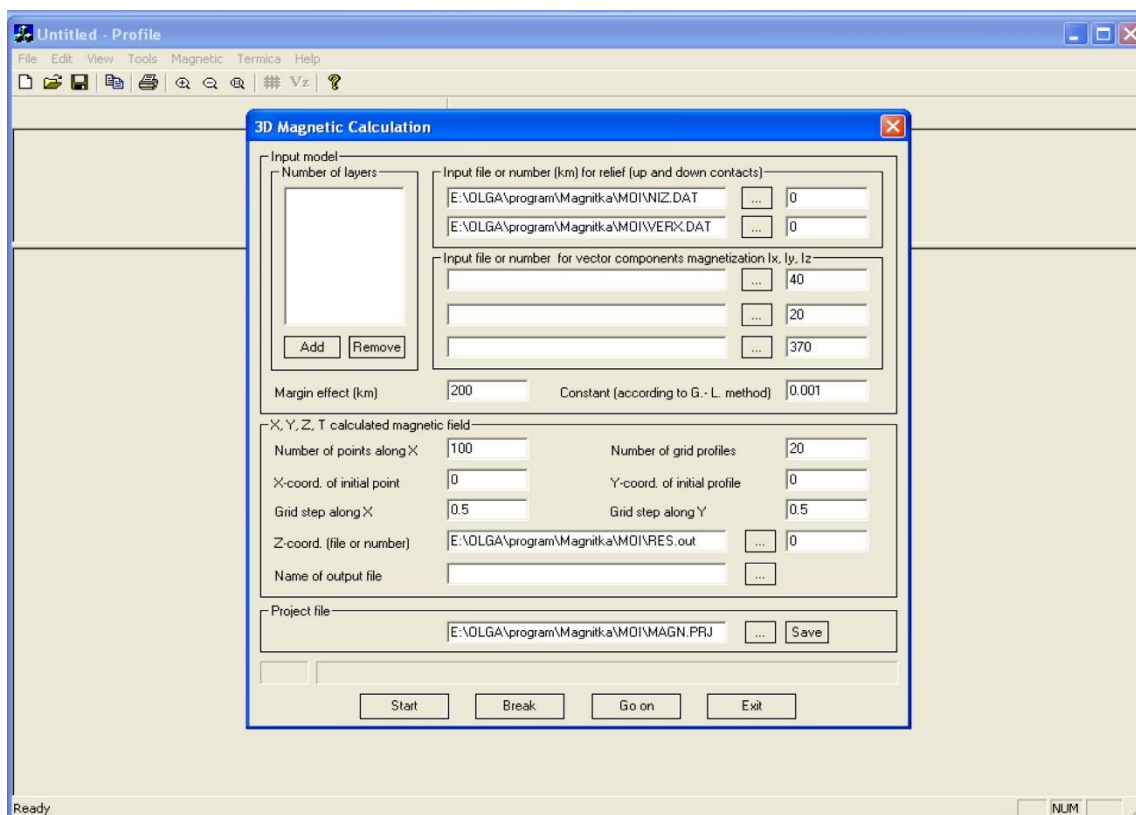


Рис.6.6. Вікно інтерфейсу програми *Profile* для 3D Magnetic Calculation

Вхідні дані для програми 3D Magnetic Calculation — це рельєф верхньої і нижньої поверхні шару які можуть бути задані у вигляді файлу або числа в км та I_x , I_y , I_z – складові вектора намагніченості. В результаті формує файли вихідного результату, а саме: файли складові X, Y, Z для повного вектора напруженості магнітного поля та T – повне значення модуля вектора напруженості магнітного поля.

Вхідні дані для програми 3D Termic Calculation — це рельєф верхньої і нижньої поверхні шару які можуть бути задані у вигляді файлу або числа в км та густина теплогенерації Q, коефіцієнт теплопровідності. В результаті формує файли вихідного результату, а саме: файли Температура T та тепловий потік q.

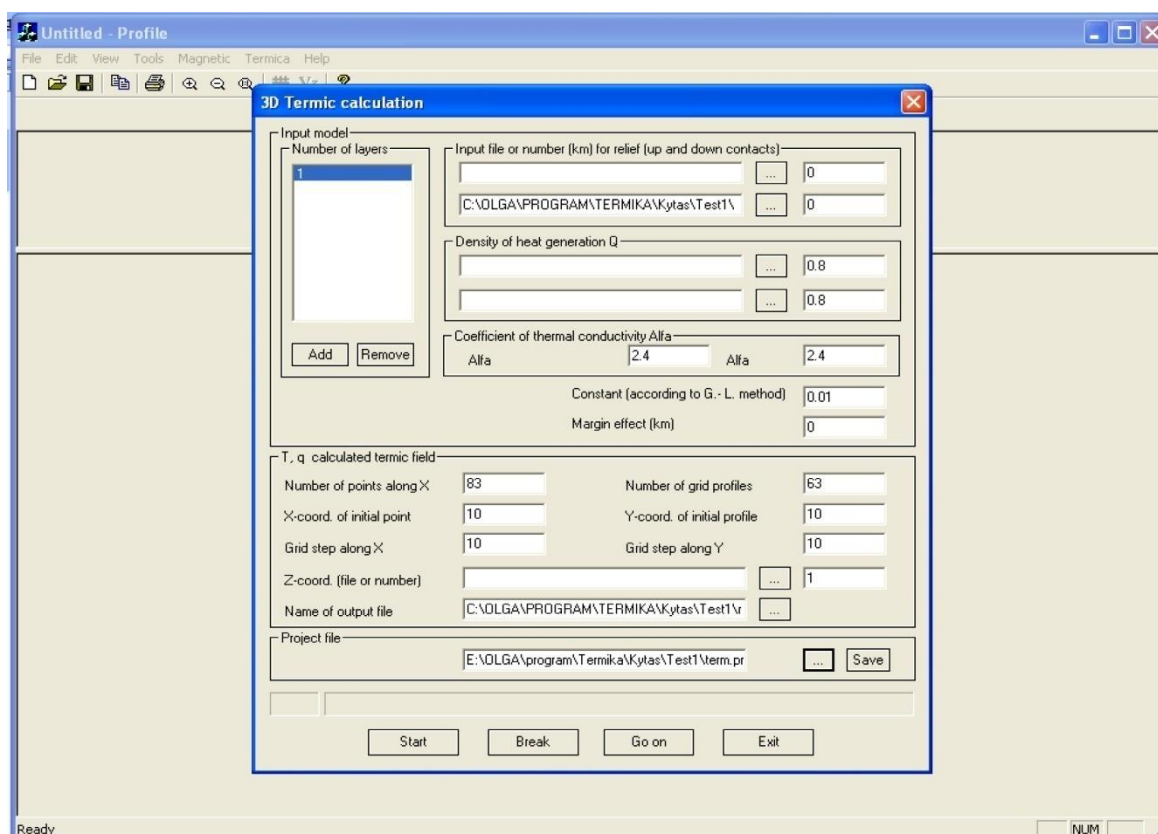


Рис.6.7. Вікно інтерфейсу програми *Profile* для 3D Termic Calculation

З програмою досить просто працювати, що не вимагає спеціальної підготовки геофізика і дозволить швидко отримувати необхідні результати.

У програмі *Magnetic* (рис. 6.8) реалізований алгоритм розрахунку магнітного поля для анізотропних однорідних тіл на основі контурного інтегрування вздовж ребер граней, які обмежують поверхню тіла. Крім загального випадку, коли розраховується магнітний ефект від пласта (шару), що розбивається на окремі елементарні тіла (зрізаної прямокутні призми), передбачена можливість проведення розрахунків для спеціального випадку, коли джерелом аномального магнітного поля є одне тіло (опуклий багатогранник довільної форми або складка). У загальному випадку для всіх елементарних тіл використовується магнітна модель — «одновісний тензор». Для розрахунку магнітного ефекту (анізотропний випадок) передбачено задання складових напруженості нормального поля (T_0) і трьох головних значень тензора магнітної

сприйнятливості (χ). Розроблена також модифікація програми, яка дає змогу проводити розрахунки магнітного ефекту від шару для ізотропного випадку. При цьому задається інформація про складові напруженості нормального магнітного поля і намагніченості (I).

The screenshot shows a software interface window titled "Common case: Based on contour integration". It contains several input sections:

- Input model:** A "Layers" list with the number "1" and "Add" and "Remove" buttons.
- Input files for relief (upper and bottom contacts):** Two text boxes for "Upper" (C:\upper.txt) and "Bottom" (C:\down.txt), each with a browse button.
- Input files for T{Xo, Yo, Zo} and ksi (in case of inhomogeneity) or their values (in caes of homogeneity):** Radio buttons for "Inhomogeneous case" (selected) and "Homogeneous case". Text boxes for "To" (C:\XoYoZo.txt) and "kappa" (C:\kappa.txt) with browse buttons.
- Input calculation accuracy:** A text box containing "0.001".
- Calculated field:** Fields for "X-coord. of initial point" (0), "Y-coord. of initial point" (0), "Grid step along X" (10), "Grid step along Y" (10), "Number of points along X" (6), and "Number of points along Y" (6). A text box for "Name of output file" (C:\rez_inhom.txt) with a browse button.
- Project:** A text box for the project name (D:\rez_inhom.prj) with a "Save" button.

At the bottom of the window are "START" and "Cancel" buttons.

Рис. 6.8. Вікно інтерфейсу програми *Magnetic*.

Результатом роботи комплексу є отримання файлу, який містить інформацію про координати кожної точки за осями X і Y і значення обчисленого в них поля. При вирішенні задачі магнітометрії у вихідному файлі також міститься інформація про складові вектора напруженості магнітного поля і його повного значення в кожній точці.

Подання результатів у графічному вигляді. Для представлення результатів роботи зазначених вище програм і комплексів використовується потужний

картографічний пакет *Golden Surfer* для побудови графічних зображень функцій двох змінних, а також векторний графічний редактор *CorelDraw* для художнього оформлення отриманих результатів і геоінформаційна система *ArcGis* для перекладу отриманих даних в необхідну проекцію, побудови ізоповерхонь, виконання вибірки даних за заданим критерієм або всередині певної області і т.п.

Висновки до Розділу 6.

- Автоматизована система (GMT-Auto) знайшов широке застосування при вирішенні практичних завдань, які пов'язані з вивченням складної будови різних геологічних структур за геофізичними даними. За її допомогою побудовані, зокрема, нові тривимірні густинні моделі осадових басейнів (Дніпровсько-Донецької западини і Донбасу [Куприенко и др., 2010; Старостенко и др., 2012], Прип'ятського прогину [Бурьянов и др., 2000], Карпатсько-Паннонського регіону [Bielik et al., 2005, 2013, 2018, 2019; Krajnak et al., 2012; Szalaiova et al., 2008], Чорноморської западини [Старостенко и др., 2010, 2019, 2020], північно-західного шельфу Чорного моря [Старостенко и др., 2005; Starostenko et al., 2011] та ін.), нідерландської прибережної зони [Dirkzwager, et al., 2000], щитів (Українського [Куприенко и др., 2007аб, Старостенко и др., 2015, 2017, 2018], Балтійського [Пашкевич и др., 2014]) і Воронежського кристалічного масиву [Старостенко и др., 2013].

Перелік використаних джерел до Розділу 6

- Аронов, В.И. (1990). *Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ*. Москва: Недра, 303 с.
- Бурьянов, В.Б., Макаренко, И.Б., Старостенко, В.И., Легостаева, О.В. 1999. Восточная часть Днепровско-Донецкой впадины и Донбасс: новая трехмерная плотностная модель. *Геофиз. журн.*, 21(4), 20—39.

- Бурьянов, В.Б., Макаренко, И.Б., Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Гарецкий, Р.Г., Данкевич, И.В., Каратаев, Г.И. (2000). Припятский прогиб: гравитационный эффект осадочной толщи и плотностные неоднородности верхней части фундамента. *Геофиз. журн.*, 22(4), 62—74.
- Золототрубова, Э.И., Надежка, Л.И., Ипполитов, О.М., Старостенко, В.И., Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Легостаева, О.В., Савченко, А.С. (2010). 3-Д плотностная модель Воронежского кристаллического массива. *Материалы XVI междунар. конф. “Свойства, структура, динамика и минералогения литосферы Восточно-Европейской платформы”* (Т. 1, С. 294—295). Воронеж: Научная книга.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. (2007а). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 29(2), 17—41.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. (2007б). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 29(5), 3—27.
- Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Савченко А.С. (2010). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбаса. *Геофиз. журн.*, 32(6), 175—214.
- Пашко, В.Ф., Старостенко, В.И. (1983). Интерактивные системы и автоматическое построение карт в геофизике (по материалам зарубежных публикаций). В сб.: *Региональная, разведочная и промышленная геофизика. Обзор* (С. 20—68). Москва: ВИЭМС.
- Пашкевич, И.К., Шаров, Н.В., Савченко, А.С., Старостенко, В.И. (2014). Трехмерная геолого-геофизическая модель литосферы Центральной части Карельского кратона. *Геофиз. журн.*, 36(6), 58—78. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111024>.
- Роджерс, Д., Адамс, Дж. (2001). *Математические основы машинной графики*. Москва: Мир, 604 с.

- Савченко, А.С., Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Макаренко, И.Б. (2008). Практическое использование автоматизированного комплекса при интерпретации данных потенциальных полей методом подбора. *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 35-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского 29 января — 3 февраля 2008 г., Ухта, УГТУ* (С. 271—274).
- Старостенко, В.И. (1978). *Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии*. Киев: Наук. думка, 228 с.
- Старостенко, В.И., Бас, Р.Г., Бутаков, Г.С., Дядюра, В.А. (1972). *Автоматизированная система оперативной обработки данных гравиметрии и магнитометрии*. Киев: Наук. думка, 164 с.
- Старостенко, В.И., Завойский, В.Н., Легостаева, О.В. (2005). Прямая задача магнитометрии для трехмерных тел сложной формы с анизотропной магнитной восприимчивостью. *Физика Земли*, (7), 81—90.
- Старостенко, В.И., Кутас, Р.И., Легостаева, О.В. (2003). Решение прямой задачи геотермии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. *Физика Земли*, (12), 64—71.
- Старостенко, В.И., Мацелло, В.В., Аксак, И.Н., Кулеш, В.А., Легостаева, О.В., Егорова Т.П. (1997). Автоматизация ввода в компьютер изображений геофизических карт и построение их цифровых моделей. *Геофиз. журн.*, 19(1), 3—13.
- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В. (1998). Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. *Физика Земли*, (12), 31—44.
- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В. (2006). Комп'ютерна програма "3-Д моделювання потенційних полів". Свідоцтво про реєстрацію авторського права на твір № 16867, дата реєстрації 06.06.2006
- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Макаренко, И.Б., Павлюк, Е.В., Шарыпанов, В.М. (2004). Об автоматизированном вводе в компьютер изображений

- геолого-геофизических карт с разрывами первого рода и визуализации в интерактивном режиме трехмерных геофизических моделей и их полей. *Геофиз. журн.*, 26(1), 3—13.
- Старостенко, В.И., Пашкевич, И.К., Макаренко, И.Б., Русаков, О.М., Кутас, Р.И., Легостаева О.В. (2005). Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.*, 27(2), 195—207.
- Старостенко, В.И., Шуман, В.Н., Иващенко, И.Н., Легостаева, О.В., Савченко, А.С., Скрыник, О.Я. (2009). Магнитные поля трехмерных анизотропных тел: теория и практика вычислений. *Физика Земли*, (8), 20—35.
- Старостенко, В.И., Макаренко, И.Б., Русаков, О.М., Пашкевич, И.К., Кутас, Р.И., Легостаева, О.В. (2010). Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря. *Геофиз. журн.*, 32(5), 3—20.
- Старостенко, В.И., Шарыпанов, В.М., Савченко, А.С., Легостаева, О.В., Макаренко, И.Б., Куприенко, П.Я. (2011). Об автоматизированной интерактивной обработке графических изображений геологических и геофизических объектов. *Геофиз. журн.*, 33(1), 54—61. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325>.
- Старостенко, В.И., Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Легостаева, О.В., Савченко А.С. (2012). Плотностная неоднородность коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.*, 34(6), 113—132. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116718>.
- Старостенко, В.И., Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Легостаева, О.В., Савченко, А.С., Надежка, Л.И., Золототрубова, Э.И., Ипполитов, О.М. (2013). Основные типы земной коры Украинского щита и Воронежского кристаллического массива по результатам трехмерного гравитационного моделирования. *Материалы 40-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского Москва, 28 января — 1 февраля 2013 г.* (С. 332—335). Москва: Изд. ИФЗ РАН.

- Bielik, M., Makarenko, I., Starostenko, V., Legostaeva, O., Dererova, J., Shefara, J., Pasteka, R. (2005). New 3D gravity modeling In the Carpathian-Pannonian basin region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 35(1), 65—78.
- Bielik M., Makarenko I., Csicsay K., Legostaeva O., Starostenko V., Savchenko A., Simonova B., Dererova J., Fojtikova L., Pasteka R., Vozar J. (2018). The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 48(2), 179—190. <https://doi.org/10.2478/congeo-2018-0007>.
- Bielik, M., Krajňak, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Starostenko, V., Bošanský, M., Grinè, M., Hók, J. (2013). 3D gravity interpretation of the pre-Tertiary basement in the intramontane depressions of the Western Carpathians: a case study from the Turiec Basin. *Geologica Carpathica*, 64(5), 399—408. <https://doi.org/10.2478/geoca-2013-0027>.
- Bielik M., Zeyen H., Tašarová Z. Alasonati, Starostenko V., Makarenko I., Legostaeva O., Goetze H-J., Horváth F., Pašteka R., Dérerová J., Pánisová J., Grinč M., Šimonová B. (2019). Integrated geophysical modelling of the lithosphere in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Geologica Carpathica*, 70, 166—170.
- Dirkzwager, J. B., Stephenson, R. A., Legostaeva, O. V. (2000). The pre-Permian residual gravity field for the Dutch onshore and adjacent offshore. *Global and Planetary Change*, 27(1-4), 53—66. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00059-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00059-5).
- Krajňak, M., Bielik, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Starostenko, V., Bošanský, M. (2012). The first stripped gravity map of the Turcianska Kotlina Basin. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 42(2), 181—199. <https://doi.org/10.2478/v10126-012-0017-4>.
- Starostenko, V. I., Krupskiy, B. L., Pashkevich, I. K., Rusakov, O. M., Makarenko, I. B., Kutas, R. I., Gladun, V. V., Legostaeva, O. V., Lebed, T. V., Maksymchuk, P. Ya. (2011). *Fault Tectonics of the NE Black Sea Shelf and Its Relevance to Hydrocarbon Potential*. Search and Discovery Article 30155, Posted March 25, 2011.

Szalaiová, E., Bielik, M., Makarenko, I., Legostaeva, O., Hók, J., Starostenko, V., Šujan, M., Šefara, J. (2008). Calculation of a stripped gravity map with a high degree of accuracy: a case study of Liptovská Kotlina Basin (Northern Slovakia). *Geological Quarterly*, 52(2), 103—114.

РОЗДІЛ 7. ПРИКЛАДИ ПОБУДОВИ ТРИВИМІРНИХ ГЕОФІЗИЧНИХ МОДЕЛЕЙ

7.1. Побудова тривимірної геофізичної моделі літосфери Українського щита

Моделювання гравітаційних, магнітних і теплових стаціонарних полів з метою кількісної тривимірної інтерпретації спостережених величин на Українському щиті включало три головних етапи:

- автоматизацію введення в комп'ютер апріорної графічної інформації про геологічну будову району та побудову її цифрової моделі; ці дані використовуються як початкові для проведення процесу моделювання;

- автоматичне рішення прямої задачі гравіметрії, магнітометрії і геотермії (стаціонарний випадок) для моделі, що побудована в результаті виконаної роботи, відповідно до першого етапу;

- автоматичну побудову в графічному виді (у вигляді відповідних карт, схем та ін.) розрахованих полів.

Робота по інтерпретації виконується в інтерактивному режимі, тобто за участю геофізика, що користується відповідними вихідними матеріалами, а також уявленнями про геологічну будову району УЩ, що вивчається.

Вказані етапи моделювання отримали відповідні аналітичні рішення та реалізовані у відповідних програмних комплексах [Старостенко и др., 2015а]. Результати теоретичних та методичних розробок надруковані в журналах як України, так і за її межами [Старостенко и др., 2006, 2015б, 2017, 2018; Макаренко та ін., 2021]

Зауважимо, що за допомогою розробленої методики можливий огляд тривимірної моделі з довільної точки, що вибирається інтерпретатором.

Теорія алгоритмів вирішення прямих задач потенціальних полів наведена в роботах [Старостенко и др., 2003—2005].

У поточному плані вивчалось питання загального стану теорії та методики інтерпретації потенціальних полів, наприклад, в магнітології [Старостенко, 2005].

Розроблялись і використовувались деякі інші способи кількісної інтерпретації гравітаційних і магнітних полів в умовах УЩ [Булах, 2006; Булах, Маркова, 2003, 2006]. Всі ці розробки реалізовані у відповідних програмах для персональних комп'ютерів, пройшли успішне випробування на модельних і практичних прикладах і застосовувались при виконанні досліджень.

Методи побудови комплексної тривимірної геофізичної моделі земної кори і верхньої мантії УЩ

Диференціація літосфери за фізичними параметрами, що віддзеркалює її склад і термодинамічний стан, обумовлює можливість побудови комплексної моделі, але лише за умов наявності функціональних або статистичних зв'язків між усіма, чи частиною параметрів, що входять до комплексу вихідних даних. Є параметри, наприклад, електропровідність, які за фізичною суттю зв'язані як зі складом порід, так і з певним флюїдним режимом літосфери, і тому не існує однозначних співвідношень між електропровідністю і густиною порід, або швидкістю сейсмічних хвиль. Неоднозначність обумовлюється також і тим, що різні геофізичні методи надають інформацію про фізичні властивості тектоносфери на різних глибинних рівнях з неоднаковою детальністю.

Таким чином, під комплексною тривимірною геофізичною моделлю земної кори та мантії варто розуміти таку об'ємну модель геологічного середовища, кожна комірка якого в заданому масштабі може бути охарактеризована певними значеннями залежних один від одного фізичних параметрів речовини, розрахунки полів від якої (моделі) з наперед заданою точністю задовольняють відповідні спостережені геофізичні поля. Гірська порода як багатокomпонентна система складається з різноманітних породоутворюючих та акцесорних мінералів, роль яких у різних фізичних параметрах різна, як і різний вплив термодинамічного режиму літосфери на кожний параметр. Ці обставини ускладнюють встановлення їхніх співвідношень, навіть, на статистичному рівні і на теперішньому етапі унеможлиблює визначення зв'язаних між собою фізичних параметрів для кожної

точки геологічного середовища, а, відповідно, і розрахунок єдиним програмно-алгоритмічним комплексом відповідних геофізичних полів.

Отже, на сьогодні побудувати комплексну геофізичну модель можна шляхом розробки окремих геофізичних моделей з подальшим зіставленням величин різних фізичних параметрів кожного елемента літосфери та визначення на підставі цього, а також різноманітних геологічних даних типів гірських порід, геологічної структури та ін. Достовірність такої моделі залежить від точності побудови кожної моделі, що входить до комплексу. Кількісно оцінити її неможливо, але отримана таким чином модель буде максимально узгодженою внутрішньо і з геологічними даними. Є можливість створити таку узгоджену комплексну геофізичну модель земної кори УЩ із використанням деяких моделей максимально наближених до комплексних. До них відносяться гравітаційна, магнітна і теплова, базовими матеріалами для створення яких слугували дані ГСЗ про структуру кори і розподіл в її розрізі швидкостей, як правило поздовжніх сейсмічних хвиль, а також дані про розподіл температур в літосфері. Але дані про швидкості поздовжніх хвиль при обмеженому об'ємі даних про швидкості поперечних несуть неповну інформацію про речовинний склад порід на великих глибинах, а статистичні зв'язки із ними інших фізичних параметрів можуть бути неоднозначними.

До складу комплексної геофізичної моделі літосфери входять наступні моделі: швидкісна модель земної кори уздовж окремих профілів і геотраверсів, тривимірні моделі — швидкісна модель верхньої мантії, гравітаційна (скоріше, сейсмогравітаційна), магнітна, геотермічна.

Методика побудови тривимірних густинних моделей

Розроблені основи використаної методики гравітаційного моделювання описані в численних публікаціях [Красовский, 1981; Красовский и др., 1988, 1998 та ін.]. Основні положення цієї методики полягають в наступному:

1) для параметризації середовища використовувались, насамперед, дані ГСЗ про розподіл V_p , у корі, глибину залягання розділу М, а також кореляційні залежності $\rho=f(V_p)$ для кристалічних порід, які враховують поправки за PT -умови, геотектонічні особливості регіону і специфіку його речовинного складу;

2) відповідно до сейсмічних даних при створенні густинної моделі земної кори і верхньої мантії УЩ розраховуються градієнтно-шаруваті, включаючи зони інверсії, латеральні і стрибкоподібні зміни густини;

3) обчислення ведуться відносно єдиного значення густини верхньої мантії $3,40 \text{ г/см}^3$, що забезпечує можливість кількісного порівняння результатів моделювання різних блоків і в той же час дає змогу виявляти у верхній мантії будь-які густинні неоднорідності [Красовский, 1981]. Для Українського щита розрахована величина «норми» розрахункового поля, яка складає 980 мГал при нульовому гравітаційному полі в редукції Буге;

4) для врахування впливу неоднорідностей навколишніх територій площа моделювання збільшувалась на відстань 400 км у всіх напрямках;

5) тривимірне гравітаційне моделювання земної кори і верхньої мантії не потребує розділення поля на регіональну і локальну складові, оскільки оцінка ефекту неоднорідного за густиною геологічного середовища, що вивчається, в цілому виконується як сума ефектів неоднорідностей.

Вихідні дані

При створенні 3D гравітаційної тривимірної моделі земної кори УЩ були використані:

1) дані сейсмометрії за профілями ГСЗ (X, XI, XXIV, XXV, XXX, XXXIV, DOBRE, EUROBRIDGE) і геотраверсами (II, IV, VI, VIII) [Трипольский и др., 1984; Соллогуб, 1986; Чекунов и др., 1992; Чекунов, 1988, 1993 а, б; Ильченко, 2003; Омельченко, 2005; Starostenko et al., 2015, 2017];

- 2) схема залягання розділу Мохо [Чекунов, 1992], відкоригована з урахуванням переінтерпретації матеріалів ГСЗ і даних точкових сейсмічних зондувань;
- 3) геологічні дані [Щербак, 1983];
- 4) геофізична основа тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000 [Єнтін, 2005];
- 5) схеми розподілу густини на поверхні фундаменту А.О. Шмідта [Шмидт и др., 1976];
- 6) гравітаційне поле в редукції Буге (масштаби 1:500000; 1:1000000);
- 7) петрофізичні дані про розподіл густини з глибиною в точках перетину геотраверсу IV і профілю ГСЗ XXV з профілями Миколаїв—Канів (XXIV) і Черкаси—Новий Буг (XXXIV) [Лебедев и др., 1995 а-в].

Технологія побудови 3D гравітаційної моделі

Розрахунки гравітаційного ефекту велися в масштабі 1:500 000 по мережі 5×5 км за двома програмами: *PIRAM* [Старостенко, 1968; Старостенко и др., 1975] і новим, більш довершеним комплексом автоматизованої інтерпретації потенціальних полів *GMT-Auto* [Старостенко и др., 2015 а], який в процесі роботи був адаптований для роботи на щитах. У зв'язку з цим гравітаційний ефект від структур Волинського, Росинського, Бузького і Подільського мегаблоків був розрахований за програмою *PIRAM*; Інгульського мегаблока — за програмою *PIRAM* і комплексом *GMT-Auto*; Середньопридніпровського і Приазовського мегаблоків — за комплексом *GMT-Auto*.

Структура моделі

Тривимірна густинна модель включає (1) осадовий шар і наступні шари консолідованої земної кори: (2) 0—5 км; (3) 5—10 км; (4) 10—20 км; (5) 20—30 км; (6) 30—40 км; (7) 40 км — розділ М.

Перший шар, осадовий, розташовується на півдні і північному сході Інгульського, Середньопридніпровського, Приазовського мегаблоків і в накладених западинах.

Другий шар (0—5 км) містить неоднорідності кристалічного фундаменту до глибини 5 км і характеризується найбільшою диференційованістю густини і її відхиленням від нормального співвідношення $\rho=f(V_p)$. Під нормальним прийнято загальну кореляційну залежність $\rho=f(V_p)$ для кристалічних порід, водночас, отримана за нею густина для задоволення спостереженому гравітаційному полю не потребує введення поправок.

Третій шар (5—10 км) виділений на підставі сейсмічних даних, згідно з якими на глибинах від 5 до 10 км в багатьох структурах спостерігаються зони інверсії швидкості.

Четвертий шар (10—20 км) обумовлений існуванням межі K_2 (або зони ешелонованих площадок K_2), на якій відбувається в окремих структурах стрибок швидкості.

П'ятий шар (20—30 км) вміщує глибинні густинні неоднорідності.

Шостий (30—40 км) і сьомий (40 км — розділ М) шари. Присутність «коромантійної» суміші за даними швидкісних моделей ($V_p > 7,2$ км/с, $\rho = 3,04$ г/см³) зумовлює розділення глибинної частини кори на додаткові шари.

Густинна параметризація моделі

При розробці методики і технології гравітаційного моделювання вивчалися зв'язки між густиною ρ і швидкістю розповсюдження поздовжніх хвиль V_p , а також чинники, що впливають на густину і швидкість поздовжніх хвиль. Приділялася увага можливості використання сейсмічних даних для визначення

густини, використовувалась кореляційна залежність $\rho=f(V_p)$ за різних тисків та температур, а також для всіх типів порід різних регіонів. У результаті був зроблений висновок про те, що в першому наближенні для кристалічних утворень континентального типу слід користуватися залежністю $\rho=0,7269+0,3209 V_p$, де V_p — швидкість поздовжніх хвиль за даними ГСЗ [Красовский, 1981]. При густинній параметризації використовувалася петрофізична характеристика порід і дані, наведені в публікаціях [Шмидт и др., 1976; Красовский, 1981]. Уточнення значень густини всередині розрахункових шарів виконувалось відповідно до можливих змін значень густини для заданих значень швидкості

Завершальним етапом створення тривимірної гравітаційної моделі є отримання розподілу густини в повному об'ємі земної кори, що дає можливість побудувати схеми потужностей будь-яких шарів у її складі з заданими інтервалами змінення густини. За таким принципом були побудовані схеми потужностей умовних «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шарів, для яких були прийняті відповідні значення густини, обґрунтовані раніше [Чекунов, 1992]: гранітний - < менше 2,75 , діоритовий – 2,75—2,90, базальтовий — > більше 2,90 г/см³.

Гравітаційне поле Українського щита (при побудові тривимірної густинної моделі використовувалося поле сили тяжіння в редукції Буге масштабу 1:500 000). Аномалії гравітаційного поля на Українському щиті (рис. 7.1) пов'язані, переважно, з породами верхньої частини кристалічної кори. Проте не всі аномалії знаходять відображення в приповерхневих неоднорідностях. У складі спостереженого гравітаційного поля присутній регіональний фон, інтенсивність якого різна на заході і сході щита. Границя проходить по трансрегіональному шву Херсон—Смоленськ. На захід від нього інтенсивність регіонального фону нижча, ніж на сході приблизно на 10 мГал. Найбільш інтенсивний фон спостерігається на сході Середньопридніпровського і заході Приазовського мегаблоків. Знижений фон і негативні аномалії фіксуються над Корсунь-Новомиргородським і

Коростенським плутонами, Новоукраїнським масивом і східною окраїною Росинського мегаблока.

Волинський мегаблок у полі сили тяжіння проявляється як негативними, так і позитивними аномаліями. Негативна аномалія інтенсивністю 8—20 мГал характеризує північний схід Коростенського плутону. За межами цієї структури в північному напрямку інтенсивність поля знижується до –30 мГал. Південь і захід мегаблока знаходяться в полі позитивного знака інтенсивністю 10—20 мГал, яка збільшується в напрямку північного заходу і складає більше 60 мГал (Осницький блок).

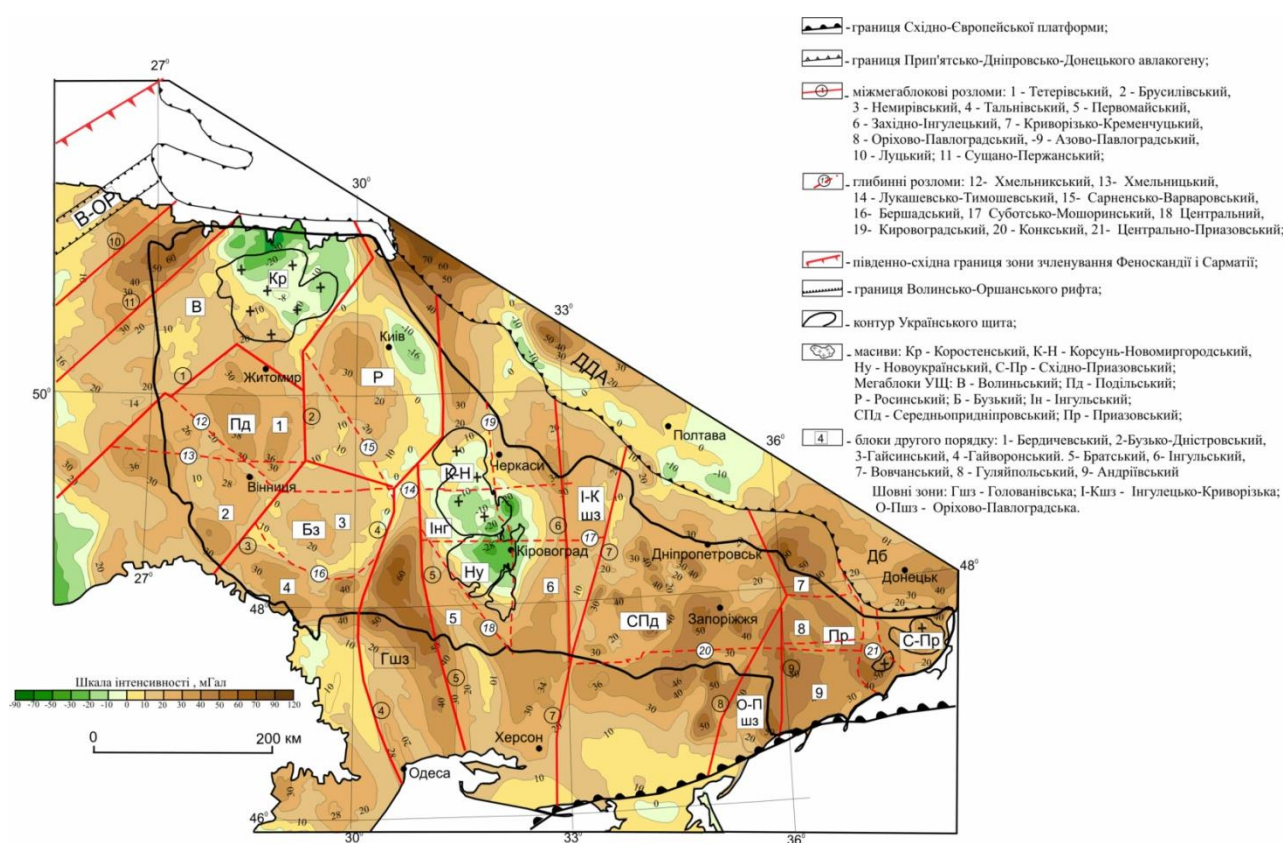


Рис.7.1. Схема спостереженого гравітаційного поля.

Гравітаційне поле *Подільського мегаблока* складнодиференційоване, головні структурні елементи чітко простежуються в полі сили тяжіння. Мегаблок складений блоками другого порядку: Бердичівським і Бузько-Дністровським. Бердичівський блок в спостереженому полі по Хмельницькій зоні розломів

ділиться на дві частини. На північний схід від зони спостерігаються дві позитивні аномалії субмеридіонального простягання інтенсивністю 36—38 мГал, розділені вузькою смугою знижених значень сили тяжіння. На захід інтенсивність поля знижується до 20—26 мГал. Для Бузько-Дністровського блока характерні аномалії різної інтенсивності субмеридіонального і північно-західного простягання. Аномальна зона північно-західного простягання, яка розташована вздовж Подільської зони розломів, складається з двох позитивних аномалій: перша з центром південніше м. Хмельницький має ізометричний контур і інтенсивність 36 мГал, друга — 30 мГал. Аномалія субмеридіонального простягання в районі м. Вінниця має інтенсивність 28 мГал. Решта території блока характеризується аномаліями переважно субмеридіонального простягання інтенсивністю 10—20 мГал.

Бузький мегаблок складається з Гайсинського і Гайворонського блоків. Гайсинський блок проявляється величезною позитивною (28 мГал) аномалією північно-західного простягання, яка розташована в центрі блока. До периферії блока поле знижується до 10 мГал, а на границі з Голованівською шовною зоною до нульових значень. На північний захід від Гайсинського блока в гравітаційному полі виділяється складнопобудований Гайворонський максимум сили тяжіння. В його межах фіксуються три інтенсивні локальні аномалії (40, 42 і 50 мГал). Конфігурація аномалій складна, а їх простягання змінюється з північно-західного на субмеридіональне.

Росинський мегаблок у східній частині характеризується негативним полем північно-західного простягання інтенсивністю до -16 мГал. На південний захід від м. Київ розташована ізометрична аномалія інтенсивністю понад 30 мГал. Решта території знаходиться в позитивному полі.

Основні структури *Інгульського мегаблока* чітко проявляються в спостереженому полі сили тяжіння. Так, Корсунь-Новомиргородський плутон фіксується мінімумом сили тяжіння, який ускладнений локальними аномаліями різної інтенсивності $-(10—20$ мГал). На північній окраїні плутону спостережене

поле позитивне і характеризується значеннями +20 мГал. На Новоукраїнському масиві спостерігається негативна аномалія (–28 мГал), що має в плані майже ізометричний контур, яка розташована в північно-східній частині. Західна і південно-західна границя Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву співпадає з інтенсивним градієнтом поля сили тяжіння. На півдні Інгульського мегаблока поле підвищене +30 мГал, на фоні якого розташовані невеликі аномалії інтенсивністю до +34 мГал. Між Суботсько-Мошоринською і Лукашевсько-Тимошевською зонами розломів напрямок ізоліній сили тяжіння близький до субмеридіонального. На північ від Суботсько-Мошоринської зони розломів поле знижується зі сходу на захід від +20 мГал до –16 мГал. На північ від Лукашевсько-Тимошевської зони ізолінії мають північно-західний напрямок, а інтенсивність поля сягає до +30 мГал. У місці перетину Лукашевсько-Тимошевської і Західноінгулецької зон розломів присутня позитивна аномалія інтенсивністю до +34 мГал майже округлої форми, яка охоплює частину Інгульського мегаблока і Інгулецько-Криворізьку шовну зону. Болтиська западина чітко фіксується мінімумом сили тяжіння ізометричної форми інтенсивністю –38 мГал. Братський синкліній на півдні розділений на дві частини, що відрізняються між собою за інтенсивністю поля. Північно-східне крило представлене локальними аномаліями інтенсивністю 30—34 мГал. Південно-західному крилу, що примикає до Голованівської шовної зони, притаманне зниження інтенсивності до 10 мГал. Границя між обома частинами синклінорію характеризується інтенсивним градієнтом, що просторово співпадає з віссю структури.

Середньопридніпровський мегаблок характеризується мозаїчною картиною поля, яка пов'язана з численними зеленокам'яними структурами, куполами і масивами. Спільним для зеленокам'яних структур є чіткий прояв у полі сили тяжіння максимумів різної інтенсивності (40—56 мГал). Плагіограніт-мігматитові купола проявляються в полі сили тяжіння інтенсивністю 24—26 мГал, а гранітні масиви — 6—14 мГал. На південний захід від м. Запоріжжя розташована відома

Токмаківська аномалія, що складається з трьох максимумів північно-східного простягання інтенсивністю 50 мГал. Південний захід мегаблока перебуває в полі 36—38 мГал.

Гравітаційне поле *Приазовського мегаблока* характеризується високою інтенсивністю. Вовчанський виступ, розташований на півночі Західноприазовського блока, проявляється максимумом 52—54 мГал. Над Гуляйпільським блоком поле дещо нижче (38—44 мГал). Андріївський блок на південь від Конкського розлому представлений аномалією інтенсивністю близько 50 мГал. Інтенсивність поля плавно знижується в південно-східному напрямку до 28 мГал. Зона Центральноприазовського розлому характеризується зменшенням інтенсивності поля від 50-52 мГал на півдні до 14-16 мГал в північній частині. У Східноприазовському блоці поле має інтенсивність близько 20 мГал на півдні і 24—26 мГал на півночі. Винятком є північно-східна окраїна блока, де присутня невелика кільцева аномалія інтенсивністю 50 мГал.

Голованівська шовна зона виділяється максимумом, інтенсивність якого в осьовій частині сягає 50—64 мГал. Поле в південній частині зони знижується в сторону Тальнівського розлому до значень 20—24 мГал, а також на північ зони до 8—14 мГал. В *Ингулецько-Криворізькій шовній зоні* інтенсивність поля коливається в інтервалі 12—30 мГал. Південь зони представлений двома позитивними аномаліями північно-східного простягання з інтенсивністю 18—24 мГал. У *Оріхово-Павлоградській шовній зоні* інтенсивність поля 30—40 мГал, причому на півдні інтенсивність нижче, ніж на півночі.

Тривимірна густинна модель земної кори Українського щита

Результати тривимірного гравітаційного моделювання дали змогу побудувати тривимірну густинну модель і отримати розподіл густини в земній корі Українського щита. При цьому були використані результати, отримані раніше при побудові моделей Волинського і Росинського мегаблоків. Результати

представлені у вигляді схем розподілу густини в осадовому чохла, на поверхні фундаменту, на глибинах 10 км, 20 км, розділу М.

Тривимірна густинна модель осадового чохла Українського щита.

Потужність осадового шару в межах щита змінюється від 0,1 до 0,5 км. Гравітаційний ефект шару складає 1—8 мГал.

Потужність осадової товщі Інгульського мегаблока (рис.7.2, а) і прилеглих неоднорідностей на території, що вивчається, у південній частині складає 0,1—1,0 км; у північно-східній (південно-західний схил Дніпровсько-Донецької западини) досягає значень 8 км. Параметризація осадового шару прийнята за даними робіт [Карпинская, 1965; Буланже и др., 1975; Семенова и др., 1985]. Густина осадових відкладів для південної частини прийнята 2,00—2,20 г/см³. На північному сході густина приповерхневої частини осадового шару складає 2,20—2,50 г/см³. Глибинна частина розрізу моделі представлена двома шарами: перший (до глибини 2 км) має густину 2,20—2,50 г/см³; для другого (до глибини 8 км) густина прийнята постійною 2,68 г/см³. Це підтверджується даними, що на глибинах 4—6 км густина осадових відкладів наближається до 2,68—2,70 г/см³, тобто близька до середньої густини кристалічних порід фундаменту або навіть перевищує її [Карпинская, 1965; Голиздра, Попович, 1998, 1999]. Осадові відклади Болтиської западини в моделі представлені двома шарами: (1) з поверхні до глибини 0,4 км (густина 2,20 г/см³), (2) з глибини 0,4 км до 1,0 км (густина 2,50 г/см³), що не суперечить даним [Гуров, Вальтер, 1977; Гуров, Гурова, 1991; Гуров, Гожик, 2006].

Потужність осадового шару в межах Подільського мегаблока на незначній площі півдня і заходу досягає 0,5 км. У моделі він був врахований з густиною порід 2,35 г/см³.

Осадові породи Середньопридніпровського мегаблока і прилеглих структур (рис.7.2, б) потужністю до 0,5 км, що займають на південному заході незначну площу, враховані в моделі з постійною густиною для кожного шару при інтервалі зміни її від 1,98 до 2,07 г/см³. Осадові відклади на північному сході відносяться до

структури ДДЗ і представлені в моделі шарами з різною потужністю і густиною. Приповерхневий шар потужністю 1,5 км має середню густину порід $2,30 \text{ г/см}^3$. З глибини 1,5 до 5 км густина відкладів складає $2,50 \text{ г/см}^3$. В інтервалах глибин 5—10 і 10—15 км густина порід $2,65$ і $2,70 \text{ г/см}^3$ відповідно. Найглибші горизонти осадового шару мають густину $2,74$ — $2,76 \text{ г/см}^3$, що відповідає уявленням про густини порід цього регіону [Карпинская, 1965; Семенова и др., 1985; Голиздра, Попович, 1998].

У Приазовському мегаблоці осадовий шар (рис.7.2, в) присутній на північному сході, північному заході, південному заході і південному сході незначними площами і потужністю декілька десятків метрів. У межах Західноприазовського блока розташована Конксько-Ялинська западина, заповнена осадовими відкладами крейдяного віку з середньою густиною $2,20 \text{ г/см}^3$. Потужність цих відкладів збільшується на схід, де перевищує 300 м. У моделі враховані осадові відклади Азовського моря потужністю до 2 км і наступною середньою густиною для кожного шару: до глибини 1 км — $2,00 \text{ г/см}^3$; в інтервалі 1—2 км — $2,00 \text{ г/см}^3$ на заході ділянки, $2,20 \text{ г/см}^3$ на сході і $2,30 \text{ г/см}^3$ в південно-західній частині. Також враховувався гравітаційний ефект від 20-метрового шару води [Шнюков и др., 1974]. Осадові відклади ДДЗ и Донбасу враховані до глибини 22 км з середніми значеннями густини для кожного шару. З поверхні вона коливається в межах $2,28$ — $2,64 \text{ г/см}^3$. У глибинній частині густина порід визначалася відповідно до швидкісної моделі [Ильченко, Степаненко, 1998]. У шарі 0—2 км густини змінюються в межах $2,25$ — $2,60 \text{ г/см}^3$, у шарі 2—5 км — від $2,61$ до $2,74 \text{ г/см}^3$; шар 5—10 км представлений породами з густиною $2,50$; $2,68$; $2,71 \text{ г/см}^3$; в інтервалі 10—15 км — $2,68$ — $2,71 \text{ г/см}^3$. Густина $2,71 \text{ г/см}^3$ характерна для самих глибоких горизонтів.

Тривимірна густинна модель консолідованої земної кори Українського щита. Волинський мегаблок на поверхні кристалічного фундаменту (рис.7.3) представлений породами, густина яких коливається в межах $2,60$ — $2,72 \text{ г/см}^3$. Низька густина ($2,60$ — $2,62 \text{ г/см}^3$) обумовлена гранітами рапаківі, які складають

Коростенський плутон. Південна частина плутону складена породами з густиною 2,64—2,66 г/см³ зі збільшенням її в південному напрямку. На північний захід від плутону густина порід збільшується до 2,70 г/см³. Тут залягають граніти і мігматити порфіробластичні і меншою мірою діорити і гранодіорити. Вздовж Суцано-Пержанської зони розломів простежується градієнтна зона, в межах якої густина змінюється від 2,62 до 2,72 г/см³. Клесовська структура на північному заході мегаблока представлена в розрізі лептитами і лептитовими гнейсами з

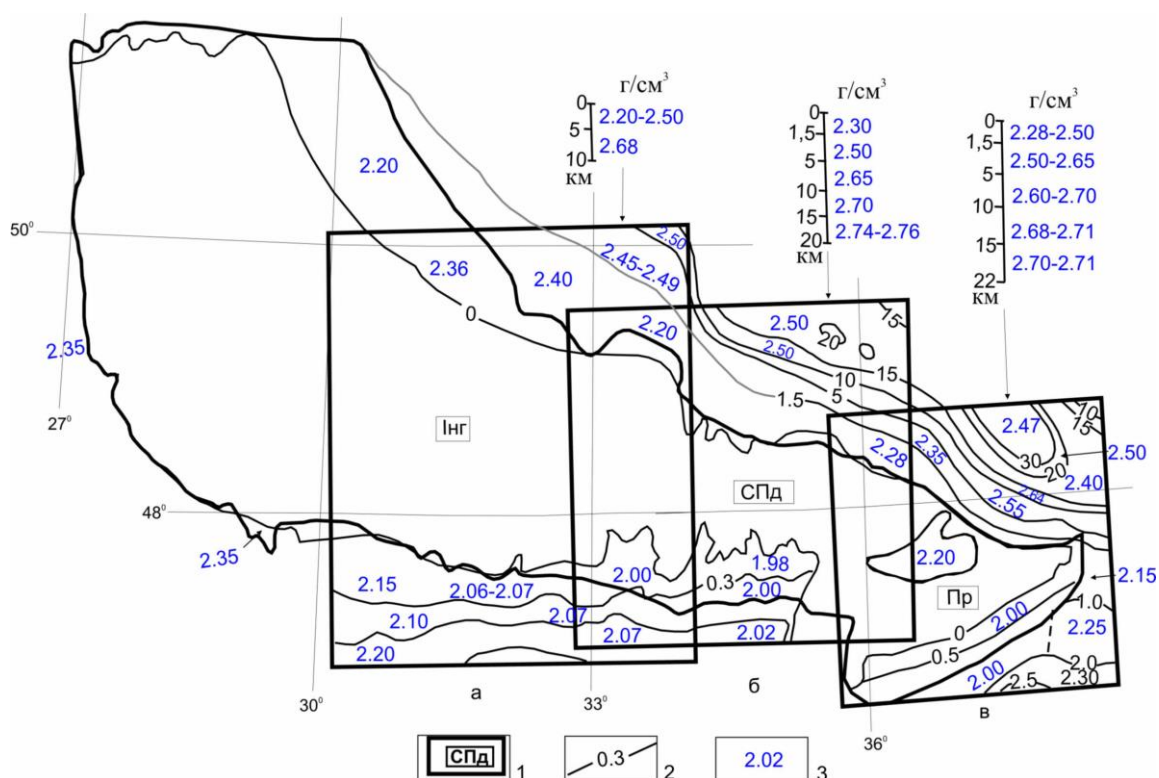


Рис.7.2. Схема розподілу густини в тривимірній моделі осадового чохла: 1 — площі тривимірного гравітаційного моделювання; 2 — потужність осадових відкладів, км; 3 — значення густини осадових відкладів, г/см³. Колонки показують розподіл густини за глибиною для різних площ.

густиною 2,80 г/см³ у центрі. На глибині 10 км (рис.7.4) характер розподілу густини в мегаблоці в цілому не змінюється. Густина в Коростенському плутоні зростає до 2,64—2,74 г/см³. На південному заході вона збільшується до 2,78—2,80 г/см³. Лише градієнтна зона в південній частині стала менш виразною. На глибині 20 км (рис.7.5) область низьких значень густини (2,76—2,78 г/см³) в межах Коростенського плутону зберігається і зміщується до північної межі щита.

Це узгоджується з результатами раніше виконаних робіт [Макаренко и др., 2002; Bogdanova et al., 2004], згідно з якими на півночі плутону виділений блок аномально низької густини ($2,61\text{—}2,63\text{ г/см}^3$), в якому густина, характерна для гранітів, спостерігається по всьому розрізу до розділу М. На решті території мегаблок на глибині 20 км густина дорівнює $2,82\text{—}2,84\text{ г/см}^3$. Незначне ущільнення до $2,87\text{ г/см}^3$ спостерігається на південному заході плутону. Градієнтна зона вздовж Сущано-Пержанської зони розломів чітко виражена на поверхні фундаменту і глибині 10 км, на 20 км не проявляється. На розділі М (рис.7.6) на заході мегаблока виділяється область, в межах якої густина складає $3,04\text{—}3,18\text{ г/см}^3$, тобто в розрізі кори присутня коромантійна суміш. До неї віднесена частина розрізу з густиною більш ніж $3,04\text{ г/см}^3$. На решті території мегаблока густина порід змінюється від 2,98 (на сході) до $3,04\text{ г/см}^3$.

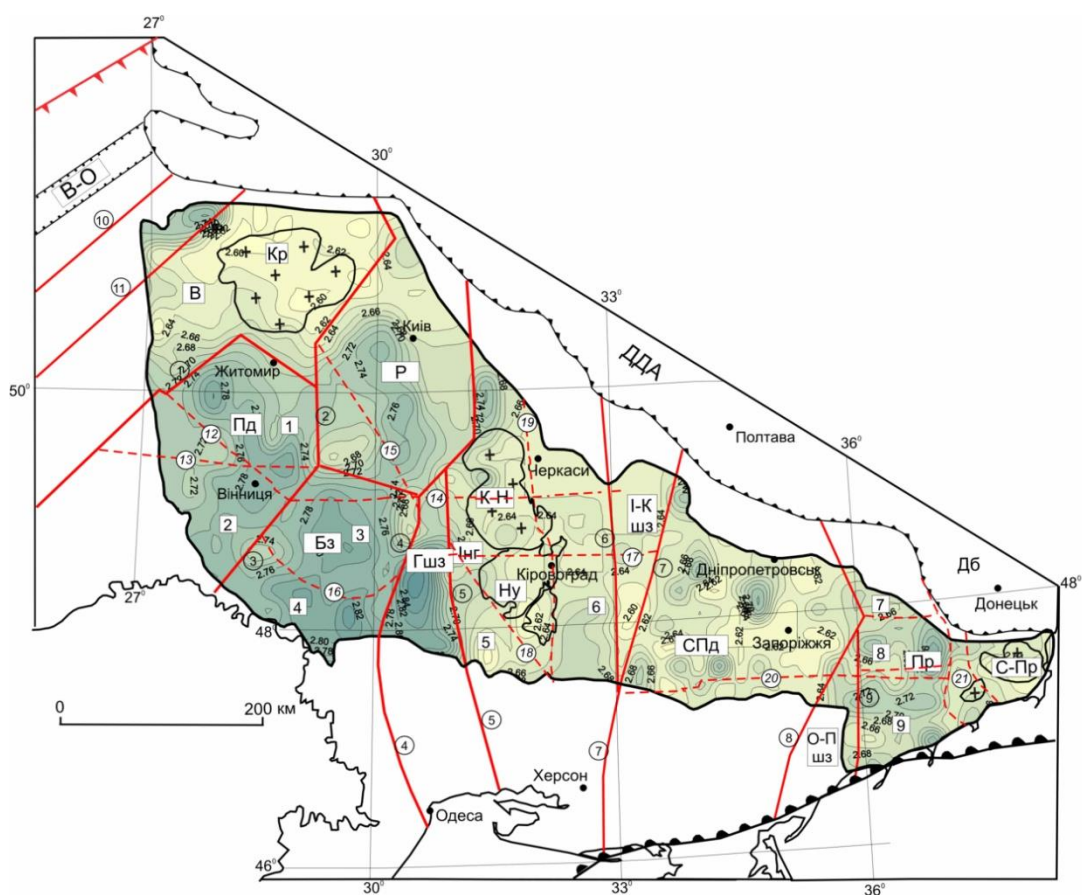


Рис.7.3. Схема розподілу густини на поверхні фундаменту, г/см^3 . Умовні позначення див. на рис.7.1.

Подільський мегаблок на *поверхні фундаменту* (рис.7.3) складений породами, густина яких коливається в інтервалі $2,72—2,80 \text{ г/см}^3$. Виділяються дві ділянки підвищеної густини. Перша в районі м. Вінниця, де на значній площі залягають породи з густиною $2,78—2,80 \text{ г/см}^3$. Друга, значно менша і з такою ж густиною, розташована на північному заході. На глибині 10 км (рис.7.4) вони з'єднуються, утворюючи значну область з ущільненими породами ($2,84—2,86 \text{ г/см}^3$). На периферії мегаблока густина порід $2,80 \text{ г/см}^3$. На зрізі 20 км (рис.7.5) в мегаблочі переважають породи з густиною $2,86 \text{ г/см}^3$. Аномальна область, яка простежується по всіх зрізах, на цій глибині так само характеризується підвищеною густиною ($2,88 \text{ г/см}^3$). На цих глибинах вона значно скорочена по площі. На розділі М (рис.7.5) густина по всьому мегаблоку однакова і складає $3,04—3,06 \text{ г/см}^3$.

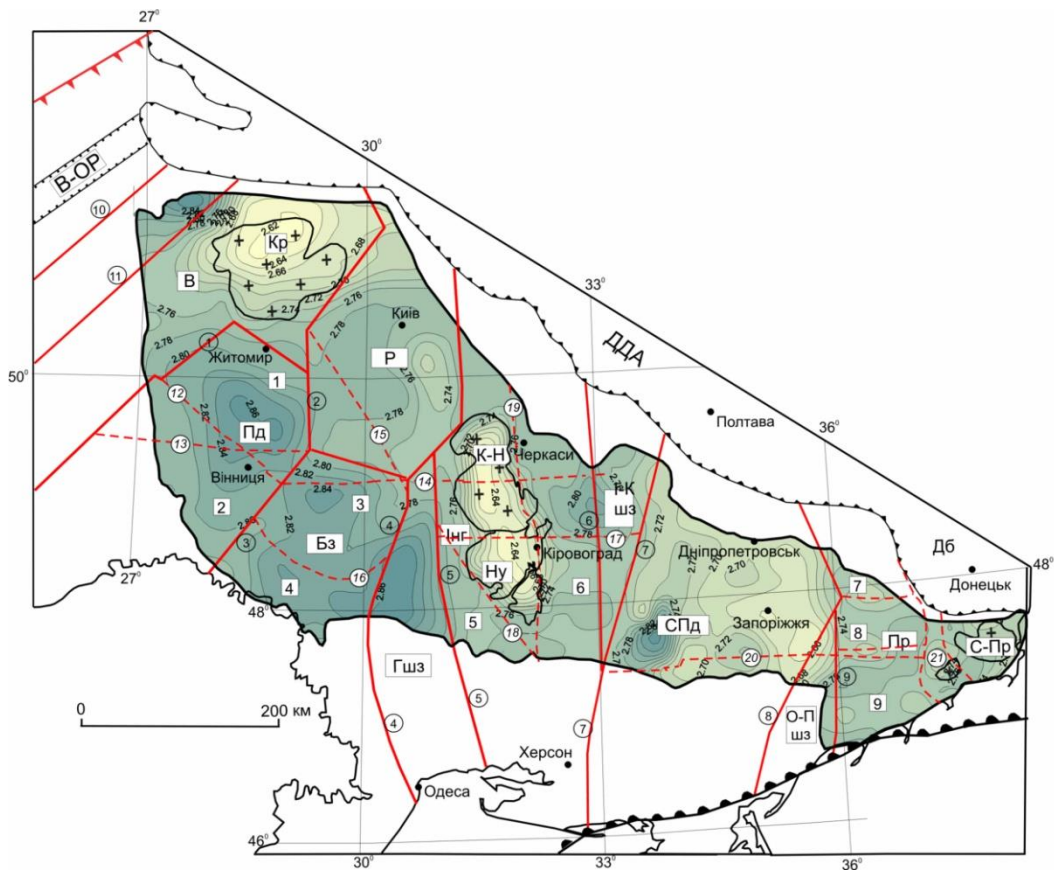


Рис.7.4. Схема розподілу густини на поверхні 10 км, г/см^3 . Умовні позначення див. на рис.7.1.

На території Росинського мегаблока *на поверхні фундаменту* західніше м. Київ (рис.7.3) спостерігається область підвищеної густини ($2,74—2,76 \text{ г/см}^3$) північно-західного простягання. Вона співпадає з виходом на земну поверхню гранітів порфіровидних, плагіомігматитів змінного складу і амфіболітів. Присутність в розрізі останніх і зумовила підвищення густини. На півночі мегаблока густина знижується до $2,64 \text{ г/см}^3$. Замкнута область з густиною порід $2,70—2,66 \text{ г/см}^3$ розташована на північний схід від вузла перетину Брусиловської і Лукашевсько-Тимошевської зон розломів. *На глибині 10 км* (рис.7.4) область підвищеної густини, що відмічена на поверхні фундаменту, зменшується на півдні і зміщується на захід у бік Подільського мегаблока. Густина в ній постійна і дорівнює $2,78 \text{ г/см}^3$. На решті території залягають породи з густиною $2,76—2,72 \text{ г/см}^3$. Уздовж границі з Інгульським мегаблоком густина нижче, ніж на решті території і дорівнює $2,74—2,72 \text{ г/см}^3$. *На зрізі 20 км* (рис.7.5) розподіл густини в мегаблоці змінюється. На півночі густина порід складає $2,84—2,86 \text{ г/см}^3$. На границі з Бузьким мегаблоком вона знижена до $2,83—2,84 \text{ г/см}^3$. У центральній частині спостерігається плавне збільшення густини з півдня на північ від $2,84$ до $2,86 \text{ г/см}^3$. *На розділі М* (рис.7.6) густина в південній половині мегаблока змінюється в межах від $3,04$ до $3,06 \text{ г/см}^3$. На північ від м. Київ знижується від $3,04$ до $2,98 \text{ г/см}^3$.

Бузький мегаблок характеризується підвищеною густиною по всьому розрізу земної кори. *На поверхні кристалічного фундаменту* (рис.7.3) він складений, переважно, ендербітами, а також гранітами і мігматитами апліто-пегматоїдними. Густина варіює в межах $2,76—2,84 \text{ г/см}^3$. Незначні області розущільнення фіксуються на північному сході ($2,68 \text{ г/см}^3$) і південному заході ($2,72 \text{ г/см}^3$). Такий же характер розподілу густини зберігається і *на зрізі 10 км* (рис.7.4). Максимальна густина спостерігається на південному сході мегаблока на границі з Голованівською шовною зоною ($2,84 \text{ г/см}^3$). На півночі і південному заході вона зменшується до $2,80 \text{ г/см}^3$. *На зрізі 20 км* (рис.7.5) густина порід коливається від $2,86 \text{ г/см}^3$ на півночі і південному заході до $2,88—2,90 \text{ г/см}^3$ у центральній частині

і на границі з Голованівською шовною зоною. На розділі М (рис.7.6) в південно-східній частині мегаблока густина дорівнює $3,20 \text{ г/см}^3$. Тут присутній шар коромантійної суміші, покрівля якого залягає на глибині 35 км з густиною $3,04 \text{ г/см}^3$ на ній. На решті території мегаблока густина варіює від $3,02$ до $3,04 \text{ г/см}^3$ із зменшенням до межі з Подільським і Росинським мегаблоками.

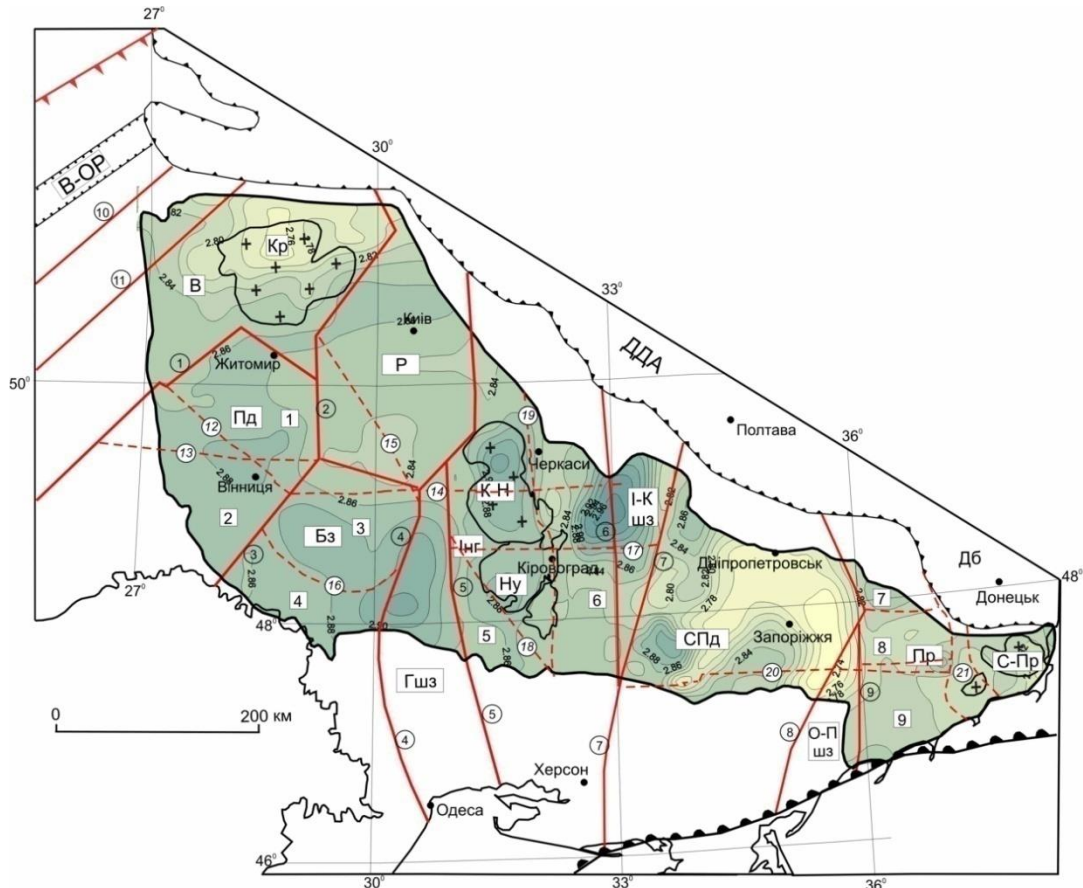


Рис.7.5. Схема розподілу густини на поверхні 20 км, г/см^3 . Умовні позначення див. на рис.7.1.

Ігульський мегаблок у центральній частині на поверхні фундаменту представлений породами з густиною $2,60\text{—}2,62 \text{ г/см}^3$ (рис.7.3). Область розповсюдження їх витягнута в північному напрямку. Така ж густина характерна для порід, що залягають уздовж Суботсько-Мошоринського розлому, і поширених до Ігулецько-Криворізької шовної зони. На схід від цієї області густина збільшується до $2,66 \text{ г/см}^3$. На південному сході вона зростає до $2,68 \text{ г/см}^3$. На заході мегаблока (на межі з Голованівською шовною зоною і Росинським мегаблоком) поширені породи з більшою густиною ($2,70 \text{ г/см}^3$), ніж

на сході. На глибині 10 км (рис.7.4) присутня замкнута область, витягнута уздовж трансрегіонального тектонічного шва Херсон—Смоленськ, в межах якої густина збільшується від центру ($2,64 \text{ г/см}^3$) до периферії ($2,72 \text{ г/см}^3$). На границі з Росинським мегаблоком густина складає $2,78 \text{ г/см}^3$. На північному сході мегаблока на границі з Інгулецько-Криворізькою шовною зоною з'являється замкнута область, в межах якої залягають ущільнені породи, густина котрих варіює від $2,78$ до $2,82 \text{ г/см}^3$. Аномальна область охоплює і частину шовної зони. На глибині 20 км розподіл густини різко змінюється (рис.7.5). Область порід зниженої густини змінюється двома замкнутими ділянками підвищеної густини,

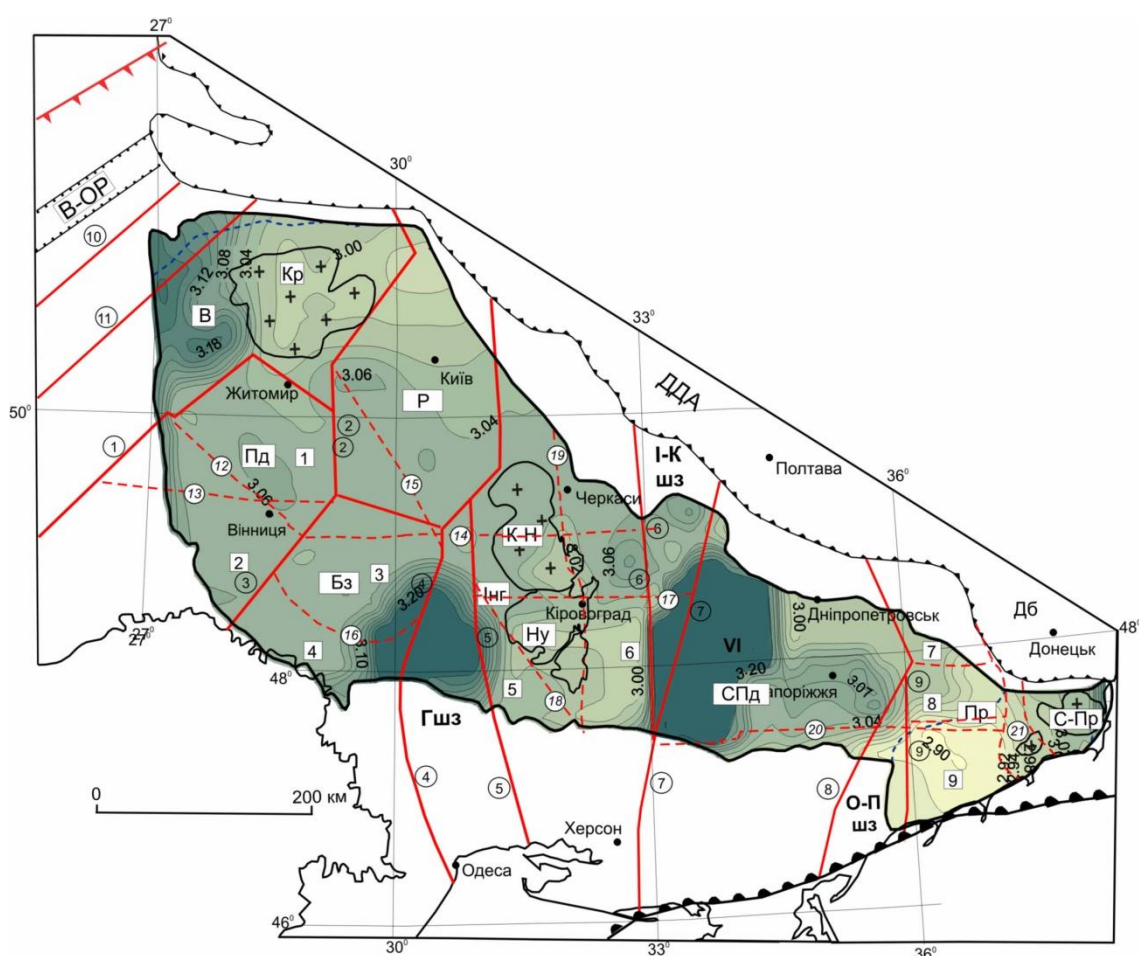


Рис.7.6. Схема розподілу густини на розділі М, г/см^3 . Умовні позначення див. на рис.7.1.

межею яких є Суботсько-Мошоринська зона розломів. На північ від неї густина зростає від $2,85$ до $2,92 \text{ г/см}^3$, на півдні вона складає $2,86 \text{ г/см}^3$. На схід від тектонічного шва Херсон—Смоленськ в північній частині Інгульського мегаблока

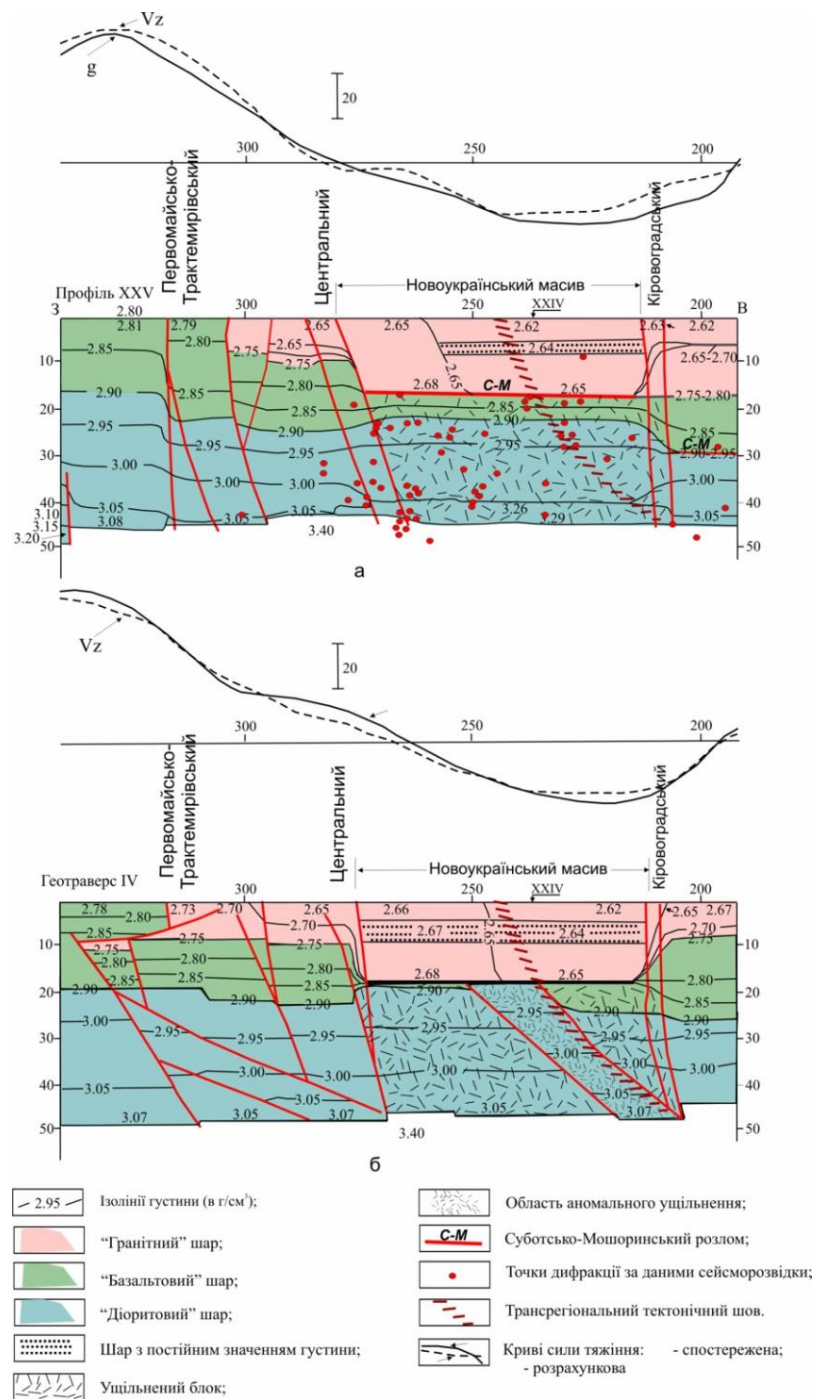


Рис.7.7. Густинні розрізи вздовж профілів ГСЗ XXV (а) та геотраверсу IV (б).

присутні дві області, що відрізняються густиною порід. Область, яка граничить з тектонічним швом Херсон—Смоленськ, характеризується зниженою густиною 2,82—2,84 г/см³. В області, яка виявлена за значенням густини на глибині 10 км і розташована на границі з Інгулецько-Криворізькою зоною, густина складає 2,88—2,96 г/см³. На розділі М (рис.7.6) густина максимальна (3,06 г/см³) у вузлі перетину Суботсько-Мошоринської і Західноінгулецької зон розломів. Північ і

північний захід мегаблока характеризуються густиною $3,04 \text{ г/см}^3$. На південь від Суботсько-Мошоринської зони розломів густина порід $3,02 \text{ г/см}^3$, а найменша густина зафіксована на півдні Новоукраїнського масиву ($3,00 \text{ г/см}^3$). Як показано, аномальна область, що виявляється в інтервалі глибин $10\text{—}30 \text{ км}$ підвищеною густиною порівняно з навколишніми структурами, на розділі М не проявляється.

Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив з глибини 20 км характеризуються підвищеною густиною в порівнянні з навколишніми структурами. Густина порід плутону складає $2,88 \text{ г/см}^3$, а в Новоукраїнському масиві вона диференційована: на заході максимальна і складає $2,91 \text{ г/см}^3$, на півночі — $2,87 \text{ г/см}^3$, а в південній частині — $2,85\text{—}2,86 \text{ г/см}^3$.

У межах Новоукраїнського масиву на кожному з густинних розрізів уздовж профілю ГСЗ XXV (рис.7.7, а) і геотраверсу IV (рис.7.7, б) (широтний напрям) виділена аномальна зона до глибини 17 км шириною 65 км . Густина в ній змінюється від $2,62 \text{ г/см}^3$ на поверхні до $2,65\text{—}2,68 \text{ г/см}^3$ на глибині 17 км . Подібна зміна густини характерна і для Корсунь-Новомиргородського плутону. Нижче глибини 20 км породи в кожній з цих структур мають однакову густину. Отже, їх можна об'єднати в одну аномальну структуру з густиною порід на глибині 20 км переважно $2,87\text{—}2,88 \text{ г/см}^3$. На глибинах $4\text{—}8 \text{ км}$ виділена зона з нульовим градієнтом зміни густини. Причому на геотраверсі IV вона більш потужна. На глибині 17 км виділена поверхня, на якій густина стрибкоподібно змінюється від $2,65$ до $2,85$ ($2,90$) г/см^3 . На профілі XXV вона співпадає з положенням на цій глибині Суботсько-Мошоринської зони розломів, яка, маючи північне падіння, фіксується на розрізі у вигляді горизонтальної лінії. На схід від Кіровоградської зони розломів вона, ймовірно, зміщена по вертикалі за амплітудою $10\text{—}12 \text{ км}$. Глибше 17 км спостерігається ущільнення порід в порівнянні з сусідніми блоками. На геотраверсі IV на тлі ущільнення виділена зона з високими значеннями густини, яка просторово співпадає з трансрегіональним тектонічним швом Херсон—Смоленськ (рис.7.7, б).

Отримана тривимірна густинна модель була перевірена на відповідність петрофізичним даним [Лебедев и др., 1995а—в], які були покладені в основу

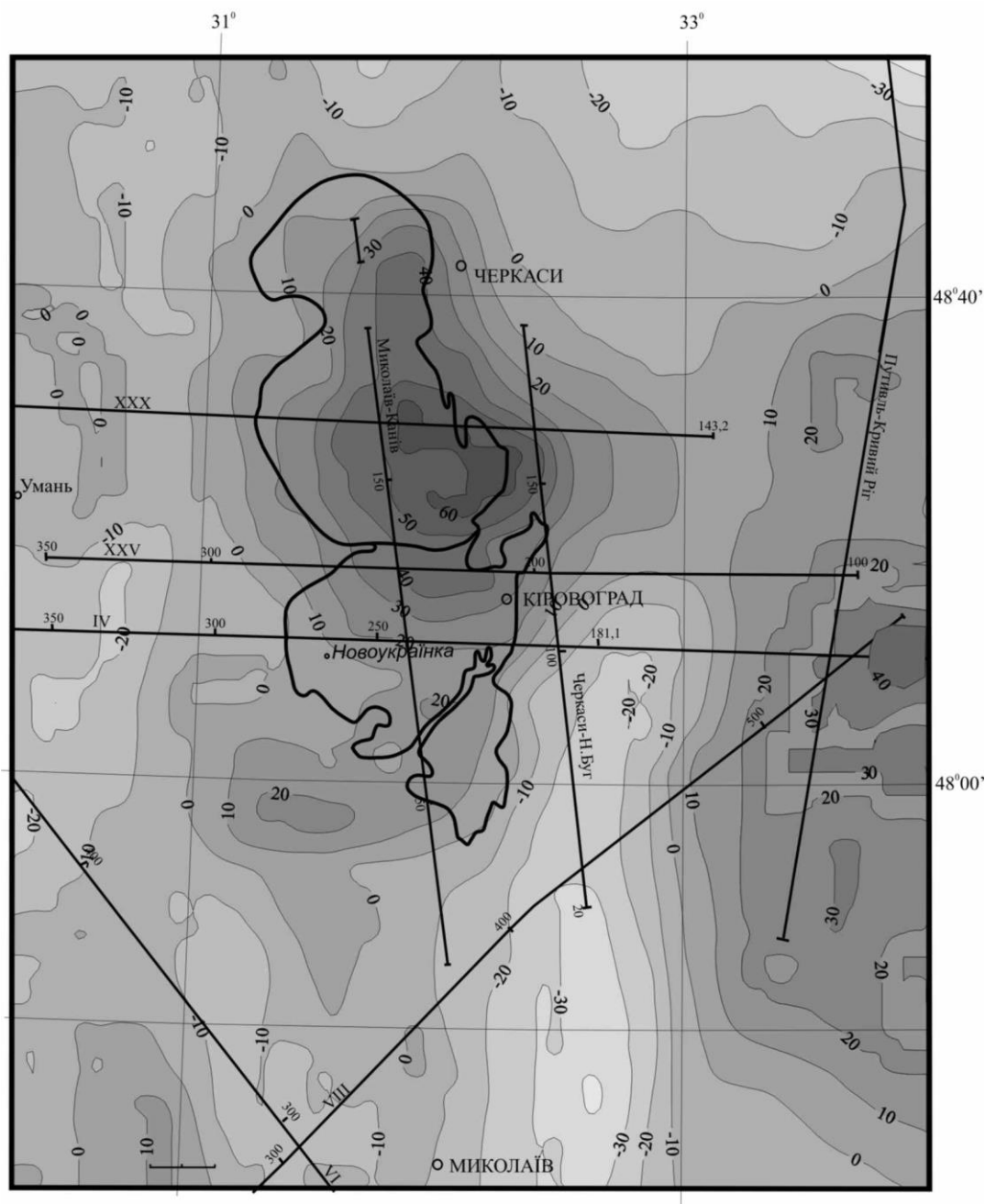


Рис.7.8 Залишкове поле, яке отримано вирахуванням гравітаційного ефекту петрогустинної моделі із спостереженого поля, мГал.

параметризації петрогустинної моделі Новоукраїнського масиву, Інгульського синклінорію, а також Корсунь-Новомиргородського плутону. З використанням петрофізичних даних та з урахуванням ефекту «коромантійної» суміші в низах кори і під Голованівською та Інгулецько-Криворізькою шовними зонами був

розрахований гравітаційний ефект від всієї земної кори мегаблока. Результати показали значну розбіжність спостереженого і розрахованого полів в цілому на площі (від -30 до $+60$ мГал) (рис.7.8). У південній частині Інгульського синклінорю розбіжність складає $-30—40$ мГал, а в Корсунь-Новомиргородському плутоні перевищує значення 60 мГал. Можна висловити припущення, що однією з причин неузгодженості полів від різних моделей є неправомірність розповсюдження точкових петрогустинних визначень на весь об'єм структури. На користь цього свідчать матеріали за профілями ГСЗ, згідно з якими земна кора суміжних блоків, навіть невеликих за розмірами, неоднорідна по латералі у всій товщі земної кори.

Розглянуто розподіл з глибиною швидкості за даними сейсмометрії і густини в тривимірних петрогустинній і густинній моделях в точках перетину геотраверсу IV і профілю ГСЗ XXV з профілями ГСЗ Миколаїв—Канів (XXIV) і Черкаси—Новий Буг (XXXIV) (рис.7.9). Основні розбіжності між значеннями швидкості і густини спостерігаються до глибини 30 км. У структурах, складених низькогустинними породами, значення густини помітно відхиляються в бік розуцільнення від загальної залежності $\rho=f(V_p)$. І, навпаки, у структурах, складених більш густинними породами, вона або співпадає із загальною залежністю, або незначно відхиляється в бік ущільнення. Глибше 30 км у всіх розглянутих структурах спостерігається різної величини відхилення від загальної залежності $\rho=f(V_p)$ у бік ущільнення.

Отже, говорити про будь-які загальні закономірності розподілу густини з глибиною для структур земної кори Інгульського мегаблока в цілому, ґрунтуючись на отриманих даних, немає підстав. Можна зробити висновок лише про те, що розподіл густини з глибиною в земній корі носить індивідуальний характер для кожної структури.

Середньопридніпровський мегаблок на поверхні кристалічного фундаменту (рис.7.3) характеризується чергуванням ізометричних областей з високою

(2,68—2,76 г/см³) і ділянок з низькою густиною (2,60—2,64 г/см³). Така мозаїка пояснюється будовою мегаблока: чергуванням зеленокам'яних структур і

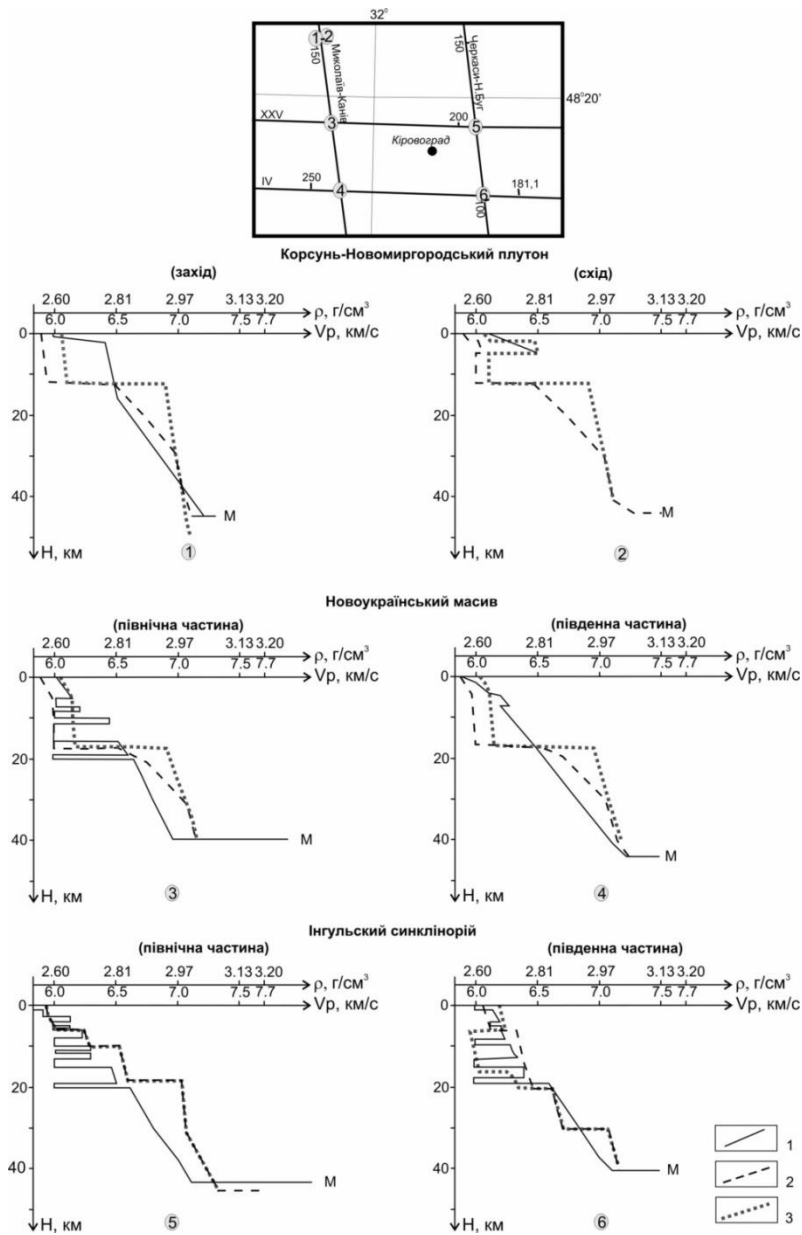


Рис.7.9. Графіки зміни з глибиною швидкості за даними сейсмометрії (1) і густини в тривимірній густинній (2) та петрогустинній (3) моделях в точках перетину геотраверсу IV і профілю ГСЗ XXV з профілями Миколаїв—Канів (XXIV) і Черкаси—Новий Буг (XXXIV).

гранітних масивів. На сході і північному сході мегаблока переважають породи з густиною 2,62 г/см³, а на заході і південному заході — 2,64 г/см³. Такий характер розподілу густини в мегаблоці зберігається і на глибині 10 км (рис.7.4) — схід і північний схід мегаблока вповнені породами із зниженою густиною 2,66—2,68

г/см³, а південний захід і захід мають ущільнені породи 2,70—2,72 г/см³. На південному заході мегаблока на фоні густини 2,64 г/см³ виділяється структура, що граничить з Криворізько-Кременчуцькою зоною розломів і густина порід в ній 2,70 г/см³. З глибиною ця область розширюється в північно-східному напрямку, густина в ній по всьому розрізу вище в порівнянні з навколишніми структурами: на 10 км (рис.7.4) вона варіює від 2,76 до 2,86 г/см³; на 20 км (рис.7.5) — від 2,88 до 2,90 г/см³. На південний захід від м. Запоріжжя на глибині 10 км (рис.7.4) з'являється область із підвищеною густиною 2,72—2,74 г/см³, яка з глибиною розширюється. У ній зберігається (в порівнянні з сусідніми структурами) висока густина порід 2,76—2,84 г/см³. Територіально ця область співпадає з відомою Токмаківською гравітаційною аномалією інтенсивністю більше ніж 50 мГал (рис.7.1). На північному заході мегаблока (глибина 20 км) залягають породи з густиною 2,82—2,86 г/см³. Південніше розташовується ділянка розущільнених порід (2,80 г/см³). Вона розділяє захід мегаблока на дві області з аномально високою густиною. На півночі і сході на глибині 20 км (рис.7.5) густина порід змінюється в інтервалі 2,74—2,76 г/см³, причому найнижча (2,74 г/см³) має місце на сході. На розділі М (рис.7.6) північний схід і південь мегаблока характеризуються густиною 3,00—3,04 г/см³. На решті території присутні породи, густина яких відповідає густині коромантійної суміші. На заході покривля коромантійної суміші з густиною 3,04 г/см³ на ній залягає на глибині 36 км, на сході — на 39—41 км.

Приазовський мегаблок складається з двох блоків: Західно- і Східноприазовського, які на поверхні кристалічного фундаменту представлені породами різної густини (рис.7.3). Західноприазовський блок вирізняється мозаїчністю розташування геологічних неоднорідностей і підвищеною густиною, яка змінюється в межах 2,66—2,72 г/см³. Східноприазовський блок характеризується низькою густиною (2,62—2,66 г/см³). На зрізі 10 км (рис.7.4) у Західноприазовському блоці густина змінюється від 2,72 до 2,76 г/см³. На півночі, півдні і вздовж Конкського розлому переважає густина 2,72 г/см³. На решті

території блока вона дещо вища (2,74—2,76 г/см³). Східноприазовський блок на цій глибині має густину порід 2,69—2,74 г/см³. На зрізі 20 км (рис.7.5) у Західноприазовському блоці густина порід змінюється в межах 2,80—2,82 г/см³, причому породи з більшою густиною залягають в північній частині. У Східноприазовському блоці нижча густина (2,78—2,80 г/см³) в порівнянні із Західноприазовським. На розділі М Західноприазовський блок по Конкському розлому ділиться на дві частини: у північній густина коливається в інтервалі 2,94—3,02 г/см³, в південній від 2,90 до 2,94 г/см³. Східноприазовський блок в низах кори представлений шаром коромантійної суміші.

Голованівська шовна зона характеризується високою густиною порід по всьому розрізу земної кори (від поверхні фундаменту до розділу М). Густина порід, що складають осьову частину зони, з глибиною збільшується від 2,86 г/см³ на поверхні фундаменту (рис.7.3) до 2,94 г/см³ на 20 км (рис.7.4). Найінтенсивніше густина зростає в приповерхневому шарі — від 0 до 10 км. З глибиною інтенсивність зміни густини зменшується, проте зона відрізняється від сусідніх структур аж до розділу М (рис.7.6). У глибинній частині зони поширений шар підвищеної густини (коромантійна суміш) із значенням 3,04 г/см³ на покрівлі і 3,20 г/см³ на підшві.

Породи Інгулецько-Криворізької шовної зони мають густину на поверхні фундаменту 2,61—2,64 г/см³ з окремими ущільненими тілами (2,68—2,71 г/см³) на півдні і в центрі зони (рис.7.3). З глибиною густина змінюється градієнтно, досягаючи на глибині 20 км 2,86—2,96 г/см³ (рис.7.5). На північ від Суботсько-Мошоринської зони розломів з глибини 16 км зона ділиться на дві гілки — західну і східну, які різняться за густиною порід ($\Delta\rho=0,12$ г/см³). Різниця в значеннях густини зберігається до розділу М.

Оріхово-Павлоградська шовна зона характеризується нижчою густиною порід на всіх зрізах в порівнянні з першими двома шовними зонами. Густина в ній збільшується з глибиною від 2,66—2,67 г/см³ на поверхні кристалічного фундаменту (рис.7.3) до 2,92—3,02 г/см³ на розділі М (рис.7.6).

Гравітаційний ефект мантійної складової для Українського щита був розрахований від мас, що залягають нижче поверхні М (рис.7.10). Глибина залягання підшви ущільненої мантії прийнята 90 км (прораховані варіанти залягання в інтервалі глибин 70—120 км) з густиною 3,42 г/см³ (надлишкова густина 0,02 г/см³). Максимальний гравітаційний ефект над Голованівською шовною зоною складає +7,5 мГал, а над західною частиною Середньопридніпровського мегаблока +5,5 мГал. У верхній мантії центральної частини Інгульського мегаблока, де за сейсмічними даними [Белявский и др., 2001] на глибинах 40—45 км швидкість змінюється від 7,9 до 8,0 км/с, у моделі врахована неоднорідність потужністю 5 км з градієнтною зміною густини зглибиною від 3,26 до 3,29 г/см³. Гравітаційний ефект неоднорідності складає −3 мГал (рис.7.1).



Рис.7.10. Гравітаційний ефект мантійних неоднорідностей, мГал: 1 — глибина залягання розділу М, км.

Авторами роботи [Гордиенко и др., 2005] представлено розподіл мантийної складової гравітаційного поля для території Українського щита. Її інтенсивність, яка змінюється від 0 до -20 мГал, отримана вздовж профілів ГСЗ і поза профілями відображають лише якісну оцінку мантийної аномалії. Отримані результати не зіставляються з даними отриманої моделі, оскільки визначення мантийної складової проводилося по суттєво різній мережі. У роботі [Гордиенко и др., 2005] мережа розрахунків була $38,5 \times 38,5$ км, в отриманій моделі 5×5 км.

Схеми потужності «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шарів земної кори. Вперше схему потужностей різних шарів було опубліковано В.Б. Соллогубом [Соллогуб, 1986]. Земна кора була розділена на два шари за даними швидкісних розрізів вздовж профілів ГСЗ. В цій роботі розглядалась триповерхова будова кори. На основі співвідношення густини (ρ) і швидкості поздовжніх хвиль (V_p) для різних типів кристалічних порід консолідованого фундаменту [Красовский, 1981] було запропоновано розглядати три інтервали в земній корі: 1) $\rho < 2,75$ г/см³, $V_p < 6,30$ км/с³; 2) $\rho = 2,75 \div 2,90$ г/см³, $6,30 < V_p < 6,80$ км/с³; 3) $\rho > 2,90$ г/см³, $V_p > 6,80$ км/с³. Петрологічно першому діапазону відповідає суміш порід кислого і середнього складу; другому – суміш порід середнього і основного складу, зокрема гранодіорити, діорити, чарнокіти, а також гнейси, сланці, метаосновні породи і габроїди; третьому – інтрузивні породи від основного до ультраосновного складу, а також метаморфічні утворення (основні грануліти, амфіболіти). Таким чином земна кора умовно розділена на три поверхи без різких границь між ними — верхній, середній і нижній, які вельми умовно, відповідно до наявних традицій, можна назвати «гранітним», «діоритовим» і «базальтовим», розуміючи всю умовність такого «петрологічного» ділення [Гончар, 1997, 2001; Гордиенко, 2001]. У публікації [Чекунов, 1992] оцінювалось співвідношення потужностей шарів в розрізі блоків з однорідною швидкісною характеристикою. Результати тривимірного гравітаційного моделювання дали

змогу побудувати схеми потужності шарів за рівномірною сіткою для всього Українського щита.

«Гранітний» шар (рис.7.11) характеризується мозаїчністю розташування областей різної потужності, яка коливається від нульових значень до 22 км. У центрі Волинського мегаблока він має потужність понад 20 км, яка зменшується до нульових значень на південному заході. У Подільському і Бузькому мегаблоках «гранітний» шар відсутній практично на всій території. Тільки на північному сході останнього на границі з Росинським мегаблоком його потужність збільшується. Росинський мегаблок характеризується коливаннями потужності шару від 10 км на границі з Голованівською шовною зоною, Волинським і Інгульським мегаблоками до нульових значень південно-західніше м. Київ. У Інгульському мегаблоці шар потужністю 10—15 км поширений на всій території, причому в південно-східній частині потужність більша.

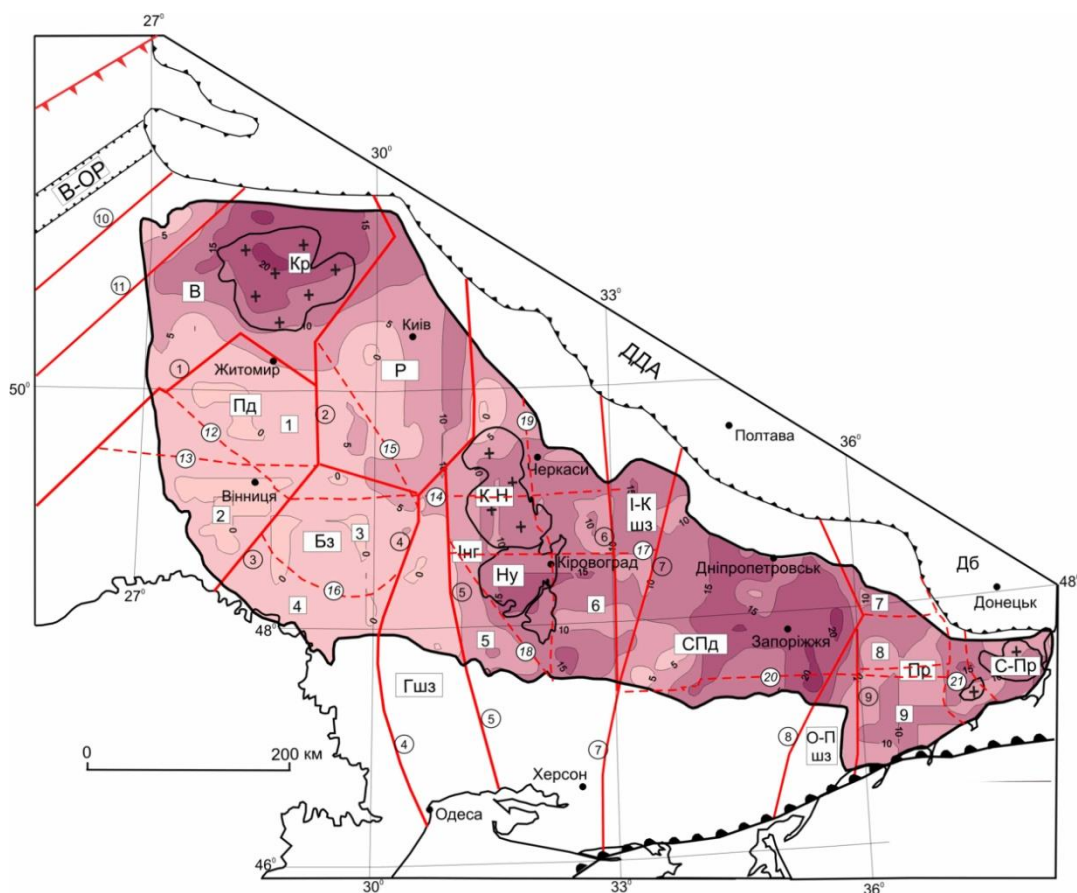


Рис.7.11. Схема потужності «гранітного» шару, ізолінії в км. Умовні позначення див. на рис.7.1.

В Середньопридніпровському мегаблоці потужність шару варіює в широких межах: від 5 до 22 км. Центр і схід мегаблока характеризуються підвищеною потужністю (18—22 км). На південному заході, а також на невеликих ділянках півдня і півночі шар стоншений до 5—15 км. У Приазовському мегаблоці потужність «гранітного» шару складає 5—10 км, лише на північному заході Західноприазовського блока він стовщується до 10 км. На більшій території Голованівської шовної зони «гранітний» шар відсутній, за винятком півночі структури, де потужність його близько 5 км. В Інгулецько-Криворізькій шовній зоні потужність шару коливається від 8 до 15 км і збільшується в північному напрямі до 15 км. Оріхово-Павлоградська шовна зона розташована в зоні градієнтного збільшення потужності шару в західному напрямку від 7 до 16 км.

«Діоритовий» шар (рис.7.12) на території УЩ фіксується в інтервалі 11—30 км і є найменш диференційованим за потужністю шаром на УЩ. На заході і в центрі щита він представлений значними областями з постійною потужністю. Середньопридніпровський і Приазовський мегаблоки характеризуються потужністю шару 11—25 км, а Приазовський — найбільшою потужністю, яка досягає 35 км. У Волинському мегаблоці «діоритовий» шар має потужність 15 км, винятком є південно-західна окраїна, де вона зростає до 20-30 км. Такої ж потужності шар присутній на південному заході Подільського і Бузького мегаблоків. Північний захід Подільського мегаблока характеризується постійною потужністю (25 км). На території Бузького мегаблока, виключаючи південний захід, потужність шару знаходиться в межах 20 км. Така ж потужність характерна для Росинського мегаблока. У Інгульському мегаблоці вона також постійна і сягає 14—16 км. У Голованівській шовній зоні «діоритовий» шар представлений потужністю 20 км. В Інгулецько-Криворізькій зоні потужність шару складає 14—16 км і лише на півночі збільшуються до 18—20 км. В Оріхово-Павлоградській зоні вона зростає в південно-східному напрямку з 25 до 30 км.

Загальною закономірністю розподілу потужності цього шару є його менша диференційованість відносно до «гранітного» шару і суттєве збільшення в південно-західній, південній і східній крайових частинах УЩ.

Потужність «базальтового» шару (рис.7.13) на УЩ коливається в дуже широкому діапазоні — від нульових значень в Західноприазовському блоці до 45 км в Голованівській шовній зоні. Мінімальні потужності цього шару і її диференційованість відзначаються в східній половині Середньопридніпровського і Приазовському мегаблоках. У Волинському мегаблоці, на фоні потужності шару 15—25 км, значно менші її значення (5—10 км) охоплюють більшу частину Коростенського плутону і північний край щита. Подільський мегаблок характеризується найбільшою потужністю шару (25 км) в районі м. Вінниця. До периферії мегаблока вона зменшується до 19 км.

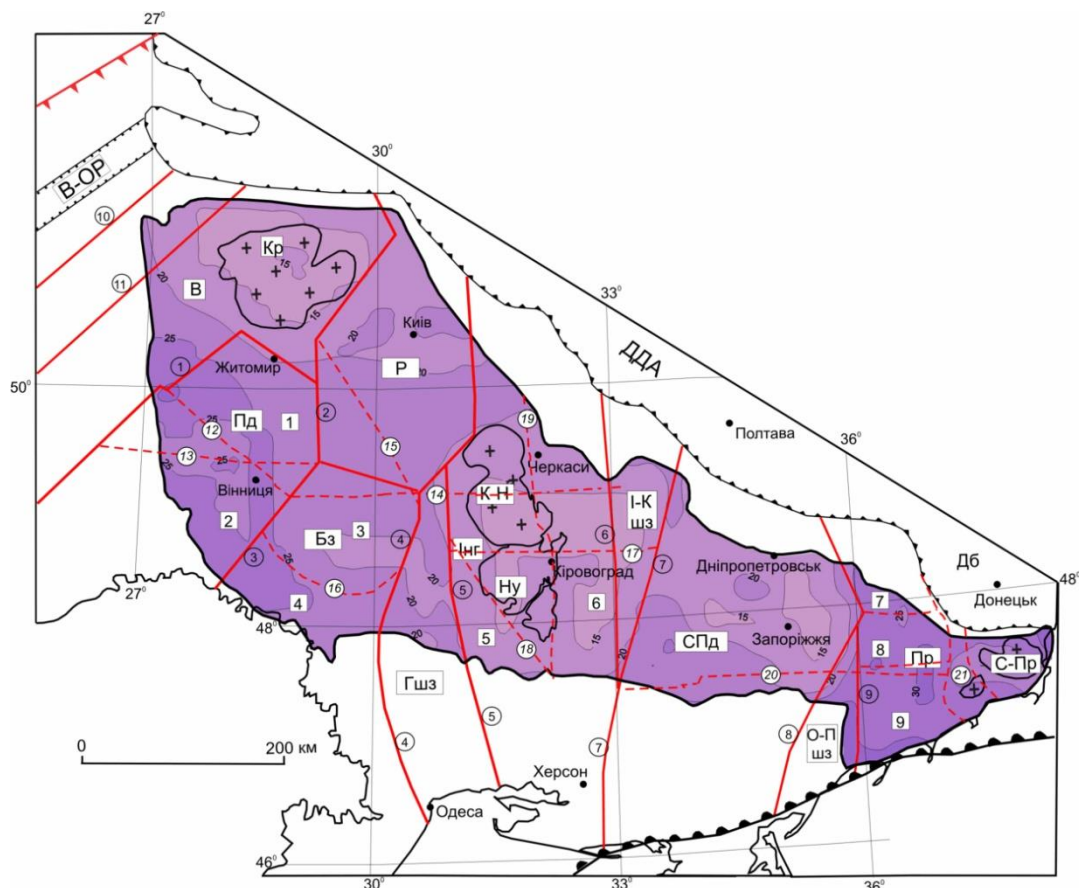


Рис.7.12. Схема потужності «діоритового» шару, ізолінії в км. Умовні позначення див. на рис. 7.1.

У Росинському мегаблоці переважають потужності 15 км. Винятком є територія на захід від м. Київ, яка характеризується збільшенням потужності шару до 25 км. Бузький мегаблок вирізняється поміж структур щита збільшеною потужністю «базальтового» шару, що коливається в межах 24—40 км. Максимальна потужність шару на південному сході структури, а найменша (20 км) на півночі. Для Інгульського мегаблока характерний розподіл на дві частини по Кіровоградській зоні розломів. На заході потужність шару значно більша (15—25 км), на сході менша (10—20 км). На північ від Суботсько-Мошоринської зони розломів на межі із Західноінгулецькою зоною присутня область, де потужність шару більше 25 км. У Середньопридніпровському мегаблоці «базальтовий» шар потужністю 20 км на заході зтоншується до центру мегаблока до 5 км, а в південній частині на межі з Оріхово-Павлоградською зоною зафіксовано меридіональну смугу потужністю більше 10 км. Приазовський мегаблок характеризується відсутністю «базальтового» шару на території Західноприазовського блока, за винятком незначної області на півночі, де потужність шару більше 5 км. В межах Східноприазовського блока вона варіює від 3 до 13 км. У Голованівській шовній зоні «базальтовий» шар на південному заході має найбільшу потужність (45 км), північніше до границі з Росинським мегаблоком він зтоншується до 20 км. У Інгулецько-Криворізькій шовній зоні потужність шару складає 10—20 км. Північніше Суботсько-Мошоринської зони розломів зі сходу на захід потужність шару різко зростає від 10 до 25 км. У Оріхово-Павлоградській зоні потужність шару близько 5 км.

Вздовж геотраверсу VIII спостерігається неузгодженість даних сейсмічної та тривимірної густинної моделей в глибинній частині земної кори. За розрахунками густинної моделі потужність «базальтового» шару зменшена, тобто основність кори менша, ніж це визначається в сейсмічній моделі. Можливими причинами неузгодженості обох моделей може бути наступне [Красовский, 1981]:

- підвищення тиску до 1500 МПа в основних і ультраосновних породах приводить до збільшення швидкості на 5—7 %, густини — на 1 %;

- в ультраосновних породах за високого тиску часто має місце анізотропія швидкості, що веде до підвищення швидкості поширення поздовжніх хвиль на 10—15 % (особливо зазнають таких змін піроксеніти і перидотити), густина при цьому не змінюється;
- при регресивному метаморфізмі мінерали з високою густиною (амфіболи, гранати, біотити) заміщуються мінералами з меншою густиною, що призводить до зменшення загальної густини порід;
- амфіболізація піроксенів, мусковитизація і особливо серпентинізація високощільних мінералів призводить до зниження густини порід;
- при підвищенні процентного вмісту оксидів в мінералах (Si, Na, K), густина породи знижується. Диференціацію потужності шарів в мегаблоках та шовних зонах ілюструє таблиця 7.1.

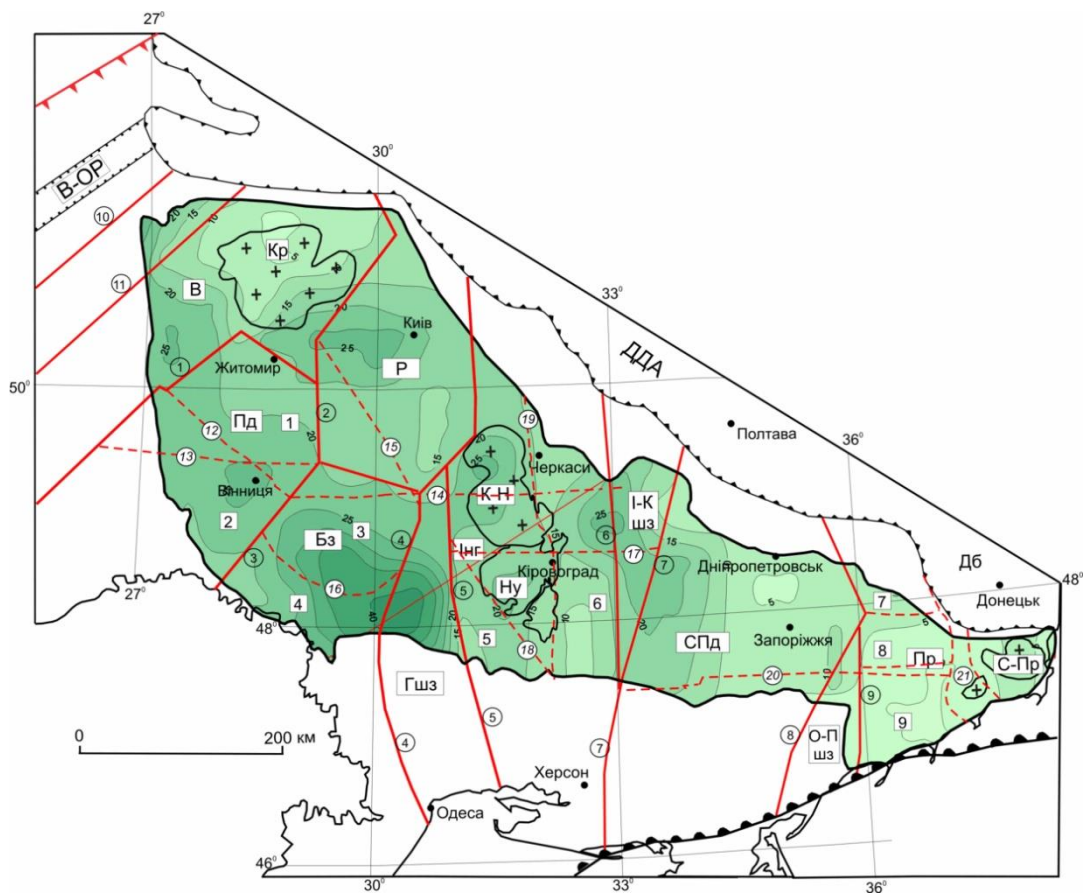


Рис.7.13. Схема потужності «базальтового» шару, ізолінії в км. Умовні позначення див. на рис.7.1.

Таблиця 7.1. Диференціація потужності шарів в мегаблоках та шовних зонах

Назва структури	Потужність шарів, км		
	«гранітний»	«діоритовий»	«базальтовий»
<i>Мегаблоки</i>			
Волинський	5—20	15—20	5—25
Подільський	0—5	20—25	20—25
Бузький	0—5	20—25	20—40
Росинський	0—10	18—20	15—25
Інгульський	5—15	15—20	10—20
Середньо-придніпровський	5—20	15—25	5—20
Приазовський	5—15	20—30	0—13
<i>Шовні зони</i>			
Голованівська	0—5	20	20—45
Інгулецько-Криворізька	10—15	15—20	10—25
Оріхово-Павлоградська	5—10	20—30	0—5

7.2. Побудова тривимірної геофізичної моделі літосфери шельфу, континентального схилу й глибоководної западини Чорного моря

Акваторія Чорного моря є найперспективнішою нафтогазоносною провінцією України. Ступінь їх освоєння дуже низький — біля 4 %. Прогнозування нових перспективних нафтогазових площ в українському секторі Чорного моря потребує розширення інформаційної бази інтерпретації шляхом комплектування методів ГСЗ, магнітометрії, гравіметрії, термометрії і результатів дослідження газових факелів у конусах виносу річок. Причому позитивні результати можуть бути отримані лише за умови нестандартного підходу до аналізу результатів геофізичних даних. Інтерпретація магнітних аномалій спрямована на виявлення градієнтних зон, пов'язаних з земною корою, де під дією вуглеводнів флюїдів відбувається зміна магнітної сприйнятливості. Детальне тривимірне гравітаційне моделювання було направлено на трасування тектонічних порушень в консолідованій корі, без яких не існує каналів транспортування вуглеводнів. Аналіз термодинамічних параметрів осадового чохла визначав акваторії зі сприятливими умовами для утворення і збереження ВВ. Схема розповсюдження газових виходів дала змогу виявити ділянки, де ВВ просочуються на морське дно. Оскільки газові виділення є прямими показниками скупчення вуглеводнів у земній корі, їх урахування суттєво знижують ризики пошуково-розвідувальних робіт. Більше 75 % нафтогазоносних провінцій світу супроводжуються проявами вуглеводнів, які не вказують на зруйнованість або виснаженість родовищ, про що свідчить інтенсивна експлуатація протягом десятиліть сотні родовищ у різних країнах [Clarke, Cleverly, 1991].

Для прогнозування в українському секторі Чорного моря перспективних нафтогазових площ були вирішені такі головні завдання [Кутас и др., 1997; Kutas, Roort, 2008; Старостенко и др., 2010; Русаков и др., 2011; Starostenko et al., 2015]:
- побудовано карти потенціальних полів, батиметрії, теплового потоку, глибин залягання горизонтів осадового чохла й поверхні Мохоровичича шельфу,

континентального схилу й глибоководної западини Чорного моря в цифровому форматі масштабу 1:500 000;

- проведено аналіз регіональних особливостей термодинамічних умов літосфери шельфу, континентального схилу й глибоководної западини Чорного моря;

- побудовано гравітаційну й магнітну моделі літосфери шельфу, континентального схилу й глибоководної западини Чорного моря;

- складено схему розломної тектоніки консолідованої кори шельфу, континентального схилу й глибоководної западини Чорного моря масштабу 1:500 000;

- розроблено рекомендації щодо розширення перспективних нафтогазових площ.

Основні структури Чорноморського регіону і його обрамлення

В останні роки внутрішньоконтинентальна западина Чорного моря стала об'єктом багатьох національних і міжнародних досліджень, оскільки вона відіграє ключову роль у розумінні тектонічної еволюції центральної частини давнього океану Тетис і має значний вуглеводневий потенціал. Багато різних гіпотез пояснюють механізм походження Чорного моря, огляд яких подано в [Пийп, Ермаков, 2011; Старостенко и др., 2019]. Хоча в останні роки широко розповсюджено уявлення про мегазападину Чорного моря як задуговий басейн, багато деталей її походження та еволюції є предметом гострих дискусій. Основні відмінності геодинамічних моделей регіону стосуються віку розкриття западини Чорного моря, визначення положення, кількості та розмірів первинних фрагментів Неотетиса, які пов'язані з тектонічним розвитком регіону. Загалом, сучасна геологічна будова западини Чорного моря базується на приповерхневій інформації — сейсмічній стратиграфії, будові осадових шарів, результатах декількох профілів ГСЗ і геологічних спостереженнях на навколишній суші [Краснощек, 1976; Finetti et al., 1988; Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 2015a]. Однак, її недостатньо, щоб забезпечити вирішення основних тектонічних

проблем, а саме: часу розкриття та подальшої еволюції Західно-Чорноморської (ЗЧЗ) і Східно-Чорноморської (СЧЗ) западин.

Тектонічна схема западини Чорного моря та її обрамлення (рис. 7.14) складена на основі Міжнародної тектонічної карти Європи й навколишніх регіонів (1981), Міжнародної тектонічної карти Європи (1996) і доповнена даними [Чекунов, Маловицкий, 1975; Finetti et al., 1988; Robinson, 1997; Rangin et al., 2002; Vozkurt et al., 2003; Nikishin et al., 2003, 2015a, б]. Тектонічна будова району досліджень дуже складна й неоднорідна. Западина Чорного моря оточена структурами різного віку — від докембрію до кайнозою, головні елементи яких, зазвичай, простежуються на шельфі. На півночі це — Східноєвропейська платформа (СЄП), Скіфська плита (СП), альпійський складчастий пояс Криму і Кавказу, на сході — Ріонська депресія і Аджаро-Тріалетська складчаста система, на півдні — Понтиди, на заході — Північнодобруджинський ороген, Мізійська плита, складчасто-насувний пояс Балканід і Родопський масив. Депресія Чорного моря складається з двох западин, в яких розвинені структури різного походження та історії розвитку.

Західно-Чорноморська западина вирізняється тим, що потужність післякрейдових відкладів в її західній частині трохи менше (12 км), ніж у східній (14 км), зокрема, майкопських відкладів (3,5 і 5 км відповідно). Поверхня консолідованої кори западини характеризується плоским рельєфом і крутими, майже симетричними бортами, в яких у відносно вузьких зонах (перші десятки кілометрів) відзначається перепад глибин до 4 км [Туголесов, и др., 1985].

У *Східно-Чорноморській западині* поверхня крейдових відкладів розташована в середньому на глибинах 11—12 км і ускладнена невеликими антиклінальними підняттями з амплітудою 1—3 км [Туголесов, и др., 1985]. Товщина майкопських відкладів досягає 4 км. Велика потужність осадових відкладів витримується на схід майже до аджарського узбережжя.

Центрально-Чорноморське підняття, яке складається з хребтів Андрусова і Архангельського, розділяє ЗЧЗ і СЧЗ. На хребті Андрусова покрівля відкладів

крейди розташована на глибині 6 км, відклади еоцену відсутні. На півночі підняття стикується зі складчастими спорудами Гірського Криму, на півдні — з хребтом Архангельського (Ар) і з вузькою (завширшки близько 35 км) Синопською западиною, яка відокремлює хребет від Центральних Понтид. На хребті Архангельського покрівля крейди знаходиться на відмітках менше 1 км.

Підняття Шатського простягається від Ріонської западини в північно-західному напрямку вздовж північно-східного схилу СЧЗ. У структурному плані воно проявляється відсутністю майкопських і еоценових відкладів по осі підняття і заляганням покрівлі крейди на глибині 5 км, що на 5 км вище, ніж у сусідніх структурах. Нижче на глибинах близько 9 км виявлено сейсмічну границю, яка відповідає покрівлі юрських відкладів [Туголесов, и др., 1985].

Туапсинський прогин витягнутий уздовж кавказького узбережжя і примикає до шельфу. Він проявляється по покрівлі крейдових відкладів зануренням до глибини 10 км. Майкопські відклади мають потужність 5 км і різко виклинюються на шельфі.

Прогин Сорокіна простягається вздовж кримського узбережжя і має торцеве зчленування зі структурами на південному сході. Поверхня відкладів крейди залягає на глибинах 9 км; потужність майкопських осадових відкладів у західній частині западини становить 4 км, у східній — 5 км.

Глибинна будова кори регіону викладена в численних публікаціях. Найповніші огляд його вивченості приведено в роботі [Старостенко и др., 2019]. Чорноморський регіон характеризується диференційованим рельєфом підосви кори, глибина залягання якої в межах акваторії коливається від 19 до 36 км. У складі консолідованої кори умовно виділяються «гранітний» і «базальтовий» шари. При цьому базальтовий склад кори характерний для ЗЧЗ і центральної частини СЧЗ. Дані про будову верхньої мантиї за результатами інтерпретації сейсмічної томографії були використані при інтерпретації геофізичних полів [Бугаєнко и др., 2008].

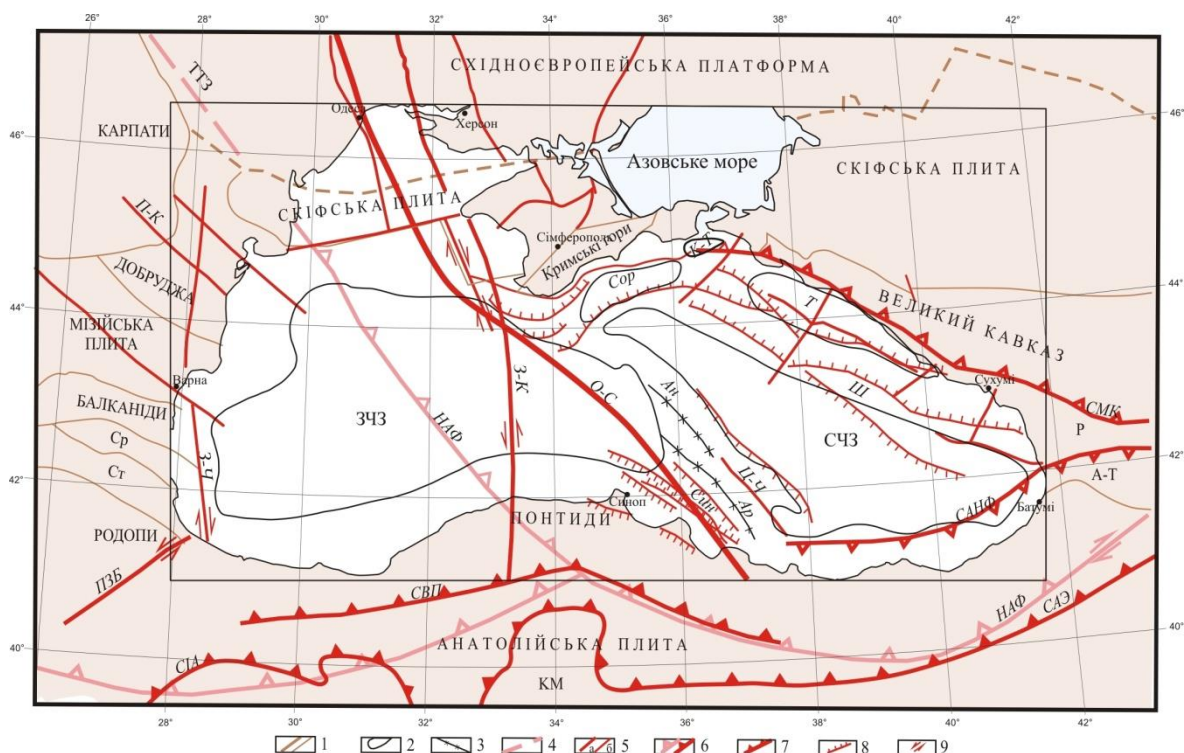


Рис. 7.14. Оглядова карта основних структур Чорноморського регіону і його обрамлення масштабу 1:500 000: 1 — границі суміжних тектонічних елементів; 2 — основні структури западин Чорного моря, 3 — осі підняття Андрусова (Ан) і Архангельського (Ар), за [16]; 4 — передбачуване південно-східне закінчення зони Тейсейре—Торнквіста (ТТЗ), 5 — розломи першого (а) та другого (б) рангу; 6 — сuture; 7 — насуви, 8 — скиди; 9 — відносні зміщення вздовж розломів.

Структури: Ср — Середньогір'я, Ст — Странджа, Р — Ріонська западина, А-Т — Аджаро-Тріалетська складчаста система, КМ — масив Кіршехір, ЗЧЗ — Західно - Чорноморська западина, СЧЗ — Східно-Чорноморська, Сор — прогин Сорокіна, К-Т — Керченсько-Таманський прогин, Т — Туапсинський прогин, Син — Синопський прогин, ЦЧ — Центрально-Чорноморське підняття, Ш — підняття Шатського; *розломи:* П-К — Печеняга-Камена, ПЗБ — Південно-Західних Балкан, З-Ч — Західночорноморський, З-К — Західнокримський, О-С — Одесько-Синопський; *сuture:* СМК — Малога Кавказу, СВП — Внутрішніх Понтид, САЕ — Анкара—Ерзинкан; СІА — Ізмір—Анкара; НАФ — неоальпійський фронт насувів [Finetti et al., 1988]

Не вдаючись в обговорення різних дискусійних тектонічних моделей Чорноморського регіону, коротко проаналізуємо співвідношення між тектонічними елементами в межах акваторії та їх продовженням на суші. Протягання основних розломів і границь структур на суші на північній та південній окраїнах акваторії узгоджуються із сучасними границями западин Чорного моря. Підкидно-насувні розломи СЧЗ північно-західного і північно-східного простягання складають єдину систему з розломами Великого Кавказу. Найбільші розломи орогена Добруджі і Мізійської плити ортогональні границям басейну і субпаралельні Одесько-Синопському розлому, Неоальпійському фронту насувів і передбачуваному південно-східному продовженню Транс'європейської шовної зони (ТТЗ), генеральне простягання якої показано на рис.7.14. Одесько-Синопський розлом — міжрегіональна структура, яка поділяє Західно-Чорноморську і Східно-Чорноморську западини і простягається від ССП до Понтид.

Уточнення гравітаційної моделі літосфери шельфу, континентального схилу й глибоководної западини Чорного моря

Для підготовки основи тривимірного гравітаційного моделювання літосфери шельфу, континентального схилу й глибоководної западини Чорного моря підготовлено цифрові каталоги аномалій в редукції у вільному повітрі, рельєфу дна, покривель відкладів майкопу, еоцену, поверхні Мохоровичича. Всі дані отримано за сіткою $5,0 \times 5,0$ км. Матриці кожного параметру одержано в 16855 точках.

Характеристика гравітаційного поля ($\Delta g_{в.п}$)

Оскільки на цей час існують лише схема гравітаційних аномалій [Вольвовский, Старостенко, 1996], спрощена карта гравітаційного поля [Starostenko et al., 2004] і карта ($\Delta g_{в.п}$) вузької прибережної смуги на півночі моря, каталог аномалій у вільному повітрі складено використовуючи переважно архівні

дані різних організацій, які проводили зйомки в Чорному морі протягом 40 років. Карта побудована з перетином ізоліній 5 мГал (рис.7.15).

У гравітаційному полі Західно-Чорноморська западина розділяється на західну і східну області. Першій притаманні слабододатні значення $\Delta g_{в.п.}$, а іншій — слабовід’ємні. На заході западини біля шельфу Болгарії розташований мінімум ізометричної форми інтенсивністю до -70 мГал. На північному заході ЗЧЗ зафіксована позитивна аномалія інтенсивністю більше 60 мГал.

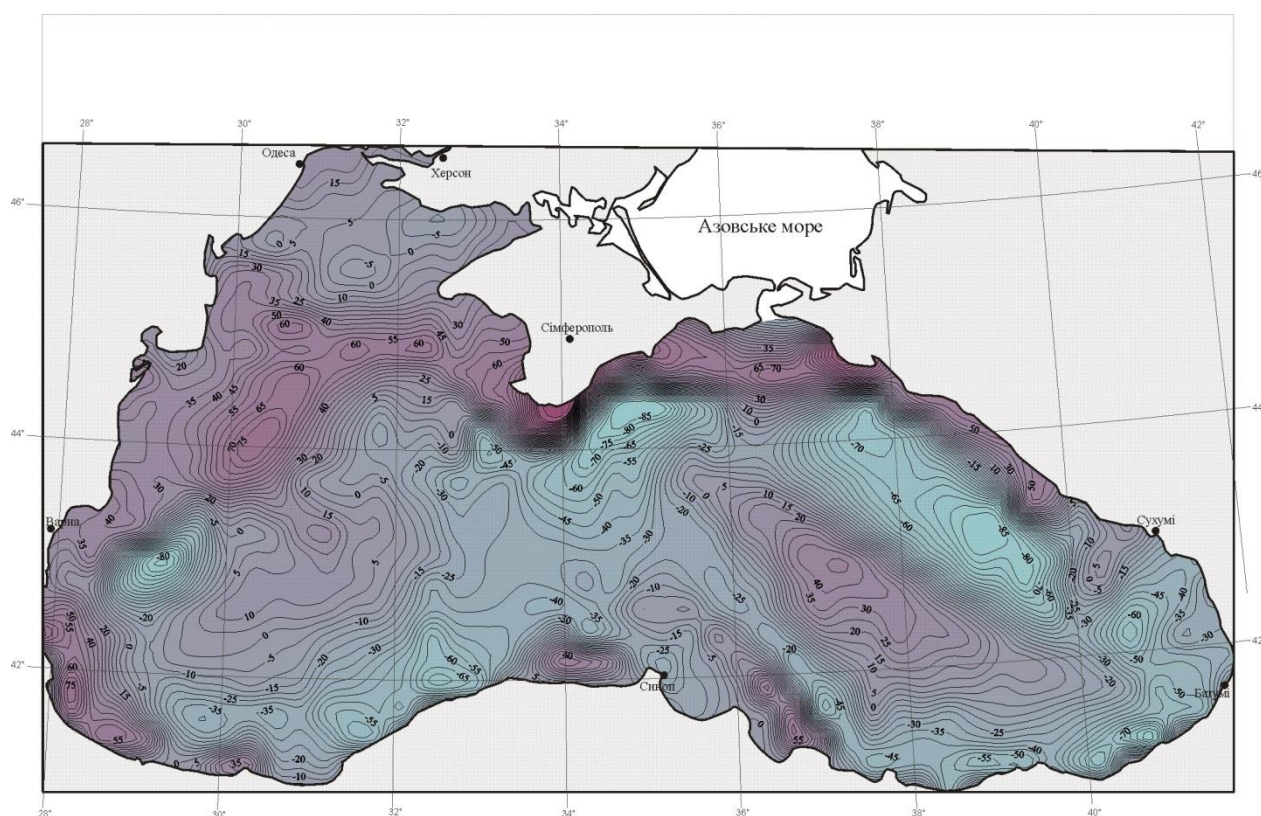


Рис.7.15. Карта гравітаційного поля Чорного моря масштабу 1:500 000, мГал.

У межах СЧЗ аномальна область витягнута в північно-західному напрямку і характеризується слабопозитивними значеннями. На північному заході (у бік прогину Сорокіна) і на південному сході (районі Аджаро-Тріалетської зони, де ЗЧЗ закінчується неподалік від узбережжя) гравітаційне поле поступово знижується від -60 і -50 мГал відповідно.

Центрально-Чорноморському підняттю відповідає відносно стабільне слабонегативне поле інтенсивністю до -25 мГал. Над підняттям Архангельського інтенсивність поля досягає -30 мГал.

Західна частина прогину Сорокіна проявляється інтенсивним мінімумом з екстремальною величиною -80 мГал, східна — максимумом інтенсивністю $+50$ мГал.

Підняття Шатського чітко фіксується переважно різко негативним полем (до -80 мГал). Контакт між Туапсинською западиною і підняттям Шатського в гравітаційному полі не відповідає геологічній конфігурації цих структур.

Північно-західна частина Туапсинського прогину характеризується зоною градієнтів, а північно-східна — максимумом, величина якого перевищує $+40$ мГал.

Спостережені аномалії гравітаційного поля містять інформацію про весь розріз земної кори і верхньої мантії регіону. Тому рідко спостерігаються відповідності конфігурацій тектонічних структур і морфології гравітаційного поля. У зв'язку з цим більш чітку кореляцію між ними можна спостерігати в залишковому полі.

Вихідні дані для побудови тривимірної гравітаційної моделі літосфери

Каталог глибин Чорного моря складено на базі офіційних карт Державної гідрографічної служби України (16855 точок). Карта рельєфу дна показана на рис.7.16. На акваторії моря виокремлюються три головні геоморфологічні елементи.

Шельф визначається як прибережна частина материкової окраїни до глибини 200 м, в межах якої різко змінюється схил дна. У Чорному морі це відбувається переважно на глибинах 100—200 м. Ширина шельфу коливається від декількох кілометрів до 250 км. Найбільша її ширина спостерігається в північно-західній частині моря. Континентальний схил відповідає вузькій зоні перегину

морського дна від зовнішнього шельфу до глибини 1830 км. Ширина континентального схилу 20—140 км.

У глибоководній западині дно відносно рівне, переважають глибини більше 2000 м. Максимальна глибина складає 2211 м при середній глибині 1240 м.

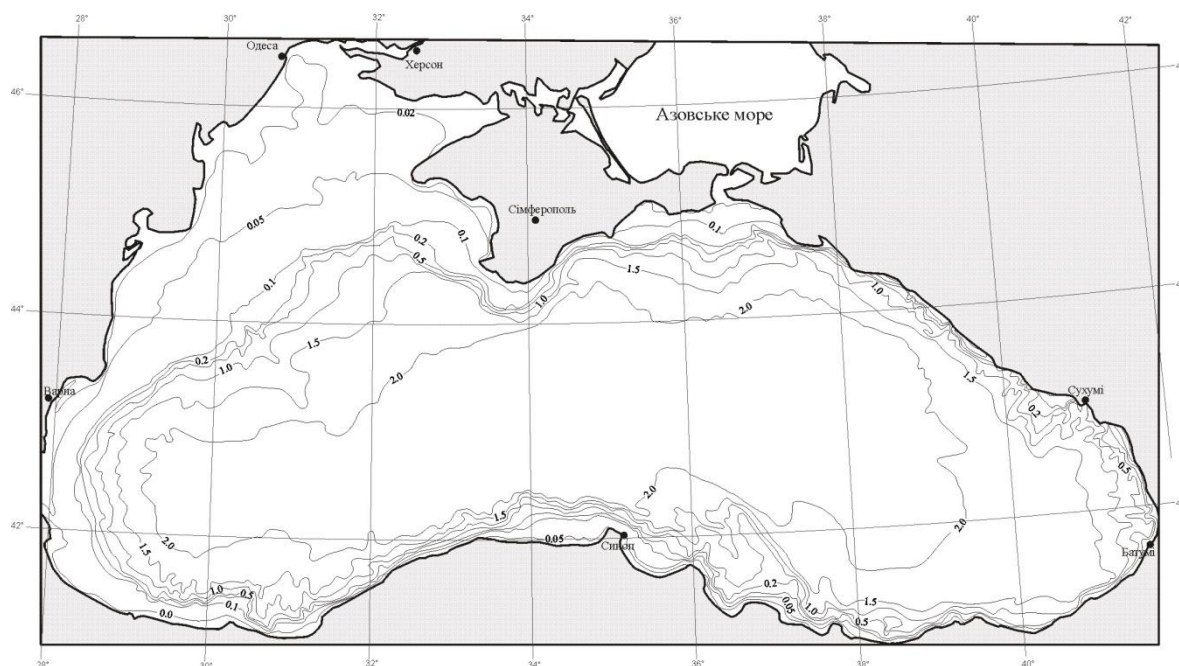


Рис.7.16. Карта рельєфу дна Чорного моря масштабу 1:500 000, км.

Каталоги осадових порід створено на основі карт [Туголесов и др, 1985; Безверхов, 1988] і сейсмічних даних [Попадюк, 2009]. Карта покрівлі відкладів майкопу показана на рис. 7.17.

Глибина до покрівлі відкладів майкопу змінюється від декількох метрів до більше 7000 м. Мінімальна величина зафіксована біля узбережжя на північно-західному шельфі. Максимальні глибини спостерігаються в центрі СЧЗ і на шельфі в районі м. Батумі.

Покрівля майкопу повсюдно похило нахилена від бортів западини до їхніх центрів. Проте крутизна різна. На південному схилі ЗЧЗ перегин покрівлі майкопу більше похилий і більше зтяжний, ніж на північному. У північно-західній і північно-східній частинах СЧЗ глибина до покрівлі різко збільшується в бік

западини. У районі Батумського шельфу глибина навпаки збільшується в бік континенту.

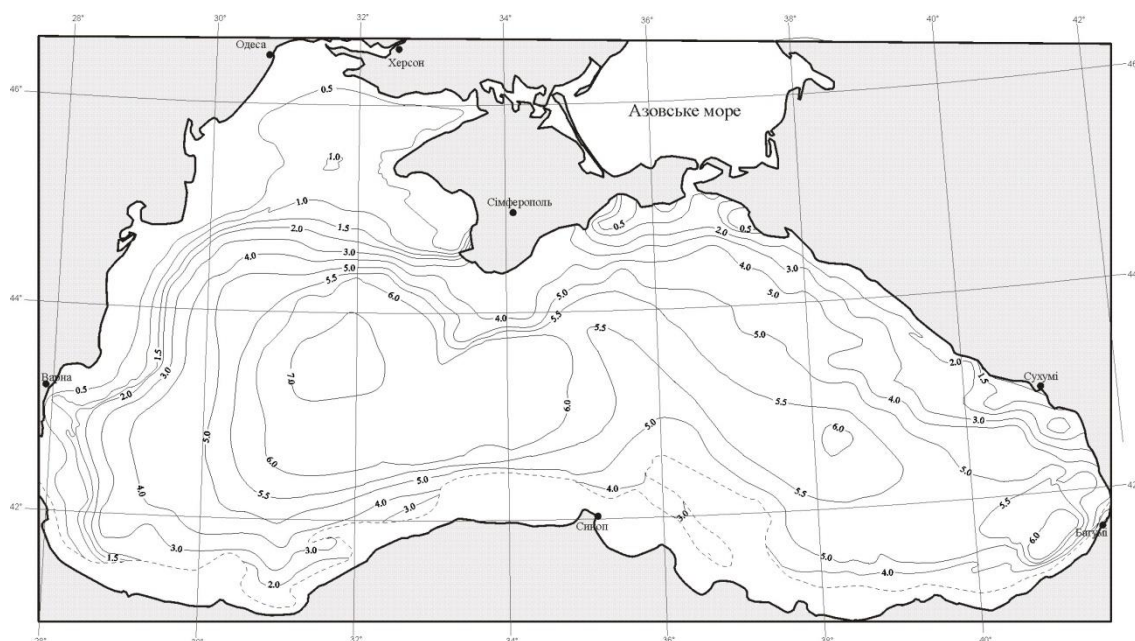


Рис. 7.17. Карта глибин залягання покрівлі майкопу Чорного моря масштабу 1:500 000, км.

Конфігурація ізоліній глибин залягання покрівлі відкладів еоцену в загальних рисах подібна до тієї, яка спостерігається для майкопу (рис 7.18). Але вона більш диференційованіша, причому крутизна нахилу покрівлі від бортів западин до їхніх центрів значно більша. Максимальна глибина до покрівлі 12,5 км спостерігається на сході ЗЧЗ біля її границі з СЧЗ, де простягання ізоліній глибин покрівлі із широтного змінюється на південно-східне. У СЧЗ ізолінії протягуються в меридіональному напрямку паралельно простягання Центрально-Чорноморського підняття, яке відокремлює головні западини Чорного моря.

Порівняно з глибинами до покрівлі еоцену в сусідніх западинах вона піднімається на декілька кілометрів. Зменшення глибин до 5 км характерне для підняття Шатського. У Керченсько-Таманському й Туапсинському прогинах глибини досягають 9 км.

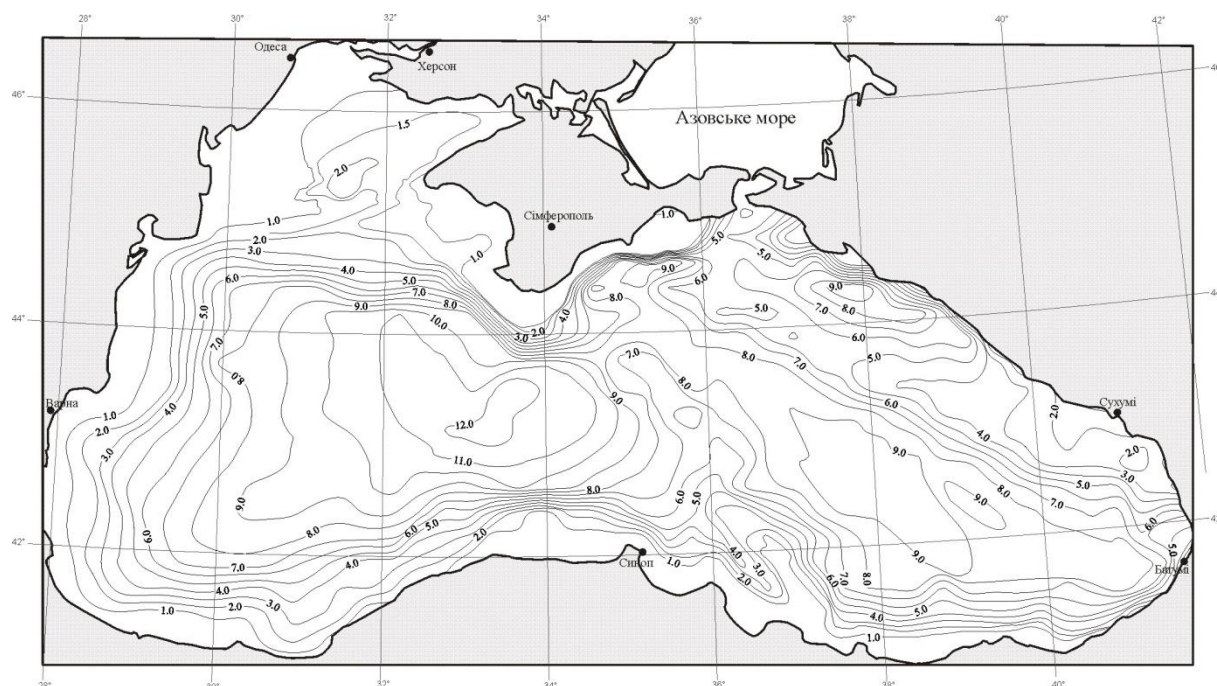


Рис. 7.18. Карта глибин залягання покрівлі еоцену Чорного моря масштабу 1:500 000, км.

Ізолінії глибин залягання покрівлі відкладів крейди чітко утворюють два генеральних тренди — широтний і меридіональний (рис. 7.19) Перший спостерігається в ЗЧЗ, а другий притаманний СЧЗ. Найбільша глибина (до 16 км) зафіксована в ЗЧЗ. Величині менші 1 км спостерігаються біля бортів мегазападни. ЗЧЗ і СЧЗ відокремлюються одна від одної вузькою смугою різких градієнтів ізоліній, яка просторово збігається з Центрально-Чорноморським підняттям. У СЧЗ конфігурація ізоліній більш складна, ніж в ЗЧЗ, де центральна частина оконтурена ізолінією 15 км.

Методика побудови тривимірної гравітаційної моделі

Невід’ємними логічно узгодженими елементами будь-якого регіонального моделювання є формування відносної густини геологічних шарів і вибір функції приведення розрахункового поля. Оскільки ця проблема найбільше обґрунтована в публікації [Starostenko et al., 2004], відповідно була використана методологія цих авторів. Її принципова перевага перед тими, які застосовуються в

моделюванні регіональних структур, полягає в тому, що лише вона дає змогу кількісно оцінювати регіональні й локальні відмінності між спостереженим і модельним полем на величезних площах, шляхом визначення гравітаційного ефекту в єдиній референтній системі. Згідно з цим підходом, аномальні густини формуються відносно густини верхньої мантії ($3,32 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ чи $\text{г}/\text{см}^3$) на поверхні Мохоровичича (41 км) стабільної докембрійської платформи. Її гравітаційний ефект складає -870 мГал при нульовому спостереженому гравітаційному полі. Розраховані гравітаційні ефекти шарів земної кори редукуються до значення -70 мГал, яке приймається за відліковий рівень модельного поля. Обов'язковою складовою цього підходу є також послідовне вилучення зі спостереженого поля ефектів залягаючих вище шарів, чий параметри, зазвичай, краще обґрунтовані фактичним матеріалом, що суттєво збільшує достовірність інтерпретації глибинних горизонтів

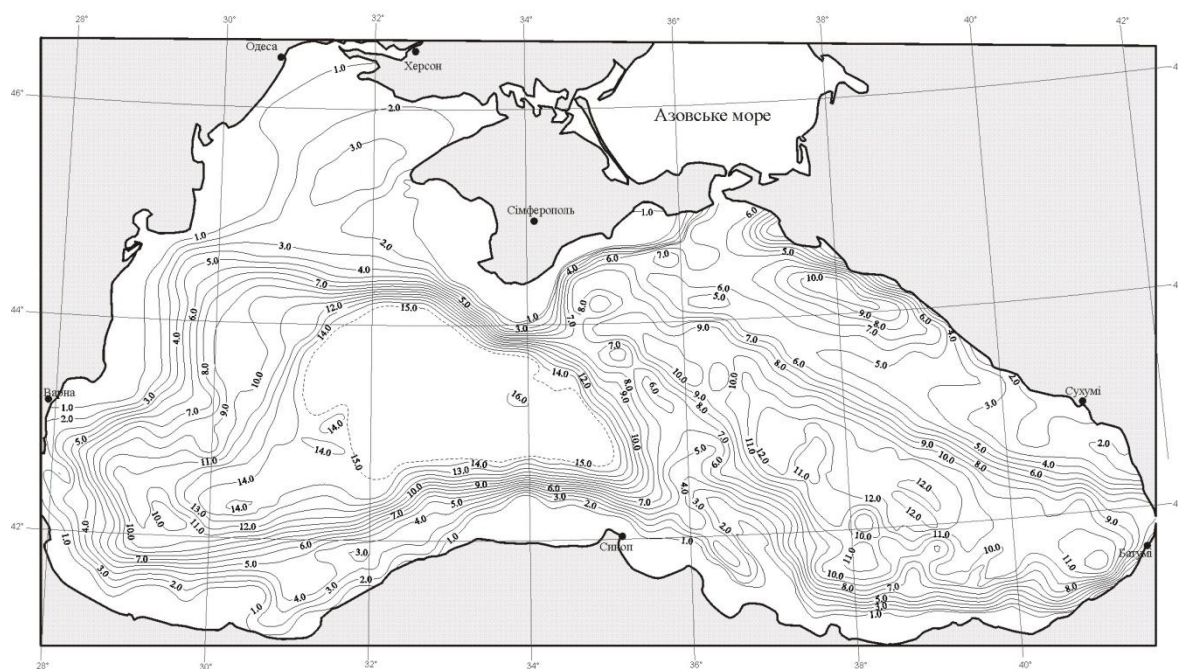


Рис. 7.19. Карта глибин залягання покрівлі крейди Чорного моря масштабу 1:500 000, км.

Обчислення гравітаційного ефекту проведено за допомогою програмного комплексу автоматичного вводу в комп'ютер геолого-геофізичних карт і

представлення їх у цифровій формі, візуалізації та інтерактивній корекції тривимірних геофізичних моделей на екрані монітора [Старостенко и др., 2015]. Це суттєво збільшує роздільну здатність та інтерпретаційні можливості тривимірного геофізичного моделювання.

Достовірність тривимірної гравітаційної моделі будь-якого масштабу залежить від точності визначення двох параметрів — густини геологічних горизонтів і їхньої потужності. Критичними для Чорного моря, де потужність осадових порід до покрівлі крейди досягає 16 км, є значення густини осадових шарів. Це обумовлено двома факторами. По-перше, помилка у визначенні границь осадових шарів методом MBX-СГТ складає всього $\pm 0,1$ км [Туголесов и др., 1985]. По-друге, гравітаційний ефект осадового чохла в 4,5 рази перевищує цей параметр для консолідованої кори [Макаренко, 1997]. Якщо параметризація геологічних шарів проведена достатньо обґрунтовано, то в процесі регіонального моделювання на перший план виходить його методологія, від якої залежить достовірність кореляції будови віддалених один від одного великих тектонічних структур.

Обґрунтування вибору густини осадових порід

Густина осадових порід контролюється різними факторами (літологічний склад, фаціальні зміни, діагенез, тектонічні події і таке інше). На густину осадових порід впливають різні фактори — літологічний склад, фаціальні зміни, діагенез, тектонічні події і таке інше. Оскільки ці фактори на одних і тих же глибинах у регіональному масштабі діють по-різному, у кожному конкретному випадку необхідно визначати криву зміни густини для окремих стратиграфічних горизонтів, а потім їх узагальнювати для всієї товщі. З огляду на такі міркування в роботі використані результати вивчення густини осадового чохла Чорного моря, які проведено за трьома напрямками [Старостенко и др., 2003, 2008, 2019, 2020]:

1) вивчення густини зразків порід із свердловин на північно-західному шельфі і глибоководній западині;

- 2) визначення аналітичного виразу для лінійної й експоненціальної зміни густини з глибиною;
- 3) розрахунок величин густини за перевідними формулами швидкість—густина.

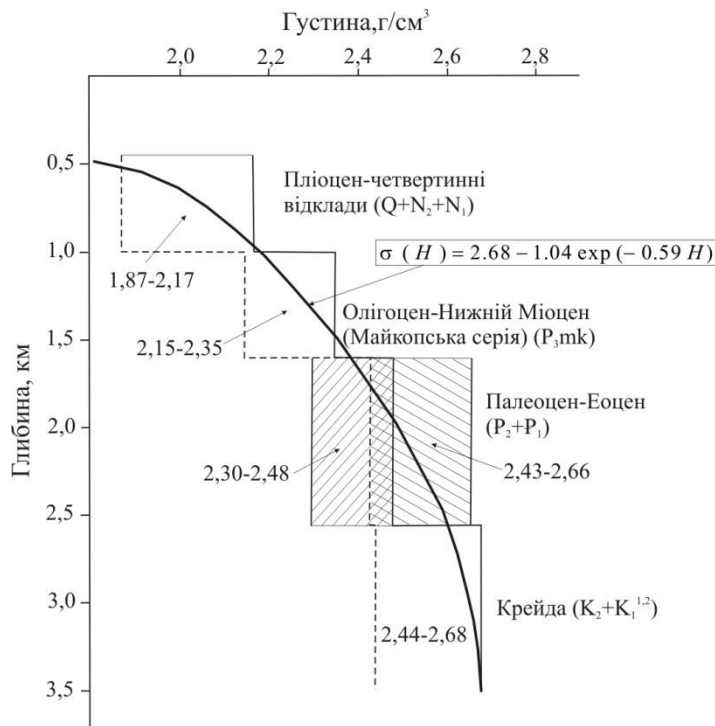


Рис. 7.20. Узагальнена функція зміни густини з глибиною для північно-західного шельфу Чорного моря.

Дослідження зміни густини з глибиною здійснено за даними вимірювань густини зразків з 17 свердловин на північно-західному шельфі і з 3 – у Східно-Чорноморській западині. Максимальна глибина відбору морських зразків складає 3,5 км. Додатково було залучено дані, отримані лабораторними вимірами густини зразків з відслонень і свердловин на прилягаючому суходолі. Узагальнення всієї інформації представлено у графічному вигляді на рис.7.20, де крива $f = \sigma(H)$ відповідає експоненціальній залежності. Рис.7.21 демонструє зміну густини з глибиною в свердловині Одеса-2, яка адекватно апроксимується такою ж залежністю.

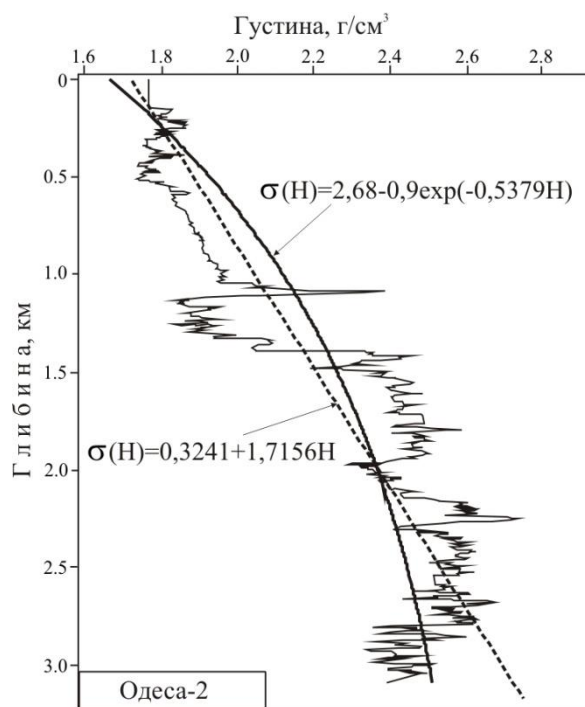


Рис. 7.21. Зміна густини з глибиною в св. Одеса-2.

Оскільки наведені дані характеризують розподіл густини до максимальної глибини 3,5 км, а потужність осадового чохла перевищує 16 км, потрібно додатково використати іншу інформацію. У цьому контексті плідним підходом є визначення залежності значень густини від швидкості поширення сейсмічних хвиль. Для Чорноморського регіону запропоновано дві залежності між густиною і швидкістю поширення повздовжніх хвиль. Крива $f = \sigma(V)$ на рис.7.22. обґрунтована вимірами цих параметрів на 1400 зразках з глибоких свердловин прибережних областей Західної Грузії і Кубані [Балавадзе и др, 1976]. Інша крива [Пивоваров, Логвин, 2001] є результат підбору залежності швидкість—густина уздовж профілю КМЗХ-ГСЗ на Чорноморській плиті. Не зважаючи на різну методику визначення графіків $f = \sigma(V)$, максимальна різниця значень густини, розрахованої для однакої швидкості, становить усього $0,03 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$.

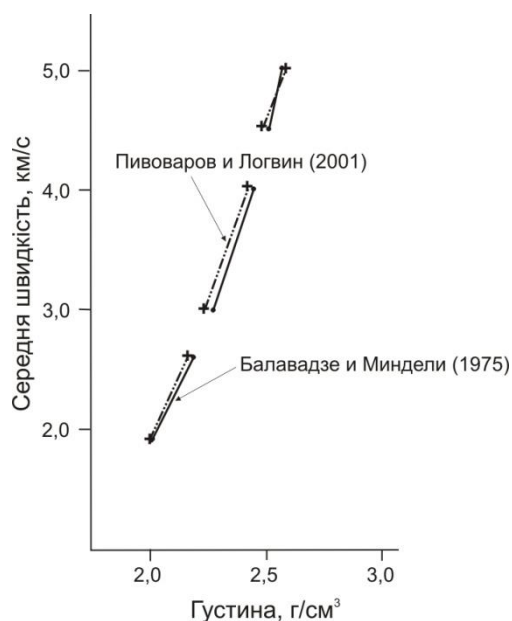


Рис. 7.22. Графіки залежності густини від швидкості поширення повздовжніх хвиль у породах Чорноморського регіону.

Аналіз складу порід осадового чохла Чорного моря показав, що в них тією чи іншою мірою присутня глиниста складова. Особливо це стосується майкопських відкладів, які залягають до глибини 10,5 км. Узагальнення інформації про фізичні властивості глинистих порід з глибоких свердловин Індольського прогину, південно-західної рівнини Керченського півострова, Азербайджану й Прикаспійської западини, доповненої даними з Чорного моря, дало змогу побудувати криву $f=\sigma(H)$, яка найбільш адекватно відповідає зміні густини з глибиною (рис. 7.23).

Гравітаційна модель представлена водою і трьома чотирма осадовими шарами з такою густиною у кожному з них:

- вода ($1,03 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$);
- пліоцен-антропогенні відклади (покрівля — рельєф дна, підшва — поверхня відкладів майкопської серії; густина $1,87\text{—}2,17 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$);
- майкопські відклади (покрівля — поверхня відкладів майкопської серії, підшва — нижня частина відкладів майкопської серії, густина $2,34 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$);
- палеоцен-еоценові відклади (покрівля — нижня частина майкопської серії, підшва — покрівля верхньої крейди; густина $2,57 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$);

- відклади крейди (покрівля — покрівля верхньої крейди, підшва — рельєф консолідованого фундаменту; густина $2,645 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$).

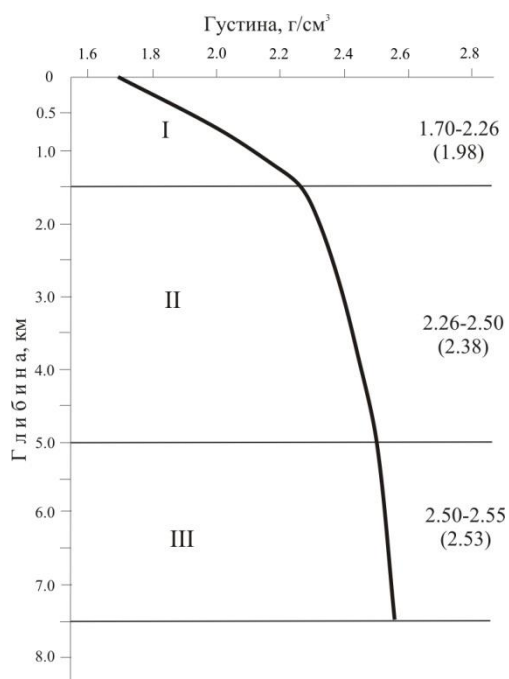


Рис. 7.23. Графік залежності густини осадових порід від глибини залягання в Чорному морі.

Гравітаційний ефект кожного осадового горизонту було обчислено з урахуванням топографії його покрівлі і підшви, тому що густина осадків осадових відкладів різної потужності дуже відрізняється одна від одної. Така процедура обчислень забезпечила високу точність визначення вкладу в осадових відкладів у спостережене поле [Старостенко и др., 2015].

Гравітаційний ефект мантії

Щоб виділити гравітаційний ефект консолідованої кори мегазападни Чорного моря для вивчення розломної тектоніки, із спостереженого гравітаційного поля необхідно видалити ефекти води, осадових шарів і мантії.

Для визначення мантійної компоненти западини Чорного моря застосовано метод, заснований на залежності швидкість/густина, оскільки він дає змогу

детально охарактеризувати розподіл густини при наявності карт сейсмічних швидкостей за даними V_P -томографії [Старостенко и др., 2010]. Щоб реалізувати зазначений метод на практиці, необхідно вивести співвідношення $\rho = f(V_P)$ наступним чином. Для референтної моделі Землі на глибинах від 24 до 220 км були прийняті значення швидкості поширення поздовжніх хвиль (V_P) і густини (ρ) за даними [Dziewonsky, Anderson, 1981], і методом найменших квадратів отримано співвідношення [Налимов, 1960]: $\rho = 0,176 V_P + 1,955$.

Потім для кожного з семи рівнянь, для яких відомі швидкості поширення сейсмічних хвиль [Бугаенко и др., 2008], за формулою були розраховані значення густини через 25 км в діапазоні 50—200 км. Для отримання інтегрального ефекту шару від 50 до 200 км були розраховані і просумовані гравітаційні ефекти кожного із семи шарів однакової потужності (25 км). Щоб привести гравітаційні ефекти всіх шарів до єдиного рівня, аномальні значення густини кожного з них були сформовані відносно референтної кривої зміни густини з глибиною докембрійського кратону [Бурьянов и др., 1981]. У межах Чорного моря гравітаційний ефект мантії змінюється від +22 до -50 мГал, причому в центральних частинах ЗЧЗ і СЧЗ його значення відрізняються на 5—10 мГал (рис. 7.24).

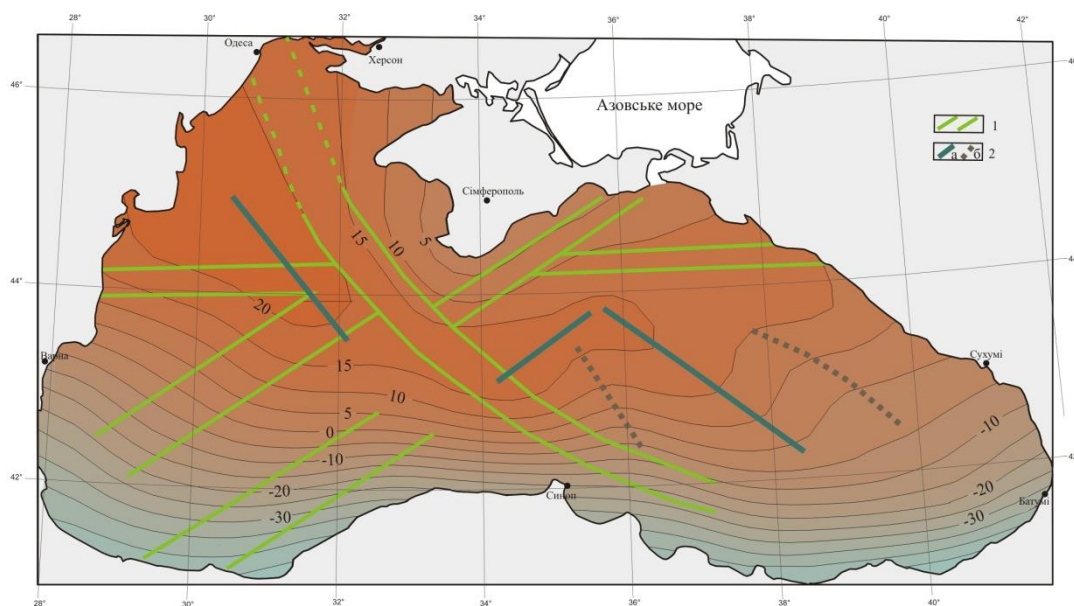


Рис. 7.24. Гравітаційний ефект мантії Чорного моря, мГал.

Мантійна компонента Чорного моря слабо диференційована (рис. 7.24). Проте вона має свої особливості в западинах. У ЗЧЗ спостерігається градієнтне збільшення поля з півдня на північ. Для СЧЗ характерна наявність відносних позитивних і негативних аномалій. Простягання зони переходу від позитивних до негативних значень мантіїної компоненти просторово співпадає з конфігурацією мегазападини і Понтид. Найінтенсивніша аномалія (+22 мГал) займає північно-західну частину мегазападини.

Гравітаційний ефект периферійних інтрузій

По периферії Чорного моря розташовані великі позитивні аномалії гравітаційного поля, які обумовлені інтрузіями основного складу [Starostenko et al., 2004]. Щоб побудувати модель консолідованої кори Чорного моря без впливу приповерхневих тіл обмеженого розміру, їхні гравітаційні ефекти були вилучені із спостереженого поля.

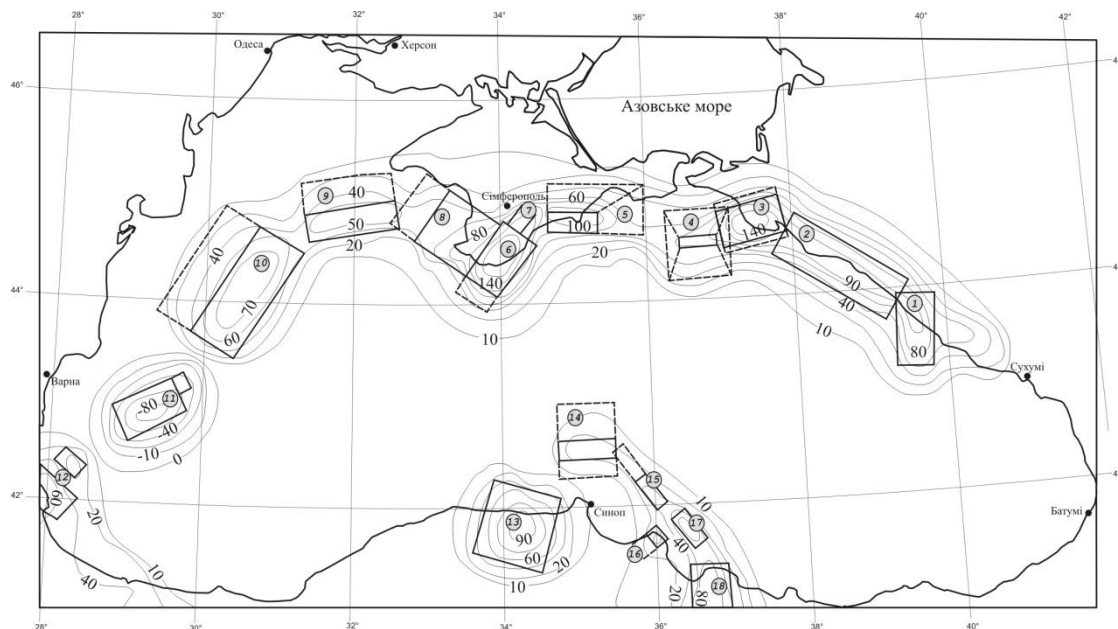


Рис. 7.25. Гравітаційні ефекти периферійних інтрузій Чорного моря, мГал.

Результати тривимірною моделювання цих аномалій показані на рис. 7.25. Збурювальні тіла апроксимовано 18 призмами. Аномальну густину кожного з них сформовано відносно фонової величини $2,72 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$, яка притаманна верхній корі

на шельфі. Виняток становить Кримсько-Кавказська зона, де прийнята густина 2,6—2,7 г·см⁻³ до глибини 10 км, що відповідає густині таврійської серії в Криму.

Параметри джерел гравітаційного поля подані в таблиці 7.2. Їхні верхні кромки залягають на глибинах 3,5—13 км залежно від потужності перекриваючих відкладів, зазвичай, вище покрівлі кристалічної кори. Максимальна глибина до подошви тіл становить 30 і 20 км у Східно-Чорноморській і Західно-Чорноморській котловині(ах) відповідно. Густина коливається від 2,84 до 3,32 г·см⁻³ за винятком тіла 11 у межах Губкінської аномалії (2,48—2,50 г·см⁻³). Периферійні гравітаційні аномалії Чорного моря ототожнюються з магматичними тілами різного віку аж до четвертинного.

Таблиця 7.2. Параметри збурювальних тіл периферійних гравітаційних аномалій

Тіла	Аномалія	Верхня кромка		Нижня кромка		Густина, г·см ⁻³
		Глибина, км	Розміри, км	Глибина, км	Розміри, км	
1	Західно-кавказська	5	40×80	30	40×80	2,89
2		5	50×190	30	50×190	2,87
3		4	40×70	30	56×70	2,94
4		3,5	10×40	30	70×55	2,89
5		3,5	20×55	30	55×105	2,92
6	Кримська	3,5	69×70	30	101×70	2,96
7		3,5	18×25	30	18×25	2,97
8		13	44×70	20	44×90	2,92
9		9	25×100	30	60×100	2,84
10	Губкінська	8	55×135	20	100×135	2,92
11		5,5	42×70	7	42×70	2,48
		7,5	—	20	—	2,50
12	Бургаська	3,5	30×80	20	30×80	2,88
		—	20×30	—	20×30	—
13		10	76×80	30	76×80	2,87
14	Синопська	13	20×63	19	80×63	2,89
15		5	16×69	25	16×78	2,92
16		5	16×20	25	20×36	2,88
17		4	20×41	25	20×41	3,02
18		5	50×81	25	50×81	2,89

Гравітаційний ефект консолідованої кори

Залишкове гравітаційне поле консолідованої кори отримано вилученням сумарного гравітаційного ефекту води, осадових відкладів, периферійних інтрузій і мантії із спостереженого поля [Starostenko et al., 2004]. Воно представлено негативними значеннями, оскільки аномальні густини шару води та осадових відкладів віднесені до густини мантії. За величиною гравітаційного ефекту структури консолідованої кори (рис. 7.26) ранжируються в такій послідовності: западини — Західно-Чорноморська (–260 мГал), Східно-Чорноморська (–300 мГал), Туапсинський прогин (–320 мГал); підняття — Центрально-Чорноморське (–440 мГал), Шатського (від –460 до –560 мГал). Кавказ і Понтиди характеризуються максимальними негативними значеннями, що досягають –800 мГал. Над Центральними Понтидами виділено аномалії інтенсивністю до –720 мГал. Уздовж шельфу спостерігається різна величина градієнта гравітаційного ефекту консолідованої кори. Максимальні його значення зафіксовані в районі Туапсинського прогину й при переході до Понтид.

Кожен тектонічний елемент вирізняється відносним максимумом або мінімумом на загальному негативному фоні (рис. 7.26). Тому зручніше розглядати не абсолютну інтенсивність залишкового поля, а величину його відносних аномалій. В областях найбільшого внеску в спостережене поле гравітаційного ефекту води та осадових відкладів відзначається найменший внесок консолідованої кори. Таке співвідношення характерне для всіх внутрішніх й окраїнних глибоководних басейнів планети [Starostenko et al., 2004].

У гравітаційному ефекті консолідованої кори депресії виділяються відносними максимумами, а підняття — відносними мінімумами. ЗЧЗ і СЧЗ характеризуються відносними максимумами. Прогин Сорокіна — аномаліями північно-східного й широтного простягання. Туапсинська западина фіксується двома відносними максимумами, інтенсивнішими у північно-західній частині. Синопська западина обмежена зонами підвищених градієнтів з відносним

максимумом у центрі. Центральньо-Чорноморське підняття і хребет Шатського характеризуються відносними мінімумами залишкового гравітаційного поля.

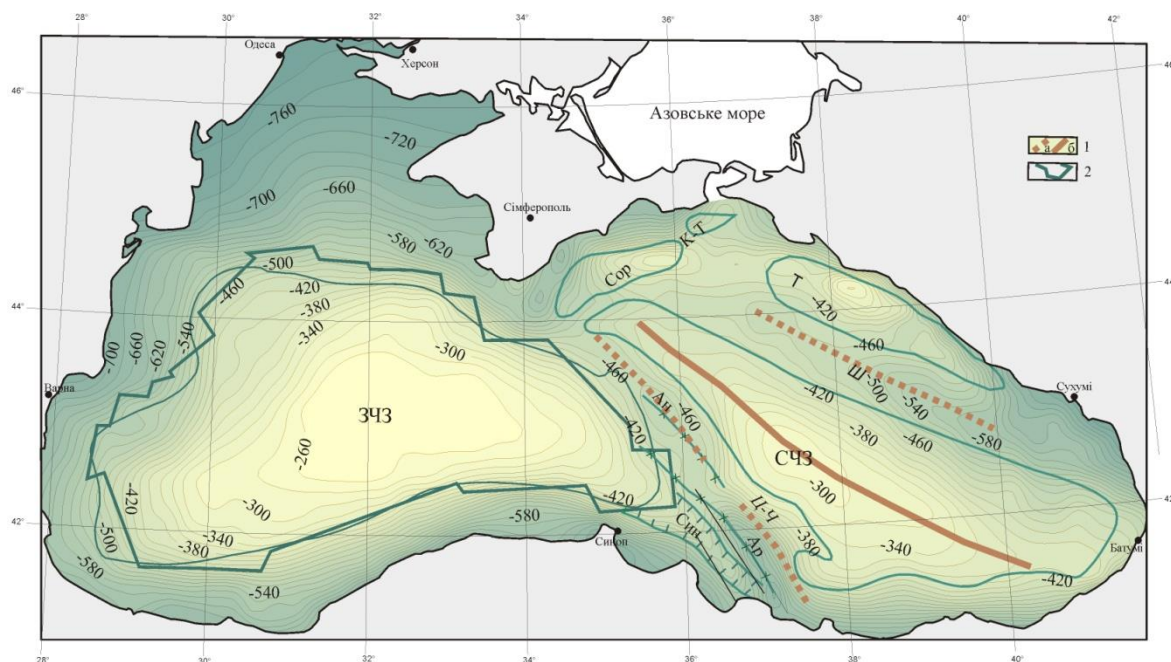


Рис. 7.26. Гравітаційний ефект консолідованої кори Чорного моря, мГал. Умовні позначення див на рис. 7.14

При порівнянні ефекту мантійних і корової складових можна помітити, що прямий зв'язок найбільш чітко проявляється в межах ЗЧЗ і СЧЗ. Це, очевидно, пов'язано з ущільненням нижньої частини кори і верхньої мантії під такими структурами [Русаків, 1991].

Встановлена чітка кореляція між максимумами мантійної компоненти (див. рис.7.24) і максимумами гравітаційного ефекту консолідованої кори (див. рис.7.26) у СЧЗ, а також мінімумами цих полів над підняттями Шатського і Центральньо-Чорноморським. У ЗЧЗ лінійні аномалії відсутні. Тут зони підвищених градієнтів мантійної і корової компонент збігаються.

Схема поверхні Мохоровичича

У Чорному морі щільність профілів ГСЗ незначна, що унеможливорює побудову адекватної схеми поверхні Мохоровичича, не кажучи вже про повноцінну карту. Тому не дивно, що на оприлюднених схемах рельєфу підосви кори не відображаються навіть основні структури акваторії (рис.7.27). Підбір

чистого гравітаційного ефекту консолідованої кори з урахуванням значення її густини дає можливість визначити топографію поверхні Мохоровичича. Загально прийнята її густина змінюється від 2,95 на покрівлі до 3,12 г·см⁻³ на підшві. Густина консолідованої кори результатууючого підбору коливається в діапазоні 2,96—3,04 г·см⁻³, що узгоджується з сучасними даними. Значення її густини в Західно- і Східночорноморських западинах складає 3,04 г·см⁻³. У Центрально-Чорноморському піднятті вона зменшується до 3,02 г·см⁻³, а в хребті Шатського й Туапсинському прогині — до 3,00—3,04 г·см⁻³.

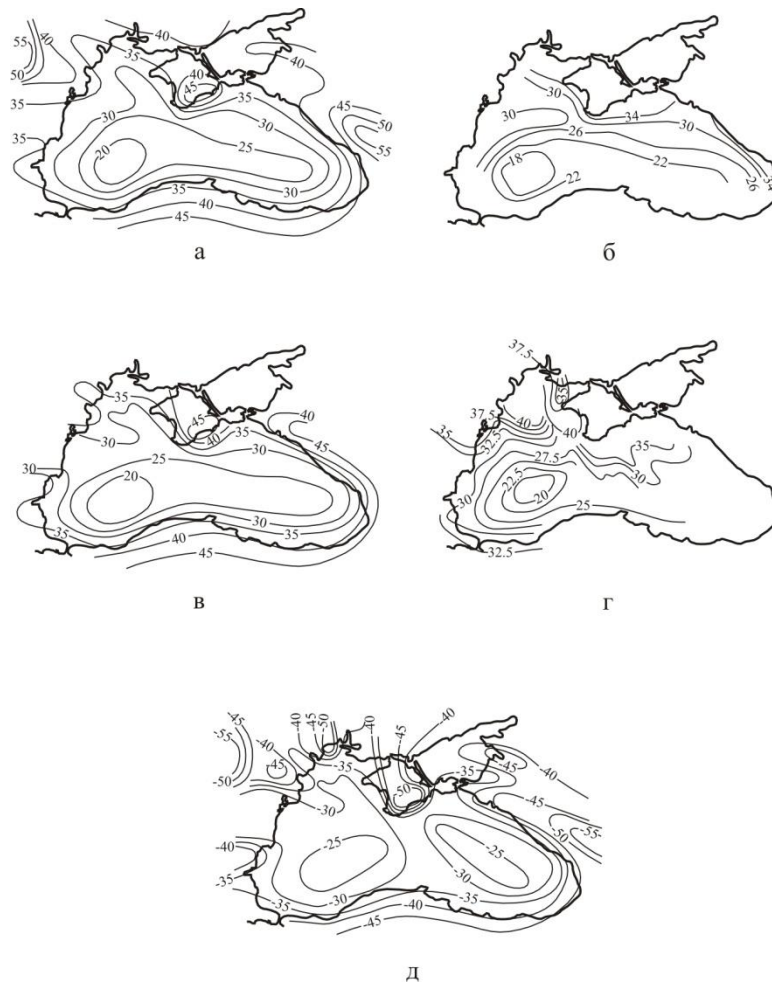


Рис. 7.27. Схеми рельєфу поверхні Мохоровичича за літературними даними [Starostenko et al., 2004]. Ізолінії в км.

Глибина до поверхні Мохоровичича — це сума глибин до підшви осадового шару і потужності консолідованої кори. Каталог складено за сіткою 5×5

км (16855 точок). Карта демонструє широкий діапазон потужності земної кори в різних регіональних структурах Чорного моря (рис. 7.28). На відміну від попередніх схем вона диференціює тектонічні структури акваторії. Найменші глибини до поверхні Мохоровичича (19 км) визначено в ЗЧЗ. Вони трохи більші в СЧЗ (22 км), причому в ЗЧЗ і СЧЗ спостерігається відповідно широтне і меридіональне простягання ізоліній глибин. Під підняттям Шатського поверхня Мохоровичича занурюється до глибини 40 км, а під Центрально-Чорноморським підняттям — до 34 км. У прогинах Туапсинському і Сорокіна глибина до поверхні Мохоровичича складає 28 і 34 км відповідно.

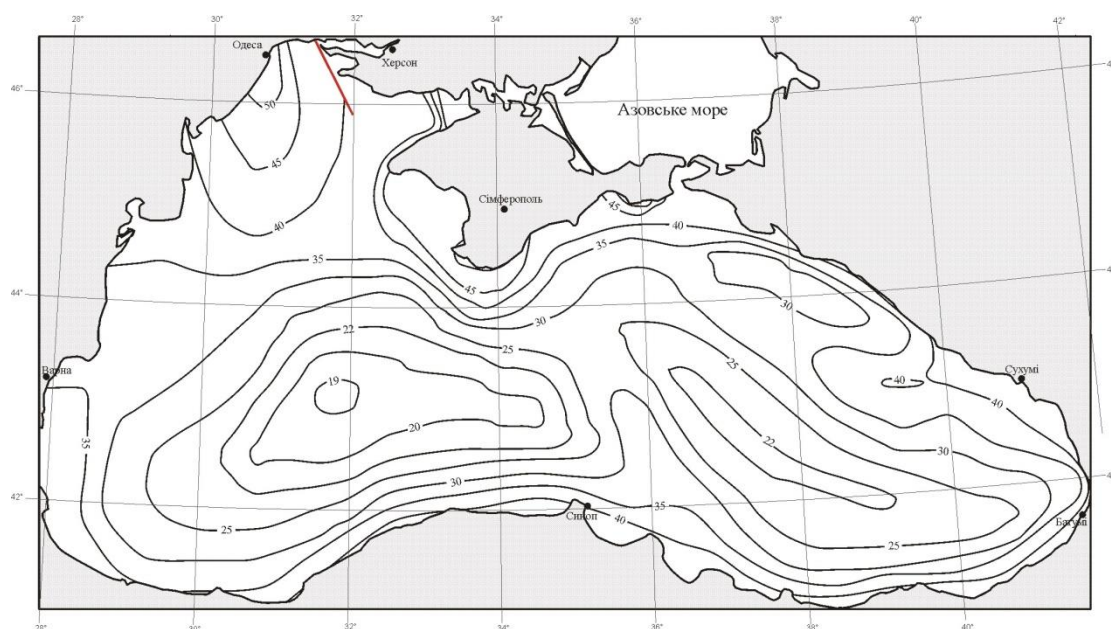


Рис.7.28. Карта глибин залягання поверхні Мохоровичича Чорного моря масштабу 1:500 000, км.

Якість карти поверхні Мохоровичича було оцінено її порівнянням з потужністю кори в точках, де вона отримана безпосередньо інтерпретацією заломлених хвиль, а не інтерполюванням. У Чорному морі таких пар точок 33. Середня різниця (не враховуючи знак) між ними становить 1,4 км, а середнє квадратичне відхилення — біля 2,5 км. Оскільки невизначеність глибин Мохоровичича в Західночорноморській западині методом ГСЗ коливається в межах 2—3 км [Белокуров, 1976], достовірність гравітаційного моделювання не

поступається тій, яка характеризує сейсмічні дані. Але гравітаційне моделювання має принципову перевагу тому, що глибини отримані за сіткою 5×5 км, а не суб'єктивною інтерполяцією величин в точках, які розташовані одна від одної на відстанях, більших за розміри тектонічних структур.

7.3. Побудова карти залишкового гравітаційного поля Ліптовської котловини (Північна Словаччина)

Карта залишкового гравітаційного поля для внутрішніх Західних Карпат була створена у масштабі 1:200 000 [Šefara et al., 1987]. Роком пізніше була опублікована карта залишкового гравітаційного поля Паннонського басейну масштабу 1:1 000 000. Попри невисоку якість цих карт, їхнє застосування для вивчення глибинної будови західної частини Карпатсько-Паннонському басейну було корисним, оскільки вони показали, що для якіснішої геологічної інтерпретації потрібна детальніша і точніша карта залишкового гравітаційного поля. Перша спроба створити карту подібного типу була зроблена через 10 років [Mađar et al., 1997], але тільки для західної частини басейну Ліптовської котловини і без урахування реальної топографії геологічного середовища. Гравітаційний ефект поверхневих неоднорідностей був визначений за топографічними параметрами, осередненими за площею.

Створення карти залишкового гравітаційного поля з великим ступенем точності саме для Ліптовської котловини було головною метою роботи [Szalaiová et al., 2008]. Це обумовлено тим, що Ліптовська котловина є однією з найвивченіших структур Західних Карпат. При розробці 3D гравітаційної моделі осадової товщі басейну були використані всі наявні геофізичні та геологічні дані. Нова карта залишкового гравітаційного поля Ліптовської котловини на сьогодні є найточнішою. Для об'єктивної інтерпретації гравітаційних аномалій були визначені гравітаційні ефекти основних тектонічних одиниць котловини, розраховані вздовж репрезентативного профілю I—I', використовуючи 2D моделювання розподілу густини. Регіональне гравітаційне поля було визначено без гравітаційного впливу Низьких Татр і Татр. Ліптовська котловина (рис.7.29) знаходиться в північній частині Словаччини між Татрами на півночі і Низькими Татрами на півдні. Простягається у широтному напрямку, довжина 50 км, ширина 15 км. У котловині знайдено цілу низку мінеральних і термальних джерел. Зростаючий інтерес до використання геотермальних вод для отримання енергії, а

також зв'язок термальних джерел з мезозойськими породами дотретинного фундаменту басейну, роблять цей регіон також привабливим для вивчення.

Геологічне будова.



Рис. 7.29. Геологічна карта Ліптовської котловини та її оточення (модифікована з [Biely, 1992]).

Західні Карпати утворюють гірську грядку з домінуючою покривною будовою зі значною зональною диференціацією, що віддзеркалює орогенні процеси, які мігрують з часом з півдня на північ. За петрографічними і тектонічними характеристиками Південні Карпати можливо розділити на дві основні структурні одиниці, а саме: зовнішні та внутрішні Західні Карпати. Тектонічні процеси, що проходили у внутрішніх Західних Карпатах, були завершені до пізнього крейдового періоду (65 млн років тому), а зовнішні Західні

Карпати були сформовані в третинному (30—12 млн років тому). У внутрішній частині Західних Карпат відклади верхньої крейди, палеогену та неогену. Басейни і депресії є характерними особливостями морфоструктури внутрішніх Західних Карпат. Їхній розвиток пов'язаний з геодинамічними процесами, які контролювали еволюцію Карпатської дуги в кінці палеогену і в неогені.

Осадова товща Ліптовської котловини (див. рис. 7.29) складається з четвертинних і палеогенових відкладів [Maďar et al., 1997]. Четвертинні відклади представлені переважно алювіальними, пролювіальними та делювіальними різновидами. Південні схили Татр вкриті тонкими льодовиковими відкладами. Палеогенова товща складається з конгломератів, аргілітів і пісковиків. Вони відносяться до підтатранської групи (палеоген) Центральних Карпат і літологічно поділені на чотири основні формації [Gross et al., 1980].

3D густинна модель

Якість результуючої карти залишкового гравітаційного поля, не зважаючи на якість застосованого математичного методу, залежить, здебільшого, від моделі розподілу густини осадового чохла. Найважливішими параметрами для цієї моделі є геометрія тіл і густина порід. Базові дані для створення цієї моделі були взяті з результатів дослідження свердловин Ліптовської котловини (див. рис. 1): V-1 [Biela, 1978a, b], FGL-1 [Remšík et al., 1979], ZGL-1 [Fendek et al., 1988], ZGL-3 [Remšík et al., 1990; Král et al., 2004], ZGL-2/A [Remšík et al., 1992] і FGL-1 [Remšík et al., 1979]. Зауважимо, що акустичний каротаж мало використовувався для визначення густини порід осадового чохла Ліптовської котловини. Тому залучались додаткові дані, що стосуються потужності четвертинних і палеогенових відкладів [Tomek et al., 1989; Szalaiová et al., 1991, 1993; Maďar et al., 1997; Král et al., 2004, Starostenko et al., 2013].

За результатами досліджень [Eliáš, Uhmann, 1968; Gross et al., 1980, Makarenko et al., 2002] густину палеогенових осадових відкладів змінили з 2,04 на 2,68 г/см³. На основі визначення густини зразків із свердловини [Stránska et al.,

1986] значення $2,53 \text{ г/см}^3$ було прийнято як середнє для палеогенового чохла. Це значення відповідає середній густині відкладів палеогену [Mađar et al., 1997]. Результати досліджень густини осадового наповнення Ліптовської котловини [Král et al., 2004] та результати, опубліковані Mađar et al. [1997], визначають середню густину четвертинних відкладів як $2,42 \text{ г/см}^3$ (табл.7.3)

Топографію басейну було взято з Атласу геофізичних карт [Kubeš et al., 2001), а рельєфу дотретинного фундаменту — з публікації [Mađar et al., 1997].

Таблиця 7.3. Значення густини четвертинних і палеогенових відкладів, прийняті для розрахунку гравітаційних ефектів різних моделей розподілу густини

Модель розподілу густини	Четвертинні відклади	Палеогенові відклади		
	Густина, г/см^3	Густина, г/см^3		
	Постійна	Постійна	Лінійна зміна	Експоненційна зміна
1	2,42	2,50	—	—
2	2,42	2,53	—	—
3	2,42	2,56	—	—
4	2,42	—	2,42—2,60	—
5	2,42	—	2,53—2,60	—
6	2,42	—	—	2,42—2,60

Розрахунок карти залишкового гравітаційного поля

3D гравітаційний ефект осадової товщі басейну Ліптовської котловини було розраховано за допомогою комплексу GMT-Auto [Старостенко, Легостаєва, 1998; Старостенко и др., 2015]. Для цього було застосовано новий ефективний метод гравітаційного моделювання. Принципова перевага цього методу над колишніми підходами полягає в тому, що стало можливим здійснити розрахунок 3D гравітаційного ефекту аномальних тіл з використанням їхніх реальних контурів і визначати його як з постійною густиною, так із змінною з глибиною (лінійно або експоненційно) [Dirkzwager et al., 2000].

Також було використано добре відомий метод пошарового вилучення гравітаційного ефекту [Hammer, 1963], суть якого полягає в послідовному розрахунку і вилученню гравітаційного ефекту шарів, параметризація яких визначена краще, ніж тих, що залягають глибше.

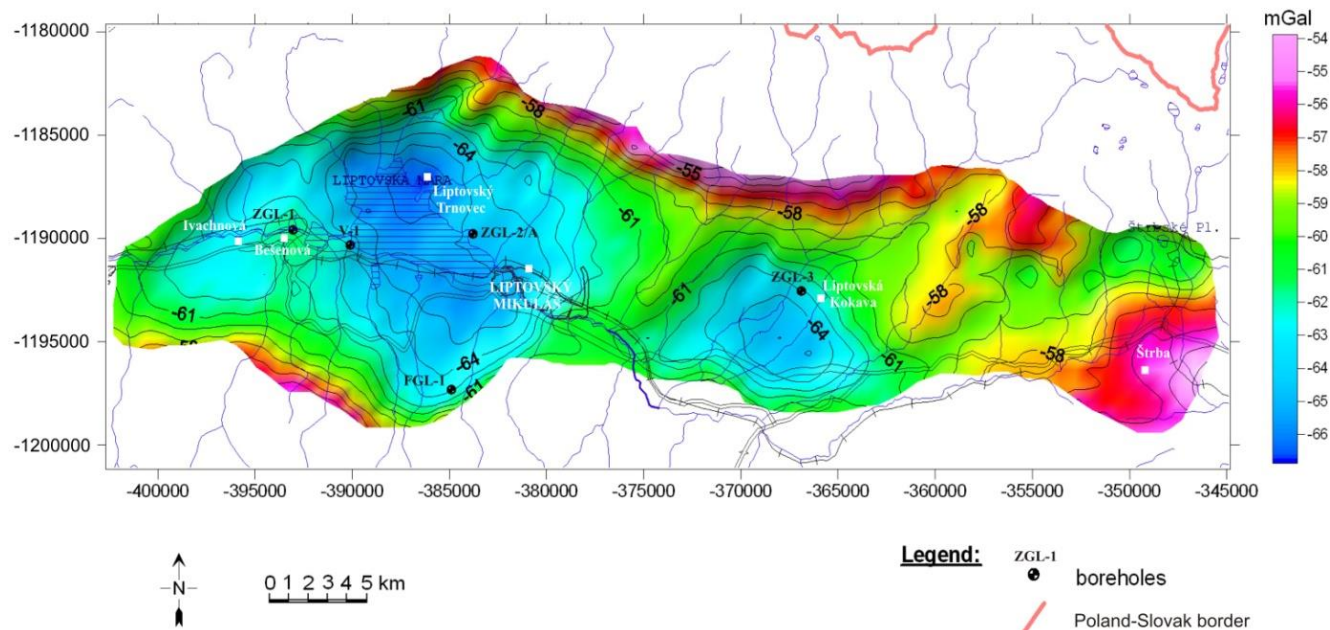


Рис.7.30. Гравітаційна аномалія в редукції Буге Ліптовської котловини (модифікована з [Kubeš et al., 2001]).

Розрахунки 3D гравітаційного ефекту виконано для аномального шару з довільними верхніми і нижніми границями. Осадова товща апроксимувалася системою вертикальних призм. Її верхня поверхня утворена рельєфом басейну, а нижня — рельєфом дотретинного фундаменту. Для того щоб оцінити внесок гравітаційного ефекту четвертинного та палеогенового осадового заповнення до загального гравітаційного ефекту виконано розрахунки для шести різних значень густини (див. таблиця 7.3). Зі всіх значень густини, визначених [Eliáš, Uhmam, 1968; Gross et al., 1980; Stránska et al., 1986; Maďar et al., 1997; Bielik, 1988; Král et al., 2004], обрані ті, які відповідають інтервалу реальних можливих середніх значень густини для відкладів палеогену. Референтне значення ($2,67 \text{ г/см}^3$) характеризує середнє значення густини дотретинного фундаменту. Аналіз

розрахованих гравітаційних ефектів усіх моделей розподілу густини показує, що вони дуже схожі. Амплітуди гравітаційних ефектів змінюються в досить малих інтервалах. Найбільші розбіжності становлять $\pm (3\text{—}4)$ мГал. Карта залишкового гравітаційного поля Ліптовської котловини є результатом вилучення сумарного гравітаційного ефекту осадового чохла з аномалії Буге [Kubeš et al., 2001, рис.7.3]. У роботі представлені дві карти, які були розраховані для моделей густини № 2 (рис.7.31, а) і № 5 (рис. 7.31, б).

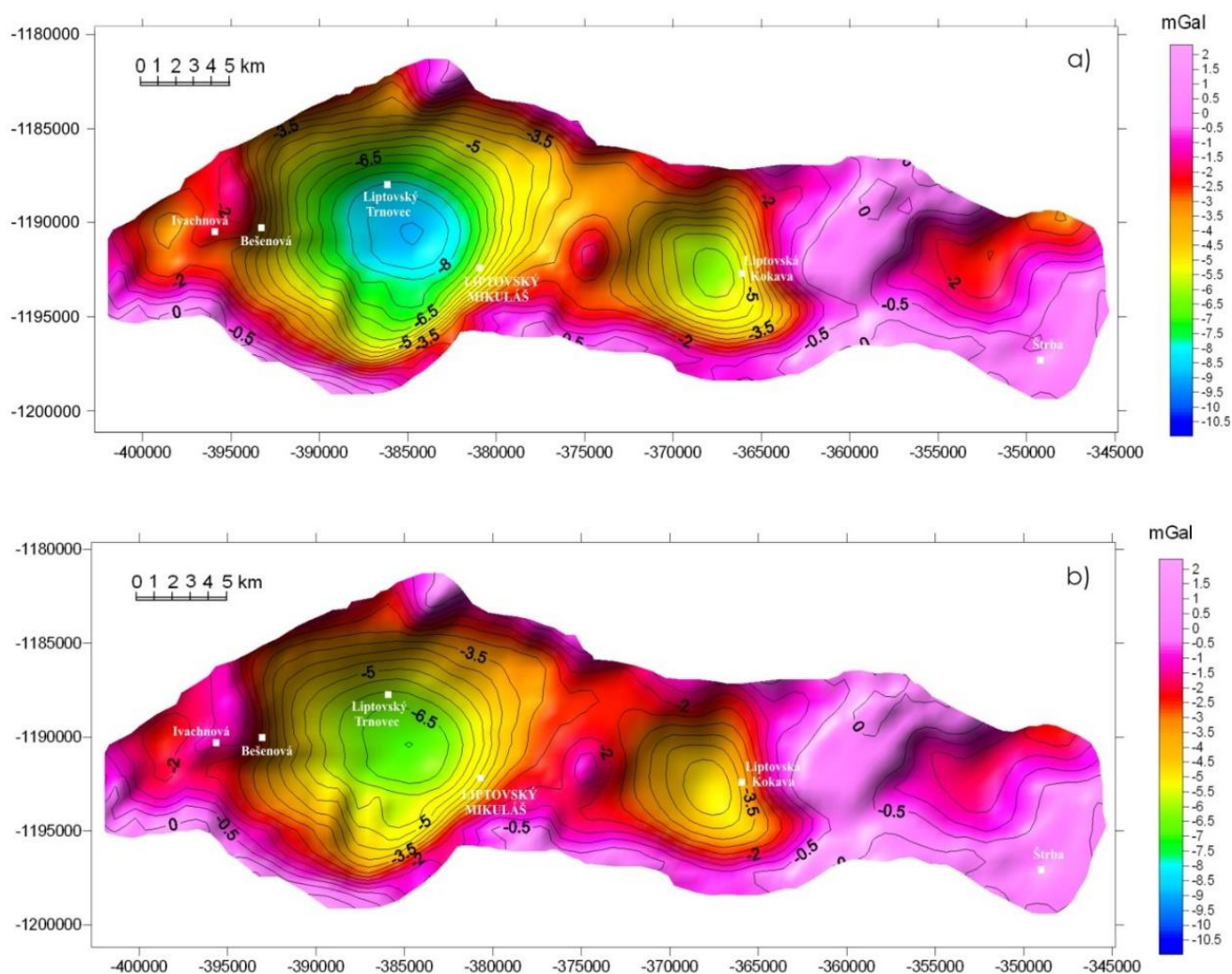


Рис.7.31. Гравітаційні ефекти четвертинно-палеогенових відкладів: а — постійна густина $2,53 \text{ г/см}^3$; б — лінійна зміна густини з $2,53$ до $2,60 \text{ г/см}^3$.

Інтерпретація гравітаційних аномалій

На карті гравітаційних аномалій в редукції Буге (рис. 7.32) Ліптовська котловина у порівнянні з аномаліями Татр і Низьких Татр вирізняється значним локальним гравітаційним мінімумом, який є частиною гравітаційного мінімуму центральної частини Західних Карпат [Tomek et al., 1979; Vielik et al., 2004, 2005, 2006,]. Навколишні гори Татри і Низькі Татри, у яких дотретинний фундамент виходить на поверхню, характеризуються відносно великими гравітаційними аномаліями. Північному краю Ліптовської котловини притаманний дуже великий градієнт гравітаційного поля, що може бути пояснено крутим схилом дотретинного фундаменту. У південній частині менший горизонтальний гравітаційний градієнт обумовлений меншим нахилом фундаменту басейну.

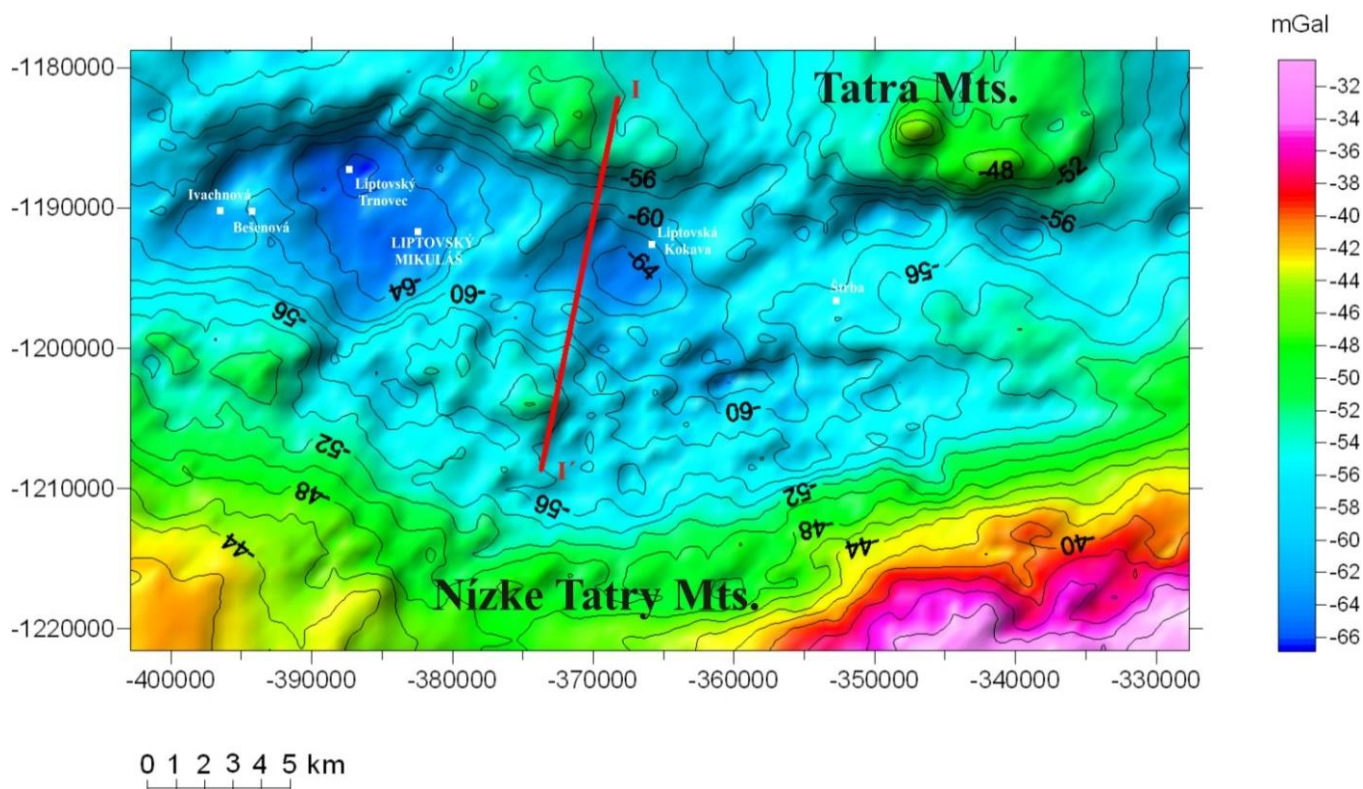


Рис. 7.32. Гравітаційні аномалії в редукції Буге басейну Ліптовської котловини з навколишніми горами — Татрами та Низькими Татрами (модифіковано з [Vozár, Šantavý, 2000]).

У Ліптовській котловині в межах регіонального гравітаційного мінімуму (рис. 7.32) спостерігаються два значних локальних мінімуми. Перший ($-66,5$ мГал) просторово збігається з депресією Ліптовська Мара. Другий (-65 мГал) спостерігається в депресії Ліптовська Кокава. Крім цих локальних гравітаційних мінімумів закартовано ще два локальних гравітаційних мінімуми меншої амплітуди. Один зафіксовано в Івачновській депресії (-62 мГал), другий (-60 мГал) — у депресії Штребське Плесо. Аналіз співвідношення потужності осадового чохла з величинами мінімумів показав, що максимальні аномалії співпадають з найбільшою потужністю осадових порід. Це вказує на те, що гравітаційні мінімуми зумовлені більшою товщиною та меншою густиною четвертинно-палеогенових відкладів. Результиуючі карти залишкового гравітаційного поля (рис. 7.33), безумовно, підтримують таке твердження, тому що після вилучення гравітаційних ефектів осадової товщ з аномалій Буге ці локальні гравітаційні мінімуми майже повністю зникли.

На картах залишкового гравітаційного поля (див. рис.7.33) можна спостерігати кілька відносних мінімумів та максимумів. Варто зазначити, що амплітуди всіх гравітаційних аномалій невеликі (від -66 до -54 мГал).

Відносний гравітаційний максимум спостерігається між Бешеньова та Ліптовським Мікулашем. Взагалі, можна очікувати, що його джерелом є мезозойські породи, оскільки вони спричиняють найінтенсивніше спостережуване гравітаційне поле. Аналіз високоякісної карти залишкового гравітаційного поля дає змогу припустити, що ця аномалія складається з двох максимумів різної природи.

У структурі залишкового гравітаційного поля (див. рис.7.33) також спостерігаються відносні мінімальні значеннями (-62 мГал) в західній і південній частинах Ліптовської котловини (аномалій Г, Ф і аномалії Н, І відповідно). На основі дослідження складу і густини кернів свердловин, аналізу сили тяжіння тектонічних одиниць Ліптовської котловини передбачається, що спостережені

гравітаційні мінімуми відзеркалюють тектонічну будову дотретинного фундаменту.

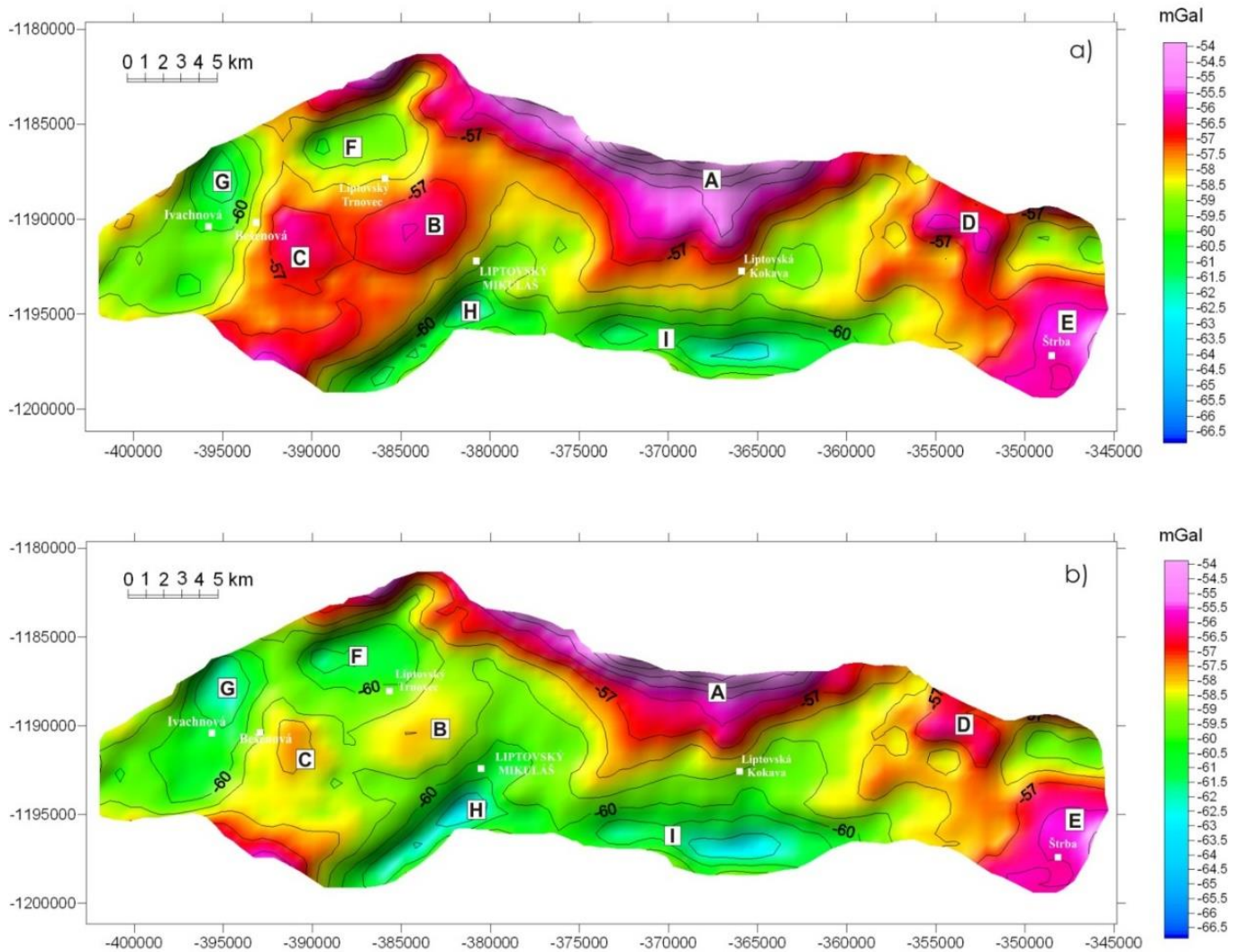


Рис. 7.33. Карти залишкового гравітаційного поля фундаменту: а — постійна густина, б — лінійна зміна густини з 2,53 до 2,60 г/см³.

Висновки до Розділу 7

Український щит

- Земна кора на *Українському щиті* в Бузькому мегаблоці характеризується підвищеною густиною порід. Західна частина Волинського мегаблока по всьому розрізу визначається високими значеннями густини, а північна частина (Коростенський плутон) низькими, характерними для гранітів. У Подільському мегаблоці, на тлі більшої густини в інтервалі глибин 10—30

км, виділяється аномальна область з центром на північ від м. Вінниця з високими значеннями густин. Росинському мегаблоку притаманне збільшення густини порід з півдня на північ і наявність на південному заході від м. Києва області підвищеної густини порід. Захід Середньопридніпровського мегаблока, в порівнянні зі сходом, характеризується породами з підвищеним значенням густини, що поширюються по всьому розрізу земної кори. Приазовський мегаблок виділяється нормальним розподілом густини з глибиною.

Чорне море

- Вперше складено цифрові каталоги гравітаційних аномалій в редукції в вільному повітрі, рельєфу дна, покрівель відкладів майкопу, еоцену, крейди, поверхні Мохоровичича за сіткою 5×5 км і побудовано відповідні електронні карти Чорного моря, які склали основу для тривимірного гравітаційного моделювання літосфери цієї акваторії.
- Тривимірне гравітаційне моделювання літосфери Чорного моря виконано за сучасною технологічною методикою, що суттєво підвищило достовірність геологічного тлумачення підбору поля сили тяжіння.
- Охарактеризовано гравітаційні ефекти мантії, периферійних інтрузій і консолідованої кори. У модельних полях мантії й консолідованої кори чітко відрізняються регіональні тектонічні структури акваторії.
- Складено нову найбільш детальну схему поверхні Мохоровичича Чорного моря за гравітаційними даними, яка за точністю не поступається даним ГСЗ, але на відміну від них відображає особливості топографії розділу кора—мантія всіх без винятку основних тектонічних структур акваторії.

Ліптовська котловина (Північна Словаччина)

- Отримані карти залишкового гравітаційного поля з високим ступенем точності показують їхню важливість для вивчення структури дотретинного

фундаменту. Ці високоякісні гравітаційні карти доцільно використовувати у випадках, коли осадовий басейн і структури фундаменту не показують значних відмінностей в полі сили тяжіння. Розрізнити гравітаційні аномалії, які характеризуються маленькими та близькими амплітудами (інтенсивностями), можливо тільки за допомогою таких високоякісних карт. Вони дають змогу досягти мети при вивченні аномальних густинних зон під басейнами з потужним осадовим чохлам, попри природну неоднозначність геофізичної інтерпретації. Отримані таким чином гравітаційні аномалії, що відображають чутливі, але суттєві зміни структури гравітаційного поля, дозволяють визначити особливості будови і літології дотретинного фундаменту, а також коливання товщини тектонічних одиниць фундаменту. Ця робота з побудови найточнішої карти залишкового гравітаційного поля Ліптовської котловини показала чіткий збіг між гравітаційними аномаліями та відносно добре відомою будовою басейну. Таким чином, цей дуже дешевий та відносно простий метод пошарового вилучення гравітаційного поля тяжіння (порівняно з дорогими геологічними та геофізичними дослідженнями) може бути успішно застосований не лише для структур Західних Карпат, але й для басейнів і западин в усьому світі.

Перелік використаних джерел до Розділу 7

- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. (2007). *Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона*. Москва: Науч. мир, 172 с.
- Балавадзе Б.Г., Белокуров В.С., Гаркаленко И.К. и др. (1976). Физические свойства горных пород. В кн.: *Земная кора и эволюция Черного моря* (С. 254—269). Москва: Наука.
- Безверхов Б.Д. (1988). Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопоисковых работ (по материалам сейсморазведки): *Дис. ... канд. геол.-мин. наук*. Одесса, 205 с.

- Белокуров В.С. (1976). Комплексное геофизическое районирование и некоторые вопросы тектоники черноморской впадины. В кн.: *Комплексное исследование черноморской впадины* (С. 11—21). Москва: Наука.
- Белявский, В.В., Бурахович, Т.К., Кулик, С.Н., Сухой, В.В. (2001). *Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины*. Киев: Знання, 227 с.
- Бугаенко И.В., Шумлянская Л.Ф., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. (2008). Трехмерная Р-скоростная модель Черного моря и прилегающей территории. *Геофиз. журн.* 30(5), 145—160.
- Буланже, Ю.Д., Муратов, М.В., Субботин, С.И., Балавадзе, Б.Г. (Ред.). (1975). *Земная кора и история развития Черноморской впадины*. Москва: Наука, 358 с.
- Булах, Е.Г. (2006). Определение изменения плотности гравитирующих масс в горизонтальном слое как функция трех координат. *Доп. НАН України*, (2), 97—101.
- Булах, Е.Г., Маркова, М.Н. (2003). Метод простого моделирования при решении задач гравиметрии в классе трехмерных контактных поверхностей. *Геофиз. журн.*, 25(1), 92—100.
- Булах, Е.Г., Маркова, М.Н. (2006). Определение избыточной плотности гравитирующих масс горизонтально слоистой модели. *Физика Земли*, (6), 37—46.
- Бурьянов В.Б., Козленко В.Г., Русаков О.М. (1981). Универсальная модель приведения для интерпретации гравитационных аномалий методом подбора. *Докл. АН УССР. Сер. Б*, (5), 3—6.
- Вольвовский Б.С., Старостенко В.И. (ред.). (1996). *Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена*. Киев: Наук. думка, 215 с.
- Голиздра, Г.Я., Попович, В.С. (1998). Плотностные модели осадочной толщи юго-восточной части ДДВ, западной и северной окраин Донбасса. *Геофиз. журн.*, 20(6), 117—123.

- Голиздра, Г.Я., Попович, В.С. (1999). Связь параметров плотность-скорость пород осадочных комплексов юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.*, 21(5), 72—75.
- Гончар, В.В. (1997). Реконструкция напряженного состояния пород на базе количественной оценки кинематических данных. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (6), 11—17.
- Гончар, В.В. (2001). Прогрессивная несоосная деформация и вопросы диагностики структур. *Доп. НАН України*, (9), 108—114.
- Гордиенко, В.В. (2001). Природа коровых и мантийных проводников. *Геофиз. журн.*, 23(1), 29—39.
- Гордиенко, В.В., Гордиенко, И.В., Завгородняя, О.В., Ковачикова, С., Логвинов, И.М., Тарасов, В.Н., Усенко, О.В. (2005). *Украинский щит (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Корвін пресс, 210 с.
- Гуров, Е.П., Вальтер, А.А. (1977). Выбросы Болтышского метеоритного кратера на Украинском щите. *Геол. журн.*, 37(6), 79—84.
- Гуров, Е.П., Гожик, П.Ф. (2006). *Импактное кратерообразование в истории Земли*. Киев: НАНУ, ИГН, 216 с.
- Гуров, Е.П., Гурова, Е.П. (1991). *Геологическое строение и вещественный состав пород импактных структур*. Киев: Наук. думка, 158 с.
- Єнтін, В.А. (2005). Геофізична основа тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000. *Геофиз. журн.*, 27(1), 74—84.
- Ильченко, Т.В. (2003). Строение земной коры и верхов мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (профили Бабанка—Пятихатки и Черкассы—Новый Буг). *Геофиз. журн.*, 25(6), 30—43.
- Ильченко, Т.В., Степаненко, В.М. (1998). Скоростная модель земной коры и верхов мантии Донбасса и его геологическая интерпретация. *Геофиз. журн.*, 20(2), 95—105.
- Карпинская, Н.Н. (1965). *О некоторых закономерностях изменения плотности отложений ДДВ и о влиянии их на гравитационное поле и геологическое истолкование геофизических данных* (С. 163—175). Москва: Недра.

- Краснощек А.Я. (1976). Система разломов фундамента и их взаимосвязь со структурами осадочного чехла в пределах северного Причерноморья. *Геол. журн.*, 36(5), 10—18.
- Красовский, С.С. (1981). *Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле*. Киев: Наук. думка, 261 с.
- Красовский, С.С., Куприенко, П.Я. (1988). Плотностная модель. В кн.: Чекунов А.В. (Ред.), *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII* (С. 36—46). Киев: Наук. думка.
- Красовский, С.С., Куприенко, П.Я., Красовский, А.С. (1998). Объемное гравитационное моделирование глубинных структур литосферы Украины. В кн.: *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Труды международной конференции* (С. 80—92). Воронеж: Изд. Воронеж. гос. ун-та.
- Кутас Р.И., Коболев В.П., Цвященко В.А. и др. (1997). Геотермическая модель Черноморской впадины. *Геофиз. журн.*, 19(6), 70—83.
- Лебедев, Т.С., Корчин, В.А., Буртный, П.А., Корнейчик, Г.Н., Панкратов, И.Н., Николенко, К.И. (1995а). Петроскоростные модели земной коры центральной части Украинского щита. 1. *Геофиз. журн.*, 17(4), 13—23.
- Лебедев, Т.С., Корчин, В.А., Буртный, П.А., Корнейчик, Г.Н., Панкратов, И.Н., Николенко, К.И. (1995б). Петроскоростные модели земной коры центральной части Украинского щита. 2. *Геофиз. журн.*, 17(5), 30—38.
- Лебедев, Т.С., Корчин, В.А., Буртный, П.А., Корнейчик, Г.Н., Панкратов, И.Н., Николенко, К.И. (1995в). Петроскоростные модели земной коры центральной части Украинского щита. 3. *Геофиз. журн.*, 17(6), 14—22.
- Макаренко И.Б. (1997). Структура земной коры Черноморской впадины по данным гравитационного моделирования: *Дис. ... канд. геол.-мин. наук*. Киев, 186 с.
- Макаренко, И.Б., Старостенко, В.И., Легостаева, О.В. (2002). Строение земной коры Коростенского плутона (северная часть Украинского щита) по

- результатам трехмерного плотностного моделирования. *Доп. НАН України*, (11), 113—120.
- Макаренко, І.Б., Старостенко, В.І., Купрієнко, П.Я., Савченко, А.С., Легостаєва, О.В. (2021). Неоднорідності земної кори України і суміжних регіонів за результатами 3D гравітаційного моделювання. Київ: Наук. думка, 202 с.
- Налимов В.В. (1960). *Применение математической статистики при анализе вещества*. Москва: Физматгиз, 430 с.
- Омельченко, В.Д. (2005). *Геофізичні дослідження літосфери вздовж профілю ГСЗ Маріуполь—Феодосія—Чорне море (проект DOBRE-2): Анований звіт*. Київ.
- Пивоваров В.П., Логвин В.Н. (2001). Об интерактивном подборе сейсмогравитационной модели и зависимостей «скорость-плотность» по профилям КМПВ-ГСЗ Азово-Черноморского региона: *Тез. III Междунар. конф. «Крым-2001», Симферополь* (С. 122—124).
- Пийп В.Б., Ермаков А.П. (2011). Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным. *Вестник моск. ун-та. Сер. Геология*, (5), 61—68.
- Попадюк І.В. (керівник теми). (2009). *Звіт за темою «Сейсмічні регіональні дослідження методом СГТ в українському секторі Чорного моря»*. Київ: ДП «Науканафтогаз» НАК нафтогаз України, 241 с.
- Русаков О.М. (1991). *Гравитационная модель тектоносферы Индийского океана*. Киев: Наук. думка, 228 с.
- Русаков О.М., Пашкевич И.К., Лебедь Т.В., Макаренко И.Б. (2011). Стрoение поднятия Палласа по комплексной геолого-геофизической интерпретации и перспективы его нефтегазоносности в Украинском секторе Черного моря. *Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Сб. тез. IX Междунар. конф. «Крым-2011», Симферополь* (С. 27—29).
- Семенова, С.Г., Карпинская, Н.Н., Воробьев, А.И. (1985). Днепровско-Припятская нефтегазоносная провинция (ДДВ). В кн.: *Петрофизическая характеристика*

- осадочного покрова нефтегазоносных провинций СССР. Справочник (С. 67—82). Москва: Недра.
- Соллогуб, В.Б. (1986). *Литосфера Украины*. Киев: Наук. думка, 183 с.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В. (2008). Плотностная модель земной коры вдоль профиля DOBRE. *Геофиз. журн.*, 30(1), 28—41.
- Старостенко В.И., Легостаева О.В. (1998). Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. *Физика Земли*, (12), 31—44
- Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Савченко А.С. (2015). Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-Auto). *Геофиз. журн.*, 37(1), 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>.
- Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Русаков О.М., Пивоваров В.Л., Мельничук П.Н. (2003). Плотность осадочных комплексов Черного моря. *Геофиз. журн.*, 25(2), 54—69.
- Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Куприенко П.Я., Савченко А.С., Легостаева О.В. (2019). Плотностная неоднородность земной коры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. I. Региональное распределение плотности на разных глубинах. *Геофиз. журн.*, 41(4), 3—39. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177363>.
- Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Куприенко П.Я., Легостаева О.В. (2020). Плотностная неоднородность земной коры Черного моря и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. II. Плотностные разрезы. *Геофиз. журн.*, 42(1), 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i1.2020.195462>.
- Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Легостаева О.В. (2010). Геофизические неоднородности литосферы

- мегавпадины Черного моря. *Геофиз. журн.*, 32(5), 3—20. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496>.
- Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Кутас Р.И., Легостаева О.В. (2005). Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.*, 27(2), 195—207
- Старостенко, В.И. (2005). Крупный вклад в изучение истории развития геомагнитных измерений. *Геофиз. журн.*, 27(4), 694—696.
- Старостенко, В.И., Дядюра, В.А., Загорько, А.Н. (1975). Об интерпретации гравитационного поля методом подбора. *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*, (4), 78—86.
- Старостенко, В.И., Завойский, В.Н., Легостаева, О.В. (2005). Прямая задача магнитометрии для трехмерных тел сложной формы с анизотропной магнитной восприимчивостью. *Физика Земли*, (7), 81—90.
- Старостенко, В.И., Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Савченко, А.С., Легостаева, О.В. (2015б). Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.*, 37(3), 3—21.
- Старостенко, В.И., Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Савченко, А.С., Легостаева, О.В. (2017). Состав земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита (типы коры) и закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых. *Геофиз. журн.*, 39(5), 27—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112338>.
- Старостенко, В.И., Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Савченко, А.С., Легостаева, О.В. (2018). Трехмерная плотностная модель земной коры центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 40(3), 27—53. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137172>.
- Старостенко, В.И., Кутас, Р.И., Легостаева, О.В. (2003). Решение прямой задачи геотермии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. *Физика Земли*, (12), 64—71.

- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Макаренко, И.Б. (2004). В.М Новоселицкий и задача для пласта. *Горное эхо*, (4), 51—56.
- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Макаренко, И.Б., Павлюк, Е.В., Шарыпанов, В.М. (2004). Об автоматизированном вводе в компьютер изображений геолого-геофизических карт с разрывами первого рода и визуализации в интерактивном режиме трехмерных геофизических моделей и их полей. *Геофиз. журн.*, 26(1), 3—13.
- Старостенко, В.И., Легостаева, О.В., Макаренко, И.Б., Савченко, А.С. (2015). Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-Auto). *Геофиз. журн.*, 37(1), 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>.
- Старостенко, В.И. (1968). Аналітичний розв'язок прямої задачі гравіметрії для тіла складної форми у випадку лінійної зміни надлишкової густини з глибиною. Доп. АН УРСР. Сер. Б., (6), 533—537.
- Старостенко, В.И. (2006). *Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери в зв'язку з магматизмом, тектонікою та утворенням корисних копалин Українського щита: Анотований звіт*. Київ.
- Трипольский, А.А., Квачук, Л.А., Трипольская, В.А. (1984). Особенности сейсмической расслоенности земной коры Кировоградского блока. *Геофиз. журн.*, 6(3), 88—94.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. (1985). *Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины*. Москва: Недра, 215 с.
- Чекунов А.В., Маловицкий Я.П. (1975). Глубинные разломы и блоковое строение земной коры. В кн.: *Земная кора и история развития Черноморской впадины* (С. 308—316). Москва: Наука.
- Чекунов, А.В. (Ред.). (1988). *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII*. Киев: Наук. Думка, 170 с.
- Чекунов, А.В. (Ред.). (1992). *Схема глубинного строения литосферы юго-западной части ВЕП, масштаб 1:1000 000*. Киев: Госкомгеологии Украины, 6 л.

- Чекунов, А.В. (Ред.). (1993а). *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX*. Киев: Наук. думка, 160 с.
- Чекунов, А.В. (Ред.). (1993б). *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований*. Киев: Наук. думка, 258 с.
- Чекунов, А.В., Кившик, Н.К., Харитонов, О.М., Омельченко, В.Д., Толкунов, А.П. (1992). Профиль ГСЗ Путивль—Кривой Рог через сверхглубокие скважины Украины. *Геофиз. журн.*, 14(1), 3—10.
- Шмидт, А.О., Титов, Б.К., Бурьянов, В.Б., Топоркова, Н.Г. (1976). Глубинное строение Украинского щита и некоторые особенности его металлогении. В кн.: *Металлогения докембрия. Труды 1-го Всесоз. совещания по металлогении докембрия* (Т. 2, С. 108—110). Ленинград: Недра.
- Шнюков, Е.Ф., Орловский, Г.Н., Усенко, В.П., Григорьев, А.В., Гордиевич, В.А. (1974). *Геология Азовского моря*. Киев: Наук. думка, 247 с.
- Щербак, Н.П. (Ред.). (1983). *Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита*. М-б 1: 500 000. Киев: Мингео УССР.
- Biela A. (1978a). Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Regionálna geológia Západných Karpát*, 10, GÚDŠ, Bratislava.
- Biela A. (1978b). Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Regionálna geológia Západných Karpát*, 11, GÚDŠ, Bratislava.
- Bielik M., Kloska K., Meurers B., Švancara J., Wybraniec S., Fancsik T., Grad M., Grand T., Guterch A., Katona M., Królikowski c., Mikuška J., Pašteka R., Petecki Z., Polechońska O., Ruess D., Szalaiová V., Šefara J. Andvozá J. (2006). Gravity anomaly map of the celebration 2000 Region. *Geologica Carpathica*, 57(3), 145—156.
- Bielik M., Makarenko I., Legostaeva O., Starostenko V., Dérerová J., Šefara J. (2004). Stripped gravity map of the Carpathian-Pannonian Basin Region. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, 31, 107—117.
- Bielik M., Makarenko I., Starostenko V., Legostaeva O., Dérerová J., Šefara J. Pašteka R. (2005). New 3D gravity modeling in the Carpathian-Pannonian basin region.

Contributions to Geophysics and Geodesy, 35(1), 65—78.

- Bielik, M. (1988). A preliminary stripped gravity map of the Pannonian basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51, 185—189. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(88\)90043-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90043-X).
- Biely A. (Ed.). (1992). *Geologická mapa Nízkych Tatier (Geological map of the Nízke Tatry Mountains) 1:50 000*. GÚDŠ, Bratislava.
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V. (2004). The 1.8-1.74 Ga anorthosite-rapakivi granite Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of the deep crustal structure. *Tectonophysics*, 381, 5—27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.023>.
- Bozkurt E., Winchester J. A., Piper J.D.A. (Eds.). (2003). *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. Vol. 173, 521 p.
- Clarke R.H., Cleverly R.H. (1991). Petroleum seepage and post accumulation. In W.A. England, A.J. Fleet (Eds.), *Petroleum migration* (pp. 265—271). Geol. Soc., London, Spec. Publ.
- Dirkzwager J.B., Stephenson R.A., Legostaeva O.V. (2000). The pre-Permian residual gravity field for the Dutch onshore and adjacent offshore. *Global and Planetary Change*, 27(1-4), 53—66. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00059-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00059-5).
- Dziewonsky A.M., Anderson D.I. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 25, 297—356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7).
- Eliáš M., Uhmán J. (1968). Densities of the rocks in Czechoslovakia. Geological Survey, Prague, 84.
- Fendek, M., Bodiš, D., Biely, A., Kullmanová, A., Gašparíková, V., Snopková, P., Král, M., Janči, J. (1988). *Geotermálna energia, výskummožnosti reinjektáže a hodnotenie potenciálu SSR. Správa o výskumnom geotermálnom vrte ZGL-1 v Bešeňovej – overenie prognózných zdrojov GE Liptovskej kotliny – západ*. Čiastková záverečná práca. GÚDŠ, Bratislava, 85.

- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata.*, 30(117-118), 197—324.
- Gross P., Köhler E., Biely A., Franko O., Hanzel V., Hricko J., Kupčo G., Papšová J., Priechodská Z., Szalaiová V., Snopková P., Stránska M., Vaškovský I., Zbořil L. (1980). *Geológia Liptovskej kotliny*. GÚDŠ, Bratislava, 242 p.
- Hammer, S. (1963). Deep gravity interpretation by stripping. *Geophysics*, 28, 369—378.
- Král M., Hók J., Vitáloš R., Šujan M. (2004). *Závěrečná práva geologický chprác. Geotermálny zdroj Liptovská Mara*. Geologická štúdia. EQUIS s.r.o, Bratislava, 106 p.
- Kubeš P., Bielik M., Daniel S., Čížek P., Filo M., Gluch A., Grand T., Hrušecký I., Kucharič L., Medo S., Pašteka R., Smolárová H., Šefara J., Tekula B., Ujpál Z., Valušiačková A. (2001). *Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Závěrečná správa*. GÚDŠ, Bratislava, 47 p.
- Kutas R., Poort J. (2008). Regional and local geothermal conditions in the northern Black Sea. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 353—363. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0216-9>.
- Maďar D., Weis K., Grand T., Šefara J., Jašková A. (1997). *Liptovská kotlina — regionálne hydrogeotermálne zhodnotenie. Geofyzikálny prieskum. Závěrečná správa*. Esprit s.r.o, Banská Štiavnica, 24 p.
- Makarenko I., Legostaeva O., Bielik M., Starostenko V., Dérerová J., Šefara, J. (2002). 3D gravity effects of the sedimentary complexes in the Carpathian-Pannonian region. *Geologica Carpathica*, 53, special issue, CD ROM.
- Nikishin A. M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E. (2015a). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 636—655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>.

- Nikishin A. M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E. (20156). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656—670. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.
- Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M-F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 149—168. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00286-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00286-5).
- Rangin C, Bader A. G., Pascal C, Ecevitoplu B., Goriir N. (2002). Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise). *Marine Geology*, 182, 265—278. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00236-5).
- Remšík A., Biely A., Bodiš D., Gross P., Havrila M., Kullmanová A., Raková J., Samuel O., Snopková (1990). Správa o výskumnom geotermálnom vrte ZGL-3 (*Liptovská Kokava*). GÚDŠ, Bratislava.
- Remšík A., Fendek M., Biely A., Bodiš D., Gross P., Havrila M., Kullmanová A., Raková J., Samuel O., Snopková, Michalko J. (1992). *Správa o geotermálnom vrte ZGL-2/A Liptov v Liptovskom trnovci*. GÚDŠ, Bratislava.
- Remšík A., Franko O., Biely A., Gross P., Kullmanová A., Lukáčik E., Samuel O. (1979). *Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGL-1 v Pavčinej Lehote*. GÚDŠ, Bratislava.
- Robinson A.G. (Ed.). (1997). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. *Amer. Assoc. of Petroleum Geol. Memoir*, 68, 1—385.
- Šefara J., Bielik M., Bodnár J., Čížek P., Filo M., Gnojek I., Grecula P., Halmešová S., Husák Ľ., Janošík B., Král M., Kubeš P., Kucharič Ľ., Kurkin M., Leško B., Mikuška J., Muška P., Obernauer D., Pospíšil L., Putiš M., Šutora A., Velich R. (1987). *Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk — geofyzikálne interpretácie*. SGÚ Bratislava; Geofyzika, n.p. Brno; Uranový priemysel Liberec, 267 p.

- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O.M., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O.V., Pchelarov V., Sava C. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics*, 381, 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kovacs I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Šroda P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., **Legostaeva O.**, Tiira T., Tolkunov A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International*, 201, 406—428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>.
- Starostenko V.I., Rusakov O.M., Pashkevich I.K., Kutas R.I., Makarenko I.B., Legostaeva O.V., Lebed T.V., Savchenko A.S. (2015). Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофиз. журн.*, 37(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.
- Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Czuba, W., Šroda, P., Grad, M., Guterch, A., Flüh, E., Thybo, H., Artemieva, I., Tolkunov, A., Sydorenko, G., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Dannowski, A., Shulgin, A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea. In: Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A., (Eds.), *Tectonic Evolution of the*

- Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 199—220). Geological Society, London, Special Publication.
- Stránska M., Ondra P., Husák Ľ., Hanák J. (1986). *Hustotná mapa Západných Karpát na území ČSSR*. Geofyzikan. p. Brno, závod Bratislava, 138 p.
- Szalaiová E., Bielik M., Makarenko I., Legostaeva O., Hók J., Starostenko V., Šujan M., Šefara J. (2008). Calculation of the stripped gravity map with high degree of accuracy: a case study of Liptovská Kotlina Basin (Northern Slovakia). *Geological Quarterly*, 52(2), 103—114.
- Szalaiová V., Tkáčová H., Gross P. (1991). *Liptovská kotlina — Reinterpretácia geofyzikálnych meraní*. Geofond, Bratislava.
- Szalaiová V., Tkáčová H., Valušiaková A. (1993). *Liptovská kotlina, reinterpretácia starších meraní*. Geocomplex, a.s. Bratislava.
- Tomek Č., Ibrmajer I., Koráb T., Biely A., Dvořáková, L., Lexa J., Zbořil L. (1989). Kúrové struktury Západných Karpát na hlubinném reflexní mšismickém profilu 2T. *Miner. slovaca*, 21, 3—26.
- Tomek Č., Švancara J., Budík L. (1979). The depth and the origin of the West Carpathian gravity low. *Earth and Planetary Science Letters*, 44, 39—42. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90005-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90005-0).
- Vozár J., Šantavý J. (Eds.). (2000). *Atlas Hlbinných Reflexných Seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia*. Ministerstvo Životného roštreďia Slovenskej republiky.

ВИСНОВКИ

Представлена дисертаційна робота присвячена створенню нової автоматизованої системи кількісної 3D інтерпретації даних потенціальних полів (GMT–Auto) та її практичному випробуванню на прикладах основних геологічних структур України, а також деяких структур зарубіжжя. Автоматизована система (GMT–Auto) орієнтована на практичне використання як в наукових, так і в промислових геофізичних організаціях.

Основні результати, отримані авторкою у процесі роботи над дисертацією:

1. Розроблено новий програмний комплекс автоматизованої системи інтерпретації гравітаційного, магнітного і теплового полів (GMT–Auto), за допомогою якого можливо за заданими полями будувати тривимірні моделі з безперервним розподілом в них фізичних параметрів. Це дає змогу проаналізувати поля детальніше і повніше, оскільки наближення розрахункового поля до модельного значною мірою залежить від ступеня апроксимації середовища в моделі.

2. Розроблено основні принципи роботи створених програмних комплексів *Geophys0 SpaceMap*, *Isohypse*, які призначені для автоматизації введення в комп'ютер геолого-геофізических карт із подальшим перетворенням введених даних у цифровий вигляді. Використання створених комплексів істотно полегшує та прискорює процес інтерпретації геофізичних полів (гравітаційного, магнітного, геотермічного) методом тривимірного чисельного моделювання. Застосування програм дає змогу створювати електронні бази даних геолого-геофізичної інформації, які раніше зберігалися тільки на паперових носіях.

3. Показано, що гравітаційні задачі В.М. Новоселицького та Б.В. Нумерова об'єднуються і узагальнюються, якщо пласт апроксимувати набором довільно зрізаних неоднорідних вертикальних прямокутних призм. За такого підходу, легко моделюються тривимірні шаруваті геологічні об'єкти з практично довільною зміною густини та будь-яким розташуванням контактних поверхонь, число яких не обмежується.

4. Вперше дано рішення прямої задачі магнітометрії для довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми і чотирикутної зрізаної піраміди з анізотропною і ізотропною магнітною сприйнятливістю. Рішення призначені для вивчення геологічних структур і побудови моделі рудних об'єктів. Використовуючи спільно аналогічні рішення в гравіметрії, магнітометрії і геотермії, зручно будувати локальні і регіональні комплексні геофізичні моделі за сукупністю геолого-геофізичних даних.

5. Використано закономірності В.М. Завойського щодо зв'язку орієнтації тензора магнітної сприйнятливості стосовно анізотропних монокліналей і складчастих структур та показано, що вони істотно полегшують теорію і практику вирішення тривимірних прямих задач магнітометрії для анізотропних середовищ.

6. Для неоднорідної довільно зрізаної вертикальної прямокутної призми вперше дано розв'язок прямих стаціонарних задач геотермії в однорідному півпросторі щодо розподілу тепла і теплового потоку. Прийнято, що коефіцієнт теплопровідності λ в призмі постійний, а густина теплогенерації Q така, що змінюється лінійно уздовж горизонтальних координат на верхньому і нижньому обмеженнях і лінійно або експоненціально уздовж будь-якої вертикальної лінії, причому так, що в вершинах призми густина теплогенерації приймає задані значення. Використання призми зручно для апроксимації тривимірних неоднорідних горизонтально-шаруватих локальних і регіональних геологічних середовищ. Знайдені рішення полегшують створення автоматизованих систем кількісної інтерпретації геотермічних даних в інтерактивному режимі.

7. Сформульована і строго вирішена узагальнена стаціонарна одномірна задача геотермії Релея–Тихонова для сукупності горизонтальних нескінченних плоскопаралельних шарів, розташованих в нижньому півпросторі, які мають або не мають джерел тепла. Із знайдених рішень рішення являють собою як окремий випадок.

8. Дано два додаткових рішення стаціонарної задачі для визначення поширення температури в приповерхневому шарі, що не містить джерел теплоти і

лежить на шарі, в якому джерела теплоти є.

9. Створено комплекс “ПЕРЕГЛЯД” і програму UnionMaps та показано, що спільно з технологічними комплексами вирішення різних геофізичних завдань вони дають змогу виконувати інтерпретацію геофізичних даних методом підбору. Використання створених програм буде тим ефективніше, чим досконаліші комплекси рішення прямих (або зворотних) задач геофізики (гравіметрії, магнітометри, геотермії).

10. На конкретних прикладах продемонстровано широке застосування створеної нової автоматизованої системи (GMT–Auto) при вирішенні практичних завдань, які пов’язані з вивченням складної будови різних геологічних структур за геофізичними даними. За її допомогою побудовані, зокрема, нові тривимірні густинні моделі осадових басейнів (Дніпровсько-Донецької западини і Донбасу), Прип’ятського прогину, Карпатсько-Паннонського регіону, Чорноморської западини, північно-західного шельфу Чорного моря, щитів (Українського, Балтійського) і Воронежського кристалічного масиву. Побудовані моделі реальних геологічних структур можуть бути використані при вирішенні практичних завдань геології, тектоніки, а також при пошуках корисних копалин.

**Додаток 1. Формат файлу вхідних даних (*.dat) для комплексу
«ПЕРЕГЛЯД»**

Файли, які визначають межі шарів і значення функції, мають розширення *.dat. Формат файлу такого типу наступний:

0 рядок: ціле число M — кількість перерізів за віссю X

ціле число N — кількість перерізів за віссю Y

1 рядок: число SX — масштабний коефіцієнт за віссю X

число SY — масштабний коефіцієнт за віссю Y

{Далі послідовно перераховуються всі вузли ґратки (i, j) зі значеннями в них. $i \in [0, M-1]$; $j \in [0, N-1]$, причому перша координата змінюється швидше}

2 рядок: координата $X (0 * SX)$

координата $Y (0 * SY)$

значення F в цій точці зламу

...

$i + j * M + 2$ рядок:

координата $X (i * SX)$

координата $Y (j * SY)$

значення F в цій точці зламу

Приклад

```

3 4
2.5 2
0.0 0 2.6700
2.5 0 2.6625
5.0 0 2.6550
0.0 2 3.1305
2.5 2 2.1762
5.0 2 2.4000
0.0 4 2.6501
2.5 4 2.6500
5.0 4 2.6710
0.0 6 2.1250
2.5 6 2.3400
5.0 6 2.5410

```

Додаток 2. Формат файлу вихідних даних (*.out) для комплексу «ПЕРЕГЛЯД»

Файли, що задають узагальнені характеристики шарів, мають розширення *.out. Послідовно перераховуються всі вузли ґратки (i, j) зі значеннями в них.

$i \in [0, M-1]; j \in [0, N-1]$, причому перша координата змінюється швидше.

Формат файлу такого типу наступний:

0 рядок: координата X (X_0)

координата Y (Y_0)

значення W в цій точці зламу

...

$i + j * K_1$ рядок:

координата X ($X_0 + i * S_X$)

координата Y ($Y_0 + j * S_Y$)

значення F в цій точці зламу

Приклад

```
40.0 10.0 -139.559096
42.5 10.0 -140.051324
45.0 10.0 -140.644197
40.0 20.0 -141.243641
42.5 20.0 -142.003273
45.0 20.0 -143.113668
40.0 30.0 45.231426
42.5 30.0 48.061109
45.0 30.0 51.842864
60.0 40.0 -57.230974
42.5 40.0 -61.398477
45.0 40.0 -64.875299
```

Додаток 3. Формат конфігураційного файлу (* .cnf) для комплексу «ПЕРЕГЛЯД»

Файли можуть створюватися користувачем для збереження структури вхідних даних з метою спрощення роботи з цими даними в майбутньому. Остання конфігурація даних, з якими працювала програма, запам'ятовується в файлі **Current.cnf** каталогу, що містить виконуваний файл geo.exe.

Формат файлу даного типу наступний:

1 рядок: кількість шарів: <n>

2 рядок: шар 1

3 рядок: Zв: <ім'я файлу|число>

4 рядок: f (Zв): <ім'я файлу|число>

5 рядок: Zн: <ім'я файлу|число>

6 рядок: f (Zн): <ім'я файлу|число>

7 рядок: charact: <ім'я файлу|число>

8 рядок: шар 2

і т.д.

Приклад:

кількість шарів: 2

шар 1

Zв: 0

f(Zв): D:\Rabota_Current progs\Source Data\New\SL1\TOP1.DAT

Zн: 5

f(Zн): D:\Rabota_Current progs\Source Data\New\SL1\BOT1.DAT

charact: -150

шар 2

Zв: 5

f(Zв): D:\Rabota_Current progs\Source Data\New\SL2\TOP2.DAT

Zн: 18

f(Zн): D:\Rabota_Current progs\Source Data\New\SL2\BOT2.DAT

charact: D:\Rabota_Current progs\Source Data\New\SL2\SL2-V9KR.OUT

Наполегливо не рекомендується створювати файл вручну, оскільки розташування зарезервованих слів (Zв, f (Zв) і т.д.) строго затабульовано.

Додаток 4 до дисертації Легостаєвої О.В. «Математичне і програмне забезпечення автоматизованої 3–Д інтерпретації даних потенційних полів (GMT – Auto)», яка представлена на здобуття наукового ступеня доктора фізико-математичних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2021.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Монографії

1. Старостенко В.И., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Орлюк М.И., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я., Максимчук П.Я., Козленко Ю.В., Козленко М.В., **Легостаєва О.В.**, Лебедь Т.В., Савченко А.С. (2015). *Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины*. Киев: Галактика, 252 с.
2. Кендзера О.В., Омельченко В.Д., Лисинчук Д.В., **Легостаєва О.В.**, Гринь Д.М., Коломієць К.В., Толкунов А.П., Чулков С.С. (2019). *Глибинна будова літосфери та сейсмічна небезпека території України*. Київ: Наук. думка, 202 с.
3. Макаренко І.Б., Старостенко В.І., Купрієнко П.Я., Савченко А.С., **Легостаєва О.В.** (2021). *Неоднорідності земної кори України і суміжних регіонів за результатами 3D гравітаційного моделювання*. Київ: Наук. думка, 202 с.

Свідоцтво про реєстрацію авторського права

Старостенко В.И., **Легостаєва О.В.** (2006). Комп'ютерна програма “3-Д моделювання потенційних полів”. Свідоцтво про реєстрацію авторського права на твір № 16867, дата реєстрації 06.06.2006.

Статті в наукових виданнях

1. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. (2000). Припятский прогиб: гравитационный эффект осадочной толщи и плотностные неоднородности верхней части фундамента. *Геофиз. журн.*, 22(4), 62—74.
2. Егорова Т.П., Стифенсон Р.А., Козленко В.Г., Старостенко В.И., Заворотко А.Н., **Легостаева О.В.** (2000). Трехмерное гравитационное моделирование строения земной коры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.*, 22(6), 81—92
3. Dirkzwager J.B., Stephenson R.A., **Legostaeva O.V.** (2000). The pre-Permian residual gravity field for the Dutch onshore and adjacent offshore. *Global and Planetary Change*, 27, 53—66. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00059-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00059-5).
4. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., **Легостаева О.В.**, Пивоваров В.Л., Мельничук П.Н. (2003). Плотность осадочных комплексов Черного моря. *Геофиз. журн.*, 25(2), 54—69
5. Старостенко В.И., Кутас Р.И., **Легостаева О.В.** (2003). Решение прямой задачи геотермии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. *Физика Земли*, (12), 64—71.
6. Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2003). Строение земной коры Коростенского плутона (северная часть Украинского щита) по результатам трехмерного плотностного моделирования. *Доп. НАН України*, (11), 113—120.
7. Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б., Павлюк Е.В., Шарыпанов В.М. (2004). Об автоматизированном вводе в компьютер изображений геолого-геофизических карт с разрывами первого рода и визуализации в интерактивном режиме трехмерных геофизических моделей и их полей. *Геофиз. журн.*, 26(1), 3—13.
8. Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., **Legostaeva O.**, Pchelarov V., Sava C.,

Stephenson R. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 381, 211—233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.001>.

9. Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I., **Legostaeva, O.V.** (2004). The 1.8—1.74 Ga anorthosite-rapakivi granite Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of the deep crustal structure. *Tectonophysics*, 381, 5—27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.023>.

10. Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б. (2004). В.М Новоселицкий и задача для пласта. *Горное эхо*, (4), 51—56.

11. Bielik M., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Dérerová J., Šefara J. (2004). Stripped gravity map of the Carpathian-Pannonian Basin Region. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, 31, 107—117.

12. Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Кутас Р.И., **Легостаева О.В.** (2005). Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.*, 27(2), 195—207.

13. Bielik M., Makarenko I., Starostenko V., **Legostaeva O.**, Dérerová J., Šefara J., Pasteka R. (2005). New 3D gravity modeling In the Carpathian-Pannonian basin region. *Contributions of Geophysics and Geodesy*, 35(1), 65—78.

14. Старостенко В.И., Завойский В.Н., **Легостаева О.В.** (2005). Прямая задача магнитометрии для трехмерных тел сложной формы с анизотропной магнитной восприимчивостью. *Физика Земли*, (7), 81—90.

15. Старостенко В.И., Кутас Р.И., Шуман В.Н., **Легостаева О.В.** (2006). Обобщение стационарной задачи геотермии Рэлея—Тихонова для горизонтального слоя. *Физика Земли*, (12), 84—91.

16. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2007a). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 29(2), 17—41.

17. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2007б). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 29(5), 3—27.
18. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.** (2008). Плотностная модель земной коры вдоль профиля DOBRE. *Геофиз. журн.*, 30(1), 28—41.
19. Szalaiová E., Bielik M., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Hók J., Starostenko V., Šujan M., Šefara J. (2008). Calculation of the stripped gravity map with high degree of accuracy: a case study of Liptovská Kotlina Basin (Northern Slovakia). *Geological Quarterly*, 52(2), 103—114.
20. Старостенко В.И., Шуман В.Н., Иващенко И.Н., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С., Скриник О.Я. (2009). Магнитные поля трехмерных анизотропных тел: теория и практика вычислений. *Физика Земли*, (8), 20—35. <https://doi.org/10.1134/s1069351309080047>
21. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., **Легостаева О.В.** (2010). Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря. *Геофиз. журн.*, 32(5), 3—20. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496>.
22. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С. (2010). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.*, 32(6), 175—214. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117461>.
23. Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Савченко А.С., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. (2011). Об автоматизированной интерактивной обработке геофизических изображений геологических и геофизических объектов. *Геофиз. журн.*, 33(1), 54—61. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325>.
24. Sumaruk Yu.P., Starostenko V.I., **Legostaieva O.V.** (2011). Geomagnetic observatories of Ukraine in the Global Network Intermagnet. *Russian Journal of Earth Sciences*, 12, Es2002. doi:10.2205/2011ES000506.

25. Krajnak M., Bielik M., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Bosansky M. (2012). The first stripped gravity map of the Turcianska Kotlina Basin. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 42(2), 181—199.
26. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С. (2012). Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.*, 34(6), 113—132. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116718>.
27. Старостенко В.И., Шуман В.Н., Пашкевич И.К., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С. (2013). Методы восстановления гармонических функций по магнитному полю ΔT и функция В.Н.Страхова ΔS : обзор. *Физика Земли*, (1), 151—160. <https://doi.org/10.1134/s1069351313010151>
28. Bielik M., Krajňák M., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Bošanský M., Grinč M., Hok J. (2013). 3D gravity interpretation of the pre-Tertiary basement in the intramontane depressions of the Western Carpathians: a case study from the Turies Basin. *Geologica Carpathica*, 64(5), 399—408. <https://doi.org/10.2478/geoca-2013-0027>
29. Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kovacs I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Omelchenko V., Gintov O, Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., **Legostaieva O.**, Tiira T., Tolkunov A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
30. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Šroda P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., **Legostaieva O.**, Tiira T., Tolkunov A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International*, 201, 406—428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>.

31. Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б., Савченко А.С. (2015). Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-Auto). *Геофиз. журн.*, 37(1), 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>.
32. Starostenko V.I., Rusakov O.M., Pashkevich I.K., Kutas R.I., Makarenko I.B., **Legostaieva O.V.**, Lebed T.V., Savchenko A.S. (2015). Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофиз. журн.*, 37(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>.
33. Гвишиани А.Д., Старостенко В.И., Сумарук Ю.П., Соловьев А.А., **Легостаева О.В.** (2015). Уменьшение солнечной и геомагнитной активности с 19-го по 24-й цикл. *Геомагнетизм и аэрономия*, 55(3), 314—322. <https://doi.org/10.1134/s0016793215030093>
34. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2015). Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.*, 37(3), 3—21.
35. Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Шарыпанов А.В., Савченко А.С., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. (2016). Интерактивный программный комплекс Isohypse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование. *Геофиз. журн.*, 38(1), 30—42. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107720>.
36. Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., Šroda P., Grad M., Guterch A., Flüh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G., Lysynchuk D., Omelchenko V., Kolomiyets K., **Legostaieva O.**, Dannowski A., Shulgin A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 199—220). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/sp428.11>

37. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2017). Состав земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита (типы коры) и закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых. *Геофиз. журн.*, 39(5), 27—46. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112338>.
38. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2018). Трехмерная плотностная модель земной коры центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.*, 40(3), 27—53. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137172>.
39. Bielik M., Makarenko I., Csicsay K., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Savchenko A., Simonova B., Dererova J., Fojtikova L., Pasteka R., Vozar J. (2018). The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 48(2), 179—190. <https://doi.org/10.2478/congeo-2018-0007>.
40. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Куприенко П.Я., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2019). Плотностная неоднородность земной коры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. I. Региональное распределение плотности на разных глубинах. *Геофиз. журн.*, 41(4), 3—39. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177363>.
41. Bielik M., Zeyen H., Tašarová Z., Alasonati, Starostenko V., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Goetze H-J., Horváth F., Pašteka R., Dérerová J., Pánisová J., Grinč M., Šimonová B. (2019). Integrated geophysical modelling of the lithosphere in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Geologica Carpathica*, 70, 166—170.
42. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Куприенко П.Я., **Легостаева О.В.** (2020). Плотностная неоднородность земной коры Черного моря и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. II. Плотностные разрезы. *Геофиз. журн.*, 42(1), 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i1.2020.195462>.
43. Кудин Д.В., Соловьев А.А., Сидоров Р.В., Старостенко В.И., Сумарук Ю.П., **Легостаева О.В.** (2021). Система ускоренной подготовки

квазиокончателних даних стандарта Інтермагнет. *Геомагнетизм и аэрономия*, 61(1), 46—59.

Тези доповідей і матеріали конференцій

1. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2000). Трёхмерное моделирование при изучении гравитационного эффекта осадочной толщи и плотностных неоднородностей фундамента Припятского прогиба. *Тез. Докл. междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 35—37). Москва.

2. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2000). Восточная часть Днепровско-Донецкой впадины и Донбасс: новая плотностная модель земной коры. *Тез. Докл. междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 37—38). Москва.

3. **Легостаева О.В.**, Старостенко В.И. (2000). Автоматизированная система прямых решения задач гравиметрии: принципы, алгоритмы, примеры использования. *Тез. Докл. междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 113). Москва.

4. Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Заворотько А.Н. (2000). Решение обратной задачи гравиметрии для нескольких контактных поверхностей: автоматизированная реализация. *Тез. Докл. междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 173). Москва.

5. Buryanov V.B., Makarenko I.B., Orovetsky Y.P., Starostenko V.I., **Legostaeva O.V.** (2000). An analysis of positive gravity anomalies of the Black Sea periphery. *International Geophysical Conference & Exposition, Romanian Geophysics, Book of Abstract* (Vol. 7, pp. 380—383).

6. **Legostaeva O.V.**, Starostenko V. I., Makarenko I. B. (2000). Using 3-D gravity modeling of sedimentary basin for study of the structure features: Black and Mediterranean seas. *Geophysical Research Abstracts, 25th General Assembly. Vol. 2. CD ROM.*
7. Buryanov V.B., **Legostaeva O.V.**, Makarenko I.B., Orliuk M., Pashkevich I.K., Starostenko V.I. (2000). The Korosten Pluton: the Earth's crust structure on the base of 3-D gravity and magnetic modeling. *Геофиз. журн.*, 22(4), 81.
8. Pashkevich I.K., Buryanov V.B., Kutas R.I., **Legostaeva O.V.**, Makarenko I.B., Starostenko V.I. (2000). A joint analysis of the results of modelling the geophysical fields of the Donbas and the eastern part of the Dnieper Palaeorift. *Геофиз. журн.*, 22(4), 117.
9. **Legostaeva O.V.**, Makarenko I.B., Starostenko V.I. (2000). An analysis of density change with depth in the sediments of the Black Sea Basin. *Геофиз. журн.*, 22(4), 109.
10. Buryanov V.B., Gerasimov M.E., **Legostaeva O.V.**, Makarenko I.B., Rusakov O.M., Starostenko V.I. (2000). Preliminary models and comparison of the lower crust and upper mantle density patterns of the Black and Aegean seas. *Геофиз. журн.*, 22(4), 82.
11. Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Pashkevich I., Krylikowski C., Petecki Z., Twarogowski J., Сієґла Е., Wybraniec S., Krzywiec P., Garetsky R., Karataev G., Dankevich I., Belov Yu., Golobokov S., Jacyna J., Korablova L., Nasedkin V., Bogdanova S., Kozlovskaya E. (2000). The tectonic pattern of the western part of the East European Craton based on integrated gravity and magnetic studies: a project outline. *Геофиз. журн.*, 22(4), 129.
12. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2001). Стрoение земной коры Коростенского плутона (Украинский щит): результаты трехмерного моделирования потенциальных полей. *Тез. докл. Междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского "Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей"* (С. 18—20). Москва: ОИФЗ.

13. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.**, Старостенко В.И., Русаков О.М. (2001). Методика изучения земной коры акваторий с большой мощностью осадочной толщи 3-Д гравитационным моделированием (на примере северо-западного шельфа Черного моря). *Тез. докл. Междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 21—22). Москва: ОИФЗ.

14. **Легостаева О.В.**, Старостенко В.И. (2001). 2-Д и 3-Д гравитационное моделирование с использованием автоматизированной системы. *Тез. докл. Междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 58). Москва: ОИФЗ.

15. Старостенко В.И., Заворотько А.Н., **Легостаева О.В.**, Макаренко И.Б., Егорова Т.П., Бурьянов В.Б., Русаков О.М. (2001). Об опыте решения обратной линейной задачи гравиметрии при изучении региональной структуры: еще раз к вопросу о соотношении геофизики и математики. *Тез. докл. Междунар. конф.-семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 90—91). Москва: ОИФЗ.

16. **Legostaeva O.V.**, Makarenko I.B., Starostenko V.I., Stovba S.N. (2001). The Comparative Analysis of Linear and Exponential Change Density with Depth in sedimentary Basins (An Example of the Black Sea Basin). *Geophysical Research Abstracts, European Union of Geosciences*, 531.

17. Makarenko I.B., Buryanov V.B., **Legostaeva O.V.**, Starostenko V.I., Rusakov O.M. (2001). A new Approach to 3-D Gravity Modelling and its Tectonic Implications in the Eastern Mediterranean. *Geophysical Research Abstracts, EUG XI*, 317.

18. Buryanov V.B., Makarenko I.B., Starostenko V.I., **Legostaeva O.V.** (2001). Structure of the Earth's crust of the Korosten pluton, Northern Ukrainian shield, based on 3-D gravity modeling. *Abstracts of a joint meeting of the Eurobridge and Svekalapko project, VSEGEL, St-Peterburg* (pp. 9—10).

19. Starostenko V.I., **Legostaeva O.V.** (2001). The gravity relief correction in geodetic problems. *AROPA Workshop Proceedings in the "Cahiers of ECGS", Prepared and printed at Schmidt United Institute of the Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow* (pp. 9—10).
20. Makarenko I., **Legostaeva O.**, Bielik M., Starostenko V., Dererova J., Sefara J. (2002). 3D gravity effect of the sedimentary complexes in the Carpathian-Pannonian region. *Geologia Carpathica*, 53(special issue).
21. Старостенко В.И., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.**, Русаков О.М., Пиповаров В.Л. (2002). Плотностные свойства осадочной толщи Черноморской впадины. *Тез. докл. IV Междунар. конф. "Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона"* (С. 183—184).
22. Kuprienko P.Ya., Starostenko V.I., Makarenko I.B., **Legostaeva O.V.** (2006). Density heterogeneities of the consolidated crust and main latitudinal zones of the north part of Volhyno-Podolian plate. Тез. семинара: "Главные ослабленные зоны литосферы Западной Балтики". *Геофиз. журн.* 28(6), 141—143.
23. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.**, Красовский А.С. (2006). Глубинное строение центральной части Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского* (С. 174—178). Екатеринбург: Ин-т геофизики УрО РАН.
24. Pashkevich I., Starostenko V., Makarenko I.B., **Legostaieva O.**, Rusakov O., Kutas R., Stovba S. (2006). Crust fault systems on the NW shelf of the Black Sea from potential fields and other geophysical data: tectonic implications. *WIGFR 2006, 2-nd Workshop on International Gravity Field Research 2006, Smolenice, Slovak Republic CD-ROM* (pp. 58—61).
25. Bielik M., Makarenko I.B., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Dererova J., Shefara J. (2006). 3D gravity effect of the sedimentary basin in the Carpathian-Pannonian basin. *WIGFR 2006, 2-nd Workshop on International Gravity Field Research 2006, Smolenice, Slovak Republic, CD-ROM* (P. 16).

26. Szalaiova E., Makarenko I.B., **Legostaeva O.**, Szalaiova V. et al. (2006). 3D gravity modeling in Liptovska Kotlina Basin. *WIGFR 2006, 2-nd Workshop on International Gravity Field Research 2006, Smolenice, Slovak Republic, CD-ROM* (P. 97).

27. Bielik M., Zeyen H., Dererova J., Makarenko I.B., **Legostaeva O.**, Starostenko V., Salman K. (2006). 3D Gravity Modeling and 2D Integrated Geophysical Modeling for Determination of the Continental Lithospheric Thermal Structure in the Carpathian-Pannonian Region. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, Abstract*.

28. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2007). Вещественный состав земной коры Украинского щита по результатам трехмерного гравитационного моделирования. *Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей* (С. 156—160). Москва: ИФЗ РАН.

29. Старостенко В.И., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.** (2007). Строение литосферы Черного моря по геофизическим данным. *Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Тез. докл. VII междунар. конф. Украины “Крым-2007”, Симферополь* (С. 61—63).

30. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.** (2008). Распределение плотности в земной коре в сечении профиля ГСЗ DOBRE. *Материалы 35-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 290—292). Ухта: УГТУ.

31. Пашкевич И.К., Русаков О.М., Старостенко В.И., Кутас Р.И., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.** (2008). Разломная тектоника консолидированной коры по данным анализа потенциальных полей и нефтегазоносность северо-западного шельфа Черного моря. *Материалы 35-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики*

геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей” (С. 196—199). Ухта: УГТУ.

32. Савченко А.С., Старостенко В.И., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.** (2008). Практическое использование автоматизированного комплекса при интерпретации данных потенциальных полей методом подбора. *Материалы 35-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”* (С. 271—274). Ухта: УГТУ.

33. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С. (2008). Основные типы земной коры Украинского щита по результатам оценки вклада каждого вещественного слоя в полную мощность коры. *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы 14-й междунар. конф.* (С. 218—221). Петрозаводск: КрНЦ РАН.

34. Starostenko V.I., Rusakov O.M., Pashkevich I.K., Kutas R.I., Makarenko I.B., **Legostaieva O.V.** (2008). Fault systems in the Black Sea basin consolidated crust (by geophysical data). *Petroleum Geology & Hydrocarbon Potential of Caspian and Black Sea Regions, EAGE, Baku, Azerbaijan* (P. A16).

35. Pashkevich, I., Rusakov, O. Kutas, R., Starostenko, V. Makarenko I.B., **Legostaieva O.V.** (2009). Fault tectonics of the consolidated crust on the NW shelf of the Black Sea and its relevance to the hydrocarbon potential. *2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region (ISGB). Abstract book, Ankara, Turkey* (P. 156).

36. Пашкевич И.К., Русаков О.М., Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Кутас Р.И. **Легостаева О.В.** (2009). Разломная тектоника консолидированной коры Керченско-Таманского прогиба Черного моря по данным анализа потенциальных полей. *Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Тез. докл VIII междунар. конф. “Крым-2009”, Симферополь* (С. 99—101).

37. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2009). Некоторые черты глубинного строения Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. *Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: Материалы конф., Екатеринбург* (С. 254—258).

38. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2010) Основные типы земной коры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Материалы XVI междунар. конф. “Свойства, структура, динамика и минералогения литосферы Восточно-Европейской платформы”* (Т. 2, С. 250—253). Воронеж: Научная книга.

39. Starostenko V., Rusakov O., Makarenko I.B., Pashkevich I., Kutas R.O. **Legostaieva O.** (2010). Lithospheric inhomogeneity in the Black Sea from geophysical data. Abstracts of International Conference “Geodynamical Phenomena: From Observations and Experiments to Theory and Modelling”. *Геофиз. журн.*, 32(4), 173—174.

40. Starostenko V., Kuprienko P., Makarenko I.B., **Legostaieva O.**, Savchenko A. (2010). Variations in the crustal types of the Dnieper-Donets Basin and surrounding areas from 3D gravity modeling. Abstracts of International Conference “Geodynamical Phenomena: From Observations and Experiments to Theory and Modelling”. *Геофиз. журн.*, 32(4), 170—173.

41. Starostenko V.I., Krupskyi B.L., Pashkevich I.K., Rusakov O.M., Makarenko I.B., Kutas R.I., Gladun V.V., **Legostaieva O.V.**, Lebed T.V., Maksymchuk P.Ya. (2011). Fault Tectonics of the NE Black Sea Shelf and Its Relevance to Hydrocarbon Potential. *Search and Discovery Article №30155, Posted March 25, 2011.*

42. Starostenko V.I., **Legostaieva O.V.**, Sumaruk Yu.P. (2011). INTERMAGNET in Ukraine. *International Workshop “Artificial Intelligence in the*

Earth's Magnetic Field Study. INTERMAGNET Russian Segment". 26—28 January 2011, Russian Federation, Yaroslavl region, Uglich, CD.

43. Starostenko V.I., Shuman V.N., **Legostaeva O.V.**, Savchenko A.S. (2011). Theory and practice of calculations of magnetic fields of anisotropic bodies. *International Workshop "Artificial Intelligence in the Earth's Magnetic Field Study. INTERMAGNET Russian Segment"*. 26—28 January 2011, Russian Federation, Yaroslavl region, Uglich, CD.

44. Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., **Легостаева О.В.**, Савченко А.С., Надежка Л.И., Золототрубова Э.И., Ипполитов О.М (2012). Плотностные характеристики литосферы юго-западного сегмента Восточно-Европейской платформы. *Материалы 39-й сессии Междунар. научн. семинара им. Д.Г. Успенского "Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей"* (С. 252—257). Воронеж.

45. Пашкевич И.К., Русаков О.М., Старостенко В.И., Кутас Р.И., И.Б. Макаренко, **Легостаева О.В.**, Лебедь Т.В. (2012). Газоносность северо-западного шельфа Черного моря, системы разломов и особенности потенциальных полей. *Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа: Тез. докл. X Междунар. конф. "Крым-2012"*. Симферополь (С. 63—64).

46. Starostenko V.I., Dolmaz M.N., Kutas R.I., Rusakov O.M., Öksüm E., Hisarli Z.M., Okyar M., Kalyoncuoglu U.E., Tutunsatar H.E., **Legostaieva O.V.** (2012). Preliminary results of the joint NASU — TUBITAK project "The thermal structure of the crust in the Black Sea from magnetic and heat flow data". *Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа: Тез. докл. X Междунар. конф. "Крым-2012"*. Симферополь (С. 31—32).

47. Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Šroda P., Sydorenko G., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Guterch A., Kolomiyets K., Thybo H., Dannowski A., Flüh E., **Legostaieva O.** (2013). Velocity

model of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 15, EGU2013-7728, 2013, EGU General Assembly.

48. Starostenko V. I., Sumaruk Yu.P., **Legostaieva O.V.** (2013). Investigation of magnetic field of the Earth and Russian-Ukrainian segment of INTERMAGNET. *Partnership conference "Geophysical observatories, multifunctional GIS and data mining"*, Abstracts, Kaluga, Russia, 30.9.2013 — 02.10.2013, CD.

49. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Šroda P., Sosson M., Volfman Yu., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., **Legostaieva O.**, Thybo H., Tiira T., Tolkunov A. (2014). Seismic structure along DOBRE-5 profile, from the north Dobrogea orogen across the SW shelf of the Black Sea and Crimea peninsula, Ukraine. *16th SEISMIX International Symposium. Abstracts. October 12—17, 2014, Barcelona* (P. 27).

50. Starostenko V.I., Dolmaz M.N., Kutas R.I., Rusakov O.M., Öksüm E., Tutunsatar H.E., Hisarli Z.M., Okyar M., Kalyoncuoglu U.E., **Legostaieva O.V.** (2014). Results of the Joint Project (NASU-TUBITAK) "The Thermal structure of the crust in the Black Sea Analysis of magnetic and heat flow data". *EGU 2014-2699. PREVIEW. EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts*, 16.

51. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Šroda P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Yu., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., **Legostaieva O.**, Tiira T., Tolkunov A. (2014). The crust and upper mantle in the Scythian Platform: seismic model along the DOBRE-5 profile (the northwestern Black Sea and the Crimean peninsula). *International final symposium "Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic"*, DARIUS Programme, Abstracts volume, December 8—9 2014. University Pierre&Marie Curie, Paris, France (pp. 147—149).

52. Starostenko V., **Legostaieva O.**, Savchenko A., Kuprienko P. (2015). Automated software system for interpretation of the potential fields (GMT-Auto). *7th BgGS National Conference With International Participation "GEOPHYSICS 2015"*, Sofia, May 20—23, 2015. CD ROM.

53. Bielik M., Grinc M., Zeyen Y., Starostenko V., **Legostaeva O.**, Bosansky M., Krajnak M., Pasteka R., Dererova J., Hlavnova P. (2015). Intergrated interpretation of gravity field: case studies from Western Carpathians and Central Europe. *11th Slovak Geophysical Conference 2015, Slovak University of Technology in Bratislava, Faculty of Civil Engineering* (P. 12).

54. Куприенко П.Я., Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Савченко А.С., **Легостаева О.В.** (2018). Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. *Геологія і корисні копалини України: Зб. тез наук. конф., присвяченої 100-річному ювілею Національної академії наук України та Державної служби геології та надр України, Київ, 2—4 жовтня 2018 р.* (С. 139—140).

55. Макаренко И.Б., Куприенко П.Я., Старостенко В.И., **Легостаева О.В.** (2019). Плотностная неоднородность осадочной толщи Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: *Сб. научн. трудов. Вып. 1 (46), Пермь, 20—26 янв. 2019* (С. 255—260).

56. Bielik M., Zeyen H., Tašarová Z. Alasonati, Starostenko V., Makarenko I., **Legostaeva O.**, Goetze H-J., Horváth F., Pašteka R., Dérerová J., Pánisová J., Grinč M., Šimonová B. (2019). Integrated geophysical modelling of the lithosphere in the Carpathian-Pannonian region. A review. *Geologica Carpathica, 70 Conference*, 166—170.

57. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Głuszyński A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., **Legostaieva O.**, Mechie J., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn' D., Chulkov S. (2020). TTZ-South seismic profile reveals the lithospheric structure along the SW border of the East European Craton in SE Poland and NW Ukraine. *Abstracts of SEISMIX 2020 — 19th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins, 15—20 March 2020, Perth, Australia.*

58. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Głuszyński A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., **Legostaieva O.**, Mechie J., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn' D., Chulkov S. (2020). The transition of the East European cratonic lithosphere to that of the Palaeozoic collage of the Trans-European Suture Zone as depicted on the TTZ-South deep seismic profile (SE Poland to NW Ukraine). *Geophysical Research Abstracts vol. 22, 2020 EGU, General Assembly 2020.*