

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

Кваліфікаційна наукова праця  
на правах рукопису

**МАКАРЕНКО  
ІРИНА БОРИСІВНА**

Прим. № \_\_\_\_\_

УДК: 550.14(477)+550.312

**ДИСЕРТАЦІЯ  
НЕОДНОРІДНІСТЬ ЗЕМНОЇ КОРИ УКРАЇНИ І СУМІЖНИХ РЕГІОНІВ  
ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ 3D ГРАВІТАЦІЙНОГО МОДЕЛЮВАННЯ**

04.00.22 – ГЕОФІЗИКА  
103 – НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ

Подається на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук.

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

\_\_\_\_\_ І.Б.Макаренко

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

**КИЇВ – 2019**

## АНОТАЦІЯ

*Макаренко І.Б.* Неоднорідність земної кори України і суміжних регіонів за даними 3D гравітаційного моделювання. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису. Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2019.

Дисертаційна робота виконана з метою вивчення густинної неоднорідності земної кори України і суміжних територій на основі детальних 3D гравітаційних моделей окремих тектонічних регіонів, які розраховані при використанні комплексу автоматизованої інтерпретації потенціальних полів *GMT-Auto* [Старостенко и др. 2015a]. Перевагою комплексу є можливість в автоматизованому режимі (що дуже суттєво) будувати тривимірні моделі геологічного середовища з кращою апроксимацією контурів тіл зі суцільним розподілом в них густини, а також тривимірні моделі горизонтальних шарів з довільними нижньою та верхньою границями і зі складною зміною густини по вертикалі.

У методологічному плані дисертаційна робота являє собою подальший розвиток найпоширенішого способу кількісної інтерпретації спостережного гравітаційного поля, який виконується за допомогою методу підбору в модифікаціях, застосованих для розвідувальних робіт, регіональних досліджень, або їх в комплексі [Сорокин 1953; Worzel and Shurbet, 1955; Talwani et al, 1959; Hammer 1963; Старостенко и др. 1975; Бурьянов и др. 1983; Starostenko et al. 1988, 2004; Красовский 1989; Егорова 1991]. На цей час метод підбору в об'ємному варіанті в результаті застосування сучасного спеціалізованого програмного забезпечення комплексу *GMT-Auto* технічно трансформувався в 3D гравітаційне моделювання, яке уможливорює розв'язання набагато складніших геологічних завдань з метою вирішення важливих прикладних проблем сучасної геології.

Фундамент дисертаційної роботи склали 3D гравітаційні моделі земної кори різного масштабу наступних тектонічних регіонів і окремих структур: Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) і Донбасу, Українського щита (УЩ) (Інгульський мегаблок, Голованівська шовна зона (ГШЗ), широтні зони розломів), Чорноморської мегазападини (глибоководна частина, північно-західний та північно-східний шельфи) і прилеглих територій. Моделі побудовані з використанням комплексу геологічних, петрофізичних і сейсмічних даних уздовж геотраверсів, профілів ГСЗ, сучасних сейсмічних досліджень методами WARR. В результаті були отримані нові відомості стосовно розподілу густини в земній корі.

3D гравітаційна модель ДДЗ і Донбасу отримана в масштабі 1:500 000. Зона аномального ущільнення кори в районі Головної антикліналі Донбасу простежується з глибини 10 км до розділу Мохо. Результати 3D гравітаційного моделювання підтвердили наявність осьового ущільнення в центральній частині ДДЗ і Донбасу. Низи консолідованої кори в межах западини характеризуються високою густиною порід, яка властива коромантії суміші. Вперше в консолідованій корі ДДЗ за характеристиками редукованого за вплив осадків гравітаційного поля, розподілу намагнічених в ній утворень і особливостям глибинної будови виділені Чернігівський, Лохвицький, Ізюмський і Донбаський сегменти, які знаходять підтвердження в розподілі густини порід на поверхні фундаменту, в його рельєфі, глибинних горизонтах і в сумарному гравітаційному ефекті осадової товщі. У прибортових зонах ДДЗ по всьому розрізу кори простежено неоднорідності аномально низької густини, які є показниками її підвищеної пористості (необхідна умова концентрації глибинних вуглеводнів). Побудовано схему потужності коромантії суміші, що відображає ступінь перетворення порід на границі кора – мантія і вплив мантіїних флюїдів.

Для Інгульського мегаблоку УЩ за даними 3D гравітаційного моделювання в масштабі 1:200000 встановлено, що земна кора основних структур (Корсунь-Шевченківського, Шполянського масивів рапаківівидних гранітів і Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів) розділена по глибині

на два шари зі стрибками густини на глибинах 12 і 17 км. У верхньому шарі залягають розушільнені породи, а в нижньому – ущільнені. Земна кора Корсунь-Новомиргородського плутону розділена трансрегіональним тектонічним швом Херсон-Смоленськ на західну і східну частини. В них зміна густини порід до глибини 12 км має різний характер: в східній частині присутні три стрибки густини на глибинах 2, 5 і 12 км, а в західній – тільки на глибині 12 км. Деталізовано розподіл густини за глибиною і по площі в масивах гранітоїдів і габро-анортозитів. Простежено зміну густини в межах шовних зон і зон розломів, наведено їх порівняльну характеристику. ГШЗ однорідніша ніж Інгулецько-Криворізька і характеризується підвищеною густиною по всьому розрізу земної кори. Трансрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ при наближенні до Субботсько-Мошоринської та Бобринецької широтних зон розломів слідкується фрагментарно. Це стосується також Кіровоградської та Первомайської зон розломів.

Для центральної частини Голованівської шовної зони УЩ побудовано 3D гравітаційну модель земної кори масштабу 1:50 000, в якій враховано зміну густини як по площі відповідно з петрофізичними даними, так і з глибиною відповідно з даними сейсмометрії. Було взято до уваги стрибкоподібну зміну густини, наявність зон інверсії і зон з постійною густиною. Підтверджено блокову будову верхньої частини земної кори, яку раніше було виявлено сейсмометрією у деяких районах зони. В процесі моделювання з'ясовано, що досліджувана територія в 3D гравітаційній моделі з поверхні до глибини 20 км ділиться за своєю будовою на центральну, східну і західну частини. Центральна частина ГШЗ складена породами, густина яких значно вище, ніж в західній і особливо в східній частинах. Отримано розподіл густини всього розрізу земної кори у локальних структурах з аномально високою густиною на поверхні фундаменту (габро, амфіболіти, залізисті кварцити, кристалосланці та гнейси гранат-біотитові), а також у вмісних породах. Згідно з розрахунками у першому наближенні визначено характер зміни густини з глибиною в аномальних



структурах і встановлено глибину їхнього поширення. За попередніми даними ці структури простежуються до глибини 3–5 км.

Для Чорноморської мегазападини і прилеглих територій за даними 3D гравітаційного моделювання в масштабі 1:1000 000 вперше побудовано схеми розподілу густини на покрівлі палеоцен-еоценових і крейдових відкладень та з'ясовано, що густина зазнає змін як по площі, так і по глибині. Побудовано схему поширення і глибин залягання підосви дислокованих відкладів, а також розрахована густина на цій поверхні. Проаналізовано густинну неоднорідність в верхньому шарі кристалічної кори, а також на покрівлі і підосві нижнього шару. Уточнено області відсутності гранітного шару в Західно- та Східно-Чорноморській западинах.

Густинні розрізи дозволили простежити зміну густинної неоднорідності земної кори в напрямку захід–схід і північ–південь широтних зон розломів УЩ. Згідно з одержаними даними, Південноратнівська, Поліська, Ковельсько-Сарненська, Андрушівська, Смілянська і Субботсько-Мошоринська широтні зони розломів мають північне падіння, а Південнодонбаська і Конкська – південне.

Отримано схеми розподілу густини в обсязі земної кори України і суміжних регіонів на певних глибинах (поверхня фундаменту, 10, 20, 30 км, поділ Мохо). Обчислено потужності умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів земної кори і коромантійної суміші для всього регіону дослідження, які в графічному вигляді представлено ізолініями на відповідних схемах.

Отримана густинна неоднорідність стала основою для побудови, у тривимірному варіанті вперше, схеми прогнозного складу земної кори з типізацією за співвідношенням потужностей складових її шарів. Неоднорідність сучасної консолідованої кори регіону в цілому охарактеризована схемою розповсюдження областей гранітного, гранітно-діоритового, діоритового і базальтоїдного типів кори. Щоб чітко зафіксувати розчленування нижнього шару кори, який за класифікацією методом ГСЗ вважається нероздільним,

базальтоїдний тип розчленовано на 3 підтипи. Підтип 1 з вмістом в ньому базальту 40–70%, підтип 2, у якого його кількість збільшується до 70–90% і підтип 3, котрий стовідсотково складається з базальту.

Встановлено, що основність земної кори УЩ змінюється з заходу на схід, відповідно, від базальтоїдного до діоритового типу. В ДДЗ основність кори збільшується з північного заходу на південний схід, підкоряючись сегментації структури. У Чорноморської мегазападині і прилеглих територіях переважає базальтоїдний тип кори. Вперше виділений тип кори, який не співпадає з відомими і характеризується присутністю в розрізі «базальтового» і «гранітного» шару (при нульовій або дуже малій потужності «діоритового»). Подібний тип кори присутній в Інгульському мегаблоці УЩ, в північній бортовій зоні ДДЗ, а також в Чорноморській мегазападині.

Шляхом спільному аналізу залишкового гравітаційного, звільненого від впливу товщі води і осадового шару, та аномального магнітного полів для північно-західного та північно-східного шельфів Чорного моря отримано нову інформацію про системи розломів консолідованої кори, їх співвідношення між собою і вплив на формування основних структур осадового чохла, до яких, і особливо до вузлів перетину розломів, приурочені родовища вуглеводнів. На північно-західному шельфі визначено сучасне положення південної границі Східноєвропейської платформи (СЄП), окремі ділянки якої ешелоновано зміщені на південний схід. Зроблено висновок про те, що розривні порушення осадового чохла мають тісний зв'язок з розломами кристалічного фундаменту, які відіграють вирішальну роль при вертикальному транспортуванні глибинних флюїдів з вуглеводнями.

Для північно-західного шельфу Чорного моря вперше виконано аналіз розміщення структур-аналогів відомих родовищ (Голіцинського, Архангельського, Одеського, Штормового) щодо різних систем розломів та типізацію родовищ вуглеводнів і структур за ознаками їх проявів в потенціальних полях. З'ясовано, що більшість родовищ і структур контролюється системами розломів, які пов'язані з границею СЄП і Губкінсько-

Донузлавською зоною розломів, і вузлами їх перетинів.

Для Українського щита виконано зіставлення областей поширення родовищ і рудопроявів корисних копалин гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису зі схемою типів кори і її густинною неоднорідністю. З'ясовано, що більша частина родовищ і рудопроявів приурочена до блоків гранітно-діоритового і діоритового типів кори, а менша тяжіє до блоків гранітного та базальтоїдного типів. Родовища і рудопрояви золота і срібла, а також рудопроявлення пегматитів пов'язані з усіма типами.

**Ключові слова:** 3D гравітаційне моделювання, земна кора Україна та суміжних регіонів, густина, «гранітний», «діоритовий» та «базальтовий» шари, типи консолідованої земної кори, розломна тектоніка

## ANNOTATION

Makarenko I.B. Heterogeneity of the Earth's crust of Ukraine and adjacent regions inferred from 3D gravity modelling. – Qualifying scientific work on the rights of manuscript. Thesis for a doctoral degree in geological sciences, specialty 04.00.22 – geophysics (103 – Earth Sciences). – Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2019.

This thesis was performed to study the density heterogeneity of the crust of Ukraine and adjacent regions analyzing detailed 3D gravity models of separate tectonic structures and regions, which are calculated using the automated software complex for interpretation of potential fields *GMT-Auto* [Starostenko et al. 2015a]. Its advantage is the ability to develop three-dimensional models of the geological environment in automated mode (that is very significant) achieving the best approximation of the contours of bodies whose density distribution is continuous, as well as three-dimensional models for horizontal layers which are limited by arbitrary lower and upper boundaries and are distinguished by complex density vertical variations.

In methodological terms, this thesis is a further development of the most widespread method of quantitative interpretation of the observed gravity field by the fitting method in modifications used for exploration, regional studies, or in their combination [Sorokin 1953; Worzel and Shurbet, 1955; Talwani et al. 1959; Hammer 1963; Starostenko et al. 1975; Buryanov et al. 1983; Starostenko et al. 1988, 2004; Krasovskiy 1989; Egorova 1991]. At present, the there-dimensional fitting method, as a result of the use of the modern specialized *GMT-Auto* software, was technically transformed into 3D gravity modelling. This allows us to solve much more complex geological tasks to find solutions to important applied problems of modern geology.

This thesis relies on the 3D gravity models for the crust of different scales of the following tectonic regions and separate structures: Dnieper-Donets Basin (DDB) and Donbas, Ingulsky megablock, Golovanivska suture zone (GSZ), latitudinal zones of fractures of the Ukrainian Shield (USh), Black Sea megadepression (deep-sea basins, northwestern and northeastern shelves) and surrounding areas. The models are constructed on the basis of geological, petrophysical and seismic data along geotravers, DSS profiles, and the modern WARR methods. As a result, new information was obtained for the density distribution in the whole Earth's crust.

The 3D gravity model of the DDB and the Donbas was obtained on a scale of 1: 500 000. The zone of the anomalous compaction is traced from a depth of 10 km to the Moho discontinuity in the area of the Main Anticline of Donbas. 3D gravity modelling confirmed the axial compaction in the central DDB and Donbas. The lower consolidated crust within the depression is distinguished by high density of rocks, which is characteristic of the crust-mantle mixture. For the first time, Chernihivsky, Lokhvitsky, Izumsky and Donbaskyi segments were first established in the consolidated crust of the DDB by the characteristics of the gravity field corrected for the influence of sediments, the distribution of the magnetized formations in the consolidated the crust and the features of the depth structure. They are confirmed by the density distribution of the rocks on the surface of the basement and the topography of its relief, the characteristics of the deep horizons and the total gravity effect of the sedimentary layers. Abnormally low density was revealed in the crust of pre-boundary

zones of the DDB. It is an indicator of its increased porosity that is a precondition for the concentration of deep hydrocarbons. A map of thickness was constructed for the crust-mantle mixture, which reflects the degree of transformation of rocks at the crust–mantle boundary and the influence of mantle fluids.

Based on 3D gravity modelling at a 1: 200 000 scale, the crust of the Korsun-Shevchenskivskoho, Shpolyanskoho rapakivi granite and Novoukrainskoho trachytoid granite massifs of the Ingulskoho megablock is divided into layers density density jumps at a depth of 12 and 17 km. In the upper layer decompacted rocks occur while the lower one consists of compacted rocks. The crust of the Korsun-Novomirgorodskoho pluton is divided into the western and eastern domains by the Kherson-Smolensk trans-regional tectonic suture. In each of them, the peculiarities of a change in the density of rocks are different to a depth of 12 km. In the eastern domain 3 density jumps were documented at depths of 2, 5 and 12 km, and in the western one – only at a depth of 12 km. The density distribution with respect to depth and its spatial pattern are detailed for the granitoid and gabbro-anorthosite massifs. Changes in the density are recognized within the suture and fracture zones, and their comparative characteristics are given. The GSZ is more homogeneous than Inguletsko-Kryvorizka one and is characterized by increased density throughout the entire crust section. The Kherson-Smolensk trans-regional suture is observed fragmentedly in approaching the Subotynsko-Moshorskoi and Bobrynetskoi latitudinal fracture zones. This also true for the Kirovohradskoi and Pervomaiskoi fault zones.

The 3D gravity model of the crust at a 1: 200 000 scale was constructed for the central Golovanovskoi suture zone of the USh considering both the spatial change in density inferred from petrophysical data and the change with depth obtained by seismic studies. The abrupt change of density was considered in one direction or the other as well as inversion zones and zones with constant density. The block structure was confirmed for the upper crust, which was earlier revealed by seismometry in some areas of the zone. The 3D gravity modelling revealed that the structure of the study area was divided into the central, eastern and western parts from the surface to a depth of 20 km. The central part, mainly the GSZ, is composed of rocks whose density is

much higher than in the western and especially in the eastern parts. The density distribution of the entire crustal section was obtained in local structures with an abnormally high density on the surface of the basement (gabbro, amphibolites, ferruginous quartzites, crystalline rocks and garnet biotite gneisses), as well as in host rocks. Based on the calculations, the first approximation was determined for nature of the density change with depth in the anomalous features and the depth of their distribution was obtained. According to preliminary data, these features can be traced to a depth of 3-5 km.

3D gravity modelling at a 1: 1000 000 scale, for the first time, resulted in density distribution of the Paleocene-Eocene and Cretaceous sediments for the Black Sea megadepression and adjacent territories. It were disclosed he spatial density differentiation and changes with depth. The distribution and depth of the dislocated sediments are documented, as well as the density is calculated on this surface. The density heterogeneity is analyzed for the upper layer of the crystalline crust and on the roof and basement of the lower layer. Areas of absence are rectified for granite layer in the West and East Black Sea basins.

The density-cross sections of the crust made it possible to trace the change in its density in the crust in west–east and north–south directions of the USh latitudinal zones of the faults. Based on the data obtained, the Pivdennoratnivska, Poliska, Kovelsko-Sarnenska, Andrushevskaya, Smilyanska and Subotsko-Moshorynska latitudinal faults zones have a northern fall, and the Pivdennodonbaska and Konkska zones – the southern one.

The density distribution was obtained for the entire crust of Ukraine and adjacent regions at certain depths (surface of the basement, 10, 20, 30 km, Moho discontinuity). The thickness was determined for conditionally distinguished "granite", "diorite", "basalt" layers of the Earth's crust and crust-mantle mixture within the whole region of the study. Its values are graphically represented by isolines on the respective schematical maps.

The resulting density inhomogeneity became the basis for constructing, for the first time in a three-dimensional version, a scheme for the predictive composition of

the Earth's crust with typification according to the power ratios of its constituent layers. The heterogeneity of the present-day consolidated crust of the whole study area is characterized by granitic, granitic-dioritic, dioritic and basaltoid types. To clearly identify the dismemberment of the lower layer of the crust which is considered inseparable by the classification of the DSS method the basaltoid type is divided into 3 subtypes. The subtype 1 with a content of 40–70% of basalt, subtype 2, where concentration of basalt increases to 70–90% and subtype 3, which is composed only of basalt.

It has been established that the basicity of the Earth's crust of the USh changes from west to east, respectively, from basalt to diorite type. Decrease in crustal basicity is also observed in suture zones, namely from diorite and basaltoid type in Golovanivskii suture to basaltoid and diorite type in the Inguletsko-Kryvorizckii suture and diorite type in the Orikhivsko-Pavlogradskii suture. In the DDB the crustal basicity increases from northwest to southeast in accordance with the segmentation of this feature. The basaltoid type of the crust is predominant in the Black Sea megadepression and adjacent territories. For the first time, a type of crust was identified that does not coincide with the known ones and is characterized by the presence in the section of the "basalt" and "granite" layers (with a zero or very low "diorite" thickness). A similar type of bark is present in the Ingul megablock of the USh, in the northern side zone of the DDB, as well as in the Black Sea megadepression.

By joint analysis of the residual gravitational, freed from the influence of the water column and sedimentary layer, and anomalous magnetic fields for the north-western and north-eastern shelves of the Black Sea, new information was obtained about the faulting system of the consolidated crust, their relationship between themselves and the influence on formation of the main structures of the sedimentary cover to which, and especially to the junctions of the faults, are confined hydrocarbon deposits. On the northwestern shelf of the Black Sea the present-day position is defined for the southern boundary of the East European Platform (EEP), the separate segments of which are echelonedly displaced to the southeast. The rupture disturbances of the

sedimentary cover are closely related to faults of the crystalline basement, which strongly control the vertical transport of deep fluids with hydrocarbons.

On the northwestern shelf of the Black Sea a relationship was first analyzed between structures-analogues of the known hydrocarbon fields (Golitsynske, Arkhangelske, Odeske, Shtormove) and the various fault systems and classification of hydrocarbon fields and structure depending on their manifestation in potential fields. The location of the majority of fields and structures is controlled by the fault systems, which are related to the EEP boundary and Gubkinsko-Donuzlavskoi fault zone, and their intersection nodes.

For the USh, a comparison was made between the types of the crust and its density heterogeneity and the distribution of ore deposits and ore manifestations of hydrothermal and hydrothermal-metasomatic genesis. Most of the deposits and ore manifestations are confined to blocks of granite-diorite and diorite crustal types, while the smaller part gravitates toward crustal blocks of granite and basaltoid types. Deposits and manifestations of gold and silver, ore manifestation and pegmatite ore manifestation are associated with all types of the crust.

**Key words:** 3D gravity modelling, Earth's crust of Ukraine and adjacent regions, density, "granite", "diorite" and "basalt" layers, types of consolidated crust, fault tectonics

## СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

### Монографії

1. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС (2013) Плотностная модель. В: Старостенко ВИ, Гинтов ОБ (ред) Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Прастыи луды, Киев, с 109–133



2. Старостенко ВИ, Русаков ОМ, Пашкевич ИК, Кутас РИ, Орлюк МИ, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Максимчук ПЯ, Козленко ЮВ, Козленко МВ, Легостаева ОВ, Лебедь ТВ, Савченко АС (2015) Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины. Галактика, Киев
3. Пашкевич ИК, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС (2018) Геодинамика Днепровско-Донецкой впадины. В: Старостенко ВИ, Гинтов ОБ (ред) Очерки геодинамики Украины. ВІ ЕН ЕЙ, Киев, с 310–323

### Статті в наукових виданнях

1. Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Оровецкий ЮП, Старостенко ВИ (1998) Геологическая природа Крымско-Кавказской аномальной зоны. Геофизический журнал 20(6): 45–53
2. Оровецкий ЮП, Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ (1998) Геологическая природа «пунктирных» гравитационных аномалий и тектоническая модель Черноморья. Доповіді НАН України 11:130–135
3. Бурьянов ВБ, Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ**, Оровецкий ЮП, Старостенко ВИ (1999a) Геологическая природа Радиальной и Губкинской гравитационных аномалий Западного Черноморья. Геофизический журнал 21(1):95–106
4. Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (1999b) Восточная часть Днепровско-Донецкой впадины и Донбасс: новая плотностная модель земной коры. Геофизический журнал 21(4):20–39
5. Старостенко ВИ, Коболев ВП, Оровецкий ЮП, Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ (2000) Глубинное строение и геологическая природа Черноморской впадины. В: Шнюков ЕФ (ред) Геология Черного и Азовского морей. ГНОЗІС, Киев, с 175–184

6. **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*, Special issue, September 53 (CD)
7. Старостенко ВИ, **Макаренко ИБ**, Русаков ОМ, Легостаева ОВ (2003) Плотность осадочных комплексов Черного моря. *Геофизический журнал* 25(2):54–69
8. **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2003) Строение земной коры Коростенского плутона (северная часть Украинского щита) по результатам трехмерного плотностного моделирования. *Доповіді НАН України* 11:113–120
9. Старостенко ВИ Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ**, Павлюк ЕВ, Шарыпанов ВМ (2004a) Об автоматизированном вводе в компьютер изображений геолого-геофизических карт с разрывами первого рода и визуализации в интерактивном режиме трехмерных геофизических моделей и их полей. *Геофизический журнал* 26(1):3–13
10. Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ** (2004b) ВМ Новоселицкий и задача для пласта. *Горное эхо (Вестник Горного Института)* 4(18):51–56
11. Bogdanova SV, Pashkevich IK, Buryanov VB, **Makarenko IB**, Orlyuk MI, Skobelev VM, Starostenko VI, Legostaeva OV (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
12. Bielik M, **Makarenko I**, Legostaeva O, Starostenko V, Dérerova J, Šefara J (2004) Stripped gravity map of the Carpathian–Pannonian Basin region. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik* 31:107–114
13. Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, **Макаренко ИБ**, Русаков ОМ, Кутас РИ, Легостаева ОВ (2005) Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофизический журнал* 27(2):195–207
14. 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

15. Bogdanova Svetlana, Gorbatshev R, Grad M, Guterch A, Janik T, Kozlovskaya E, Motuza G, Skridlaite G, Starostenko V, Taran L, Astapenko VN, Belinsky AA, Garetsky RG, Karatayev GI, Terletsky VV, Zlotski G, Jensen SL, Knudsen ME, Thybo H, Sand R, Komminaho Luosto U, Tiira T, Yliniemi J, Giese R, Makris J, Cecys A, Jacyna J, Korabliova L, Nasedkin V, Rimsa A, Seckus R, Czuba W, Gaczynski E, Sroda P, Wilde-Piorko M, Bibikova E, Claesson S, Elming S-A, Lund C-E, Mansfeld J, Page L, Sundblad K, Doody JJ, Downes H, Buryanov VB, Egorova TP, Il'chenko TV, Kharitonov OM, Lysynchuk DV, Legostayeva OV, **Makarenko IB**, Omel'chenko VD, Orlyuk MI, Pashkevich IK, Skobelev VM, Stepanyuk L M, Keller GR, Miller KC (2006) EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: Gee DG, Stephenson RA (eds) European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs 32, p 599–625. doi: 0435-4052/06/\$15.00
16. **Makarenko IB**, Kuprienko PYa, Starostenko VI, Legostaeva OV (2006) Density heterogeneities of the consolidated crust and main latitudinal zones of the north part of Volhyno-Podolian plate. Геофизический журнал 28(6):141–143
17. Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2007а) Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского мегаблока Украинского щита. Геофизический журнал 29(2):17–41
18. Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2007б) Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. Геофизический журнал 29(5):28–39
19. Старостенко ВИ, Гинтов ОБ, Пашкевич ИК, Бурахович ТК, Кулик СН, Куприенко ПЯ, Кутас РИ, **Макаренко ИБ**, Орлюк МИ, Цветкова ТА (2007) Металлогения Украинского щита: закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых, связь с глубинным строением и динамикой литосферы. Геофизический журнал 29(6):3–31
20. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ (2008) Плотностная модель земной коры вдоль профиля DOBRE. Геофизический журнал 30(1):28–41

21. 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
22. Старостенко ВИ, **Макаренко ИБ**, Русаков ОМ, Пашкевич ИК, Кутас РИ, Легостаева ОВ (2010) Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря. *Геофизический журнал* 32(5):3–20. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496>
23. Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, Савченко АС (2010) Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофизический журнал* 32(6):175–214. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117461>
24. Старостенко ВИ, Шарыпанов ВМ, Савченко АС, Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ (2011) Об автоматизированной интерактивной обработке геофизических изображений геологических и геофизических объектов. *Геофизический журнал* 33(1):54–61. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325>
25. Старостенко ВІ, Крупський БЛ, Пашкевич ІК, Русаков ОМ, **Макаренко ІБ**, Кутас РІ, Гладун ВВ, Легостаєва ОВ, Лебідь ТВ (2011) Розломна тектоніка і перспективи нафтогазоносності українського сектора північно-східної частини Чорного моря. *Нафтова і газова промисловість* 1:7–10
26. Starostenko VI, Krupskyi BL, Pashkevich IK, Rusakov OM, **Makarenko IB**, Kutas RI, Gladun VV, Legostaeva OV, Lebed TV, Maksymchuk PYa (2011) Fault Tectonics of the NE Black Sea Shelf and Its Relevance to Hydrocarbon Potential. *Search and Discover* Article 30155 (2011), Posted March 25
27. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС (2012) Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический*

журнал 34(6):113–132. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116718>

28. Krajnak Martin, Bielik Miroslav, **Makarenko Irina**, Legostaeva Olga, Starostenko Vitaly I, Bosansky Marian (2012) The first stripped gravity map of the Turcianska Kotlina Basin. *Contributions to Geophysics and Geodesy* 42(2):181–199

29. Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС (2013а) Средняя плотность земной коры Кировоградского рудного района и слагающих его структур (центральная часть Украинского щита). *Доповіді НАН України* 11:103–108

30. Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС (2013б) Листрические разломы и их взаимосвязь с кольцевыми структурами на Украинском щите. *Геодинаміка* 2(15):45–47

31. Bielik Miroslav, Krajňák Martin, **Makarenko Irina**, Legostaeva Olga, Starostenko Vitaly, Bošanský Marian, Grinč Michal, Hok Jozef (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. doi: 10.2478/geoca-2013-0027

32. Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС (2015а) Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT–auto). *Геофизический журнал* 37(1):42–52  
doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>

33. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС, Легостаева ОВ (2015б) Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофизический журнал* 37(3):3–21.  
doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111089>

34. Starostenko VI, Rusakov OM, Pashkevich IK, Kutas RI, **Makarenko IB**, Legostaeva OV, Lebed TV, Savchenko AS (2015) Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields.

Геофизический журнал 37(2):3–28. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>

35. Старостенко ВИ, Шарыпанов ВМ, Шарыпанов АВ, Савченко АС, Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ (2016) Интерактивный программный комплекс Isohypse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование. Геофизический журнал 38(1):30–42. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107720>

36. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС, Легостаева ОВ (2017а) Состав земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита (типы коры) и закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых. Геофизический журнал 39(5):27–46. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112338>

37. Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Савченко АС (2017б) Геодинамическая интерпретация геолого-геофизической неоднородности литосферы Днепровско-Донецкой впадины. Доповіді НАН України 9:84–94. doi: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2017.09.084>

38. Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Савченко АС (2017в) Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. I. Глубинное строение. Геодинаміка 1(22):125–138. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.125>

39. Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Савченко АС (2017г) Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. II. Геодинамическая нтерпретация. Геодинаміка 2(23):83–103. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.083>

40. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС, Легостаева ОВ (2018) Трехмерная плотностная модель земной коры центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. Геофизический журнал 40(3):27–53. doi: [10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137172](https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137172)

41. Bielik Miroslav, **Makarenko Irina**, Csicsay Kristian, Legostaeva Olga, Starostenko Vitaly, Savchenko Aleksandra, Simonova Barbora, Dererova Jana, Fojtikova Lucia, Pasteka Roman, Vozar Jozef (2018) The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. Contributions to Geophysics and Geodesy 48(2):179–190. doi: 10.2478/congeo-2018-0007

### Тези доповідей і матеріали конференцій

1. Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Оровецкий ЮП, Старостенко ВИ (1998) Интерпретация гравитационного поля Черноморской впадины и некоторых ее локальных структур. В: Тезисы докладов 25-й сессии международной конференции-семинара им. Д. Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», Ухта, Россия, 29 января–3 февраля 1998
2. **Makarenko IB**, Buryanov VB, Orovetsky YuP, Starostenko VI, Legostaeva OV (1999) Black Sea Basin: gravity field and crustal structure. In: Book of Abstracts, II Balkan Geophysical Congress and Exhibition, Istanbul, Turkey, 5–9 July 1999
3. Buryanov VB, **Makarenko IB**, Orovetsky YP, Starostenko VI, Legostaeva OV (1999) 3-D analysis of the gravity field of the NW Black Sea and the adjacent land (Dobrogea). In: Dobrogea – the interface between the Carpathians and the Trans-European Zone. Proceedings of Joint Meeting EUROPROBE TESZ, PANCARDI and GEORIFT PROJECTS, Tulcea, Romania, 25 September–6 October 1999.
4. **Makarenko IB**, Buryanov VB, Orovetsky YP, Starostenko VI, Legostaeva OV (2000) An analysis of positive gravity anomalies of the Black Sea periphery. In: Book of Abstracts, International Geophysical Conference & Exposition, Bucharest, Romania, 10–14 April 2000
5. Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Старостенко ВИ, Русаков ОМ (2001) Методика изучения земной коры акваторий с большой мощностью осадочной толщи 3-Д гравитационным моделированием (на примере северо-

западного шельфа Черного моря). В: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей, Тезисы докладов 28-й сессии международной конференции-семинара им. Д. Г. Успенского, ОИФЗ, Москва, 2001

6. Buryanov VB, **Makarenko IB**, Starostenko VI, Legostaeva OV (2001) Structure of the Earth's crust of the Korosten Pluton (the northern part of the Ukrainian Shield) based on 3-D gravity modelling. In: Abstracts of a joint meeting of the EUROBRIDGE and SVEKALAPKO projects on «Archean and Proterozoic Plate Tectonics: Geological and Geophysical Records», VSEGEI, St.-Petersburg, 1–3 November 2001

7. Старостенко ВИ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Русаков ОМ, Пиповаров ВЛ (2002) Плотностные свойства осадочной толщи Черноморской впадины. В: Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона. Тезисы докладов IV Международной конференции «Крым-2002», Симферополь, 2002

8. Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, Красовский АС (2006) Глубинное строение центральной части Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. В: Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, 30 января–3 февраля 2006

9. **Makarenko I**, Pashkevich I, Starostenko V, Legostaeva 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. In: WIGFR 2006, Proceedings of 2-nd Workshop on International Gravity Field Research, Smolenice, Slovak Republic, 8–9 May, 2006

10. Старостенко ВИ, Русаков ОМ, **Макаренко ИБ**, Пашкевич ИК, Кутас РИ, Легостаева ОВ (2007) Строение литосферы Черного моря по геофизическим данным. В: Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных



регионов Украины. Тезисы докладов VII международной конференции Украины «Крым–2007», Симферополь, 2007

11. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ (2008) Распределение плотности в земной коре в сечении профиля ГСЗ DOBRE. В: Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 35-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, УГТУ, Ухта, 28 января–2 февраля 2008

12. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС (2008) Основные типы земной коры Украинского щита по результатам оценки вклада каждого вещественного слоя в полную мощность коры. В: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV Международной конференции, ч. II, Петрозаводск, 27–31 октября 2008

13. Bogdanova SV, Starostenko VI, Gintov OB, Pashkevich IK, Kuprienko PYo, Kutas RI, **Makarenko IB**, Tsvetkova TA (2008) Long-lived E-W fault zones in the lithosphere of western Sarmatia. In: Geophysical Research Abstracts, vol.10, EGU General Assembly, CD-ROM, Vienna, Austria, 13–18 April, 2008

14. Пашкевич ИК, **Макаренко ИБ**, Русаков ОМ, Старостенко ВИ, Кутас РИ, Легостаева ОВ (2009) Разломная тектоника консолидированной коры Керченско-Таманского прогиба Черного моря по данным анализа потенциальных полей. В: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Тезисы докладов VIII международной конференции «Крым-2009», Ялта, 14–18 сентября 2009

15. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС (2010) Основные типы земной коры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса по данным трехмерного гравитационного моделирования. В: Свойства, структура, динамика и минералогения литосферы Восточно-Европейской платформы, Материалы XVI международной конференции, Том.2, Воронеж, 20–24 сентября 2010

16. Starostenko V, Kuprienko P, **Makarenko I**, Legostaeva O, Savchenko A (2010) Variations in the crustal types of the Dnieper-Donets Basin and surrounding areas from 3D gravity modeling. In: Geodynamical Phenomena: From Observations and Experiments to Theory and Modelling. Proceedings of International Conference, Kiev, Ukraine, September 20–24, 2010
17. Starostenko VI, Krupskiy BL, Pashkevich IK, Rusakov OM, **Makarenko IB**, Kutas RI, Gladun VV, Legostaeva OV, Lebed TV, Maksymchuk PYa (2010) Fault tectonics of the NE Black Sea shelf and its relevance to hydrocarbon potential. In: AAPG European Region Annual Conference and Exhibition, CD-ROM. Kiev, Ukraine, 17–19 October 2010
18. **Макаренко ИБ**, Пашкевич ИК, Русаков ОМ, Старостенко ВИ, Кутас РИ, Легостаева ОВ, Лебедь ТВ (2012) Газоносность северо-западного шельфа Черного моря, системы разломов и особенности потенциальных полей. В: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Тезисы докладов X Международной конференции «Крым-2012», Ялта, 9–14 сентября 2012
19. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС, Надежка ЛИ, Золототрубова ЭИ, Ипполитов ОМ (2013) Основные типы земной коры Украинского щита и Воронежского кристаллического массива по результатам трехмерного гравитационного моделирования. В: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 40-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г.Успенского, ИФЗ РАН, Москва, 28 января–1 февраля 2013
20. Srebrov B, Pashova L, Orlyuk M, **Makarenko I**, Marchenko A, Savchenko A (2014) Gravity and geomagnetic data for studying geological structures and geodynamical processes in the Black Sea region. In: GEOSCIENCES 2014, Sofia, 11–12 December 2014
21. Starostenko V, Legostaeva O, **Makarenko I**, Savchenko A, Kuprienko P (2015) Automated software system for interpretation of the potential fields (GMT-Auto). In:

7<sup>th</sup> BgGS National Conference With International Participation “GEOPHYSICS 2015”, CD-ROM, Sofia, 20–23 May 2015

22. Bielik Miroslav, Grinc Michal, Zeyen Ytrmann, Starostenko Vitalij, **Makarenko Irina**, Legostaeva Olga, Bosansky Marian, Krajnak Martin, Pasteka Roman, Dererova Jana, Hlavnova Petra (2015) Intergrated interpretation of gravity field: case studies from Western Carpathians and Central Europe. In: 11<sup>th</sup> Slovak Geophysical Conference, Bratislava, Slovak Republic, 8–9 September 2015

23. **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Савченко АС, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2018) Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. В: Геологія і корисні копалини України. Тези доповідей конференції, Київ, 2–4 жовтня 2018

24. **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Савченко АС, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2019) Плотностная неоднородность осадочной толщи Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. В: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Сборник научных трудов, ГИ УрО РАН, ПГНИУ, Пермь, 20–26 января. 2019

## ЗМІСТ

|                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------|-----|
| Перелік умовних скорочень і символів.....                             | 28  |
| <b>ВСТУП</b> .....                                                    | 29  |
| <b>РОЗДІЛ 1. ГЕОТЕКТОНІЧНИЙ НАРИС ТА ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА</b>           |     |
| <b>ВИВЧЕННІСТЬ</b> .....                                              | 42  |
| 1.1. Короткий геотектонічний нарис.....                               | 42  |
| 1.2. Стислий огляд існуючих гравітаційних моделей.....                | 51  |
| 1.3. Гравітаційне поле.....                                           | 61  |
| 1.4. Вивченість сейсмічними методами.....                             | 66  |
| 1.4.1. Потужність земної кори (розділ Мохо).....                      | 70  |
| Висновки до Розділу 1.....                                            | 75  |
| Перелік використаних джерел до Розділу 1.....                         | 77  |
| <b>РОЗДІЛ 2. МЕТОДИКА І ТЕХНОЛОГІЯ ПОБУДОВИ 3D ГРАВІТАЦІЙНИХ</b>      |     |
| <b>МОДЕЛЕЙ</b> .....                                                  | 94  |
| 2.1. Еволюція методу підбору.....                                     | 94  |
| 2.2. Основні положення методики 3D гравітаційного моделювання.....    | 97  |
| 2.3. Технологія побудови 3D гравітаційних моделей.....                | 98  |
| 2.3.1. Програмний комплекс.....                                       | 99  |
| 2.3.1.1. Автоматизоване введення в комп'ютер зображень геолого -      |     |
| геофізичних карт.....                                                 | 100 |
| 2.3.1.2. Рішення прямої задачі гравіметрії.....                       | 101 |
| 2.2.1.3. Представлення результатів у графічному вигляді.....          | 102 |
| 2.3.2. Структура моделі.....                                          | 102 |
| 2.3.3. Загальні положення параметризації моделі.....                  | 104 |
| 2.3.4. Завершальний етап моделювання.....                             | 107 |
| 2.3.4.1. Принцип побудови схеми типів консолідованої земної кори..... | 107 |
| Висновки до Розділу 2.....                                            | 110 |
| Перелік використаних джерел до Розділу 2.....                         | 110 |

## РОЗДІЛ 3. 3D ГРАВІТАЦІЙНІ МОДЕЛІ ОКРЕМИХ ТЕКТОНІЧНИХ

|                                                                                                                                  |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| РЕГІОНІВ.....                                                                                                                    | 116 |
| 3.1. Дніпровсько-Донецька западина і Донбас.....                                                                                 | 117 |
| 3.1.1. Тектонічне районування .....                                                                                              | 117 |
| 3.1.2. Вихідні дані .....                                                                                                        | 121 |
| 3.1.3. Технологія побудови 3D гравітаційної моделі.....                                                                          | 124 |
| 3.1.4. 3D гравітаційна модель.....                                                                                               | 133 |
| 3.1.5. Потужності «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шарів<br>консолідованої земної кори і коромантійної суміші.....   | 146 |
| 3.1.6. Типізація консолідованої земної кори.....                                                                                 | 150 |
| 3.2. Український щит (деякі характерні структури).....                                                                           | 154 |
| 3.2.1. Густинна неоднорідність земної кори Інгульського мегаблока УЩ.....                                                        | 154 |
| 3.2.1.1. Вихідні дані.....                                                                                                       | 157 |
| 3.2.1.2. Технологія побудови 3D гравітаційної моделі.....                                                                        | 161 |
| 3.2.1.3. 3D гравітаційна модель.....                                                                                             | 161 |
| 3.2.1.3.1. Осадова товща.....                                                                                                    | 162 |
| 3.2.1.3.2. Центральна частина .....                                                                                              | 166 |
| 3.2.1.3.3. Масиви гранітоїдів.....                                                                                               | 167 |
| 3.2.1.3.4. Площа розвитку біотитових гнейсів.....                                                                                | 172 |
| 3.2.1.3.5. Шовні зони.....                                                                                                       | 173 |
| 3.2.1.3.6. Зони розломів.....                                                                                                    | 175 |
| 3.2.1.4. Потужності «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів<br>консолідованої земної кори та коромантійної суміші..... | 180 |
| 3.2.1.5. Типізація консолідованої земної кори.....                                                                               | 187 |
| 3.2.2. 3D гравітаційна модель земної кори центральної частини Голованівської<br>шовної зони УЩ.....                              | 190 |
| 3.2.2.1. Вихідні дані.....                                                                                                       | 192 |
| 3.2.2.2. 3D гравітаційна модель.....                                                                                             | 194 |
| 3.2.2.3. Розподіл густини в окремих структурах з аномально високою густиною<br>на поверхні фундаменту.....                       | 209 |

|                                                                                                                                                                         |            |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 3.3. Чорноморська мегазападина та прилеглі території.....                                                                                                               | 216        |
| 3.3.1. Вихідні дані.....                                                                                                                                                | 218        |
| 3.3.2. Технологія побудови 3D гравітаційної моделі.....                                                                                                                 | 222        |
| 3.3.3. Результати 3D гравітаційного моделювання.....                                                                                                                    | 226        |
| 3.3.4. Потужність «гранітного», «діоритового» та «базальтового» шарів<br>консолідованої земної кори та коромантійної суміші.....                                        | 237        |
| 3.3.5. Типізація консолідованої земної кори.....                                                                                                                        | 242        |
| Висновки до Розділу 3.....                                                                                                                                              | 245        |
| Перелік використаних джерел до Розділу 3.....                                                                                                                           | 249        |
| <b>РОЗДІЛ 4. РОЗЛОМНА ТЕКТОНІКА КОНСОЛІДОВАНОЇ КОРИ ПІВНІЧНО-<br/>ЗАХІДНОГО І ПІВНІЧНО-СХІДНОГО ШЕЛЬФІВ ЧОРНОГО МОРЯ ЗА<br/>ДАНИМИ АНАЛІЗУ ПОТЕНЦІАЛЬНИХ ПОЛІВ.....</b> | <b>255</b> |
| 4.1. Північно-західний шельф.....                                                                                                                                       | 256        |
| 4.1.1. Вихідні дані.....                                                                                                                                                | 258        |
| 4.1.2. 3D гравітаційна модель осадової товщі.....                                                                                                                       | 261        |
| 4.1.3. Схема розломної тектоніки консолідованої кори.....                                                                                                               | 267        |
| 4.2. Північно-східний шельф.....                                                                                                                                        | 272        |
| 4.2.1. Вихідні дані.....                                                                                                                                                | 274        |
| 4.2.2. 3D гравітаційна модель осадової товщі.....                                                                                                                       | 275        |
| 4.2.3. Схема розломної тектоніки консолідованої кори.....                                                                                                               | 283        |
| Висновки до Розділу 4.....                                                                                                                                              | 287        |
| Перелік використаних джерел до Розділу 4.....                                                                                                                           | 288        |
| <b>РОЗДІЛ 5. ГУСТИННА НЕОДНОРІДНІСТЬ ЗЕМНОЇ КОРИ УКРАЇНИ<br/>І СУМІЖНИХ РЕГІОНІВ.....</b>                                                                               | <b>291</b> |
| 5.1. Схеми розподілу густини на різних глибинах.....                                                                                                                    | 291        |
| 5.2. Прогнозний склад консолідованої земної кори.....                                                                                                                   | 303        |
| Висновки до Розділу 5.....                                                                                                                                              | 315        |
| Перелік використаних джерел до Розділу 5.....                                                                                                                           | 317        |

|                                                                                                                                                                                                          |            |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>РОЗДІЛ 6. НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ І РУДНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ.....</b>                                                                                                                                         | <b>319</b> |
| 6.1. Розломна тектоніка консолідованого фундаменту і нафтогазоносність<br>північно-західного шельфу Чорного моря.....                                                                                    | 319        |
| 6.1.1. Зіставлення газових родовищ і їх аналогів з розломною тектонікою....                                                                                                                              | 320        |
| 6.1.2. Зіставлення систем розломів, особливостей геофізичних полів і<br>газоносності.....                                                                                                                | 322        |
| 6.2. Зіставлення областей поширення родовищ і рудопроявів корисних копалин<br>гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису в межах УЩ з<br>результатами 3D гравітаційного моделювання..... | 327        |
| 6.2.1. Широтні зони розломів.....                                                                                                                                                                        | 327        |
| 6.2.1.1. Густинна неоднорідність земної кори.....                                                                                                                                                        | 328        |
| 6.2.1.2. Зіставлення областей поширення родовищ і рудопроявів корисних копалин<br>уздовж широтних зон розломів зі схемою типів кори УЩ.....                                                              | 343        |
| 6.2.2. Інгульський мегаблок.....                                                                                                                                                                         | 346        |
| Висновки до Розділу 6.....                                                                                                                                                                               | 352        |
| Перелік використаних джерел до Розділу 6.....                                                                                                                                                            | 353        |
| <b>ВИСНОВКИ.....</b>                                                                                                                                                                                     | <b>356</b> |
| Додаток 1.....                                                                                                                                                                                           | 361        |
| Додаток 2.....                                                                                                                                                                                           | 363        |
| Додаток 3.....                                                                                                                                                                                           | 366        |
| Додаток 4.....                                                                                                                                                                                           | 367        |
| Додаток 5.....                                                                                                                                                                                           | 368        |
| Додаток 6.....                                                                                                                                                                                           | 370        |

### Перелік умовних скорочень і символів

ГСЗ – глибинне сейсмічне зондування

СГТ, МСГТ – метод спільної глибинної точки

МВХ – метод відбитих хвиль

КМЗХ – метод кореляційний заломлених хвиль

СЄП - Східноєвропейська платформа

СП – Скіфська плита

УЩ – Український щит

ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина

ВПП – Волино-Подільська плита

ВКМ – Воронезький кристалічний масив

ЗЧЗ – Західно-Чорноморська западина

СЧЗ – Східно-Чорноморська западина

Мохо – границя Мохоровичича

$\rho$  – густина

$\Delta\rho$  –індивідуальний градієнт збільшення густини з глибиною

$V_p$  – швидкість поширення повздовжніх сейсмічних хвиль



## ВСТУП

*Обґрунтування вибору теми дослідження.* На сьогодні гравітаційне моделювання в різних модифікаціях широко застосовується як один з найінформативніших методів для вирішення різноманітних теоретичних завдань в галузі наук про Землю та прогнозуванні корисних копалин.

Дотепер на території України за різною методикою, індивідуальним вибором параметрів геологічного середовища, масштабу і способів розрахунків побудовано низку локальних і регіональних 2D і 3D гравітаційних моделей земної кори. Така неузгодженість у підходах до моделювання унеможливорює кількісно оцінювати відмінності отриманих значень густини окремих регіонів і геологічних структур. Тому ці моделі не можуть слугувати надійною основою для виявлення особливостей будови земної кори і прогнозування родовищ корисних копалин. Звідси випливає нагальна потреба побудови цілісної об'ємної гравітаційної моделі структур земної кори України і прилеглих територій із застосуванням сучасного програмного комплексу *GMT-Auto* [Старостенко и др. 2015a; Starostenko et al. 2015], уніфікованою параметризацією геологічного середовища і єдиним рівнем прив'язки розрахункових полів. Такий підхід дозволяє обґрунтовано провести аналіз глибинної будови і з'ясувати провідні закономірності для вирішення наукових і практичних завдань. Саме це визначило актуальність вибору теми і її пріоритетність.

В Інституті геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, який спеціалізується на побудові тривимірних гравітаційних моделей різних за будовою регіонів, закладено методологічні основи вивчення глибинної будови геологічних структур і розроблено технологію 3D гравітаційного моделювання для осадових басейнів і докембрійських щитів. Однак вона потребує подальшого удосконалення, враховуючи накопичення нового фактичного геолого-геофізичного матеріалу, покращання відомих і створення технологічних і зручних нових програмних продуктів інтерпретації даних потенціальних полів і розширення завдань прогнозування і пошуків корисних копалин. Представлена

дисертаційна робота і є таким удосконаленням технології поєднаного детального і регіонального 3D гравітаційного моделювання.

Достовірність і якість геологічної інтерпретації результатів моделювання при вирішенні поставлених завдань суттєво підвищується обґрунтуванням параметризації геологічного середовища, кількісним способом прив'язки в єдиній системі розрахункових полів і вибором програмного забезпечення. При такому підході можливе якісне прогнозування складу консолидованої кори і визначення її основності, яка є одним з важливих чинників для оцінки перспективності на рудні корисні копалини. Лише отримані таким шляхом результати 3D гравітаційного моделювання можуть ефективно використовуватися для побудови детальних і регіональних схем розломної тектоніки консолидованої кори, до вузлів перетину розломів якої приурочені родовища вуглеводнів. В цьому сенсі дана робота має важливе науково-прикладне значення.

*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 такими науковими темами: «Комплексне геолого-геофізичне вивчення глибинної будови південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи з метою розширення мінерально-сировинної бази України» (2007–2010), № держ. реєстрації 0106U000911; «Глибинна будова і геодинаміка наскрізних широтних зон розломів для оцінки перспектив пошуку корисних копалин» (2007–2011), № держ. реєстрації 0107U002193; «Побудова тривимірної геолого-геофізичної моделі південній околиці Східноєвропейської платформи і її обрамлення з метою розширення мінерально-сировинної бази України» (2011–2015), № держ. реєстрації 0111U000236; «Глибинна будова і геодинамічний розвиток Інгульського мегаблока 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; «Геодинамічний розвиток літосфери України і формування та розміщення родовищ корисних копалин» (2012–2016), № держ. реєстрації 0112U003044; «Комплексне геофізичне дослідження літосфери України: від моделей до процесів формування родовищ корисних копалин» (2016–2020), № держ. реєстрації 0116U000131.

*Мета і завдання дослідження відповідно до предмета та об'єкта дослідження.* Метою роботи було вивчення густинної неоднорідності земної кори України і суміжних регіонів, виявлення загальних закономірностей і специфічних особливостей глибинної будови та аналізу їх зв'язку з нафтогазоносністю та рудними корисними копалинами.

Для досягнення цієї мети були поставлені такі завдання:

1) проаналізувати гравітаційне поле (аномалії Буге на суші і аномалії у вільному повітрі на акваторії) для вибору технології різномасштабного 3D гравітаційного моделювання окремих тектонічних структур і регіонів із застосуванням сучасного автоматизованого комплексу інтерпретації потенціальних полів *GMT-Auto*;

2) виконати розрахунки 3D гравітаційних моделей осадового чохла і консолідованої земної кори окремих тектонічних структур і регіонів шляхом ітераційного наближення до спостереженого поля з урахуванням зміни густини в допустимих межах із заздалегідь заданою точністю;

3) отримати схеми розподілу густини земної кори України і суміжних регіонів на певних глибинах (поверхня фундаменту, 10, 20, 30 км, розділ Мохо);

4) побудувати схеми потужностей умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів консолідованої кори, коромантійної суміші, а також схему прогностичного складу земної кори;

5) скласти детальні схеми розломної тектоніки фундаменту північно-західного та північно-східного шельфів Чорного моря та проаналізувати системи розломів консолідованої кори, їхні співвідношення між собою і їхній вплив на формування структур осадового чохла;

6) провести типізацію родовищ вуглеводнів і структур північно-західного шельфу Чорного моря за ознаками їх проявів в потенціальних полях і зіставленням з виділеними системами розломів;

7) проаналізувати густинну неоднорідність земної кори УЩ та провести зіставлення областей поширення рудних родовищ гідротермального та гідротермально-метасоматичного генезису зі схемою типів кори.

*Об'єкт дослідження* – земна кора території України і суміжних регіонів.

*Предмет дослідження* – розподіл густини в об'ємі земної кори окремих тектонічних структур і регіонів на підставі 3D гравітаційного моделювання.

*Методи дослідження та достовірність і обґрунтованість отриманих результатів і висновків.* Кількісна інтерпретація гравітаційного поля виконана 3D гравітаційним моделюванням з використанням технології, яка має концептуальну перевагу над стандартними підходами. Вона базується на уніфікованому формуванні відносної густини, прив'язці розрахункових полів до єдиного рівня і застосуванні сучасного спеціалізованого автоматизованого комплексу інтерпретації потенціальних полів *GMT-Auto*, що дало змогу з максимальною достовірністю отримати параметри реальних геологічних структур.

Картування розломів консолідованої кори при використанні принципово нового комплексу потенціальних полів – залишкового гравітаційного (звільненого від впливу осадового шару, а на акваторії – додатково товщі води) і аномального магнітного.

Достовірність та обґрунтованість наукових результатів і висновків забезпечується застосуванням математичних методів розв'язання прямої задачі гравіметрії і сучасних технологій чисельного моделювання; достатньою точністю карт гравітаційного поля, схем глибин залягання та потужності геологічних горизонтів та розділу Мохо; повнотою використання комплексу апріорних геолого-геофізичних даних. Висока кореляція отриманих даних з результатами, які одержані за допомогою інших методів, підтверджує їх достовірність.

*Наукова новизна отриманих результатів.*

1. Продемонстровано нові можливості 3D гравітаційного моделювання різного масштабу при застосуванні сучасного спеціалізованого програмного забезпечення комплексу *GMT-Auto* для розв'язання важливих складних прикладних завдань сучасної геології: від регіональних моделей (Чорноморської мегазападини і прилеглих територій (масштаб 1: 1 000 000), ДДЗ та північно-західного шельфу Чорного моря (1: 500 000)) до більш детальних (Інгульського мегаблока УЩ і північно-східного шельфу Чорного моря (1: 200 000) та центральної частини ГШЗ УЩ (1: 50 000)).
2. На основі побудованих моделей отримано суттєво нову інформацію про деталізований розподіл густини в земній корі, що разом з магнітними, швидкісними, температурними і іншими моделями підвищує надійність визначення особливостей будови земної кори.
3. Вперше за результатами 3D гравітаційного моделювання для території України і суміжних регіонів:
  - отримано розподіл густини в об'ємі земної кори, представлений у вигляді схем розподілу густини на певних глибинах (поверхня фундаменту, 10, 20, 30 км, розділ Мохо);
  - оцінено потужності умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів консолідованої кори та коромантійної суміші;
  - зроблено типізацію консолідованої кори, виділено гранітний, гранітно-діоритовий, діоритовий і базальтоїдний типи кори, які характеризують неоднорідність сучасної кристалічної кори регіону в цілому. Вперше виділено тип кори, що характеризується присутністю в розрізі «базальтового» і «гранітного» шару (при відсутності або дуже малій потужності «діоритового»).
4. Вперше показано складну будову південної границі Східноєвропейської платформи (СЄП) і провідну роль розломної тектоніки консолідованої кори північно-західного шельфу Чорного моря при утворенні структур мезокайнозойського чохла, до яких приурочені родовища вуглеводнів. Останнє

стосується і північно-східного шельфу. Глибинні розломи, успадковані більш молодими розломами, зокрема осадового чохла, створюють сприятливі умови для транспортування глибинних вуглеводневих потоків крізь різні поверхи кори.

5. Вперше виконано аналіз розміщення структур-аналогів відомих родовищ північно-західного шельфу Чорного моря (Голіцинського, Архангельського, Одеського, Штормового) і різних систем розломів та типізацію родовищ вуглеводнів і структур за ознаками їх проявів в потенціальних полях. З'ясовано, що всі без винятку родовища і структури різною мірою контролюються системами розломів, які пов'язані з границею СЄП, Губкінсько-Донузлавською зоною розломів і вузлами їх перетинів.
6. Для УЩ виконано зіставлення областей поширення родовищ і рудопроявів корисних копалин гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису зі схемою типів кори. Більша частина родовищ і рудопроявів приурочена до блоків гранітно-діоритового і діоритового, а менша тяжіє до блоків гранітного і базальтоїдного типів. Родовища і рудопрояви золота і срібла, а також рудопрояви пегматитів пов'язані з усіма типами кори.

*Практичне значення отриманих результатів.* Суттєве збільшення роздільної здатності та інтерпретаційних можливостей об'ємного геофізичного моделювання геологічного середовища з метою практичного використання в наукових і виробничих геофізичних організаціях досягнуто застосуванням надзвичайно технологічного та ефективного програмного забезпечення автоматизації вводу в комп'ютер геолого-геофізичних карт та представлення їх у цифровій формі, візуалізації та інтерактивної корекції 3D гравітаційних моделей на екрані монітору.

Результати 3D гравітаційного моделювання значно доповнюють сучасні уявлення про будову земної кори України і суміжних регіонів. Деталізований об'ємний розподіл густини блоків земної кори, шарів, що їх складають, і зон розломів дали нову інформацію про глибинну будову як окремих тектонічних структур, так і всього регіону загалом.

Закономірності розподілу густини в різних типах структур і блоках можуть бути використані при побудові комплексних геолого-геофізичних моделей і різних тектонічних і геодинамічних схем, а також при вирішенні практичних завдань геології і пошуків корисних копалин.

Використання принципово нового комплексу потенціальних полів – залишкового гравітаційного, звільненого від впливу осадового шару і товщі води на морі, та аномального магнітного дало можливість отримати нову інформацію про системи розломів консолідованої кори, їх співвідношення між собою і вплив на формування основних структур осадового чохла, до яких, і особливо до вузлів перетину розломів, приурочені родовища вуглеводнів.

*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 геологічних наук та в престижних загальнонавчаних геофізичних журналах за кордоном, а також в трьох колективних монографіях. За темою дисертації автором опубліковано 65 наукових праць: статей – 41 (10 входять до міжнародних наукометричних баз даних Scopus та Web of Science) та 24 тези доповідей на міжнародних наукових конференціях та симпозіумах.

Безпосередньо автором здійснено:

- 1) удосконалення технології комп'ютерної обробки вхідних і вихідних матеріалів і вибір програмного забезпечення для побудови моделей різного класу;
- 2) параметризація і розрахунки різномасштабних 3D гравітаційних моделей із застосуванням сучасних технологій;
- 3) обґрунтування технології побудови 3D гравітаційних моделей для конкретних тектонічних структур і регіонів згідно з особливостями їхніх геологічних умов;
- 4) визначення потужності умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів, ідентифікація типів земної кори, а також зіставлення

схеми типів кори УЩ з розміщенням родовищ і рудопроявів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису.

5) побудова карт максимальних горизонтальних градієнтів потенціальних полів для створення схем розломної тектоніки;

6) аналіз розміщення структур-аналогів і різних систем розломів північно-західного шельфу Чорного моря та типізація родовищ вуглеводнів і структур за ознаками їх проявів в потенціальних полях і зіставлення з виділеними системами розломів.

Особистий внесок у наукові праці, написані в співавторстві, є наступний. В роботах [Бурьянов и др. 1998, 1999а; Оровецкий и др. 1998; Старостенко и др. 2000; 2004б], які присвячені вивченню гравітаційних аномалій периферії Чорного моря, автором виконано параметризацію та розрахунки 3D гравітаційних моделей, більша частина інтерпретації отриманих результатів і представлення їх в графічному вигляді. В розділі монографії [Старостенко и др. 2013] та роботах [Бурьянов и др. 1999б; Куприенко и др. 2007а, б, 2010; Старостенко и др. 2012, 2015б, 2018], в яких представлено 3D гравітаційні моделі різного масштабу для тектонічних структур різного рівня, автору належить огляд існуючих гравітаційних моделей, постановка завдань, збір та інтерпретація геолого-геофізичних даних, розрахунок моделей та підготовка висновків. При побудові 3D гравітаційних моделей осадового заповнення Карпатсько-Паннонського регіону і його окремих структур (Ліптовської та Тульчанської западин) з метою отримання залишкового гравітаційного поля, яке відображає густинні неоднорідності консолідованої частини кори [Makarenko et al. 2002; Bielik et al. 2004, 2005, 2013; Szalaiová et al. 2008; Krajnak et al. 2012], автором проведено обґрунтування технології побудови 3D гравітаційних моделей, виконано параметризацію та розрахунки гравітаційних ефектів, проінтерпретовано отримані результати. В роботі [Bielik et al. 2018] безпосередньо автором побудовано нову цифрову карту глибин залягання розділу Мохо при використанні нових даних сейсмометрії та автоматизованого комплексу *GMT-Auto*. В роботі [Старостенко и др. 2003] автором особисто



виконано аналіз густинних властивостей осадового заповнення Чорного моря та побудовано нову залежність  $\rho(H)$  для відкладів майкопської серії, за допомогою якої складено карту розподілу густини для цих порід в Чорноморському басейні. В роботах [Макаренко и др. 2003; Bogdanova et al. 2004, 2006], присвячених вивченню будови земної кори Коростенського плутону, автору належать параметризація та розрахунки 3D гравітаційної моделі, побудова схем розподілу густини на різних глибинах та блок-діаграми, а також підготовка висновків. В роботі [Старостенко и др. 2008] автором виконано параметризацію осадової товщі і кристалічної частини земної кори, проведено аналіз існуючих моделей вздовж профілю DOBRE'99 та інтерпретацію отриманих результатів. В роботі [Куприенко и др. 2013a] автором побудовано графіки співвідношення середньої густини Кіровоградського рудного району і середньої густини в масивах рапаківівидних гранітів; блок-діаграму, що показує розподіл густини на поверхні фундаменту і глибинні густинні неоднорідності в корі Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву в перетині профіля ГСЗ XXIV і геотраверса IV; виконано аналіз отриманих результатів і сформульовано висновки. В роботі [Куприенко и др. 2013б] автором побудовано густинні розрізи земної кори уздовж розрахункових профілів, розташованих в межах Інгульського мегаблока УЩ; схему розташування лістричних розломів, виділених за даними 3D гравітаційного моделювання, проаналізовано взаємозв'язок лістричних розломів з кільцевими структурами. В роботах, присвячених автоматизованому комплексу *GMT-Auto* [Старостенко и др. 2004, 2011, 2015a, 2016], автор приймала участь в постановці задачі та опробуванні програм на тестових та реальних прикладах. Ідея створення програми *SpaceMap* [Старостенко и др. 2011], яка розроблена спеціально для модельних розрахунків консолідованої кори, а саме кристалічних щитів, належить безпосередньо автору. В роботах, присвячених побудові схем розломної тектоніки північно-західного та північно-східного шельфів Чорного моря і Чорноморської мегазападини [Старостенко и др. 2005, 2010; Старостенко та ін. 2011; Starostenko et al. 2011, 2015], автором виконано параметризацію, розрахунки гравітаційних ефектів,

побудову карт максимальних градієнтів потенціальних полів, а також аналіз існуючих даних щодо положення границі СЄП. В розділах монографій [Старостенко и др. 2015; Пашкевич и др. 2018] і роботах [Старостенко и др. 2017б, в, г] автором виконано розрахунки гравітаційного ефекту осадового чохла та кристалічної частини земної кори ДДЗ; побудовано схеми потужності кристалічної частини земної кори; виділено зони розущільнення на різних поверххах консолідованої кори, котрі є одним з головних ознак нафтогазоносності в кристалічному фундаменті; побудовано розрізи літосфери, які перетинають ДДЗ, а також схеми умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів, області поширення коромантійної суміші і її потужності, типів кори та вмісту коромантійної суміші в «базальтовому» шарі; проаналізовано зв'язок сегментів консолідованої кори ДДЗ з структурними неоднорідностями різних поверххів літосфери. В роботі [Старостенко и др. 2007] автор є співавтором схеми прогнозного складу земної кори УЩ. В роботах, присвячених вивченню густинної неоднорідності широтних зон розломів [Makarenko et al. 2006; Старостенко и др. 2012], автором за даними 3D гравітаційного моделювання побудовано розрізи земної кори уздовж розрахункових профілів Волино-Подільської плити (ВПП), УЩ і ДДЗ, які січуть широтні зони розломів під прямим кутом та виконано аналіз розподілу густини; побудовано схему типів кори та проведено зіставлення розташування родовищ і рудопроявів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису з нею. В роботі [Старостенко и др. 2017а] автором для Інгульського мегаблока УЩ за даними 3D гравітаційного моделювання визначено потужності умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів, типи кори, проведено зіставлення розташування родовищ і рудопроявів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису зі схемою типів кори, сформульовано висновки. В роботі [Старостенко и др. 2018] автором розраховано 3D гравітаційну модель центральної частини ГШЗ УЩ, побудовано густинні розрізи земної кори уздовж ілюстраційних профілів, проаналізовано розподіл густини в окремих структурах з аномально високою густиною на поверхні фундаменту

(побудовано графіки зміни густини з глибиною в цих структурах та блок-діаграму, що показує розподіл густини на поверхні фундаменту і глибинні густинні неоднорідності в корі Секретарської структури). Безпосередньо автором побудовано схему розподілу густини на поверхні кристалічного фундаменту та складено легенду до неї.

За результатами спільних робіт були підготовлені та захищені дві кандидатські дисертації: [Лебідь 2015], в якій висвітлена магнітна неоднорідність земної кори Дніпровсько-Донецького та Азово-Чорноморського нафтогазоносних регіонів у світлі пошуків родовищ вуглеводнів та [Савченко 2016], присвячена створенню нової автоматизованої системи кількісної інтерпретації даних потенціальних полів, її практичній апробації на прикладі вивчення основних геологічних структур території України, а також деяких структур ближнього і далекого зарубіжжя.

*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» 1998 (Ухта), 2001 (Москва), 2006 (Єкатеринбург), 2008 (Ухта), 2013 (Москва), 2019 (Перм); II Balkan Geophysical Congress and Exhibition 1999 (Istanbul, Turkey); Joint Meeting EUROPROBE TESZ, PANCARDI and GEORIFT PROJECTS Dobrogea — the interface between the Carpathians and the Trans-European Zone 1999 (Tulcea, Romania); International Geophysical Conference & Exposition, Romanian Geophysics 2000; Joint meeting of the EUROBRIDGE and SVEKALAPKO projects on «Archean and Proterozoic Plate Tectonics: Geological and Geophysical Records» 2001 (St.-Petersburg); IV Міжнародній конференції «Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона» 2002 (Гурзуф); 2-nd Workshop on International Gravity Field Research 2006 (Smolenice, Slovack 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); EGU General Assembly 2008 (Vienna, Austria); VIII, X Міжнародних конференціях «Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа» 2009, 2012 (Ялта); 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); AAPG European Region Annual Conference and Exhibition, 2010 (Kiev); GEOSCIENCES 2014 (Sofia, Bulgaria); 7<sup>th</sup> BgGS National Conference With International Participation «GEOPHYSICS 2015», (Sofia, Bulgaria); 11<sup>th</sup> Slovak Geophysical Conference 2015 (Bratislava, Slovakia); Конференції «Геологія і корисні копалини України», 2018 (Київ).

*Структура і обсяг дисертації.* Дисертаційна робота викладена на 380 сторінках машинописного тексту, складається зі вступу, шести розділів, загальних висновків, списку використаних джерел та 6 додатків. Обсяг основного тексту дисертації складає 278 сторінки друкованого тексту. Робота ілюстрована 8 таблицями та 148 рисунками. Список використаних джерел містить 276 найменувань.

*Подяка.* Дисертація виконана в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України. Автор дисертаційної роботи висловлює щиру подяку науковому консультанту академіку НАН України, д-ру фіз.-мат. наук, професору Віталію Івановичу Старостенку за наукові консультації, поради, за можливість використання розроблених ним програм, спільні дослідження та всебічну підтримку при виконанні роботи. Здобувач висловлює сердечну подяку провідному науковому співробітнику, канд. геол.-мін. наук І. К. Пашкевич, яка має великий вплив на наукову діяльність автора, за плідну співпрацю, постійну увагу, допомогу та поради. Дисертант щиро вдячна старшому науковому співробітнику канд. фіз.-мат. наук О. В. Легостаєвій за плідну співпрацю і розробку програм, завдяки яким отримано основні результати дисертації.

Здобувач висловлює величезну подяку науковому співробітнику, канд. фіз.-мат. наук О.С. Савченко за плідну співпрацю, підтримку, цінні поради і допомогу при оформленні дисертації. Протягом усього дослідного періоду автор співпрацювала, користувалася порадами і підтримкою старшого наукового співробітника, канд. геол.-мін. наук П. Я. Купрієнко, якій автор вдячна за спільні дослідження та можливість досягати таємниці 3D гравітаційного моделювання. Автор вважає своїм обов'язком висловити глибоку вдячність за отримані знання та досвід роботи головному науковому співробітнику, д-ру геол.-мін. наук О. М. Русакову та членам-кореспондентам НАН України Р. І. Кутасу і О. Б. Гінтову. Для автора було дуже корисно співпрацювати з ними. Автор вдячна співробітникам Інституту геофізики, зокрема відділу Глибинних процесів Землі і гравіметрії за поради та підтримку при написанні даної роботи. Нарешті, автор глибоко вдячна дітям за їх терпіння і підтримку протягом тривалого часу підготовки даної роботи, коли вона не могла приділити родині належної уваги.

Робота присвячується світлій пам'яті академіка НАН України М.П. Щербака, завдяки якому здобувач прийшла в улюблену професію і залишилась в ній на довгі роки і батькам, любов і підтримка яких була, є і буде завжди в серці.

## РОЗДІЛ 1. ГЕОТЕКТОНІЧНИЙ НАРИС ТА ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ВИВЧЕННІСТЬ

### 1.1. Короткий геотектонічний нарис

Територія України і суміжних регіонів характеризується різноманітними геологічними структурами і включає СЄП; Скіфську плиту (СП); зону зчленування різновікових платформ, до якої приурочені Преддобруджинський прогин, Причорноморська система грабенів і Південноукраїнська монокліналь (Причорноморська западина); Альпійську складчасту систему, до якої відноситься складчаста система Гірського Криму; Чорноморську мегазападину, яка примикає з півдня до Гірського Криму і СП (рис. 1.1).

Велику площу досліджуваної території займає платформна частина СЄП, де виділяються самостійні регіони: УЩ, ДДЗ і Донбас, а також Волино-Подільська плита (ВПП).

Український щит являє собою виходи дорифейського фундаменту на земну поверхню в південно-західній частині СЄП. Фундамент щита обмежений глибинними розломами, по яких він занурюється в бік ДДЗ і Південноукраїнської монокліналі на глибину 10 км і більше [Соллогуб 1986]. У будові щита виділяється кристалічна основа, складена докембрійськими метаморфічними і магматичними породами і осадовий чохол потужністю 0,1–0,5 км, який представлений породами мезо-кайнозойського віку, що залягають субгоризонтально.

Літосфера УЩ складена мозаїкою мегаблоків, які мають одну особливість – наявність загального гранулітового фундаменту, який постачав матеріал для корових магматичних процесів або слугував фільтром для мантийних магм [Щербаков 2005].

Сучасна мегаблокова структура УЩ склалася на межі палео- і мезопротерозою [Гинтов 2005], коли щит вже виступав єдиною структурою як частина південно-західного сегмента Східноєвропейського кратона – (Сарматії) і

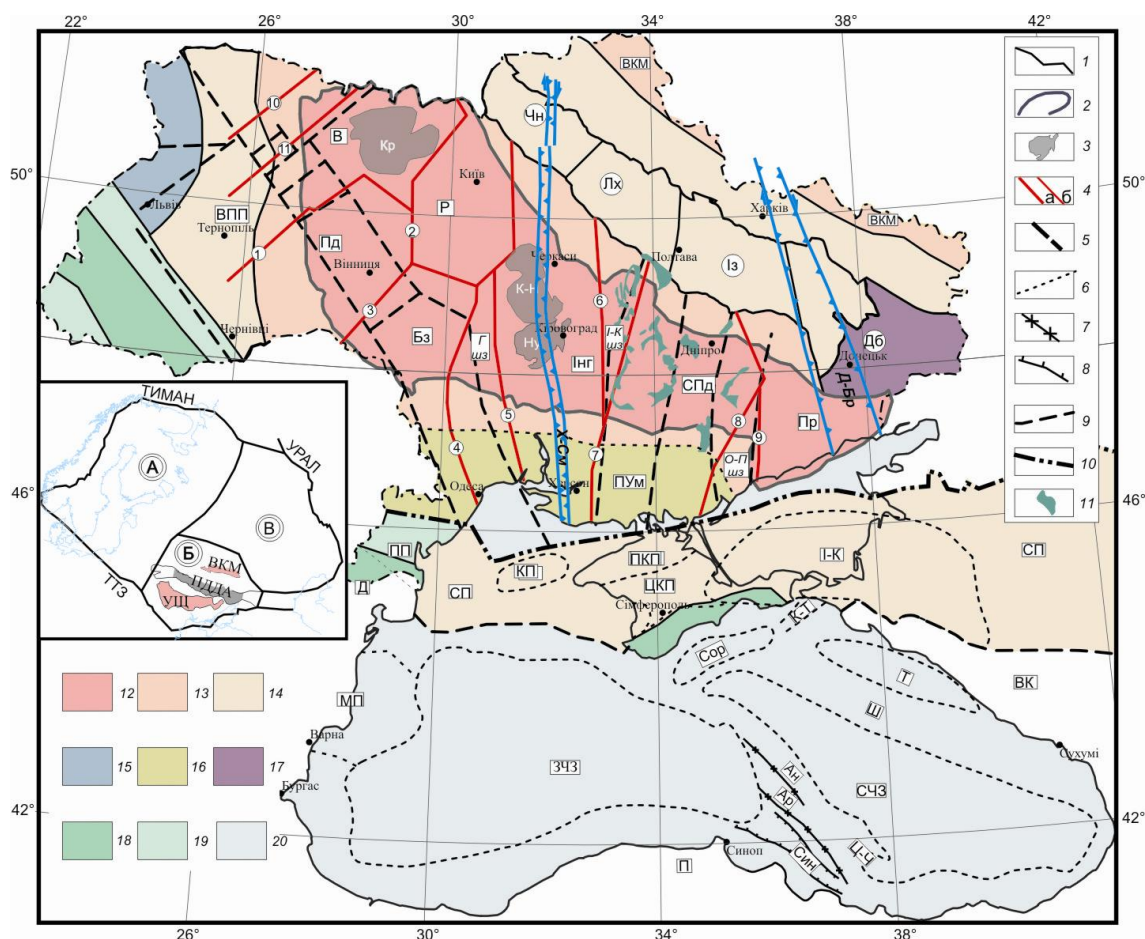


Рис. 1.1. Схема тектонічного районування України і суміжних регіонів.

1 – границя ДДЗ; 2 – контур УЩ; 3 – плутони габро-анортозит-рапаківі (Кр – Коростенський, К-Н – Корсунь-Новомиргородський; Ну – Новоукраїнський масив); 4 – головні розломи (а – міжмегаблокові, б – інші); 5 – проекції на земну поверхню зон різкого зсуву поділу Мохо; 6 – основні структури Чорноморської мегазападини та прилеглих територій; 7 – осі хребтів Андрусова (Ан) та Архангельського (Ар), за [Rangin et al. 2002]; 8 – границя Синопської (Син) западини; 9 – південна границя СП; 10 – південна границя СЄП; 11 – зеленокам'яні структури; 12 – УЩ; 13 – склони Воронізького кристалічного масиву (ВКМ) та УЩ; 14 – ДДЗ, СП і ВПП; 15 – південно-східна околиця Західноєвропейської платформи; 16 – Південноукраїнська монокліналь; 17 – Донецька складчаста область (Донбас); 18 – складчасті системи Добруджі, Криму, Карпат; 19 – Переддобруджинський і Прикарпатський прогини; 20 – Чорноморська мегазападина і суміжні території. Мегаблоки УЩ: В – Волинський; Пд – Подільський; Р – Росинський; Бз – Бузький; Ін – Інгульський;

СПд – Середньопридніпровський; Пр – Приазовський. Шовні зони: Гшз – Голованівська; І-Кшз – Інгулецько-Криворізька; О-Пшз – Оріхів-Павлоградська. Сегменти ДДЗ: Чн – Чернігівський, Лх – Лохвицький, Із – Ізюмський, Дб – Донбаський. Структури Чорноморської мегазападини та прилеглих територій: МП – Мізійська плита, Д – Добруджа; *прогини СП*: ПП – Преддобруджинський, КП – Каркінітський, ПКП – Північнокримський, І-К – Індоло-Кубанський; *западини*: ЗЧЗ – Західно-Чорноморська, СЧЗ – Східно-Чорноморська, Сор – Сорокіна, Т – Туапсинська; *підняття*: Ш – Шацького, Ц-Ч – Центральночорноморське. К-Т – Керченсько-Таманський прогин; трансрегіональні тектонічні шви: Х-См – Херсон Смоленськ, Д-Бр – Донецьк Брянськ. Букви в подвійних кружках – сегменти Східноєвропейського кратона: А – Феноскандія, Б – Сарматія, В – Волго-Уралія. ПДДА – Пріпятьсько-Дніпровсько-Донецький авлакоген; ТТЗ – Тейсейра-Торнквіста зона.

по міжмегаблоковим глибинним зонам розломів сталися істотні вертикальні зрушення. Утворення блокової структури щита в сучасному вигляді відбулося пізніше як результат: колізії Сарматії і Феноскандії [Bogdanova et al. 2006], формування трансрегіональних тектонічних швів Херсон-Смоленськ і Донецьк-Брянськ і великих гранітоїдних масивів – Новоукраїнського (близько 2,05 млрд років тому), Корсунь-Новомиргородського, Коростенського, Східноприазовського (1,80–1,75 млрд років тому). Тоді ж активізувалися зрушення (зі значною вертикальною складовою) по глибинних зонах розломів (Суцано-Пержанській, Сарненсько-Варварівській, Тетерівській, Немировській, Тальнівській, Ядліво-Трахтемирівській, Криворізько-Кременчуцькій, Оріхів-Павлоградській), що і призвело в кінцевому підсумку до формування сучасної мегаблокової структури УЩ [Старостенко и Гинтов 2013].

Мегаблоки УЩ – Волинський, Подільський, Росинський, Бузький, Інгульський, Середньопридніпровській та Приазовський – розділені між собою глибинними розломами і відрізняються один від одного асоціаціями порід, їх стратиграфічною послідовністю, віком процесів магматизму, метаморфізму,



гранітоутворення, параметрами фізичних полів тощо. Мегаблоки складаються з численних блоків різного порядку та відокремлені один від одного шовними зонами (Голованівською, Інгулецько-Криворізькою та Оріхів-Павлоградською) і зонами глибинних розломів першого порядку.

Захід УЩ складається з Волинського, Подільського, Бузького і Росинського мегаблоків. *Волинський мегаблок* розташований в південно-західній частині щита і є зоною тектономагматичної активізації, яка виникла в результаті колізії сегментів Східноєвропейського кратона Фенноскандії і Сарматії [Щербаков 2005] (див. рис. 1.1). На півночі мегаблок межує з Прип'ятською западиною, на заході пов'язаний зі схилом щита і ВПП. На півдні мегаблок полого залягає на зануреному краї більш давнього фундаменту Подільського, а на сході межує з Росинським. У північно-східній частині мегаблоку знаходиться Коростенський плутон, який є однією з великих магматичних структур пояса анортозито-рапаківігранітних масивів, утворився в субплатформенну стадію формування ССП і має вік приблизно 1,7 млрд років. На сучасному ерозійному зрізі в ньому переважають гранітоїди (82 %), в той час як анортозити формують чотири великих і кілька незначних масивів.

*Подільський мегаблок* розділений на блоки другого порядку. Північний – складений переважно бердичівськими гранітами. У розташованому південніше блоці розвинені крупні масиви чарнокітоїдів літинського комплексу і бердичівські граніти. Подільський мегаблок межує з Бузьким, який теж складається з блоків другого порядку. Тут переважають ендербіти. Перераховані блоки ускладнені куполоподібними структурами.

*Інгульський мегаблок* платформної активізації і трансрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ займають центральне положення в структурі УЩ. Вони розділяють його на західну і східну частини, які відносяться до різних сегментів, котрі відрізняються структурним планом глибинної будови і складом кори [Старостенко и др. 2002]. На заході мегаблок обмежує Тальнівська, а на сході Криворізько-Кременчуцька зони розломів. Його центральна частина має меридіональне простягання і включає сновні структури Корсунь-

Новомиргородського плутону: Корсунь-Шевченківський та Шполянський масиви рапаківидних гранітів, а також Новоукраїнський масив трахітоїдних гранітів. Положення основних структур контролюється трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ, який відігравав роль магмопідвідного каналу для них. В склад Інгульського мегаблоку входять також масиви габро-анортозитів та гранітоїдів; площа розвитку біотитових гнейсів, розташована між Кіровоградською та Криворізько-Кременчуцькою зонами розломів, яка раніше називалася Інгульським синклінорієм [Щербаков 2005]; шовні зони (Голованівська та Інгулецько-Криворізька), а також зони розломів (Тальнівська, Первомайська, Звенигородсько-Братська, Кіровоградська, Західноінгулецька і Криворізько-Кременчуцька).

*Середньопридніпровський мегаблок* межує з Інгульським на заході і Приазовським на сході і є унікальним для УЩ. Головні його особливості – древній вік, тонка кора і складна структура розділу Мохо. Мегаблок виявляє всі ознаки типової граніт-зеленокам'яної області за [Конди 1983] – залягання на більш древній корі, загальна синклінальна структура, переважання в низах розрізів основних і ультраосновних вулканітів, а у верхах осадових порід.

Мегаблок складений гранітоїдами різного складу, переважно у формі куполів, якими огортаються зеленокам'яні структури (див. рис. 1.1). Ці структури характеризуються різною будовою. В центральних частинах мегаблоку форма їх або овальна, або ізометрична. У крайових частинах зеленокам'яні структури витягнуті і однокрилі. Зазвичай структури Середньопридніпровського мегаблоку об'єднують в два зеленокам'яні пояси субмеридіонального простягання: Верховцевсько-Чортомлицький і Сурсько-Білозерський.

*Приазовський мегаблок* розташований в найбільш східній частині УЩ. Із заходу він відокремлений Оріхів-Павлоградською зоною розломів від Середньопридніпровського мегаблоку. З півночі межує з ДДЗ, з півдня з Південноукраїнською монокліналлю, зі сходу і північного сходу з Донецькою складчастою системою. Мегаблок складається із Західноприазовського і

Східноприазовського блоків, які розділені Центральноприазовською шовною зоною.

Породи західної частини Приазовського мегаблоку представлені переважно архейськими плагіомігматитами і плагіогранітами дніпровського комплексу, гранатовими, силіманітовими, амфібол-біотитовими та іншими гнейсами західно- і центральноприазовських серій архейського структурно-фаціального комплексу [Щербак 1983]. Східна частина Приазовського мегаблоку характеризується тим, що тут розвинуті нижньопротерозойська формація порфіровидних гранітів, мікроклінів і верхньопротерозойська граносієнітова формація, яка за оцінками геологів має глибину розповсюдження до 6 км. [Кудрявцева и Дьячкова 1982].

Структури УЩ простежуються на північ під ДДЗ і на південь під Південноукраїнську монокліналь. Тектоніка дорифейського фундаменту значною мірою впливає на тектоніку осадового чохла в цих западинах [Соллогуб 1986].

Характерною особливістю ССП є наявність авлакогенів, які визначені як великі, витягнуті структури переважно пізнього докембрію і палеозойського віку із осадовим заповненням. Вважається, що вони утворилися в результаті процесів рифтогенезу, мають плоску поверхню розділу Мохо і високошвидкісний шар у нижній корі. Дуже висока швидкість поширення сейсмічних хвиль у цьому шарі може бути пов'язана з магматичною активністю. До таких авлакогенів належить Дніпровсько-Донецька западина, яка розташована на північний схід від УЩ. Вона являє собою вторинну неузгоджено накладену велику негативну структуру, витягнуту в північно-західному напрямку і обмежена з півдня і півночі УЩ і Воронізьким кристалічним масивом (ВКМ) відповідно, в межах яких оголюються кристалічні породи, що формують велике підняття фундаменту. У Донбас входять власне складчаста область, її північні (південне занурення ВКМ) і північно-західні окраїни [Стовба 2008].

В основі ДДЗ і Донбасу знаходиться складний грабен (рифт), шириною від 60–70 км на північному заході ДДЗ до 160–170 км в Донбасі, який заповнений девонськими осадовими і вулканогенними породами потужністю понад 5 км,

перекритими постріфтовими (сінеклізними) відкладами кам'яновугільного, мезозойського і кайнозойського віку [Стовба 2008].

Як і більшість внутрішньоплатформених басейнів, ДДЗ сформована шляхом активізації фрагментів докембрійських систем розломів земної кори в фанерозойський час. Закладення ДДЗ відбувалося на неоднорідному докембрійському фундаменті південно-західного сегмента Східноєвропейського кратона – Сарматії (див. рис. 1.1), складеної на півночі від ДДЗ блоками першого порядку ВКМ, а на півдні мегаблоками УЩ. Південні мегаблоки утворюють дві мікропліти - Західну (метабазит-гранулітову) і Східну (метабазит-амфібол-гнейсову), розділені в межах УЩ трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ [Старостенко и др. 2017, 2018].

Встановлено, що ДДЗ є древнім рифтом, перекритим разом з бортами постріфтовими (сінеклізними) відкладеннями [Chekunov et al. 1992]. Дискусійними є питання віку рифтингу ДДЗ: чи існував рифейський рифт на місці теперішньої структури, чи було два етапи рифтогенезу і чи існував тільки верхньодевонський рифт. В даний час більшість тектоністів дійшли висновку, що рифтова стадія розвитку відбулась у верхньому девоні. У формуванні сучасної структури Донбасу визначальне значення мала також інверсія тектонічного режиму в кінці палеозою, яка проявилась в високоамплітудному підйомі Донбасу, глибокій ерозії складаючих його осадових товщ і формуванні протяжних лінійних складок, скидів і надвигів [Стовба 2008].

На підставі раніше отриманих даних про густинну і магнітну неоднорідність консолідованої кори і її розломну тектоніку [Куприенко и др. 2010; Пашкевич и др. 2014; Старостенко и др. 2015б] виділено чотири сегменти консолідованої кори ДДЗ (Чернігівський, Лохвицький, Ізюмський і Донбаський), котрі розрізняються за такими провідними ознаками, як середня потужність кори, її склад, структурний план, диференційованість рельєфу розділу Мохо, особливості розломної тектоніки та намагніченість консолідованої кори. Міжсегментні розломи (шовні зони) консолідованої кори простежено і за межами западини, але вони не збігаються з субмеридіональними

міжмегаблоковими розломами УЩ і схилу ВКМ, хоча останні, а саме Криворізько-Кременчуцький і Ядлів-Трахтемирівський, знаходять фрагментарне продовження в кристалічній корі западини [Старостенко и др. 2017]. Міжсегментні розломи ДДЗ змінюють простягання з північного заходу на південний схід, причому західна межа Донбасу ототожнюється з глибинним трансрегіональним тектонічним швом Донецьк–Брянськ [Чекунов 1992; Кутас и Пашкевич 2000].

Південніше УЩ розташована Скіфська плита, яка в межах досліджуваної території є областю герцинської складчастості між південним закінченням СЄП і складчастою системою Гірського Криму. СП простягається в субширотному напрямку, займає північну частину Чорного і Азовського морів, Степовий Крим і західну частину Передкавказзя. Вважається, що СП є південним продовженням СЄП з докембрійським фундаментом, який був перероблений на неопротерозойському і ранньопалеозойському етапах тектонічної активності [Okay et al. 1994; Stephenson et al. 2004; Saintot et al. 2006; Гинтов и др. 2014].

У зоні зчленування древньої СЄП і молоді СП розташовані Переддобруджинський прогин, Причорноморська система рифтових басейнів і мезо-кайнозойська Південноукраїнська монокліналь. *Переддобруджинський* верхньопалеозойський *прогин* є інвертований мезозойський басейн глибиною до 10 км, заповнений потужною товщею (близько 3000 м) середньоюрських – ранньокрейдових відкладів, що залягають на складчастому фундаменті дотріасового віку (венд–девон), який перекриває протерозойський кристалічний фундамент [Seghedi 2012; Старостенко и Гинтов 2018]. Тектонічне походження прогину є дискусійним. Він може бути або західним сегментом СП з фундаментом, який похований під кайнозойськими осадовими товщами [Nikishin et al. 2003; Seghedi 2012], або прогином Північної Добруджі [Чекунов 1994].

Переддобруджинський прогин плавно переходить в *Південноукраїнську монокліналь*, яка в сучасному тектонічному плані являє собою гетерогенний за віком складчастої основи субширотний прогин блокової будови, виконаний потужною товщею мезозойсько-кайнозойських відкладів, які залягають на

складчастому фундаменті СП або на платформних палеозойських відкладах.

*Каркінітський прогин* (КП) є частиною системи рифтових басейнів в межах СП, які в східному напрямку переходять в Північнокримський і Північноазовський прогини, і заповнений потужними крейдовими і палеогеновими осадовими відкладами [Khriachtchevskaiia et al. 2010]. Північним обмеженням КП є транскорова розломна зона мантийного походження, яка відокремлює СП від ССП [Козленко и др. 2009]. *Індоло-Кубанський прогин* розташований в східній частині СП, займає південну частину Азовського моря, велику частину Керченського п-ва і слідується далі на схід (рис. 1.1), виник в олігоцен–міоцені, асиметричний і має юрську основу [Пашкевич и др. 2018]. Одні дослідники відносять його до передового прогину Великого Кавказу, сформованому на фундаменті СП [Фарфуляк 2015], інші вважають його рифтогенним [Кутас 2010; Пашкевич и др. 2018]. КП і Північнокримський прогини разом з Індоло-Кубанським і Керченсько-Таманським являють собою систему западин, які можуть визначати контактну зону між ССП і СП.

Гірський Крим традиційно відносять до Альпійського складчастого поясу, а в структурно-геологічному відношенні – до північно-західної пасивної околиці східної частини Чорноморської мікропліти [Nikishin et al. 2001; Шнюкова 2016]. Формування Гірського Криму пов'язано з формуванням Великого Кавказу, на північно-західному продовженні якого він знаходиться.

Головною і найбільш древньою тектоностратиграфічною одиницею Гірського Криму є флішева таврійська серія пізнього тріасу–ранньої юри, яка, можливо, залягає безпосередньо на байкальському фундаменті. Молодші осадові мезо-кайнозойські комплекси розвинені в Гірському Криму переривчастими смугами, з поступовим омолодженням в напрямку до Степового Криму [Шнюкова 2016].

Формування Чорноморської мегазападини зумовлено тектонічними процесами, пов'язаними з еволюцією океану Тетіс [Старостенко и Гинтов 2018]. Вважається, що Чорноморська мегазападина утворилася в ніжньокрейдяний час як задуговий басейн в тилу Понтійської дуги при закритті мезозойського океану

Неотетіс і його субдукції під Понтійську магматичну дугу [Okay et al. 1994; Nikishin et al. 2001, 2003]. Закладення западини сталося, імовірно, на континентальній літосфері, яка являла собою колаж мікроплит і террейнів різного походження, спаяних разом акреційними процесами [Winchester et al. 2006; Stephenson and Shellart 2010; Yegorova and Gobarenko 2010].

Основними елементами Чорноморської мегазападини є Західно-Чорноморська (ЗЧЗ) та Східно-Чорноморська (СЧЗ) западини, які відокремлені одна від одної хребтами Андрусова і Архангельського, що входять до складу Центральночорноморського підняття. За наявними даними ЗЧЗ і СЧЗ відрізняються практично за всіма геолого-геофізичними параметрами – розмірами, будовою осадової товщі, переважним напрямком основних структурних елементів, характером геофізичних полів, сейсмічністю і будовою кори і верхньої мантії [Yegorova and Gobarenko 2010; Старостенко и др. 2010; Гобаренко и Яновская 2011; Starostenko et al. 2015a]. Інші структурні елементи – це підняття Шацького, яке простягається вздовж північно-східного схилу СЧЗ і олігоцен-неогенові западини Сорокіна і Туапсинська. Керченсько-Таманський прогин являє собою складний вузол зчленування орогенів Криму і Великого Кавказу, а також западини Сорокіна і Індоло-Кубанського олігоцен-четвертинного прогину. У межах північно-західного шельфу виділяються Каркінитський прогин і Каламітський вал.

## 1.2. Стислий огляд існуючих гравітаційних моделей

Для вивчення особливостей глибинної будови земної кори таких тектонічних структур і регіонів, як УЩ, ДДЗ, українська частина Донбасу, ВПП, Чорноморська мегазападина і прилеглі території створені різні геолого-геофізичні моделі регіонального і локального рівнів, в тому числі 2D і 3D гравітаційні.

Раніше гравітаційні моделі Українського щита створювалися переважно уздовж геотраверсів (II, IV, VI і VIII) і профілів ГСЗ (XXIV, XXV, XXX, XXXIV)

[Гинтов 1972; Бурьянов и др. 1985; Ильченко и др. 1982; Купрієнко та ін. 1984; Красовский и др. 1988]. 3D гравітаційні моделі були побудовані для південно-західної частини Інгульського [Харитонов и др. 1993] і південної Середньопридніпровського мегаблока [Оровецкий и др. 1997]. У цих роботах основна увага приділялася вивченню глибинної будови, розподілу густини в земній корі і особливостям петрологічного складу різних глибинних блоків. В роботі [Гордиенко и др. 2005] представлено густинну модель УЩ у вигляді карт ізоденс густини на глибинах 10, 20, 30 і 40 км. Розподіл густини по площі отримано інтерполяцією між профілями ГСЗ, тому варіації густини на різних глибинах, на думку авторів, можливо охарактеризувати скоріше якісно, ніж кількісно.

Сейсмічні дані, результати переінтерпретації сейсмічних матеріалів уздовж геотраверсів і профілів ГСЗ, дані петрофізичних досліджень та використання комплексу автоматизованої інтерпретації потенціальних полів *GMT-Auto* [Старостенко и др. 2015] зумовили можливість побудови 3D гравітаційної моделі земної кори і верхньої мантії УЩ [Куприенко и др. 2007а]. Було встановлено особливості розподілу густини в земній корі кожного мегаблоку, зони поширення коромантії суміші, обчислено потужності шарів земної кори («гранітного», «діоритового», «базальтового»), визначено типи кори та підтверджено закономірність зменшення основності порід на щиті із заходу на схід.

Для Інгульського мегаблоку УЩ була побудована 3D гравітаційна модель земної кори та верхньої мантії в масштабі 1:500000 за даними переінтерпретації сейсмічних матеріалів для геотраверсів VI, VIII та профілів ГСЗ XXXIV, XXV [Куприенко и др. 2007б]. Одержано нові дані про розподіл густини в структурах мегаблоку, встановлено ущільнення порід з глибин 18 км в Новоукраїнському масиві та Корсунь-Новомиргородському плутоні, а також на північному сході Інгулецького синклінорію. Розраховано потужності умовно виділених шарів земної кори «гранітного», «діоритового» та «базальтового».



Центральна частина мегаблоку – так званий Кіровоградський рудний район – також була досліджена методом тривимірного гравітаційного моделювання [Старостенко и др. 2013]. Додатково було вивчено особливості розподілу і взаємовідношення середньої густини в земній корі Кіровоградського рудного району та його структурних складових [Куприенко и др. 2013а].

Побудовано 3D гравітаційну модель Коростенського плутону північної частини УЩ, яка базувалася на геологічних, петрогустинних даних і результатах інтерпретації сейсмічних матеріалів по геотраверсам II, VI і EUROBRIDGE-97 [EUROBRIDGE 2000; Ильченко и Бухарев 2001]. Виявлено суттєву різницю будови земної кори в західній і східній частинах. З'ясовано, що земна кора Коростенського плутону, на відміну від кори структур обрамлення, ділиться на два шари з різким стрибком густини на границі 18 км; перший шар (до 18 км) має переважно гранітний склад; у другому шарі (від 18 км до розділу Мохо) кора плутона ділиться по латералі на блоки, які різні за розподілом густини. В північній частині плутону виявлено блок аномально низьких значень густини ( $2,61\text{--}2,63\text{ г/см}^3$ ); в південно-східній частині – найбільш щільний блок, в якому значення густини змінюються від  $2,92\text{ г/см}^3$  (на 18 км) до  $2,95\text{ г/см}^3$  (на підосві корі) [Макаренко и др. 2003; Bogdanova et al. 2004].

За результатами 3D гравітаційного моделювання вперше на УЩ визначено ознаки, за якими виділено лістричні розломи вздовж профілів ГСЗ, широтних зон і розрахункових профілів [Куприенко и др. 2013б]. З'ясовано, що глибина виположування лістричних розломів різна (від 4 до 11–15 км). В межах Інгульського мегаблоку уздовж розрахункових профілів виділено область поширення лістричного розлому протяжністю понад 100 км, шириною 120 км і глибиною виположування 12–19 км. Простежено зв'язок лістричних розломів з кільцевими структурами. Встановлено, що падіння лістричних розломів в межах цих структур різне. Деякі занурюються до центру структури (в разі зниженої густини в її межах), а інші відчують занурення від границь (внаслідок підвищеної густини в контурі самої структури).

У східній частині Дніпровсько-Донецької западини і Донбасі густинне моделювання проводилося уздовж профілів ГСЗ [Красовський та ін. 1973]. При цьому основна увага приділялася вивченню осадової товщі. Показано, що осадки «відкритого» Донбасу мають дуже високу густину. У роботах [Козленко 1989; Старостенко и др. 1986] за допомогою гравітаційного моделювання вивчено будову земної кори західної і центральної частин ДДЗ, визначено аномальні ефекти соляних штоків, окремих структур і всієї осадової товщі. У кристалічній частині кори уздовж осі ДДЗ виділено аномальне тіло з середньою надлишковою густиною  $0,2 \text{ г/см}^3$ .

До теперішнього часу виконано роботи з побудови 3D гравітаційних моделей ДДЗ і Донбасу. Так, в роботі [Бурьянов и др. 1999a] наведено результати по вивченню східної частини ДДЗ і Донбасу. Гравітаційну модель побудовано за даними переінтерпретації профілів ГСЗ I, X, XI, планове розташування яких зумовило вибір площі досліджень. Модель кори була розділена на чотири горизонтальні пластини, кожна з яких включала в себе основні густинні неоднорідності земної кори, що дозволило автономно обчислити їх гравітаційний ефект. Визначено інтегральний гравітаційний ефект мантійних неоднорідностей.

У роботах [Егорова 2000; Егорова и Козленко 2003] представлено результати вивчення осадової товщі ДДЗ і Донбасу. У першій з них при завданні моделі осадової товщі було віддано перевагу експоненціальній зміні густини з глибиною. Автор дійшов висновку, що смуговий максимум різницевого поля в Дніпровському грабені, який був виявлений раніше [Старостенко и др. 1986], продовжується через перехідну зону в межі Донбасу. У другій роботі виконано деталізацію будови осадової товщі перехідної зони.

В роботі [Егорова 2000] за допомогою двох-і тривимірного підбору при двох варіантах положення розділу Мохо під Донбасом інтерпретувався смуговий максимум різницевого поля в Дніпровському грабені, який, на думку авторів, свідчить про існування осьового ущільнення в консолидованій корі авлакогену.

В роботі [Козленко и Козленко, 2007], що є продовженням досліджень, про які говорилося вище, було підібрано оптимальну густину нижнього шару

осадової товщі при використанні даних сейсмогравітаційного моделювання за профілями ГСЗ. Підтверджено проміжний характер перехідної зони від Дніпровського грабена до Донбасу. З першим її ріднить «осьова дайка», з другим – зона ущільнення, що тяжіє до північного борту.

Авторами робіт [Гордиенко и др. 2006; Гордиенко и др. 2015] представлено густинні моделі земної кори ДДЗ і прилеглих територій та Донбасу, які побудовано за швидкісними моделями уздовж профілів ГСЗ. Було отримано розподіл густини порід консолідованої кори для всієї території ДДЗ (на глибинах 10, 20 і 35 км) та для Донбасу (на глибинах 10, 20, 30 і 40 км) шляхом інтерполяції значень густини між профілями ГСЗ. Побудовано якісні схеми розподілу мантийної гравітаційної аномалії для ДДЗ та Донбасу.

Ряд моделей взаємно виключають одна одну і не в змозі пояснити як деякі загальні, так і багато приватних особливостей будови ДДЗ та Донбасу. Так, по даним [Бурьянов и др. 1999а; Гордиенко и др. 2006; Козленко и Козленко, 2007] верхи мантиї ущільнені, а по даним [Егорова 2000] мантия приймається безаномальною.

Для Волино-Подільської плити в роботі [Гордиенко и др. 2012] було отримано схеми розподілу густини по площі на глибинах 5, 10, 15, 25 і 40 км. Розрахунки було виконано для густинних розрізів кори, побудованих за швидкісними моделями. Оскільки розбіжність між різними варіантами карт гравітаційного поля ВПП велика, з урахуванням орієнтування на вивчення регіональних особливостей поля, авторами було об'єднано дані декількох варіантів карт: значення поля усереднено в трапеціях, віднесено до їх центрів і за ними проведено ізолінії. При цьому карта різко спростилася і, на думку авторів, в такому полі відображаються тільки основні густинні аномалії тектоносфери ВПП. Обчислення було проведено для тривимірних густинних об'єктів в корі, але можливість врахування їх розташування між профілями ГСЗ вельми обмежена. «У цьому сенсі побудована густинна модель навряд чи може бути визнана реально тривимірною» [Гордиенко и др. 2012, с. 143].

Аналіз раніше опублікованих робіт по 2D і 3D гравітаційному моделюванню Чорноморської мегазападини і прилеглих територій показав, що у всіх побудованих моделях використовується один і той же масив геолого-геофізичних даних (наприклад, детальні карти потужності різновікових осадових відкладів [Туголесов и др. 1985; Безверхов 1988]). Отримані результати відрізняються різною густинною параметризацією моделі (перш за все осадової товщі), недостатньою вивченістю кристалічної частини кори, а також концептуальними підходами авторів в залежності від поставлених завдань. Як наслідок, отримані результати не завжди співпадають, а в ряді випадків і суперечать один одному, наприклад, [Баранова и др. 2008; Козленко и др. 2009].

Кількісній інтерпретації гравітаційного поля Криму присвячено роботи багатьох авторів. Спільна інтерпретація сейсмічних і гравіметричних даних при вивченні структури земної кори уздовж профілів ГСЗ Джанкой–Феодосія (III) і Білогірськ–Олексіївка (II) з морським продовженням по Ялтинському перетину (XVII) дозволила виділити в верхній частині кори Кримських гір високошвидкісне і ущільнене тіло потужністю близько 15 км, нижче якого спостерігається відносне зниження швидкості і густини [Бурьянов и Павленкова 1974]. Густинні моделі земної кори СП і Гірського Криму, які побудовано за швидкісними моделями уздовж профілів ГСЗ з «вельми приблизними швидкісними розрізами (південна частина геотраверсів VI і III, геотраверс V, профіль ГСЗ IX)», представлені в роботі [Гордиенко 1999, с. 52]. Ці моделі покладено в основу тривимірної густинної моделі тектоносфери України. В роботі [Ентин и др. 2010] виконано кількісну інтерпретацію Кримського гравітаційного максимуму уздовж двох профілів, які перетинають Степовий і Гірський Крим, а також чорноморський шельф. Показано, що основним джерелом аномального гравітаційного поля Гірського Криму є інтрузивний масив, який розташований в середній частині кори, має верхню кромку на глибині 3–5 км і густину  $2,90 \text{ г/см}^3$ , що відповідає породам ультраосновного-основного складу.

Серія статей присвячена вивченню будови земної кори тектонічних структур північно-західного шельфу Чорного моря за даними 2D гравітаційного моделювання. Отримано детальні густинні розрізи уздовж профілю ГСЗ № 26 [Козленко и др. 2013], профілів МОВ ОГТ № 598506 [Козленко и Козленко 2013а] і 568408 [Козленко и Козленко 2014], а також П КМЗХ [Козленко и Козленко 2013б]. Виявлена складна блокова будова земної кори Каркінітського прогину, підтверджено його рифтогенне походження і зроблено висновок про те, що кристалічний фундамент прогину складений чергуванням блоків з нормальними і підвищеними значеннями густини, що зумовлено проникненням мантійного матеріалу в земну кору в процесі рифтогенеза [Козленко и Козленко 2016а]. Авторами також показано, що СП складена субконтинентальною корою потужністю від 31,5 км під Крайовим уступом до 43,5 км на кордоні з ССП. В ядрі Каламітського вала в інтервалі глибин 2,0–10,5 км встановлено присутність тіла з густиною  $2,59 \text{ г/см}^3$ , характерною для порід таврійської серії ( $T_3-J_1$ ).

В роботі [Коболев и др. 1999] наведено результати гравітаційного моделювання земної кори вздовж профілю, який перетинає Ломоносівський підводний палеовулканічний центр (ЛППВЦ). Виявлено складний просторовий розподіл осадових і магматичних комплексів в структурі земної кори. Моделювання показало, що активна тектономагматична діяльність в межах ЛППВЦ проявляється серією магматичних колон, ешелонованих в меридіональному напрямку.

Уздовж профілів ГСЗ 17, 25, 26, 28 і 29 виконано двовимірне густинне моделювання, котре дозволило отримати додаткову інформацію про структуру земної кори і верхньої мантії Чорноморської мегаздини [Баранова и др. 2008; Гончар и Козленко, 2008; Козленко и др. 2009; Баранова и др. 2011; Козленко и др. 2013; Козленко и Козленко, 2016б, 2017; Yegorova and Gobarenko 2010].

В роботі [Пашкевич и др. 2018] уздовж профілю DOBRE-2 вперше виконано комплексне геолого-геофізичне дослідження особливостей будови всього розрізу літосфери з використанням даних різних геофізичних методів, в тому числі гравітаційного поля. Аналіз неоднорідностей кристалічної кори і

мантії дозволив оцінити положення і стан границі ССП і Перехідної зони до СП, яка збігається з найбільш глибоким положенням покрівлі астеносфери і зоною поділу літосферної мантії за швидкісною характеристикою. Встановлено приуроченість великих осадових структур до зон зміни складу кристалічної кори, які співпадають з сутурами. З'ясовано, що головні розломи осадового чохла простежуються в розрізі кристалічної кори і верхньої мантії як різновікові шовні зони.

3D дослідження гравітаційного поля Чорноморської мегазападини з прилеглою сушею виконані в різному масштабі: 1: 2 500 000 [Егорова и др. 1996; Бурьянов и др. 1987; Гобаренко и Егорова, 2010; Егорова и др. 2012]; 1: 1 000 000 [Бурьянов и др. 1996; Starostenko et al. 2004; Старостенко и др. 2010; Starostenko et al. 2015a]. У роботі [Бурьянов и др. 1987] використовувалося гравітаційне поле в редукції Буге, в інших роботах в комбінованій редукції, тобто аномалії у вільному повітрі на акваторії, а на суші аномалії Буге.

У роботі [Бурьянов и др. 1987] гравітаційний ефект розраховувався по мережі  $50 \times 50$  км. Серед апроксимувалась елементарними розрахунковими об'єктами (близько 100), форма і розміри яких відповідали тектонічним структурам. Модель представлена шаром води, двома шарами осадків (густина  $2,25$  і  $2,60$  г/см<sup>3</sup> відповідно) і двома шарами кори: «гранітним» ( $2,78$  г/см<sup>3</sup>, в межах ССП  $2,82$  г/см<sup>3</sup>) і «базальтовим» ( $2,97$  г/см<sup>3</sup>).

Апроксимація густинної моделі в плані і завдання інформації про середовище в роботі [Егорова и др. 1996] проводилися в осередненні по трапеціям  $1^\circ \times 1^\circ$ . Модель представлена шаром морської води, легкими осадками ( $2,30$  г/см<sup>3</sup>), ущільненими відкладами ( $2,65$  г/см<sup>3</sup>), а також шаром консолідованої кори зі змінними середніми значеннями густини по латералі ( $2,78$ – $2,90$  г/см<sup>3</sup>), які визначалися за даними про розподіл середньої швидкості з урахуванням кореляційної залежності  $\rho = 0,28V_p + 1,05$ . В наведених вище роботах схематично визначено ефекти шарів і виділено різницеві аномалії, які віднесені до мантійної складової поля сили тяжіння.

Метою робіт [Бурьянов и др. 1996; Starostenko et al. 2004] було отримання гравітаційних ефектів головних неоднорідностей літосфери і потужності земної кори Чорноморської мегазападини. Було виділено ефект нижньої частини кори, інтерпретація якого дозволила отримати схему розділу Мохо. Для наочності ефекту неоднорідностей верхньої частини розрізу був розрахований не ефект осадових відкладів, а модель верхніх 16 км (за рівнем найбільшого занурення осадків Чорноморської западини). Модель складалась з шару води ( $1,02 \text{ г/см}^3$ ), неущільнених (легких) осадків ( $2,15 \text{ г/см}^3$ ), ущільнених осадків ( $2,35 \text{ г/см}^3$ ), верхньої частини кристалічної кори в прилеглих континентальних структурах (гранітний шар з густиною  $2,62\text{--}2,82 \text{ г/см}^3$ ), нижню частину кори з густиною  $2,90\text{--}3,04 \text{ г/см}^3$ .

Вивченню будови літосфери Чорного моря 3D гравітаційним аналізом і локальною сейсмічною томографією присвячені роботи [Гобаренко и Егорова, 2010; Егорова и др. 2012]. В першій було проаналізовано різниці аномалії, отримані видаленням з гравітаційного поля сумарного ефекту шару морської води ( $1,03 \text{ г/см}^3$ ) і шарів осадового кайнозойського чохла: антропогену ( $2,0 \text{ г/см}^3$ ); неогену ( $2,3 \text{ г/см}^3$ ); майкопської серії ( $2,6 \text{ г/см}^3$ ); еоцену–палеоцену ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ). Гравітаційний розрахунок проводився по мережі  $8 \times 8 \text{ км}$  з використанням аномальних значень густини, отриманих нормуванням абсолютних значень густини щодо референтної густини  $2,85 \text{ г/см}^3$ . У роботі [Егорова и др. 2012] модель представлено шаром морської води ( $1,03 \text{ г/см}^3$ ), чотирма шарами осадків: четвертинні ( $2,0 \text{ г/см}^3$ ); переважно неогенового віку ( $2,3 \text{ г/см}^3$ ); майкопської серії ( $2,6 \text{ г/см}^3$ ); (4) еоцен–палеоценові ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ); шаром консолідованої кори зі значеннями густини  $2,82 \text{ г/см}^3$  (континентальна кора) і  $2,88\text{--}2,92 \text{ г/см}^3$  (океанічна кора), а також шаром верхньої мантії до глибини 110 км. Значення густини отримані за значеннями швидкостей поширення Р-хвиль з використанням перекладної функції трьох видів: для легких осадків ( $V_p \leq 3,2 \text{ км/с}$ ); для більш щільних осадових порід і верхньої консолідованої кори ( $V_p < 6,5 \text{ км/с}$ ); для густинної параметризації нижньої кори і верхньої мантії ( $V_p = 6,5\text{--}8,5 \text{ км/с}$ ) [Ludwig et al. 1971]. Гравітаційний розрахунок проводився по сітці  $10 \times 10 \text{ км}$ .

Видаленням з спостереженого поля гравітаційного впливу шару морської води, осадових відкладів, рельєфу поверхні Мохо і великих внутрішньокорових неоднорідностей отримано залишкові гравітаційні аномалії, які розділені на довгохвильову та короткохвильову складові. Перша авторами пов'язується з мантийними аномаліями, а друга – з неврахованими локальними неоднорідностями в корі.

Дані 3D гравітаційного моделювання лягли в основу побудови схеми розломної тектоніки Чорного моря [Старостенко и др. 2005, 2010; Старостенко та ін. 2011; Starostenko et al. 2015a]. Отримане редуковане за вплив шару морської води, осадового чохла і мантийної складової гравітаційне поле в комплексі з аномальним магнітним полем було покладено в основу побудови цієї схеми. У Чорноморському регіоні виділено дві основні системи розломів. Діагональна система розломів північно-східного і північно-західного простягання контролює основні тектонічні елементи. Розломи північно-західного простягання характерні для східної частини регіону, а північно-східного для західної частини. Ортогональна система розломів в геофізичних полях трасується фрагментарно.

Ряд досліджень був присвячений вивченню інтенсивних «пунктирних» позитивних аномалій поля сили тяжіння (Синопської, Кримсько-Кавказької, Губкінської), які розташовані по периферії Чорноморської мегазападини і викликані виверженими породами основного-ультраосновного складу [Бурьянов и др. 1996, 1997, 1998, 1999б; Оровецкий и др. 1998; Старостенко и др. 2000].

В роботі [Гордиенко 1999] представлена регіональна тривимірна густинна модель тектоносфери України. Було отримано розподіл густини основних поверхів кори (10, 20 і 35 км) за винятком верхнього (у багатьох випадках – осадового) і нижнього шару – коромантийної суміші (КМ), який лише зрідка зустрічається на глибині 35 км. «При побудові моделі розподілу густини в земній корі України значення густини знімалися безпосередньо з профілів без їх попередньої ув'язування» [Гордиенко 1999, с. 60]. Оскільки часто не погоджувалися і швидкісні розрізи за профілями, виникали розбіжності між густиною на однаковій глибині, які автори пояснюють звичайними



відмінностями швидкісних розрізів, що не приводять до відмінностей в розрахунковому гравітаційному ефекті кори в цілому. При великих розбіжностях будувалися додаткові моделі по профілях меридіонального і широтного простягання. Розрахункові ефекти зіставлялися з спостереженими, що на якісному рівні дало можливість продемонструвати реальність того чи іншого варіанту значення густини на розглянутій глибині в певній точці. Отримана густинна модель тектоносфери України, яка фрагментарно охарактеризована даними, отриманими уздовж профілів ГСЗ, була порівняна з спостереженим полем. Для цього було виконано розрахунки повного гравітаційного ефекту (для кори і верхньої мантії) уздовж 12 меридіональних і 6 широтних профілів з відстанню між ними 100 км. Узгодженість розрахункового і спостереженого полів склала  $\pm 11$  мГал.

### 1.3. Гравітаційне поле

Гравітаційне поле території досліджень представлено аномаліями Буге на суші і аномаліями у вільному повітрі на акваторії (рис. 1.2). Для 3D гравітаційного моделювання окремих регіонів і України застосовувались карти гравітаційного поля різного масштабу: для ДДЗ і Донбасу 1: 1 000 000 і 1: 500 000, для Інгульського мегаблока УЩ 1:200 000, для Голованівської шовної зони УЩ 1: 50 000. Усі вони складені різними організаціями в різні роки (наприклад, трестом «Геофизнефтеуглеразведка», Київською експедицією УкрДГРІ, Центрально-Чорноземною геолого-геофізичною експедицією, трестом «Укрнефтегеофизика» тощо).

Для акваторії використана карта масштабу 1: 1000000 з перетином ізоліній 5 мГал, складена приблизно по 35 тисячам спостережень, виконаних протягом 40 років різними промисловими і науковими організаціями Радянського Союзу, Росії та України, зокрема: «Южморгеология», «Одессморгеология», «Южморнефтегазразведка», «ВНПГеофізика », Інститут фізики Землі імені О.Ю. Шмідта Російської академії наук, а також Інститут геофізики імені С.І. Суботіна

Національної академії наук України; аномалії Буге (для суші) взяті з ZNIIGAiK (Центрального науково-дослідного інституту геодезії, аерозйомки і картографії колишнього Радянського Союзу) [Starostenko et al. 2004]. Для північно-західного шельфу застосовувалась карта аномалій в редукції в вільному повітрі масштабу 1:500 000, яка складена в тресті “Дніпрогеофізика” з перетином ізоліній 2 мГл. Для північно-східного шельфу використана карта гравітаційного поля в редукції в вільному повітрі масштабу 1:200 000 з перетином ізоліній 1 мГл, яка сформована на базі карт і окремих профілів НПО «Кримгеологія», ГУНіО МО СРСР, НЦ «Південморгеологія» (Росія), тресту «Дніпрогеофізика», ДГП «Укргеофізика», Інституту геофізики НАН України, які побудовані в масштабі 1:100 000, 1:500 000 і 1:1000 000 [Старостенко 2007].

Більша частина території України (УЩ з його схилами, ДДЗ, Донбас, ВПП та Південноукраїнська монокліналь) характеризується позитивними гравітаційними аномаліями. Винятком є північна і північно-східна частини Коростенського плутону, Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив, центральна частина Ізюмського сегмента ДДЗ, північна частина Донбасу і більша частина північного борту ДДЗ (див. рис. 1.2).

Аномалії гравітаційного поля на Українському щиті пов'язані переважно з породами верхньої частини кристалічної кори. Проте не всі аномалії знаходять відображення в приповерхневих неоднорідностях. В складі спостереженого гравітаційного поля присутній регіональний фон, інтенсивність якого різниться на заході і сході щита. Межа проходить по трансрегіональному тектонічному 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 мегаблоку [Купrienko и др. 2007a].

Волинський мегаблок в полі сили тяжіння проявляється як негативними, так і позитивними аномаліями. Негативна аномалія інтенсивністю до -20 мГал характеризує північний схід Коростенського плутону. Південь і захід мегаблоку знаходяться в полі позитивного знаку, інтенсивність якого збільшується в північно-західному напрямі до +60 мГал. Гравітаційне поле Подільського мегаблоку складнодиференційоване, представлене низкою замкнених позитивних аномалій субмеридіонального простягання інтенсивністю більше +30 мГал. В центральній частині Бузького мегаблока спостерігається велика позитивна аномалія північно-західного простягання. До периферії блоку поле знижується до +10 мГал, а на межі з Голованівською шовною зоною до нульових значень. В південно-східній частині мегаблоку в гравітаційному полі виділяється складнобудований Гайворонський максимум сили тяжіння, в межах якого фіксуються три інтенсивні локальні аномалії, конфігурація яких складна, а їх

простягання змінюється з північно-західного на субмеридіональне. Росинський мегаблок в 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 в позитивному полі. Основні структури Інгульського мегаблоку чітко проявляються в спостереженому полі сили тяжіння. Корсунь-Новомиргородський плутон фіксується мінімумом сили тяжіння, який ускладнений локальними аномаліями різної інтенсивності. На північній окраїні плутону поле позитивне і характеризується значенням  $+20$  мГал. На Новоукраїнському масиві спостерігається негативна аномалія, що має в плані майже ізометричний контур, який розташований в північно-східній частині. Західна і південно-західна межа Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву співпадає з інтенсивним градієнтом поля сили тяжіння. Середньопридніпровський мегаблок характеризується мозаїчною картиною поля, яка пов'язана з численними зеленокам'яними структурами, куполами і масивами. Загальним для зеленокам'яних структур є чіткий прояв в полі сили тяжіння максимумів різної інтенсивності ( $+40$ – $56$  мГал). Плагіограніт-мігматитові куполи проявляються в полі сили тяжіння інтенсивністю до  $+30$  мГал, а гранітні масиви – до  $+15$  мГал. Гравітаційне поле Приазовського мегаблоку характеризується високою інтенсивністю. В західній частині блока, на границі з Оріхівсько-Павлоградською шовною зоною, проявляється максимум більше  $+50$  мГал. Центральна частина вирізняється зменшенням інтенсивності поля від  $+50$  мГал в південній до  $+15$  мГал в північній частині. У східній частині блока поле має інтенсивність близько  $+20$  мГал на півдні і  $+25$  мГал на півночі.

ГШЗ виділяється максимумом, інтенсивність якого в осьовій частині сягає  $+60$  мГал. В Інгулецько-Криворізькій шовній зоні інтенсивність поля коливається в інтервалі  $+15$ – $30$  мГал. Південь зони представлений двома позитивними аномаліями північно-східного простягання інтенсивністю  $+20$ – $25$  мГал. В Оріхівсько-Павлоградській шовній зоні інтенсивність поля  $+30$ – $40$  мГал, причому на півдні інтенсивність нижче, ніж на півночі.

Гравітаційне поле в редукції Буге північного борту Дніпровсько-Донецької западини змінюється від +50 до -40 мГал. На північному заході западини, в районі Чернігівського сегмента, спостерігається велика позитивна аномалія, інтенсивність якої сягає +90 мГал. На південний схід вона слабшає до 0–10 мГал. В центральній частині ДДЗ поле розділене на дві області: північно-західну, де його інтенсивність досягає -35 мГал, і південно-східну зі значеннями від 0 до +15 мГал.

Донбасу притаманне позитивне поле з максимальною інтенсивністю в районі Головної антикліналі до +40 мГал. На південь інтенсивність поля дещо знижується (до +25 мГал), а на півночі досягає негативних значень (-15 мГал).

У гравітаційному полі, представленому аномаліями у вільному повітрі на акваторії і аномаліями Буге на суші, відображено особливості глибинної будови Чорноморської мегазападини як єдиної структури на тлі оточуючих її тектонічних структур (рис. 1.2). Акваторія між центральною частиною моря і шельфом - область інтенсивних мінімумів поля. У крайовій зоні мегазападини, на континентальному схилі і шельфі, по периметру западини розташовуються великі позитивні аномалії значно більшої інтенсивності, ніж відомі на континентальній корі. ЗЧЗ в спостереженому полі розділена на дві частини: західну і східну. Для першої характерні слабопозитивні значення, для другої слабонегативні. В межах СЧЗ аномальна область витягнута в північно-західному напрямку і характеризується значеннями до +40 мГал в центральній частині.

Гравітаційне поле обрамлення Чорноморської мегазападини відповідає глибинній будові конкретних тектонічних структур. Для східної частини СП характерно чергування замкнених аномалій інтенсивністю +15 і -20 мГал. Західна частина плити характеризується позитивним полем, інтенсивність якого зростає від 0 на заході і півночі до +60 мГал на півдні. ССП знаходиться в позитивному полі, інтенсивність якого варіює від 0 на сході і заході до +30–50 мГал в центральній частині. Індоло-Кубанський прогин характеризується негативним полем інтенсивністю -55 мГал. У північній і західній частині прогину поле позитивне малої інтенсивності. Мізійська плита і Добруджа

характерізуються позитивним полем невеликої інтенсивності. У Бургаській зоні (Балканіди, Середньогір'я і Странджа) розташована інтенсивна позитивна аномалія.

#### **1.4. Вивченість сейсмічними методами**

На території України починаючи з другої половини 1950-х років виконано великий обсяг регіональних сейсмічних досліджень методами глибинного сейсмічного зондування, кореляційним методом заломлених хвиль, методом відбитих хвиль та спільної глибинної точки. Роботи методом глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) проводилися на ряді профілів і геотраверсів, які перетинають всі основні тектонічні структури. Більшість профілів розташовані вхрест простягання цих структур, деякі по простягання. Крім профільних спостережень в Україні виконано великий обсяг одиночних точкових сейсмозондувань, за якими в окремих точках визначено товщину земної кори [Чекунов 1972; Соллогуб 1986]. На основі геологічної інтерпретації сейсмічних даних були отримані перші уявлення про глибинну будову регіону; описані основні тектонічні структури; визначена потужність товщі осадових порід; охарактеризовано основні сейсмічні границі літосфери (їх природа і розташування в різних тектонічних структурах), виконані структурні побудови, зокрема по розділу Мохо; в земній корі виділені шари зі зниженими швидкостями; на локальних ділянках виявлено шар коромантійної суміші, до якого приурочені рифтові структури.

*Геотраверс II* перетинає ДДЗ і західний схил УЩ, а потім змінює напрямок на більш меридіональний. Найбільш детальні дослідження проведені в межах УЩ. На південно-західному схилі УЩ і в зоні зчленування СЄП з Передкарпатським прогином додатково виконано великий обсяг робіт методом спільної глибинної точки (СГТ), а також поодинокі зондування, на підставі яких у багатьох точках визначено загальну потужність кори на північний захід і південний схід від профілю. Геотраверс надав перші уявлення про глибинну

будову Закарпатського прогину, Східних Карпат, Передкарпатського прогину та південно-західного схилу УЩ [Соллогуб 1986; Соллогуб и др. 1988; Чекунов 1988а; Ильченко и Бухарев 2001].

На протязі 1970–1980 років були проведені роботи уздовж геотраверсів III, IV та VI за методикою ГСЗ [Соллогуб 1986].

*Геотраверс III* відпрацьований в період з 1958 до 1972 р. проходить по лінії Воркута – Липецьк – Харків Запоріжжя – Джанкой – Чорне море. На території України він перетинає ДДЗ, УЩ, Південноукраїнську монокліналь, СП, Крим і невелику частину Чорноморської мегазападини. Геотраверс складається з окремих профілів, польові роботи на яких виконувалися різними організаціями за різними методиками. В межах ДДЗ виконані дуже детальні роботи методом СГТ, а в межах Криму – по субширотних профілях, що дало можливість отримати детальний розріз земної кори по геотраверсу [Соллогуб 1986; Шнюков 1987; Чекунов 1993].

*Геотраверс IV* має субширотний напрямок і проходить по лінії Таганрог – Запоріжжя – Голованівськ – Тернопіль – Рава-Руська та далі на територію Польщі. В межах України він перетинає Український щит, Волино-Подільську плиту і Львівський палеозойський прогин. Перетин геотраверсу дозволив дослідити глибинну будову земної кори окремих мегаблоків УЩ: Приазовського, Придніпровського, Інгульського і глибинних розломів, які розділяють ці структури [Чекунов 1972, 1988б; Соллогуб 1986]. На УЩ також були виконані дослідження методом ГСЗ за профілями XXIV, XXV, XXX, XXXIV [Трипольский и др. 1984; Соллогуб 1986; Чекунов и др. 1992; Чекунов 1988б; Ильченко 2003; Старостенко и др. 2007].

*Геотраверс VI* має північно-західний напрямок і проходить по лінії Євпаторія – Миколаїв – Вінниця – Брест – територія Польщі – Балтійське море. На території України геотраверс перетинає Гірський Крим, СП, УЩ. На південному відрізку профілю були проведені дослідження по реєстрації об'ємних і поверхневих хвиль з метою вивчення розломних зон Гірського Криму. Точкові сейсмічні зондування дали можливість вивчити будову зони,

в якій сконцентровані основні кримські землетруси. У північно-західній частині геотраверсу на території України на основі точкових сейсмічних зондувань побудовано структурну схему по розділу Мохо і складено розріз за зазначеною границею [Соллогуб 1986; Шнюков 1987; Чекунов 1988б].

*Геотраверс VIII* відпрацьований в 1970-х роках, перетинає Голованівську шовну зону, Інгульський мегаблок УЩ та Інгулецько-Криворізьку шовну зону. Дослідження проводилися з використанням сейсмічних методів ГСЗ і СГТ. Отримані матеріали ГСЗ дозволили виділити прямі та відбиті хвилі від фундаменту, від границь в земній корі та розділу Мохо, провести їхню інтерпретацію та побудувати структурний розріз і двомірну швидкісну модель за профілем [Ильченко 1987; Чекунов 1988б].

*Геотраверс V* був відпрацьований у 1982 р. за методикою ГСЗ, розташований на південь від геотраверса IV, має субширотний напрямок, проходить по лінії Арабатська стрілка – Джанкой – Кілія і далі йде на захід через зону Вранча і Трансільванську западину на територію Румунії. На території України геотраверс перетинає молоду СП і складчасту зону Добруджі [Соллогуб 1986]. В результаті інтерпретації комплексу геолого-геофізичних даних отримано досить повну картину про будову літосфери вздовж профілю [Соллогуб 1986; Шнюков 1987; Чекунов 1988а].

Практично вся територія ДДЗ покрита пошуковими і регіональними сейсмічними профілями, виконаними методом відбитих (МВХ-МСГТ), заломлених (КМЗХ) хвиль і ГСЗ.

Відомості про будову поверхні фундаменту в ДДЗ отримані по щільній мережі профілів КМЗХ. Для цих же цілей, а також для вивчення внутрішньої будови земної кори використовувалися матеріали по профілях ГСЗ, які перетинають ДДЗ, перехідну зону і Донбас (Київ–Гомель, Яготин–Батурин, Решетилівка–Синівка, Путівль–Кривий Ріг, Пирятин–Талалаївка, Шевченкове–Близнюки, Синельникове–Чугуїв, Ногайськ–Сватове, Новоазовськ–Титівка, Полтава–Свердловськ, DOBRE–99 [Бородулин 1978; Ильченко 1992; Ильченко и Степаненко 1998; Чекунов 1988б, 1993; Grad et al.



2003; Maystrenko et al. 2003; Стовба и др. 2006]. Щільна мережа профілів КМЗХ і ГСЗ дозволила побудувати структурні карти поверхні фундаменту [Стовба 2008] і структурні схеми розділу Мохо [Chekunov et al. 1992].

Регіональні сейсмічні дослідження МВХ-СГТ дозволили вирішити раніше спірні питання геологічної будови ДДЗ і Донбасу і їх локальних структурних форм, в тому числі солянокупольних структур. Сукупність сейсмічних даних в комплексі з іншими геолого-геофізичними матеріалами внесли істотний внесок у побудову геодинамічної моделі ДДЗ і Донбасу [Стовба 2008].

Впродовж 1960-80-х років в Чорноморському регіоні були відпрацьовані профілі ГСЗ 17, 18, 25–30 [Чекунов 1987, 1994; Буланже и др. 1975], а також 5, 7, 13, 14, 21, XXII [Гончаров и др. 1972]. Результати геологічної інтерпретації сейсмічних профілів МСГТ «Южморгелогия» (1978–1982) висвітлені в монографії [Туголесов и др. 1985], яка не втратила своєї актуальності і донині. Авторами були виділені стратиграфічні комплекси осадового чохла і запропоновано тектонічну будову і районування Чорного моря, які в подальшому уточнювалися та деталізувалися (див. наприклад, Круглов та Гурський 2007; Nikishin et al. 2015a, b).

З 2005 по 2013 р. були переглянуті первинні матеріали по деяких профілях ГСЗ з метою отримання більш досконалих даних про глибинну будову земної кори Чорноморського регіону. Переінтерпретацію виконано з використанням: методу однорідних функцій [Пийп и Ермаков 2011]; методу томографічної інверсії перших вступів сейсмічних хвиль [Козленко и др. 2009; 2013]; променевого методу (ray-tracing method) [Баранова и др. 2008, 2011; Yegorova and Gobarenko 2010]; сейсмогравітаційного моделювання за методикою Лінкмод [Старостенко и Шванцара 1994].

В Чорному та Азовському морях компанією Polar Trade and Research Associates LTD відпрацьовано сітку регіональних сейсморозвідувальних профілів, за результатами інтерпретації яких у межах північно-західного шельфу виявлено перспективні на вуглеводні горизонти [Степанюк та ін. 2010].

В східній частині Чорного моря проведено сейсмічні роботи з використанням заломлених і закритичних відбитих хвиль [Shillington et al. 2009; Scott et al. 2009].

В 2005 р. виконано регіональні сейсморозвідувальні дослідження 2D МОГТ (30 тис. км сейсмічних профілів) в межах українського сектора акваторії Чорного моря, які були використані для створення Атласу палеогеологічних карт та палеогеографічних реконструкцій українського сектора Чорного моря та Криму [Слишинський та ін. 2007; Stovba et al. 2017a, b].

В 2011–2012 рр. в рамках міжнародного наукового проекту «Геологія без кордонів» («Geology Without Limits») отримано результати регіональних сейсмічних досліджень у Чорному морі (27 регіональних сейсмічних профілів загальною протяжністю 8872 км) [Graham et al. 2013; Амелін та ін. 2014; Nikishin et al. 2015a, b; Schleder et al. 2015], які дозволили побудувати нову карту фундаменту та тектонічну схему басейну Чорного моря [Nikishin et al. 2015a, b].

Сучасні сейсмічні дослідження WARR (wide-angle refraction and reflection – закритичні відбиття/заломлення), які проводилися в Україні починаючи з 1997 року, дали можливість детально вивчити будову земної кори та верхньої мантії усіх великих тектонічних структур, які високо оцінені світовою науковою спільнотою [Artemieva 2011]. Результати досліджень вздовж сучасних сейсмічних профілів EUROBRIDGE, DOBRE-99, DOBRE-2, DOBRE-4, DOBRE-5, PANCAKE, GEORIFT 2013 опубліковано у престижних міжнародних фахових виданнях [Grad et al. 2003; Thybo et al. 2003; Bogdanova et al. 2006; Starostenko et al. 2013a, b, 2015b, 2016, 2018].

Сейсмічні дані були використані для побудови перших наближень 3D гравітаційних моделей окремих тектонічних регіонів.

#### **1.4.1. Потужність земної кори (розділ Мохо)**

За допомогою даних ГСЗ насамперед вивчають один з найбільш характерних параметрів земної кори – її потужність, яка визначається глибиною

залягання розділу Мохо. Вона встановлюється досить надійно незалежно від класу використовуваних хвиль [Соллогуб и Чекунов 1980].

На теперішній час є декілька варіантів схем рельєфу розділу Мохо як для всієї території України, так і для окремих тектонічних структур. Однак, не дивлячись на досить густу мережу профілів ГСЗ і точкових зондувань, кожна схема є своєрідною авторською інтерпретацією використовуваних даних.

Даний варіант схеми рельєфу підосви кори (рис.1.3) побудований за Схемою глибинної будови літосфери південно-західної частини СЄП [Чекунов 1992] з узагальненням сейсмічних даних уздовж профілів ГСЗ, в тому числі міжнародних геотраверсів [Соллогуб 1986; Чекунов, 1987, 1993; Ильченко 2002; Старостенко и Гинтов 2013; Thybo et al. 2003; Bogdanova et al. 2006; Starostenko et al. 2013a, b, 2015b, 2016, 2018], окремих точкових зондувань, а також даних про потужність земної кори відповідно до робіт [Starostenko et al. 2004; Schleider et al. 2015; Кутас и др. 2018].

Глибина залягання розділу Мохо варіює в широкому інтервалі – від 19–20 км в межах Чорноморської мегазападини до 67 км в південно-західній частині УЩ. У платформній частині України, за винятком ДДЗ та шовних зон УЩ, середня потужність земної кори має невеликі коливання (40–45 км) (рис. 1.3).

Форми рельєфу підосви кори мають різні співвідношення зі структурами верхньої частини кори, а їх зчленування відбувається за зонами різкого зміщення розділу Мохо. Трансрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ ділить УЩ і його південний схил на західну і східну частини. Для першої характерна серія прогинів розділу Мохо північно-західного простягання з максимальною глибиною, що перевищує 65 км. У східній частині УЩ рельєф розділу Мохо диференційований, а його форми узгоджуються з простяганням субмеридіональних докембрійських структур.

Потужність кори коливається від 30 до 55 км і в середньому менше, ніж в західній частині. В цілому, земна кора під УЩ товще, ніж під оточуючими його западинами і ВПП. Це підтверджує висновок А.В. Чекунова [Чекунов 1972] про здійснення роділу Мохо на північ, південь, захід і схід від УЩ.

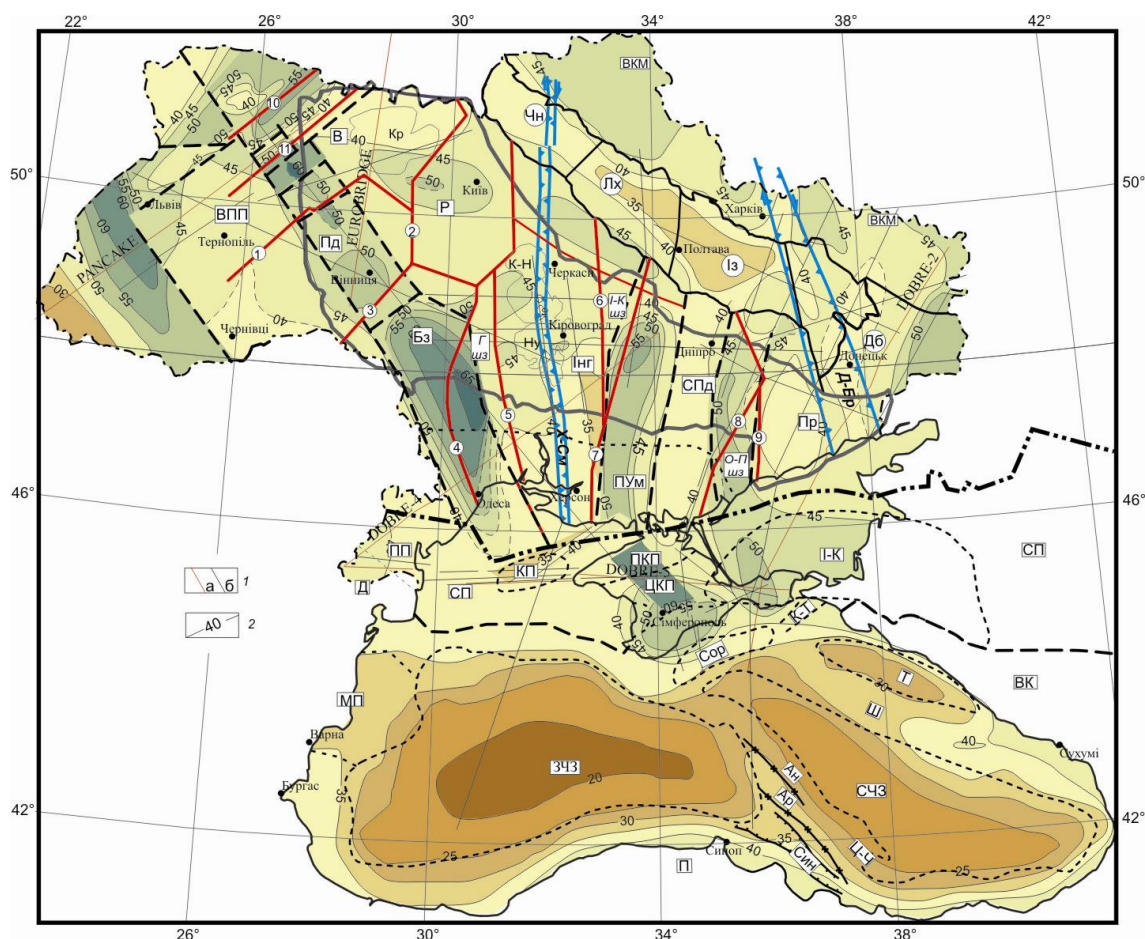


Рис. 1.3. Схема рельєфу розділу Мохо, км. 1 – сейсмічні профілі: міжнародні геотраверси (а) та ГСЗ (б); 2 – глибини залягання розділу Мохо, км (пунктиром показані передбачувані). Інші умовні позначення і скорочення див. на рис. 1.1.

Для ДДЗ характерно північно-західне простягання розділу Мохо, узгоджене з простягання западини, з різким зменшенням потужності кори до 35 км в її центральній частині, в районі Лохвицького і Ізюмського сегментів. В бік ВКМ і при переході до Донбасу потужність кори збільшується до 45 і 50 км відповідно. В межах тектонічного шва Донецьк–Брянськ спостерігається слабке підняття розділу Мохо до 40 км.

На південь від УЩ потужність земної кори зменшується до 35–40 км під Південноукраїнською монокліналлю. Потовщення кори спостерігається під Добруджею (до 45 км) і під північною частиною Азовського моря. Під Мізійською плитою і на північно-західному шельфі Чорного моря кора стоншена до 30–35 км.

В молодих складчастих спорудах Карпат і Криму простягання форм рельєфу розділу Мохо узгоджується з простягання цих тектонічних структур. Під Гірським Кримом розділ Мохо занурюється до 50 км. Такий характер переходу від платформних районів до гірських відбувається різко, по розломах [Чекунов, 1972].

У Чорноморській мегазападині потужність кори невелика і складає 20–30 км. Кора особливо тонка під глибоководною її частиною.

Аналіз схеми (див. рис. 1.3) показує, що всі основні структури платформної частини України і суміжних регіонів знаходять відображення в будові розділу Мохо. Під ДДЗ, Чорноморською мегазападиною і ВПП земна кора тонше, а під УЩ товще.

Дані про структуру розділу Мохо в межах досліджуваної території свідчать про досить складну глибинну будову кори і сильно диференційований рельєф її основи. Але все ж існують деякі загальні закономірності. Насамперед, це розбіжності в загальній потужності кори, які дають можливість умовно розділити територію України та суміжних регіонів на два великі за площею сегменти товстої (більше за 45 км) і відносно тонкої (менше ніж 40 км) кори. «Нормальна» кора, що відповідає середній потужності кори платформних областей має потужність 40–45 км. Сегмент з товстою корою, *Східноєвропейський*, охоплює УЩ, Південноукраїнську монокліналь, східну частину Донбасу і СП, схил ВКМ, Карпати, Передкарпатський прогин та північно-західну частину Волино-Подільської плити. Сегмент з тонкою корою, *Чорноморський*, більш однорідний, і охоплює всю Чорноморську мегазападину та західну частину СП. Потужність кори в сегменті не перевищує 30–35 км. Границя між двома сегментами проходить по глибинним розломам. В районі північно-західного шельфу Чорного моря вона співпадає з границею древньої платформи, потім віддаляється від неї в бік північного борту Чорноморської мегазападини, який відділяє її від складчастих споруд Криму та Великого Кавказу. В межах Східноєвропейського сегменту кора має складну будову і змінну потужність. Це різноманіття не хаотичне, а підпорядковується в цілому наступній закономірності: під гірськими

спорудами і тектонічно піднятими ділянками кора зазвичай потовщена, а під прогинами стоншена. Зв'язок між приповерхневими і глибинними структурами проявляється як в зазначених особливостях зміни потужності кори, так і в збігу простягання [Соллогуб и Чекунов 1980].

Області товстої кори здебільшого мають тектонічні контакти з іншими типами у вигляді ступенів в рельєфі розділу Мохо різної амплітуди (див. рис. 1.3), що було неодноразово підкреслено раніше в роботах В.Б.Соллогуба [див. наприклад, Соллогуб 1986]. Структурний план цих прогинів розділу Мохо різко відрізняється в різних частинах УЩ. В східній частині він субмеридіональний і узгоджений з головними тектонічними елементами Інгулецько-Криворізької і південною частиною Оріхів-Павлоградської шовної зони.

В західній частині УЩ (на захід від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ) такої узгодженості приповерхневих і глибинних структур кори не фіксується. Виключенням є субмеридіональна смуга товстої кори в Голованіській шовній зоні, в її західній частині, та деяка узгодженість Бузького мегаблока з ділянкою товстої кори. Дуже виразним є вузол потрійного зчленування областей товстої кори і, відповідно, глибинних ступенів розділу Мохо, що їх обмежують на півночі Голованіської шовної зони субмеридіонального, північно-західного і північно-східного простягань. Слід відзначити, що північно-східне простягання в цьому вузлі збігається з простяганням серії правих зсувів і літосферного лінеамента, за [Соллогуб 1986], що ускладнили Тальнівську і Первомайську зони розломів.

В межах Волинського, Росинського і Подільського мегаблоків ділянки товстої кори північно-західного простягання займають січне положення по відношенню до міжмегаблокових розломів, але субпаралельні південно-західній границі СЄП. При наближенні до Волино-Оршанського рифта і Осницько-Мікашевичського вулканічного пояса [Чекунов 1992] товста кора фіксується смугою північно-східного простягання, узгодженою з зоною зчленування двох суперсегментів СЄП (Феноскандії і Сарматії) і глибинними Суцано-Пержанським і Горинським розломами (див. рис. 1.1). На схилі УЩ зафіксовано

узгоджений з простяганням ДДЗ локальний прогин розділу Мохо (до 45–50 км), який може бути пов'язаний з рифтогенним етапом формування западини [Старостенко 2006].

Розподіл тонкої кори також має свої закономірності. Найбільш поширена вона в східній (на схід від трансрегіонального тектонічного шва Херсон-Смоленськ) частині УЩ, області її розвитку мають переважно субмеридіональну зональність. Спряженою зі згаданим вище прогином розділу Мохо північно-західного простягання, що фіксується вздовж ДДЗ, є смуга тонкої кори того ж напрямку.

В західній частині УЩ тонка кора фіксується лише у вигляді локальних ділянок під східною і північною частинами Коростенського плутону і Волино-Оршанського рифта. Таким чином, за середньою товщиною кора УЩ поділяється на західну з більш потужною і східну з менш потужною корою частини. Ці частини УЩ також відрізняються середніми швидкостями  $V_p$  у всьому розрізі кори [Старостенко 2006].

Своєрідна зональність в розташуванні смуг товстої кори, згадана вище, фіксується в південній бортовій частині Прип'ятської западини і під Волино-Поліським поясом. Всі ці випадки можуть розглядатися як наслідок підготовки формування структур більш молодого віку, ніж прилеглі до них структури УЩ.

Виключення складає Приазовський мегаблок, де таких особливостей в рельєфі Мохо не відмічається, а сам мегаблок представлений нормальною корою. Структура розділу Мохо має північно-північно-західне простягання і трасується в межі Донбасу і далі на ВКМ субпаралельно трансрегіональному тектонічному шву Донецьк–Брянськ.

### **Висновки до Розділу 1**

- В даному розділі представлено короткий геотектонічний нарис території досліджень, виконано стислий аналіз існуючих 2D і 3D гравітаційних моделей, розглянуто особливості гравітаційного поля та існуючі сейсмічні дані,

котрі були використані для побудови перших наближень 3D гравітаційних моделей окремих тектонічних регіонів, виконано аналіз схеми потужності та глибинної будови земної кори.

- Територія досліджень характеризується багатим і контрастним поєднанням різновікових регіонів: від класичної континентальної структури (древнього докембрійського щита) до Чорноморської мегазападини з субокеанічним типом кори. Це дає можливість виявити густинну неоднорідність, провести порівняльний аналіз глибинної будови земної кори в них, виявити важливі спільні закономірності її структури, а також вирішити важливі питання тектоніки і геодинаміки вивчаємого регіону. Це має як наукове, так і прикладне значення, оскільки густина порід найбільш тісно пов'язана з речовим складом земної кори.

- Гравітаційне поле території досліджень представлено аномаліями Буге на суші і аномаліями у вільному повітрі на акваторії. Платформна частина СЄП, яка включає в себе УЩ з його схилами, ДДЗ, Донбас і ВПП в цілому характеризується позитивними гравітаційними аномаліями. Глибоководна частина Чорноморської мегазападини – негативними гравітаційними аномаліями за винятком позитивних аномалій в центральній частині СЧЗ, в західній частині ЗЧЗ і інтенсивних позитивних аномалій периферії мегазападини.

- Дані про структуру розділу Мохо в межах вивчаємої території свідчать про досить складну глибинну будову кори і сильно диференційований рельєф її основи. Територію України та суміжних регіонів умовно можна розділити на два великі за площею сегменти товстої (більше 45 км) і відносно тонкої (менше 40 км) кори. «Нормальна» кора, що відповідає середній потужності кори платформних областей має потужність 40–45 км. Сегмент з товстою корою, Східноєвропейський, охоплює УЩ, Південноукраїнську монокліналь, східну частину Донбасу, СП, схил ВКМ та північно-західну частину ВПП. Сегмент з тонкою корою, Чорноморський, більш однорідний, і охоплює всю Чорноморську мегазападину та західну частину СП. Потужність



кори в сегменті не перевищує 30–35 км. Границя між двома сегментами проходить по глибинним розломам.

### **Перелік використаних джерел до Розділу 1**

1. Амелин Н, Леончик М, Петров Е, Сенин Б (2014) Геология без границ: новые данные о региональной геологии Черного моря. Oil&GasJournalRussia Декабрь 2014:44–48
2. Баранова ЕП, Егорова ТП, Омельченко ВД (2008) Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях. Геофизический журнал 30(5):124–144
3. Баранова ЕП, Егорова ТП, Омельченко ВД (2011) Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25. Геофизический журнал 33(6):15–29
4. Безверхов БД (1988) Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря как основа прогнозирования нефтегазопроисловых работ (по материалам сейсморазведки). Диссертация канд. геол.-мин. наук., Одесский ун-т имени И.И. Мечникова, Одесса
5. Бородулин МИ (1978) Некоторые вопросы эволюции земной коры Донецкого бассейна. Геофизический сборник 82:61–66
6. Буланже ЮД., Муратов МВ, Субботин СИ, Балавадзе БГ (ред.) (1975) Земная кора и история развития Черноморской впадины. Наука, Москва
7. Бурьянов ВБ, Гордиенко ВВ, Завгородняя ОВ (1985) Геофизическая модель тектоносферы Украины. Наукова думка, Киев
8. Бурьянов ВБ, Гордиенко ВВ, Русаков ОМ, Соловьев ВД (1987) Неоднородности тектоносферы Черного моря по данным изучения геофизических полей. Геофизический журнал 9(3):34–44

9. Бурьянов ВБ, Легостаева ОВ, Макаренко ИБ, Оровецкий ЮП, Старостенко ВИ (1999б) Геологическая природа Радильной и Губкинской гравитационных аномалий Западного Черноморья. Геофизический журнал 21(1):95–106
10. Бурьянов ВБ, Макаренко ИБ, Оровецкий ЮП, Старостенко ВИ (1997) Геологическая природа Синопского тектонического узла Южного Черноморья. Геофизический журнал 17(4):37–48
11. Бурьянов ВБ, Макаренко ИБ, Оровецкий ЮП, Старостенко ВИ (1998) Геологическая природа Крымско-Кавказской аномальной зоны. Геофизический журнал 20(6):45–53
12. Бурьянов ВБ, Макаренко ИБ, Старостенко ВИ (1996) Мощность и структура коры Черноморской впадины по данным гравитационного моделирования. Геофизический журнал 18(5):17–31
13. Бурьянов ВБ, Макаренко ИБ, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (1999а) Восточная часть Днепровско-Донецкой впадины и Донбасс: новая трехмерная плотностная модель. Геофизический журнал 21(4):20–39
14. Бурьянов ВБ, Павленкова НИ (1974) О строении земной коры Горного Крыма. Советская геология 7:112–119
15. Гинтов ОБ (1972) О геологической природе Голованевского гравитационного максимума Украинского щита. В: Вопросы геофизических исследований на Украине. Наукова Думка, Киев, с 74–84
16. Гинтов ОБ (2005) Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Феникс, Киев
17. Гинтов ОБ, Егорова ТП, Цветкова ТА, Бугаенко ИВ, Муровская АВ (2014) Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. Геофизический журнал 36(5):26–63
18. Гобаренко ВС, Егорова ТП (2010) Структура литосферы и геодинамика Западно- и Восточно- Черноморской впадин. Физика Земли 6:49–66

19. Гобаренко ВС, Яновская ТБ (2011) Скоростная структура верхних этажей мантии бассейна Черного моря. Геофизический журнал 33(3):62–74
20. Гончар ВВ, Козленко ЮВ (2008) Литосфера Западно-Черноморской впадины вдоль профиля ГСЗ-25 по данным изостатического и гравитационного моделирования. Геология и полезные ископаемые Мирового океана 2:5–21
21. Гончаров ВП, Непрочнов ЮП, Непрочнова АФ (1972) Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. Наука, Москва
22. Гордиенко ВВ (1999) Плотностные модели тектоносферы территории Украины. Интеллект, Киев
23. Гордиенко ВВ, Гордиенко ИВ, Завгородняя ОВ, Ковачикова С, Логвинов ИМ, Пек Й, Тарасов ВН, Усенко ОВ (2006) Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). Корвин пресс, Киев
24. Гордиенко ВВ, Гордиенко ИВ, Завгородняя ОВ, Ковачкова С, Логвинов ИМ, Тарасов ВН, Усенко ОВ (2005) Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Корвин пресс, Киев
25. Гордиенко ВВ, Гордиенко ИВ, Завгородняя ОВ, Ковачкова С, Логвинов ИМ, Тарасов ВН, Усенко ОВ (2012) Волыно-Подольская плита. Геофизика, глубинные процессы. Наукова думка, Киев
26. Гордиенко ВВ, Гордиенко ИВ, Завгородняя ОВ, Логвинов ИМ, Тарасов ВН (2015) Донбасс (геофизика, глубинные процессы). Логос, Киев
27. Егорова ТП (2000) Трехмерное гравитационное моделирование строения земной коры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. I. Осадочная толща. Геофизический журнал 22(5):109–119.
28. Егорова ТП, Гобаренко ВС, Яновская ТБ, Баранова КП (2012) Строение литосферы Черного моря по результатам 3D гравитационного анализа и сейсмической томографии. Геофизический журнал 34(5):38–59
29. Егорова ТП, Козленко ВГ (2003) Детализация плотностной модели осадочной толщи юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Геофизический журнал 25(3):139–152

30. Егорова ТП, Козленко ВГ, Макаренко ИБ, Старостенко ВИ (1996) Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии. Тектоносфера Черноморского региона. В: Дачев Х, Вольвовский ИС, Чекунов АВ, Арабаджи МС, Атабаев ХА (ред) Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орошения. Наукова думка, Киев. с 73–89
31. Ентин ВА, Гинтов ОБ, Гуськов СИ (2010) Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии. Геофизический журнал 32(6):119–134
32. Ильченко ТВ (1987) Скоростная модель земной коры Украинского щита на участке геотраверса VIII (Рени – Кривой Рог). Геофизический журнал 9(1):44–51
33. Ильченко ТВ (1992) Сейсмическая модель земной коры по профилю ГСЗ Приазовский массив-Донбас-Воронежский массив. Геофизический журнал 14(5):50–60
34. Ильченко ТВ (2002) Результаты исследований методом ГСЗ вдоль геотрансекта ЕВРОБРИДЖ-97. Геофизический журнал 24(3):36–50
35. Ильченко ТВ (2003) Скоростная модель земной коры и верхов мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (профили Бабанка - Пятихатки и Черкасы - Новый Буг). Геофизический журнал 25(6):30–43
36. Ильченко ТВ, Бухарев ВП (2001) Скоростная модель коры и верхней мантии Коростенского плутона (Украинский щит) и ее геологическая интерпретация (по профилю ГСЗ Шепетовка-Чернигов). Геофизический журнал 23(3):78–82
37. Ильченко ТВ, Красовский СС, Куприенко ПЯ (1982) Сейсмоплотностная модель земной коры по профилю ГСЗ XXV Бабанка-Пятихатки. Геофизический журнал 4(6):24–32.
38. Ильченко ТВ, Степаненко ВМ (1998) Скоростная модель земной коры и верхов мантии Донбасса и его геологическая интерпретация. Геофизический журнал 20(2):95–105

39. Коболев ВП, Козленко ЮВ, Корчагин ИН, Соловьев ВД (1999) Геофизические поля и особенности глубинного строения Ломоносовского подводного палеовулканического центра. Геофизический журнал 21(6):72–76
40. Козленко ВГ (1989) Интерпретация плотностной и скоростной моделей коры Днепровского грабена. Геофизический журнал 11(6):27–40
41. Козленко ВГ, Козленко МВ (2007) Строение земной коры переходной зоны Днепровско-Донецкого авлакогена по данным сейсмогравитационного моделирования Геофизический журнал 29(5):162–178
42. Козленко МВ, Козленко ЮВ (2013а) Глубинное строение и развитие Скифской плиты в мезокайнозое в сечении профиля МОВ ОГТ № 598506. Геофизический журнал 35(2):98–110
43. Козленко МВ, Козленко ЮВ (2013б) Строение и развитие восточной части северо-западного шельфа Черного моря (по результатам интерпретации геофизических данных вдоль профиля II КМПВ). Геофизический журнал 35(4):63–74
44. Козленко МВ, Козленко ЮВ (2014) Структура литосферы и эволюция осадочного чехла центральной части северо-западного шельфа Черного моря. Геофизический журнал 36(4):65–74
45. Козленко МВ, Козленко ЮВ (2016а) Плотностная характеристика земной коры Каркинитского прогиба как отражение истории его развития. Геология и полезные ископаемые Мирового океана 1:43–56
46. Козленко МВ, Козленко ЮВ (2016б) Гравитационное моделирование литосферы центральной части Крымско-Черноморского региона. Геология и полезные ископаемые Мирового океана 3:5–17
47. Козленко МВ, Козленко ЮВ (2017) Сравнительная характеристика альтернативных плотностных моделей по профилю ГСЗ № 17. Геофизический журнал 39(3):64–75
48. Козленко МВ, Козленко ЮВ, Лысынчук ДВ (2009) Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной

- переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25. Геофизический журнал 31(6):77–91
49. Козленко МВ, Козленко ЮВ, Лысынчук ДВ (2013) Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26. Геофизический журнал 35(1):142–152
50. Конди К (1983) Архейские зеленокаменные пояса. Мир, Москва
51. Красовский СС, Кореневич КА, Горбатко НП (1988) Гравитационное поле и плотностная модель. В: Чекунов АВ (ред) Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. Наукова думка, Киев, с 135–138
52. Красовський СС, Коньков ГГ, Бур'янов ВБ (1973) Геологічна інтерпретація геофізичних матеріалів. Наукова думка, Київ
53. Круглов СС, Гурський ДС (ред) (2007) Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000000. Державна геологічна служба. УкрДГРІ, Київ
54. Кудрявцева МН, Дьячкова АЯ (1982) Петрофизические типы пород и закономерности их размещения в структуре Украинского щита. Наукова думка, Киев
55. Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Легостаева ОВ, Савченко АС (2013а) Средняя плотность земной коры Кировоградского рудного района и слагающих его структур (центральная часть Украинского щита). Доповіді НАН України 11:103–108
56. Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Савченко АС (2013б) Листрические разломы и их взаимосвязь с кольцевыми структурами на Украинском щите. Геодинаміка 2(15):45–47.
57. Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2007а) Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. Геофизический журнал 29(5):28–39
58. Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2007б) Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии

- Ингульского мегаблока Украинского щита. Геофизический журнал 29(2):17–41
59. Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, Савченко АС (2010) Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Геофизический журнал 32(6):175–214
60. Купрієнко ПЯ, Гейко ВС, Трипільський ОА, Красовський СС, Цветкова ТО, Трипільська ВО, Ліванова ЛП (1984) Зіставлення швидкісної та щільнісної моделей глибинних структур за профілем ГСЗ Миколаїв-Канів. Доповіді АН УРСР, сер Б 11:11–14.
61. Кутас РИ (2010) Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления. Геофизический журнал 32(6):135–158
62. Кутас РИ, Орлюк МИ, Пашкевич ИК, Бурахович ТК, Макаренко ИБ, Бугаенко ИВ (2018) Общие сведения. В: Старостенко ВИ, Гинтов ОБ (ред) Очерки геодинамики Украины. ВІ ЕН ЕЙ, Киев, с 17–23
63. Кутас РИ, Пашкевич ИК (2000) Геотермическая и магнитная модели земной коры Донбасса (тектонический анализ совместно с данными ГСЗ). Геофизический журнал 4:111–121
64. Лебідь ТВ (2015) Тривимірні магнітні моделі земної кори Дніпровсько-Донецького та Азово-Чорноморського нафтогазоносних регіонів України. Автореф. дис. канд. геол. наук, Інститут геофізики ім. СІ Субботіна, Київ
65. Макаренко ИБ, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2003) Строение земной коры Коростенского плутона (северная часть Украинского щита) по результатам трехмерного плотностного моделирования. Доповіді НАН України 11:113–120
66. Оровецкий ЮП, Красовский СС, Калюжная ЛТ, Куприенко ПЯ (1997) Строение и эволюция земной коры Приднепровского палеосвода Украинского щита 2. Геофизический журн 19(4):61–68
67. Пашкевич ИК, Орлюк МИ, Лебедь ТВ (2014) Магнитная неоднородность, разломная тектоника консолидированной земной коры и нефтегазоносность

- Днепровско-Донецкого авлакогена. Геофизический журнал 36(1):64–80
68. Пашкевич ИК, Русаков ОМ, Кутас РИ, Гринь ДГ, Старостенко ВИ, Яник Т (2018) Строение литосферы по комплексному анализу геолого-геофизических данных вдоль профиля DOBREfraction'99/DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа – Восточно-Черноморская впадина). Геофизический журнал 2018 40(5):98–136
69. Пийп ВБ, Ермаков АП (2011) Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным. Вестник Московского университета, Серия Геология 5:61–68
70. Савченко ОС (2016) Автоматизована система кількісної інтерпретації даних потенціальних полів. Автореф. дис. канд. фіз.-мат. наук, Інститут геофізики ім. СІ Субботіна, Київ
71. Слишинський СБ, Жадан АМ, Попадюк ІВ (2007) Попередні результати регіональних сейморозвідувальних досліджень МСГТ в межах українського сектора акваторії Чорного моря. (ДП «Науканафтогаз»). Проблеми нафтогазової промисловості, Зб. наук. праць. 5
72. Соллогуб В Б, Чекунов АВ (1980) Глубинное строение центральной и юго-восточной частей Европейского континента и задачи комплексного изучения литосферы. В: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Наукова думка, Киев, с 6–17
73. Соллогуб ВБ (1986) Литосфера Украины. Наукова думка, Киев
74. Соллогуб ВБ, Чекунов АВ, Калюжная ЛТ (1988) Строение литосферы вдоль геотраверса II. В: Чекунов АВ (ред) Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V. Наукова думка, Киев, с 63–111
75. Старостенко (ред) (2006) Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери в зв'язку з магматизмом, тектонікою та утворенням корисних копалин Українського щита, звіт. Інститут геофізики НАН України, Київ
76. Старостенко ВИ и Гинтов ОБ (ред) (2018) Очерки геодинамики Украины. ВІ ЕН ЕЙ, Киев



77. Старостенко ВИ, Гинтов ОБ (2013) Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Простыи луды, Киев
78. Старостенко ВИ, Казанский ВИ, Дрогицкая ГМ, Макивчук ОФ, Попов НИ, Тарасов НН, Трипольский АА, Шаров НВ (2007) Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района (Украинский щит) с локальными неоднородностями коры и рельефом раздела Мохо. Геофизический журнал 29(1):3–21
79. Старостенко ВИ, Коболев ВП, Оровецкий ЮП, Бурьянов ВБ, Макаренко ИБ, Легостаева ОВ (2000) Глубинное строение и геологическая природа Черноморской впадины. В: Шнюков Е.Ф. (ред) Геология Черного и Азовского морей. ГНОЗІС, Киев, с 175–184.
80. Старостенко ВИ, Козленко ВГ, Оганесян СМ, Шен ЭЛ, Оганесян МГ, Егорова ТП, Дядюра ГВ (1986) Трехмерное распределение плотности в коре Днепровского грабена. Геофизический журнал 8(6):3–19
81. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Легостаева ОВ, Савченко АС (2013) Плотностная модель. В кн.: Старостенко ВИ и Гинтов ОБ (ред) Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Прастыи луды, Киев, с 109–133
82. Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, Макаренко ИБ, Савченко АС (2015а) Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT – auto). Геофизический журнал 37(1):42–52
83. Старостенко ВИ, Макаренко ИБ, Русаков ОМ, Пашкевич ИК, Кутас РИ, Легостаева ОВ (2010) Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря. Геофизический журнал 32(5):3–20
84. Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Савченко АС (2018) Днепровско-Донецкая впадина. В: Старостенко В.И., Гинтов О.Б. (ред) Очерки геодинамики Украины. ВІ ЕН ЕЙ, Киев, с 36–46

85. Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, Кутас РИ (2002) Глубинное строение Украинского щита. Геофизический журнал 24(6):36–48
86. Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, Макаренко ИБ, Куприенко ПЯ, Савченко АС (2017) Геодинамическая интерпретация геолого-геофизической неоднородности литосферы Днепровско-Донецкой впадины. Доповіді НАН України 9:84–94
87. Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, Макаренко ИБ, Русаков ОМ, Кутас РИ, Легостаева ОВ (2005) Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. Геофизический журнал 27(2):195–207
88. Старостенко ВИ, Русаков ОМ, Пашкевич ИК, Кутас РИ, Орлюк МИ, Макаренко ИБ, Куприенко ПЯ, Максимчук ПЯ, Козленко ЮВ, Козленко МВ, Легостаева ОВ, Лебедь ТВ, Савченко АС (2015б) Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины. Галактика, Киев
89. Старостенко ВИ, Шванцара Я (ред) (1994) Сейсмогравитационное моделирование при изучении литосферы. Наукова думка, Киев
90. Старостенко ВІ (ред) (2007) Прогнозування нових нафтогазоносних ділянок в межах Керченсько–Таманського прогину Чорного моря. Інститут геофізики НАН України, Київ
91. Старостенко ВІ, Крупський БЛ, Пашкевич ІК, Русаков ОМ, Макаренко ІБ, Кутас РІ, Гладун ВВ, Легостаєва ОВ, Лебідь ТВ (2011) Розломна тектоніка і перспективи нафтогазоносності українського сектора північно-східної частини Чорного моря. Нафтова і газова промисловість 1:7–10
92. Степанюк МП, Степанюк ОІ, Ольшанецький МВ (2010) Уточнення геологічної будови акваторії українського сектору Чорного моря за регіональними сейсморозвідувальними роботами Western Geophysical та BS-05 за договором № 15/200 між ДП «Науканафтогаз» та Національною акціонерною компанією «Нафтогаз України», звіт, 4 книги
93. Стовба СН (2008) Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой

- впадины и Донбасса. Дис. докт. геол. наук, Институт геофизики им. С.И.Субботина, Киев
94. Стовба СН, Толкунов АП, Майстренко ЮП, Стифенсон РА, Баер У, Гаевский Д, Раббель В, Старостенко ВИ, Тибо Г (2006) Глубинные исследования по профилю DOBRE методом ОГТ. В: Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. ГЕОКАРТ, ГЕОС, Москва, 2:328–332
  95. Трипольский АА, Квачук ЛА, Трипольская ВА (1984) Особенности сейсмической расслоенности земной коры Кировоградского блока. Геофизический журнал 6(3):88–94
  96. Туголесов ДА, Горшков АС, Мейснер ЛБ, Соловьев ВВ, Хахалев ЕМ (1985) Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Недра, Москва
  97. Фарфуляк ЛВ (2015) Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской плиты вдоль профиля DOBRE-5. Геофизический журнал 37(6):64–85
  98. Харитонов ОМ, Красовский СС, Куприенко ПЯ (1993) Литосферный трансект Вранча – Южно-Украинская АЭС. Геофизический журнал 14(5):23–31
  99. Чекунов АВ (1972) Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Наукова думка, Киев
  100. Чекунов АВ (1987) Проблемы Черноморской впадины. Геофизический журнал 9(4):3–24
  101. Чекунов АВ (ред) (1988а) Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V. Киев: Наукова думка.
  102. Чекунов АВ (ред) (1988б) Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. Наукова думка, Киев
  103. Чекунов АВ (ред) (1992) Схема глубинного строения литосферы юго-западной части ВЕП, масштаб 1:1000 000, 6 листов. Госкомгеологии Украины, Киев

104. Чекунов АВ (ред) (1993) Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VI, IX. Наукова думка, Киев
105. Чекунов АВ (ред) (1994) Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Наукова думка, Киев
106. Чекунов АВ, Кившик НК, Харитонов ОМ, Омельченко ВД, Толкунов АП (1992) Профиль ГСЗ Путивль - Кривой Рог через сверхглубокие скважины Украины. Геофизический журнал 14(1):3–10
107. Шнюков ЕФ (ред) (1987) Геология шельфа УССР. Тектоника. Наукова думка, Киев
108. Шнюкова ЕЕ (2016) Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Наукова думка, Киев
109. Щербак Н.П. (ред) (1983) Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита. М-б 1: 500 000. Мингео УССР, Киев
110. Щербаков ИБ (2005) Петрология Украинского щита. ЗУКЦ, Львів
111. Artemieva IM (2011) The lithosphere: an interdisciplinary approach. Cambridge University Press, Cambridge
112. Bogdanova SV, Pashkevich IK, Buryanov VB, Makarenko IB, Orlyuk MI, Skobelev VM, Starostenko VI, Legostaeva OV (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.
113. Bogdanova, Svetlana, Gorbatshev, R., Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L. & EUROBRIDGE and POLONAISE working groups (2006) EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: Gee, D., Stephenson, R.A. (Eds). European Lithosphere Dynamics, p.p. 599-625. Geological Society, London, Memiris 32
114. Chekunov AV, Gavrish VK, Kutas RI, Ryabchun LI (1992) Dnieper-Donets paleorift. Tectonophysics 208:257–272
115. EUROBRIDGE Seismic Working Group (2000) EUROBRIDGE'97: Modelling of s-wavees field on the EB'97 seismic profile. EUROPROBE, INTAS, Gerift,

- EUROBRIDGE and Caucasus Workshop-2000, Yalta, Ukraine, 12–16 October, 2000. Abstracts // Геофизический журнал 22(4):87–88
116. Grad M, Gryn D, Guterch A, Janik T, Keller R, Lang R, Lyngsie SB, Omelchenko V, Starostenko VI, Stephenson RA, Stovba SM, Thybo H, Tolkunov A. (2003) DOBREfraction '99 – velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics* 371:81–110
  117. Graham R, Kaymakci N, Horn BW (2013) The BlackSea: Something Different? *GEO ExPro*, October:58–62
  118. Khriachtchevskaya O, Stovba S, Stephenson R (2010) Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*: 340:137–157.
  119. Ludwig WJ, Nafe JE, Drake CL (1971) Seismic refraction. In: *The Sea* 4. John Wiley & Sons, New York p 53–84.
  120. Maystrenko Y, Stovba S, Stephenson R, Bayer U, Menyoli E, Gajewski D, Huebscher C, Rabbel W, Saintot A, Starostenko V, Thybo H, Tolkunov A (2003) Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas fold belt, Ukraine. *Geology* 31(8):733–736
  121. Nikishin A, Okay AI, Tüysüz O, Demirel A, Amelin N, Petrov E (2015a) The Black Sea Basins Structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data, Part 1: Basin Structure and Fill. *Marine and Petroleum Geology* 59:638–655
  122. Nikishin A, Okay AI, Tüysüz O, Demirel A, Amelin N, Petrov E (2015b) 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
  123. Nikishin A, Ziegler P, Bolotov S, Fokin P (2011) Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform. *Turkish J. Earth Sci.* 20: 571–634

124. Nikishin AM, Korotaev MV, Ershov AV, Brunet MF (2003) The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling. *Sedimentary Geology* 156:149–168
125. Nikishin AM, Ziegler PA, Panov DI, Nazarevich BP, Brunet M-F, Stephenson RA, Bolotov SN, Korotaev MV, Tikhomirov P (2001) Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. In: Wrench Basins and Passive Margins. *Memoires du Musie National d'Histoire Naturelle* 186:296–346
126. Okay A I, Şengör AMC, Görür N (1994) Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions. *Geology* 22:267–270
127. Rangin C, Bader AG, Pascal G, Ecevitoglu B, Görür 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
128. Saintot A, Stephenson R, Stovba S, Brunet M-F, Yegorova T, Starostenko V (2006) The evolution of the southern margin of the Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: Gee D, Stephenson R (eds) *The European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, *Memoirs* 32:481–505
129. Schleder Z, Krezsek C, Turi V, Tari G, Kosi W, Fallan M (2015) Regional Structure of the western Black Sea Basin: Constraints from Cross – Section Balancing. In: Post PJ, Coleman Jr JL, Rosen NC, Roberts-Ashby T, Kahn P, Rowa M (eds) *Petroleum Systems in Rift Basins*. 4th Annual GCSSEPM Foundation Perkins-Rosen Research Conference, Houston, TX, USA, 13–16 December 2015.
130. Scott CL, Shillington DJ, Minshull TA, Edwards RA, Brown PJ, White NJ (2009) Wide-andle seismic data reveal extensive overpressures in the Eastern Black Sea Basin. *Geophys. J. Int.* 178:1145–1163
131. Seghedi A (2012) Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea – An Overview. *Turkish J. Earth Sci.* 21:669–721

132. Shillington DJ, Scott CL, Minshull TA, Edwards RA, Brown PJ, White N (2009) Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea. *Geology* 37(1):7–10
133. 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
134. 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 (2013a) 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
135. Starostenko V, Janik T, Lysynchuk D, Šroda P, Czuba W, Kolomiyets K, Aleksandrowski P, Gintov O, Omelchenko V, Komminaho K, Guterch A, Tiira T, Gryn D, Legostaeva O, Thybo H, Tolkunov A (2013b) Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International* 195(2):740–766
136. Starostenko V, Janik T, Stephenson R, Gryn D, Rusakov O, Czuba W, Šroda P, Lysynchuk D, Grad M, Guterch A, Fluh E, Thybo H, Artemieva I, Tolkunov A, Sydorenko G, Omelchenko V, Kolomiyets K, Legostaeva O, Dannowski A, Shulgin A (2016) DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. In: Sosson M, Stephenson RA, Adamia SA (eds) *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geological Society, London, Special Publications, 428
137. Starostenko V, Janik T, Yegorova T, Czuba W, Šroda P, Lysynchuk D, Aizberg R, Garetsky R, Karataev G, Gribik Y, Farfuliak L, Kolomiyets K, Omelchenko V, Komminaho K, Tiira T, Gryn D, Guterch A, Legostaeva O, Thybo H, Tolkunov A (2018) Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in

- Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International* 212(3):1932–1962
138. Starostenko VI, Rusakov OM, Pashkevich IK, Kutas RI, Makarenko IB, Legostaeva OV, Lebed TV, Savchenko AS (2015a) Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофизический журнал* 37(2):3–28
  139. 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, Legostaeva O, Tiira T, Tolkunov (2015b) A 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(1):406–428
  140. Stephenson R, Schellart WP (2010) The Black Sea back-arc basin: insights on its origin from geodynamic models of modern analogues. In: Sosson M, Kaymakci N, Stephenson R, Bergerat F, Starostenko V (eds) *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geological Society, London, Special Publications 340:11–21
  141. Stephenson RA, Mart Y, Okay A, Robertson A, Saintot A, Stovba SM, Khriachtchevskaia O (2004) TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton-Crimea-Black Sea-Anatolia-Cyprus-Levant Sea-Sinai-Red Sea. In: Cavazza W, Roure F, Spakman W, Stampfli GM, Ziegler PA (eds) *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, Berlin
  142. Stovba SN, Popaduyk IV, Khriachtchevskaia OI, Fenota PO (2017a) The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: the origin, tectonics and evolution. In: *Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects. XVIth International Conference, CD-ROM*. Kiev, Ukraine, 15–17 May 2017. 11029\_ENG.pdf
  143. Stovba SN, Popaduyk IV, Khriachtchevskaia OI, Fenota PO (2017b) The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: the Atlas of Subcrop Maps and Palaeogeographical Reconstructions. In: *Geoinformatics: Theoretical and Applied*



Aspects. XVIth International Conference, CD-ROM. Kiev, Ukraine, 15–17 May 2017. 11030\_ENG.pdf

144. Thybo H, Janik T, Omelchenko VD, Grad M, Garetsky RG, Belinsky AA, Karataev GI, Zlotski G, Knudsen UE, Sand R, Yliniemi J, Tiira T, Luosto U, Komminaho K, Giese R, Guterch A, Lund C-E, Kharitonov OM, Ilchenko T, Lysynchuk DV, Skobelev VM, Doody JJ (2003) Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. *Tectonophysics* 371:41–79
145. Winchester JA, Pharaon TC, Verniers J, Ioane D, Seghedi A (2006) Palaeozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European Craton: recognition of detached terrane fragments dispersed after collision with promontories. In: Gee D, Stephenson R (eds) *European Lithosphere Dynamics*. UK: Geol Soc Mem., London 32:323–332
146. Yegorova T, Gobarenko V (2010) Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East Black Sea Basins revealed from geophysical data and their tectonic implications. The Geological Society, London. Special Publication 340:23–42

## РОЗДІЛ 2. МЕТОДИКА І ТЕХНОЛОГІЯ ПОБУДОВИ 3D ГРАВІТАЦІЙНИХ МОДЕЛЕЙ

### 2.1. Еволюція методу підбору

Найпоширеніший спосіб кількісної інтерпретації спостереженого гравітаційного поля виконується за допомогою методу підбору в модифікаціях, які застосовуються для розвідувальних робіт, регіональних досліджень, або використання їх в комплексі [Сорокин 1953; Worzel and Shurbet 1955; Talwani et al. 1959; Hammer 1963; Бурьянов и др. 1983; Красовский 1989; Егорова 1991; Starostenko et al. 2004 (див. Розділ 1)]. Суть методу полягає в тому, що за геолого-геофізичними даними будується нульове наближення досліджуваної геологічної структури або регіону і шляхом розв'язання прямої задачі отримується розрахункове гравітаційне поле. Воно порівнюється з спостереженим полем і аналізується їх різниця. В подальшому в модель досліджуваної структури вносяться зміни і проводяться нові розрахунки поки різниця між модельним і спостереженим полями досягне величин, при яких параметри збуджувальних об'єктів не суперечать сукупності наявних геологічних, петрофізичних і геофізичних даних.

В 30–40-х роках минулого століття метод здебільше застосовувався для інтерпретації локальних аномалій з метою визначення параметрів окремих збурювальних тіл, котрі могли бути рекомендовані для подальшої розвідки на корисні копалини. Таким аномаліям притаманні підвищені градієнти, які на відносно невеликій відстані зменшуються до постійних величин для району дослідження. Внаслідок цього прив'язка розрахованих аномалій виконується візуально в рамках ідеології ізольованої аномалії. Процедура зводиться до суміщення спостереженої і розрахункової кривих на деякій відстані за межами аномалії. Середнє значення ділянки збігу кривих приймається як точка відліку розрахункової аномалії.

Ситуація докорінно змінилася, коли настала епоха вивчення тектоносфери

великих територій із застосуванням методу підбору гравітаційного поля для вивчення всього середовища земної кори, або всієї тектоносфери. Справа в тому, що вздовж профілю або на території потрібно одночасно тлумачити не одну, а низку аномалій різних амплітуд і розмірів, які зумовлені тілами, розташованими на різних глибинах. При цьому слід виконати два логічно пов'язані завдання, аби кількісно оцінити різницю між спостереженим і модельним полями в єдиній системі відліку аномалій, без чого принципово не можливо отримати геологічно прийнятні моделі літосфери. Необхідно сформулювати значення контрастів густини для кожного шару порід відносно одного репера і визначити величини розрахункових аномалій відносно референтного рівня.

Вперше принципові засади уніфікації вибору контрастів густини і прив'язки розрахункових полів закладено в концепції «стандартних колонок», яка була протестована при геологічній інтерпретації гравітаційного поля жолобів Пуерто-Ріко і Філіппінського, геосинкліналі узбережжя Мексиканської затоки і Багамської платформи [Worzel and Shurbet 1955]. Вони являють собою густинні розрізи континентальної і океанічної кори зі злегка зміненою для зручності середньою товщиною відомих на той час сейсмічних даних. Густина земної континентальної кори дорівнює  $2,84 \text{ г/см}^3$ , яка на глибині 33 км на поверхні Мохо становить  $3,27 \text{ г/см}^3$ . Океанічна колонка товщиною 10,5 км складається з шару води (5 км), осадових порід (потужність 1 км, густина  $2,3 \text{ г/см}^3$ ), кристалічних порід (потужність 4,5 км, густина  $2,84 \text{ г/см}^3$ ). Густина на поверхні мантиї прийнята  $3,27 \text{ г/см}^3$ . Стандартні колонки були сконструйовані таким чином, аби їхні маси були ізостатично врівноважені, що дозволило будувати густинні моделі в єдиній системі навіть при зміні типу земної кори.

Проривним кроком в якісному вдосконаленні методу стандартних колонок був генетично-статистичний спосіб їх параметризації, причому вперше з абсолютною прив'язкою розрахункових аномалій [Бурьянов и др. 1983]. Він уніфікував підхід до визначення параметрів земної кори, оскільки в окремих регіонах вона складається з геологічних структур, притаманних лише йому, що спричинює появу фіктивних розрахункових аномалій при вивченні іншого

регіону. Нова процедура полягає в тому, що стандартна колонка базується на сейсмічних моделях лише стабільних пасивних континентальних платформ, в корі яких за даними глобальних спостережень відсутні густинні неоднорідності і аномальна мантия. При такому підході густинний розріз іншого типу кори неминуче стає аномальним в порівнянні з пасивною платформою, де активні геотермічні процеси відбувалися дуже давно при їх походженні.

За єдиний рівень відліку розрахункового поля прийнято гравітаційний ефект середнього ізостатично врівноваженого розрізу кори Східноєвропейської, Сибірської і Північноамериканської платформ, який дорівнює  $-870$  мГал. Густинний контраст має від'ємний знак, тому що він визначається відносно значення густини мантиї  $3,32 \text{ г/см}^3$  на глибині  $41 \text{ км}$ , як  $\Delta\rho = \rho_m - 3,32 \text{ г/см}^3$ . Загалом відхилення модельного поля від гравітаційного ефекту еталонного розрізу є кількісною мірою аномальності густини досліджуваного регіону від розподілу густини під платформою. Це дозволяє обгрунтовано кількісно порівнювати регіональні аномалії густини на будь-якій відстані одна від одної в планетарному масштабі.

Обов'язковим вбудованим елементом методу підбору є послідовний розрахунок гравітаційного ефекту шарів моделі з достатньо відомими параметрами і його вилучення («stripping» technique) для виділення залишкового ефекту глибших поверхів, для яких фізичні характеристики менш визначені [Hammer 1963].

Як впливає з методики визначення референтної величини для прив'язки розрахункових аномалій до єдиного рівня, вона фактично є предметом домовленості, тому що залежить від повноти інформації про параметри, закладені при її обчисленні. Водночас вона зводить в єдину систему всі гравітаційні моделі, аби у разі потреби їх корегувати. В зв'язку з тим, що найстабільнішою структурою досліджуваного регіону є УЩ (див. рис. 1.1), референтна величина була визначена саме для нього. Такий підхід дозволяє розглядати всі геологічні структури іншого типу, що вивчалися, як похідні від еволюції земної кори щита і застосовувати в процесі дослідження його реперне

значення, яке дорівнює  $-980$  мГал і обчислено таким чином, що аномальна густина формується відносно густини мантії  $3,40 \text{ г/см}^3$  [Красовский 1981: Куприенко и др. 2007а (див. Розділ 1)].

Нині метод підбору в об'ємному варіанті в результаті застосування сучасного спеціалізованого програмного забезпечення [Старостенко и др. 2015а] (див. Розділ 1) технічно трансформувався в 3D гравітаційне моделювання, яке уможливорює розв'язання складніших геологічних завдань. Його принципова перевага – велика точність обчислювання модельного поля неоднорідних реальних геологічних структур.

## 2.2. Основні положення методики 3D гравітаційного моделювання

Послідовність побудови гравітаційної моделі в комплексі з сейсмічними даними наведено в графічному вигляді (рис. 2.1).



Рис. 2.1. Технологічна схема побудови 3D гравітаційної моделі

При 3D гравітаційному моделюванні використовувались:

- 1) дані ГСЗ про розподіл  $V_p$ , структуру кори, глибину залягання розділу Мохо, 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) розрахунки градієнтно-шаруватого середовища, враховуючи зони інверсії, латеральні лінійні і стрибкоподібні зміни густини;
- 3) ефекти неоднорідностей прилеглих територій;
- 4) оцінка ефекту неоднорідності густини геологічного середовища, що вивчається, яка розраховується як сума ефектів всіх неоднорідностей. Це дає можливість не розділяти поле на регіональну і локальну складові;
- 5) геометрія осадових шарів у вигляді ізоліній, а неоднорідності кристалічної кори у вигляді розрахункових тіл, які несуть більш точну інформацію про середовище (координати границь неоднорідностей, глибина їх залягання, контрастна густина і градієнт зміни густини з глибиною для кожного розрахункового тіла). Зміна густини з глибиною на контакті з іншими породами відбувається різко і тому розріз осадової товщі в моделі являє собою шари зі стрибком густини на границі між ними.

### 2.3. Технологія побудови 3D гравітаційних моделей

Технологія побудови включає:

- 1) програмний комплекс, що використовується для моделювання;
- 2) структуру моделі;
- 3) загальні положення параметризації моделі;
- 4) завершальний етап моделювання, котрий залежить від поставлених цілей і завдань.

### 2.3.1. Програмний комплекс

Успіх процесу інтерпретації геолого-геофізичних даних в істотній мірі залежить від технологічних комп'ютерних програм, за допомогою яких можна швидко і чітко представити інформацію про середовище, комбінувати її з іншими даними, експортувати в існуючі програмні продукти тощо. Важливо, щоб вони автоматизували введення в комп'ютер необхідної інформації для вирішення різних завдань, що виникають в науках про Землю.

Дотепер в Інституті геофізики НАН України розроблено новий комплекс автоматизованої інтерпретації потенціальних полів *GMT-Auto*, який дозволяє за заданими полями будувати тривимірні моделі з безперервним розподілом в них фізичних параметрів. Це дає можливість проаналізувати поля більш детально і повно, оскільки наближення розрахункового поля до модельного великою мірою залежить від апроксимації середовища в моделі.

Основний принцип, реалізований при створенні комплексу, всі операції якого виконуються в інтерактивному режимі, полягає в наступному: на вхід комп'ютера подаються у вигляді карт початкові дані (рельєф покрівлі і підосви шару, 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 форматах.

Комплекс *GMT-Auto* складається з трьох основних блоків:

- 1) автоматизоване введення в комп'ютер зображень геолого-геофізичних карт і побудова їх цифрових моделей, які є вхідними даними для розв'язання прямої задачі;
- 2) рішення прямої задачі гравіметрії для тривимірних, які апроксимуються сукупністю неоднорідних вертикальних призм з неоднорідних пластів з довільно розташованими верхньою і нижньою основами;
- 3) представлення результатів рішення прямої задачі в графічному вигляді.

### 2.3.1.1. Автоматизоване введення в комп'ютер зображень геолого-геофізичних карт

Основний обсяг геолого-геофізичної інформації здебільшого існує у вигляді карт, схем, розрізів, графіків тощо, тому для роботи з ними були розроблені програмні комплекси, що здійснюють автоматизоване введення в комп'ютер цих даних з наступним поданням їх в цифровому вигляді.

**Програмний комплекс *Geophys0*** призначений для автоматизованої інтерактивної обробки чорно-білих зображень геолого-геофізичних даних, головним змістом яких є інформація про ізолінії і їх розриви першого роду (розломи, обриви тощо) [Старостенко и др. 2004]. Раніше подібні завдання виконувалися за допомогою програми *MAP*, яка також була розроблена в Інституті геофізики ім. С.І. Суботіна НАН України [Старостенко и др. 1997], але дозволяла обробляти лише карти з зображенням способом ізоліній.

**Програма *SpaceMap*** розроблена спеціально для використання при виконанні модельних розрахунків для кристалічної кори, а саме на 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]. Спроби опису геологічних тіл за допомогою ізоліній призводили до виникнення помилок у вихідному файлі та вимагали при цьому значного часу.

**Програмний комплекс *Isohypse*** розроблений з метою об'єднання раніше створених програмних продуктів *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 оцифровування геолого-геофізичних об'єктів, представлених ізолініями і розломами, тобто функціями з розривами першого роду [Старостенко и др. 2016]. В ньому реалізована низка можливостей, які обумовлені специфічними вимогами, що пред'являються до обробки деяких зображень геофізичних об'єктів.



Програмні комплекси *Geophys0* і *Isohypse* добре зарекомендували себе при роботі з геолого-геофізичними матеріалами осадових басейнів [Бурьянов и др. 2000; Makarenko et al. 2002; Szalaiová et al. 2008; Куприенко и др. 2010 (див. Розділ 1); Старостенко и др. 2005, 2010 (див. Розділ 1); Bielik et al. 2004, 2005, 2013, 2018; Starostenko et al. 2011; Krajnak et al. 2012]. Програма *SpaceMap* успішно використана при побудові 3D гравітаційних моделей щитів (Українського [Куприенко и др. 2007a] (див. Розділ 1), Воронежського [Золототрубова и др. 2010], Балтійського [Пашкевич и др. 2015]), при вивченні широтних зон розломів УЩ [Старостенко и др. 2012], а також центральної частини ГШЗ УЩ [Старостенко и др. 2018].

### 2.3.1.2. Рішення прямої задачі гравіметрії

Для розв'язання прямої задачі гравіметрії [Старостенко и Легостаева 1998] розроблено програмний комплекс *Profile*. При цьому горизонтально-шаруваті геологічні структури апроксимуються набором неоднорідних довільно усічених вертикальних прямокутних призм. В цьому випадку контактні поверхні формуються як сукупність «черепичок», якими є основи призм [Старостенко 1978]. Програмний комплекс дозволяє вирішувати задачу для багат шарових моделей (від 1 до 9 шарів). Вхідна інформація вводиться для кожного шару окремо, залежить від поставленої задачі і являє собою опис покрівлі і підосви кожного шару, а також містить дані про розподіл фізичного параметра на них у вигляді карт або значень.

У комплексі *Profile* передбачено зміну фізичних параметрів (густини в задачах гравіметрії) 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.

### 2.3.1.3. Представлення результатів у графічному вигляді

Для представлення результатів роботи перерахованих програм і комплексів використовується потужний картографічний пакет *Golden Surfer* для побудови графічних зображень функцій двох змінних, векторний графічний редактор *CorelDraw* для художнього оформлення отриманих результатів, а також геоінформаційна система *ArcGis* для трансформації отриманих даних в необхідну проекцію, побудови ізоповерхонь середовища, вибірки даних по заданому критерію або всередині певної області тощо.

### 2.3.2. Структура моделі

Структура моделі залежить від наявності всієї геолого-геофізичної інформації і поставлених завдань. Зазвичай 3D гравітаційна модель включає шар води (на акваторіях), осадову товщу, шари консолідованої земної кори, а також шар верхньої мантії. Осадова товща представлена шарами різної потужності в залежності від глибинної будови тектонічних структур.

Консолідована кора здебільше складається з п'яти шарів.

*Перший шар (поверхня фундаменту–5 км)* включає неоднорідності від поверхні кристалічного фундаменту до глибини 5 км і характеризується найбільшим відхиленням густини і швидкості від нормального розподілу  $\rho=f(V_p)$ . В якості нормального прийнято розподіл, який відповідає загальній кореляційній залежності  $\rho=f(V_p)$  для кристалічних порід і при цьому для узгодження з спостереженим гравітаційним полем не потребує введення додаткових поправок.

*Другий шар (5–10 км)* виділяється на підставі сейсмічних даних, згідно яких на глибинах від 5 до 10 км в багатьох структурах спостерігаються зони інверсії швидкості. Природа зон інверсії (хвилеводів, зон зниженої швидкості/густини) відносно верхніх і підстилаючих гірських порід обґрунтовано трактується як області розущільнення і підвищеної тріщинуватості порід з можливим заповненням її флюїдами тощо [Корчин и др. 2013]. Існування

зон інверсії на щитах підтверджують як сейсмічні дані, так і результати експериментальних визначень пружно-густинних параметрів гірських порід. Згідно першим в багатьох районах щитів, переважно у верхній і середній корі, реєструються шари зі зниженими швидкостями, покрівля і подошва яких фіксується в інтервалі глибин 4–8 км і 10–15 км відповідно [Трипольский и Шаров 2004; Корчин и др. 2013]. При вивченні будови земної кори і верхів мантиї Кіровоградського блоку УЩ за даними ГСЗ був зроблений висновок, що нижче глибини 5 км переважають шари зі зниженою швидкістю. Ймовірно це лейкократові гнейси і граніти [Ильченко 2003 а, б]. За даними [Омельченко и др. 2008], в Голованівській шовній зоні УЩ в інтервалі глибин 5–9 км виділено шар зі зниженою швидкістю. Лабораторні експерименти [Корчин и др. 2013] показали, що при *PT*-умовах, які відповідають глибині 5–15 км, градієнт зростання густини порід падає до нуля або стає негативним. При цьому в зоні інверсії відбувається зміна пористості порід, підтверджуючи тим самим інтенсивне їх розущільнення.

*Третій шар (10–20 км)* зумовлений в окремих структурах стрибком швидкості на глибинах 10–18 км (наприклад, Корсунь-Новомиргородський та Коростенський плутони УЩ) і нульовим градієнтом з глибиною. При створенні густинної моделі використовуються сейсмічні дані по профілях ГСЗ і геотраверсах різних дослідників.

*У четвертому шарі (20–30 км)* гравітаційний ефект від багатьох приповерхневих структур слабшає і посилюється вплив глибинних неоднорідностей, в котрих густина становиться близькою по значенню.

*У п'ятому шарі (30 км–розділ Мохо)* глибинна частина кори поділена на два поверхи: перший – до значення густини  $3,04 \text{ г/см}^3$ , а другий – від цієї величини до розділу Мохо. У районах, де коромантійна суміш відсутня, розріз земної кори представлено одним глибинним шаром.

Потужність і глибина залягання шарів залежить від характеристики середовища і технології розрахунків моделі. Обсяг останніх обумовлено обраним масштабом. В результаті отримуються дані розподілу густини як за глибиною,

так і по латералі, а також встановлюються особливості глибинної будови окремих структур.

### 2.3.3. Загальні положення параметризації моделі

Дані про густину гірських порід є одним з основних питань фізичного обґрунтування 3D гравітаційного моделювання і підвищення точності геологічної інтерпретації гравітаційного поля. Тому головним завданням при створенні 3D гравітаційних моделей є узагальнення та аналіз даних щодо густини порід осадового чохла та консолідованої земної кори.

Точність побудови 3D гравітаційних моделей регіонів, в яких потужність осадового чохла досить велика (наприклад, Чорноморська мегазападина (18 км), ДДЗ (22 км)), істотно залежить від знання значень густини осадових шарів.

Густина осадових порід визначається ступенем їх ущільнення, яка зі свого боку регулюється різними факторами (літологічний склад, фаціальні зміни, діагенез, тектонічна історія, глибина тощо). Оскільки ці процеси на одних і тих же глибинах характеризуються регіональними особливостями, в кожному конкретному випадку необхідно визначати як мінімум зміну густини з глибиною для окремих стратиграфічних горизонтів, а не загальні значення для всієї осадової товщі. В даний час, завдяки автоматизованому комплексу *GMT-Auto* з'явилася можливість вивчення тривимірного розподілу густини осадового чохла. Це дозволяє будувати гравітаційні моделі різного масштабу, більш достовірні, ніж раніше.

Дотепер накопичилася досить велика кількість робіт з висвітлення густини осадових гірських порід різних регіонів. Частина цих робіт опублікована, інші знайшли своє відображення в наукових і виробничих звітах. Густинні властивості осадового чохла отримують:

- за лабораторними дослідженнями зразків порід з керну картувальних і глибоких розвідувальних свердловин, а також зразків порід, відібраних з численних відслонень;

- за визначенням аналітичного виразу для лінійної і експоненціальної зміни густини з глибиною. В басейнах з потужним осадовим чохлам густина змінюється за лінійним законом, якщо осади молоді та залягають без стратиграфічних перерв. Така плавна зміна фізичних властивостей відображає спокійну седиментаційну обстановку, протягом якої фаціальні умови постійні, і, як наслідок, спостерігається поступове збільшення густини з глибиною. Там, де молоді осади залягають на більш древніх відкладах, густина змінюється за експоненціальним законом. Це свідчить про зміну умов накопичення осадків, що зі свого боку є наслідком тектонічних процесів, що призводять до зміни фаціально-літологічної обстановки. Розрахунок гравітаційних ефектів при 3D гравітаційному моделюванні з використанням експоненціальної залежності рекомендується застосовувати тоді, коли дані про глибинну будову району робіт обмежені і потужність осадової товщі досить велика. Лінійну зміну густини з глибиною бажано застосовувати в разі детального розчленування осадової товщі;
- за формулами залежності швидкість/густина. Накопичені дані по співвідношенню  $\rho=f(V_p)$  показують, що склад осадових порід, їх пористість, ступінь метаморфізму по різному впливають на це співвідношення. Тому при 3D гравітаційному моделюванні потрібно використовувати результати визначення густини чи співвідношення  $\rho=f(V_p)$  для осадових порід в кожному конкретному регіоні (див. наприклад, [Озерская и Семенова, 1978; Красовский 1981; Старостенко и др. 2003; Bielik et al. 2004, 2005; Szalaiová et al. 2008 та ін.]).

Контури розрахункових тіл приповерхневих об'єктів на щитах визначаються відповідно до морфології геологічних тіл, присутніх на геологічних картах. При параметризації моделі використовуються петрофізичні характеристики порід за всіма наявними даними. Додатково – відомості про густину, отриману в результаті двовимірного гравітаційного моделювання, дані свердловин, а також літературних джерел і виробничих звітів.

Для глибинної частини параметризація проводиться з використанням швидкісних моделей вздовж профілів ГСЗ. Значення густини визначається за залежністю  $\rho=f(V_p)$  для всіх типів порід різних регіонів, яка зазвичай базується на вивченні зв'язків між густиною і швидкістю поширення поздовжніх хвиль в кристалічній частині кори, а також за загальними кореляційними залежностями  $\rho$  від  $V_p$  при різному тиску. Уточнення значень густини всередині розрахункових шарів проводиться відповідно до можливих змін значень густини для заданих значень швидкості.

Гравітаційний ефект розраховується для всього досліджуваного середовища, яке завжди неоднорідне і включає сукупність тривимірних об'єктів, розташованих на різних структурних поверхах земної кори.

Розрахунки проводяться щодо єдиного значення густини верхньої мантії ( $3,40 \text{ г/см}^3$ ), яке було прийнято раніше для платформної частини території України [Красовський 1981, 1989]. Згідно численним даним в стабільних континентальних районах на розділі Мохо фіксуються граничні швидкості порядку  $8,0\text{--}8,2 \text{ км/с}$ . Аналіз наявних визначень швидкості і густини при високому тиску і температурах переконливо показує, що такі значення швидкості можуть мати тільки породи типу перидотиту, піроліту, лерцоліту, еклогіту, а густина їх у разі перидотиту або піроліту повинна бути  $\sim 3,40 \text{ г/см}^3$ . Оскільки склад верхньої мантії більшістю дослідників приймається перидотитовим (піролітовим), найвірогідніша густина порід верхньої мантії  $3,40 \text{ г/см}^3$ .

Точність розрахунків гравітаційних ефектів визначається: 1) масштабом використаного гравітаційного поля, оскільки похибка гравітаційної зйомки змінюється в залежності від масштабу і при детальних дослідженнях (наприклад, масштабу  $1:10000$ ) з добре розвиненою опорною мережею досягає сотих часток мГал, а при використанні карт масштабу  $1:200\,000$  –  $1:1\,000\,000$  –  $10\text{--}25 \text{ мГал}$ ; 2) точністю визначення сейсмічних швидкостей і границь в осадовому чохла (перші сотні метрів); 3) визначенням густини за швидкістю; 4) використанням відповідного програмного забезпечення для введення інформації в комп'ютер з наступним перетворенням її в цифровий вигляд.

### 2.3.4. Завершальний етап моделювання

Завершальний етап створення 3D гравітаційної моделі залежить від поставлених цілей і завдань. Головним є отримання нових даних про розподіл густини в кожній точці об'єму земної кори, але для кожного конкретного регіону чи тектонічної структури існують свої завдання. Так, наприклад, це може бути виділення гравітаційного ефекту консолідованої кори, котрий в подальшому використовується для побудови схем розломної тектоніки різних регіонів; оконтурення зон розущільнення на різних поверххах консолідованої кори, котрі є одним з головних ознак нафтогазоносності в кристалічному фундаменті; встановлення форми та глибини розповсюдження локальних тіл з аномальною густиною на поверхні фундаменту; отримання карт залишкового гравітаційного поля (stripped gravity map), яке відображає густинні неоднорідності консолідованої частини кори і може бути використано для геологічної і геофізичної інтерпретації будови і складу фундаменту тощо. Але в більшості 3D гравітаційних моделей завершальний етап моделювання регіонального масштабу полягає в побудові схем потужності умовно виділених «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шарів та схеми типів консолідованої земної кори.

#### 2.3.4.1. Принцип побудови схеми типів консолідованої земної кори

Важливою частиною глибинної характеристики земної кори є її склад і насамперед основність, яка грає істотну роль в оцінці перспективності регіону на корисні копалини. Оцінка основності кори по переважанню одного з її шарів і співвідношенню їх потужностей вперше була виконана при вивченні глибинних неоднорідностей земної кори за сейсмічними даними і даними залежності  $\rho(V_p)$  південно-західної частини СЄП [Красовский 1981; Чекунов и др. 1990; Чекунов 1992 (див. Розділ 1)]. Однак рідка мережа профілів ГСЗ, різна детальність сейсмічних робіт і загальна оцінка співвідношення потужності шарів в блоках з однорідною швидкісною характеристикою призвели до значного спрощення

схеми типів кори [Чекунов 1992] (див. Розділ 1) в тривимірному варіанті. Також була встановлена пряма залежність потужності «базальтового» шару і, відповідно, основності кори від її потужності [Ільченко та ін. 1988].

Оскільки найтісніше з речовим складом пов'язана густина гірських порід, а показником більшої чи меншої основності складу і ступеня метаморфізму є показник відповідності співвідношення густини і швидкості в блоках з нормальним для регіону значенням [Красовский 1981, 1989], був запропонований варіант прогнозного складу земної кори УЩ на базі нової 3D гравітаційної моделі [Куприенко и др. 2007a] (див. Розділ 1).

Ґрунтуючись на даних швидкісних моделей уздовж геотраверсів і профілів ГСЗ і залежності густини ( $\rho$ ) від швидкості ( $V_p$ ) для різних типів кристалічних порід УЩ [Чекунов 1992] (див. Розділ 1), було запропоновано умовний розподіл всієї земної кори на три шари: 1)  $V_p < 6,30$  км/с,  $\rho < 2,75$  г/см<sup>3</sup>; 2)  $V_p = 6,30\text{--}6,80$  км/с;  $\rho = 2,75\text{--}2,90$  г/см<sup>3</sup>; 3)  $V_p > 6,80$  км/с,  $\rho > 2,90$  г/см<sup>3</sup>. Такий поділ цілком узгоджується з даними про швидкісну і густинну характеристики порід різного складу [Соллогуб 1986 (див. Розділ 1); Красовский 1989; Трипольский и Шаров, 2004; Корчин и др. 2013]. Слід зазначити, що в консолідованій корі молодших накладених структурах, наприклад в ДДЗ, можна очікувати зменшення значень швидкості поширення поздовжніх хвиль для однойменних порід на 0,1–0,2 км/с, оскільки вони залягають тут при меншому тиску і більш високій температурі [Чекунов и др. 1990].

**Верхній шар** консолідованої кори характеризується високою гетерогенністю і має мозаїчну структуру. Петрологічно йому відповідає суміш порід кислого і середнього складу.

**Середньому шару** в тришаровому розподілі кори відводиться особливе значення. Для нього характерна найшвидкісна неоднорідність середовища (присутність шарів зі зниженими швидкостями, високе розшарування). Середній шар вважається середовищем горизонтальних переміщень земної кори і гранітизації. Передбачається, що саме в ньому відбуваються фізичні процеси, які ведуть до перетворення речовини кори [Чекунов 1989]. Для середнього шару



характерна суміш порід середнього та основного складу.

**Нижній шар** характеризується більш різкою зміною фізичних і геологічних властивостей. Багато дослідників вказують на наявність значного горизонтального розшарування середовища даної зони земної кори. Саме в нижній корі передбачається існування джерел тих тектонічних процесів, які спостерігаються і в верхніх частинах земної кори [Чекунов 1989]. Для цього шару характерні інтрузивні породи від основного до ультраосновного складу, а також метаморфічні утворення. У його складі виділено коромантійну суміш, яка має  $\rho > 3,04 \text{ г/см}^3$ ,  $V_p > 7,20 \text{ км/с}$ , що відповідає збільшенню вмісту порід ультраосновного складу в шарі [Чекунов 1993 (див. Розділ 1); Свешников и др. 1998].

Отже, з урахуванням обраних інтервалів значень швидкості і густини земна кристалічна кора була розділена на три шари без різких границь між ними, які, вельми умовно, відповідно до визначень, були названі «гранітним», «діоритовим» і «базальтовим». Більшість зарубіжних дослідників називають ці шари верхньою, середньою і нижньою корою.

За співвідношенням потужності кожного шару до загальної потужності кристалічної частини кори, яке виражається у відсотках, виділяють типи кори, назва яких відповідає переважній частині того чи іншого шару. Типізація виконується на основі єдиного критерію: якщо потужність будь-якого з шарів кори становить більше половини потужності консолідованої частини кори, то типу «петрологічної» моделі присвоюється найменування, що відповідає назві шару. Таким чином виділяють гранітний, діоритовий і базальтоїдний типи. Тип кори, в якому жоден з шарів не має явної переваги, є проміжним (наприклад, гранітно-діоритовий). Базальтоїдний тип відрізняється різноманіттям. Щоб чітко зафіксувати розчленування нижнього шару земної кори, який за класифікацією методом ГСЗ вважається нероздільним, в ньому виділено 3 підтипи: підтип 1 з вмістом в ньому базальту 40–70%, підтип 2, у якому його кількість збільшується до 70–90% і підтип 3, котрий стовідсотково складається з базальту.

## Висновки до Розділу 2

- Методика і технологія побудови тривимірних густинних моделей включає: (1) основні положення; (2) програмний комплекс; (3) структуру і параметризацію моделі; (4) завершальний етап, котрий залежить від поставлених завдань.
- Використання автоматизованого комплексу *GMT-Auto* істотно полегшує і прискорює процес інтерпретації гравітаційного поля методом тривимірного чисельного моделювання і істотно збільшує роздільну здатність і інтерпретаційні можливості об'ємного геологічного середовища.
- Для роботи з геолого-геофізичною інформацією, яка в більшості випадків існує у вигляді карт, схем, розрізів тощо, розроблені програмні комплекси (*Geophys0*, *Isohypse*) та програма *SpaceMap*, які здійснюють автоматизоване введення в комп'ютер цих даних з наступним поданням їх в цифровому вигляді.
- Структура моделі залежить від наявності всієї геолого-геофізичної інформації і поставлених завдань при моделюванні. За звичай, 3D гравітаційна модель включає шар води (в акваторії), осадову товщу, шари консолідованої земної кори, а також шар верхньої мантії.
- Вивчення густинних властивостей гірських порід є одним з основних питань фізичного обґрунтування тривимірного густинного моделювання і підвищення точності геологічної інтерпретації гравітаційного поля.
- Завершальний етап створення 3D гравітаційної моделі залежить від поставлених завдань. Головним є отримання нових даних про розподіл густини в кожній точці об'єму земної кори, а також побудова схем потужності умовно виділених «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шарів та схеми прогнозного складу консолідованої земної кори.

## Перелік використаних джерел до Розділу 2

1. Бурьянов ВБ, Гордиенко ВВ, Кулик СН, Логвинов ИМ (1983) Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. Наукова думка, Киев

2. Бурьянов ВБ, Макаренко ИБ, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, Гарецкий РГ, Данкевич ИВ, Каратаев ГИ (2000) Припятский прогиб: гравитационный эффект осадочной толщи и плотностные неоднородности верхней части фундамента. Геофизический журнал 22(4):62–74
3. Егорова (1991) Трехмерная модель земной коры и верхней мантии юга Европейской части СССР по данным сейсморазведки и гравиразведки. Диссертация, Институт геофизики НАН Украины
4. Золототрубова ЭИ, Надежка ЛИ, Ипполитов ОМ, Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Легостаева ОВ, Савченко АС (2010) 3-Д плотностная модель Воронежского кристаллического массива. В: Материалы XVI международной конференции «Свойства, структура, динамика и минералогения литосферы Восточно-Европейской платформы». Том.1. Научная книга, Воронеж, с 294–295
5. Ильченко ТВ (2003а) Скоростная модель земной коры и верхов мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (профили Бабанка-Пятихатки и Черкасы-Новый Буг). Геофизический журнал 25(6):30–43
6. Ильченко ТВ (2003б) Строение земной коры и верхов мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (модель Бабанка-Пятихатки). Допов. НАН України 7:100–106
7. Ильченко ТВ, Пашкевич ИК, Каратаев ГИ (1988) Взаємозв'язок складу і потужності земної кори Українського щита. Доп. АН УРСР, Сер. Б 4:13–16
8. Корчин ВА, Буртный ПА, Коболев ВП (2013) Термобарическое и петробарическое моделирование в геофизике. Наукова думка, Киев
9. Красовский СС (1981) Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Наукова думка, Киев
10. Красовский СС (1989) Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Наукова думка, Киев

11. Озерская МЛ, Семенова СГ (1978) Распределение плотности и пластовой скорости отложений осадочного чехла нефтегазоносных территорий юга СССР. ОЦНТИ ВИЭМС, Москва
12. Омельченко ВД, Трипольский АА, Носенко АБ (2008) Скоростные неоднородности и рельеф раздела Мохоровичича Украинского щита. Геофизический журнал 30(6):113–126
13. Пашкевич ИК, Савченко АС, Старостенко ВИ, Шаров НВ (2015) Трехмерная геофизическая модель земной коры центральной части Карельского кратона. Доклады академии наук 463(4):469–473
14. Свешников КИ, Красовский СС, Куприенко ПЯ, Красовский АС (1998) Соотношение приповерхностного и глубинного строения земной коры Украинского щита: новые аспекты синтеза геологических и геофизических данных. В: Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты, Т.П. ГЕОС, Москва, с 161–163
15. Сорокин ЛВ (1953) Гравиметрия и гравиметрическая разведка. Гостоптехиздат, Москва-Ленинград
16. Старостенко ВИ (1978) Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Наукова думка, Киев
17. Старостенко ВИ, Шарыпанов ВМ, Шарыпанов АВ, Савченко АС, Легостаева ОВ, Макаренко ИБ, Куприенко ПЯ (2016) Интерактивный программный комплекс Isohypse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование. Геофизический журнал 38(1):30–42
18. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Легостаева ОВ, Савченко АС (2012) Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Геофизический журнал 34(6):113–132
19. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Савченко АС, Легостаева ОВ (2018) Трехмерная плотностная модель земной коры центральной части

- Голованевской шовной зоны Украинского щита. Геофизический журнал 40(3):27–53
20. Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (1998) Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. Физика Земли 12:31–44
  21. Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, Макаренко ИБ, Павлюк ЕВ, Шарыпанов ВМ (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. Геофизический журнал 26(1):3–13
  22. Старостенко ВИ, Макаренко ИБ, Русаков ОМ, Легостаева ОВ (2003) Плотность осадочных комплексов Черного моря. Геофизический журнал 25(2):54–69
  23. Старостенко ВИ, Мацелло ВВ, Аксак ИН, Кулеш ВА, Легостаева ОВ, Егорова ТП (1997) Автоматизация ввода в компьютер изображений геофизических карт и построение их цифровых моделей. Геофизический журнал 19(1):3–13
  24. Старостенко ВИ, Шарыпанов ВМ, Савченко АС, Легостаева ОВ, Макаренко ИБ, Куприенко ПЯ (2011) Об автоматизированной интерактивной обработке геофизических изображений геологических и геофизических объектов. Геофизический журнал 33(1):54–61
  25. Трипольский АА, Шаров (2004) НВ Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. КИЦ РАН, Петрозаводск
  26. Чекунов АВ (ред) (1989) Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. Наукова думка, Киев
  27. Чекунов АВ, Соллогуб ВБ, Ильченко ТВ, Красовский СС, Кутас РИ, Пашкевич ИК, Гарецкий РГ, Каратаев ГИ, Надежка ЛИ, Дубянский АИ (1990) Глубинные неоднородности земной коры юга Восточно-Европейской платформы. Геофизический журнал 12(4):3–22

28. 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
29. 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* 31:107–114
30. Bielik M, Makarenko I, Starostenko V, Legostaeva O, Dererová 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
31. Bielik Miroslav, Makarenko Irina, Csicsay Kristian, Legostaeva Olga, Starostenko Vitaly, Savchenko Aleksandra, Simonova Barbora, Dererová Jana, Fojtiková Lucia, Pasteka Roman, Vozar Jozef (2018) The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. *Contributions to Geophysics and Geodesy* 48(2):179–190
32. Hammer S (1963) Deep gravity interpretation by stripping. *Geophysics* 3:369–378
33. Krajňak M, Bielik M, Makarenko I, Legostaeva O, Starostenko V, Bošanský M (2012) The first stripped gravity map of the Turčianska Kotlina Basin. *Contributions to Geophysics and Geodesy* 42(2):181–199
34. Makarenko I, Legostaeva O, Bielik M, Starostenko V, Dererová J, Šefara J (2002) 3D gravity effect of the sedimentary complexes in the Carpathian-Pannonian region. *Geologia Carpathica*, Special issue, September 53, (CD)
35. Starostenko VI, Krupskiy BL, Pashkevich IK, Rusakov OM, Makarenko IB, Kutas RI, Gladun VV, Legostaeva OV, Lebed TV, Maksymchuk PYa (2011) Fault Tectonics of the NE Black Sea Shelf and Its Relevance to Hydrocarbon Potential. *Search and Discover* Article №30155, Posted March 25, 2011.
36. 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

37. Talwani M, Sutton GH, Worzel JL (1959) A crustal section across the Puerto Rico Trench. J. Geophys. Res. 64(10):1545–1555
38. Worzel JL, Shurbet GL (1955) Gravity interpretation from standard oceanic and continental crustal section. In: Poldevaart A (ed), Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, p 87–100

### РОЗДІЛ 3. 3D ГРАВІТАЦІЙНІ МОДЕЛІ ОКРЕМИХ ТЕКТОНІЧНИХ РЕГІОНІВ

Для різномасштабного 3D гравітаційного моделювання обрано наступні об'єкти: ДДЗ і Донбас, УЩ (Інгульський мегаблок, ГШЗ), широтні зони розломів), Чорноморську мегазападину (глибоководну частину, північно-західний та північно-східний шельфи) та прилеглі території (рис 3.1).

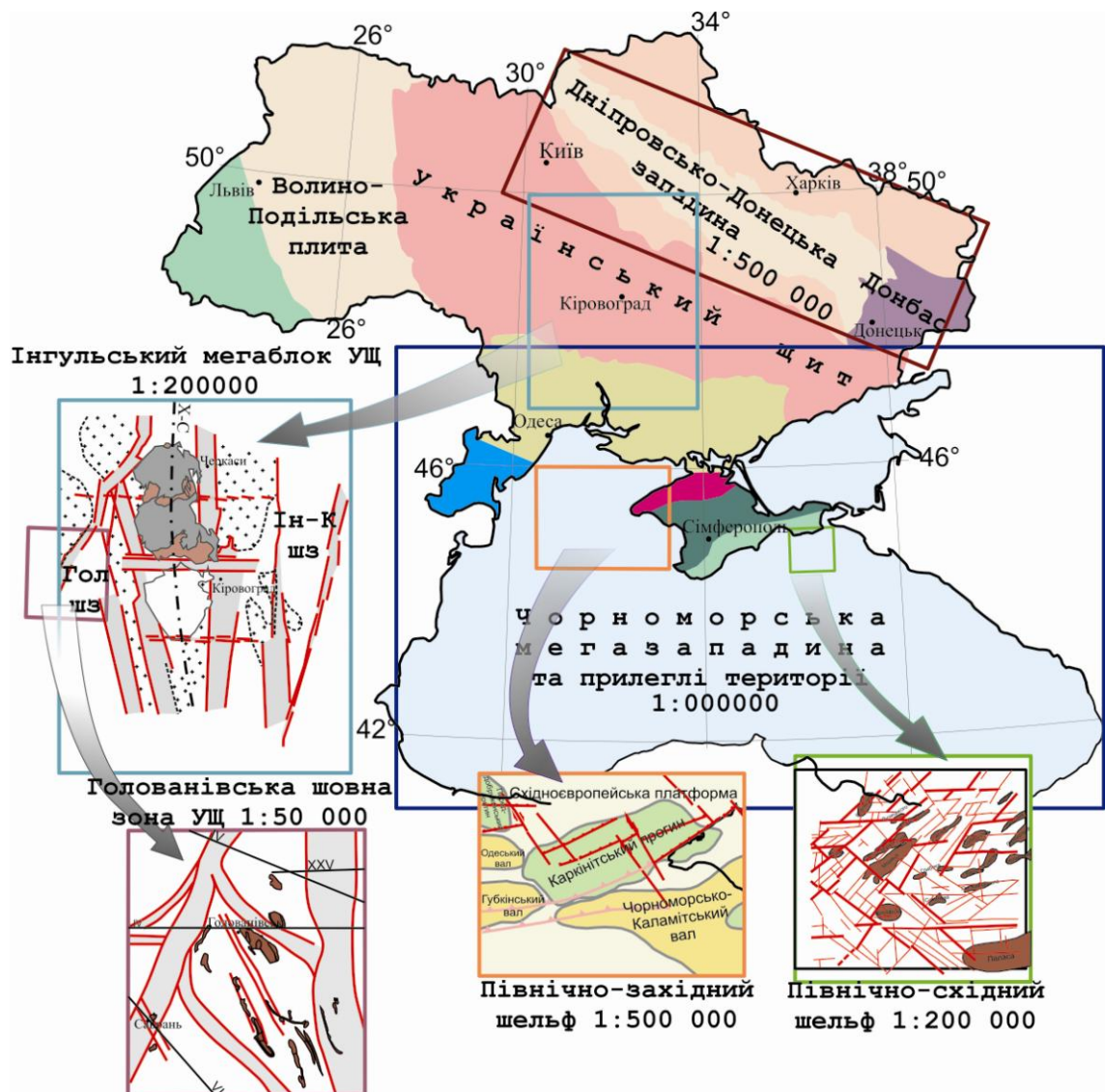


Рис. 3.1. Оглядова схема розміщення регіонів, для яких виконано 3D гравітаційне моделювання.



### 3.1. Дніпровсько-Донецька западина і Донбас

Серед інших нафтогазових областей України осадовий чохол ДДЗ найкраще вивчений і промислово освоєний, що підтверджується не однією сотнею літературних й фондівих джерел (див., наприклад, [Гошовський та Рослий 2012]). При цьому вагомий внесок належить сейсмічним методам. В межах ДДЗ відпрацьовано 20000 км профілів КМЗХ – ГСЗ і систему січних і зв'язних профілів МСГТ довжиною від 100 до 400 км на відстані 15–35 км. Гравіметричні, магнітні та електромагнітні дослідження відіграли важливу роль, не кажучи вже про велику кількість структурно-пошукових, декілька тисяч глибоких параметричних та пошуково-розвідувальних свердловин, в тому числі глибиною понад 5–6 км. Однак через складну геологічну будову ДДЗ, яка обумовлена різноспрямованими тектонічними механізмами аж до палеогену після процесів рифтогенезу в пізньому девоні і відсутністю достатньої уількості даних про структуру нижніх горизонтів центрального грабену і кристалічної кори [Стовба 2008] (див. Розділ 1), принципові проблеми глибинної будови регіону та історії його розвитку залишаються дискусійними.

#### 3.1.1. Тектонічне районування

В даний час, незважаючи на багаторічне вивчення району дослідження, немає загальноприйнятого тектонічного терміна для характеристики генетичного типу Дніпровсько-Донецької структури. Використовується широкий набір термінів: авлакоген, палеорифт, западина, басейн, грабен. Ця структура належить до рифтової системи СЄП, вік формування якої є дискусійним – від рифейського [Chekunov et al. 1992] (див. Розділ 1) до середньодевонського і більш молодого. А рифтинг, який сформував Дніпровсько-Донецький басейн, зазнав кілька активізацій розтягу пермсько-карбонового віку [Stephenson and Stovba, 2012]. Поняття «басейн» і «западина» характеризують власне осадову частину розрізу і не охоплюють консолідовану кору, на якій і сформувався рифт з синрифтовими,

а в подальшому і пострифтовими осадами і вулканітами. До структури всієї земної кори будемо застосовувати поняття «авлакоген», а до структури осадового чохла – «западина» або «басейн». Донбас згадується в літературі як «басейн» або Донецька складчаста споруда. При описі цієї структури будемо називати її Донбас, з огляду на той факт, що в межі досліджуваної території входить та її частина, яка розташована на території України, що включає власне складчасту область, північну (південне занурення ВКМ) і північно-західну окраїни.

Дотепер розроблено більше 25 схем тектонічного районування ДДЗ. При створенні 3D гравітаційної моделі за основу поздовжнього тектонічного районування (рис. 3.1) взята схема Ю.А. Арсірія, Б.П. Кабишева і А.К. Ципко [Арсирий и др. 1984], що не суперечить відомій схемі [Чирвинская и Соллогуб 1980]. Відповідно до цієї схеми в осьовій зоні ДДЗ виділяється глибокий лінійноорієнтований Дніпровський грабен, який зі свого боку підрозділяється, у вигляді вузьких смуг, на центральну, південну і північну прибортові (крайові) частини. На північний схід і на південний захід від Дніпровського грабена, відділяючись від нього великими регіональними розломами з амплітудою 5 км і більше [Чекунов 1972] (див. Розділ 1), розташовуються борти ДДЗ: північний і південний, які охоплюють південний схил ВКМ і північний схил УЩ відповідно. У самому грабені виділено велику кількість розломів більш високого рангу, складну систему локальних блоків, області сольового діапїризму і прояви вулканізму. В роботі [Stephenson and Stovba 2012] в рифті виділені його осьова найбільш глибока частина, прибортові зони, а також північне і південне плечі рифту, розділені розломами великої амплітуди зміщення і системою похилих розломів.

Що стосується районування по простяганню, то воно більш неоднозначне. Багато дослідників проводять його по-різному, не дивлячись на те, що в основі цього поділу у всіх лежать глибинні розломи, які обумовлюють поперечний підрозділ Дніпровсько-Донецького авлакогену на Прип'ятський грабен, Чернігівський виступ, Дніпровський грабен, Донецьку складчасту споруду і

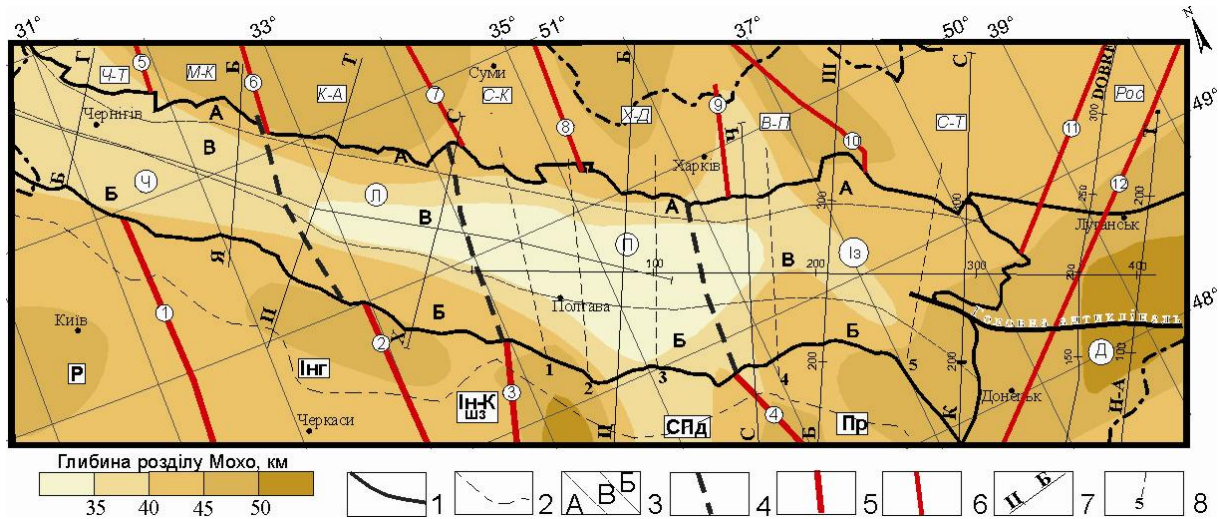


Рис. 3.1. Схема тектонічного районування ДДЗ: 1 – межа ДДЗ; 2 – межа північного борту УЩ; 3 – районування ДДЗ по простяганню [Арсирій и др. 1984] (структури: А – північна бортова, Б – південна бортова, В – центральна); 4 – розподіл ДДЗ вхрест простяганню по Доленко і Варичеву [Гавриш 1989] (мегаблоки (букви в кружках): Ч – Чернігівський, Л – Лохвицький, П – Полтавський, Із – Ізюмський, Д – Донбас); 5 – міжмегаблокові зони розломів УЩ (цифри в кружках): 1 – Тальнівська, 2 – Західно-Інгулецька, 3 – Криворізько-Кременчуцька, 4 – Оріхово-Павлоградська; 6 – міжмегаблокові шовні зони північного борту ДДЗ (5 – Херсон-Смоленська, 6 – Бахмацька, 7 – Криворізько-Крупецька, 8 – Царичансько-Писарівська, 9 – Оріхів-Харківська, 10 – Михайлівсько-Білгородська, 11 – Волновасько-Старобільсько-Кантемирівська, 12 – Волновасько-Казанська); 7 – профілі ГСЗ: (Бондарі–Городня (Б-Г), Яготин–Батурин (Я-Б), Пирятин–Талалаївка (П-Т), Хорол–Синівка (Х-С), Царичанка–Богодухів (Ц-Б), Синельникове–Чугуїв (С-Ч), Близнюки–Шевченкове (Б-Ш), Костянтинівка–Сватове (К-С), DOBRE, Новоазовськ–Титівка (Н-Т)); 8 – профілі, за якими побудовані густинні розрізи [Голиздра и Попович 1998]. Мегаблоки УЩ: Р – Росинський, ІнГ – Інгульський, Спд – Середньопридніпровський, Пр – Приазовський. Блоки північного борту ДДЗ, за [Багрій та ін. 2007]: Ч-Т – Чернігівсько-Трахтемирівський, М-К – Менсько-Кіровоградський, К-А – Конотопсько-Олександрівський, С-К – Сумсько-Кобеляцький, Х-Д – Харківсько-Дніпропетровський, В-П – Вовчансько-Петропавлівський, С-Т – Сватівсько-Троїцький, Рос – Росошанський; Ін-К шз – Інгулецько-Криворізька шовна зона.

окремі блоки в їх межах. Поперечний розподіл загалом був обґрунтований ще в 1952 р. І. Ю. Лапкіним, С. Є. Черпаком і М. В. Чирвінською [Лапкин и др. 1952].

Схема тектонічного районування, складена авторами [Стерлин и др. 1973], передбачає поділ даного регіону на п'ять поперечних зон: Чернігівсько-Брагінську, північно-західну і південно-східну зони Дніпровсько-Донецького грабена, зону північно-західного занурення Донецької складчастої споруди і власне Донецьку складчасту споруду. В її основі лежить визнання провідної ролі поперечних розломів в зміні літологічного складу, фаціального характеру і потужності поділюваних ними осадових комплексів. В.К. Гавриш [рис. 1, Гавриш 1989] виділяє п'ять поперечних частин ДДЗ і Донбаського прогину з відповідними їм сегментами Дніпровсько-Донецького і Донбаського рифтів. Ю.А. Арсірій з співавторами [Арсирый и др. 1984] виділяють чотири поперечні тектонічні зони. За структурно-тектонічною картою докембрійського фундаменту Дніпровсько-Донецького авлакогену [Краюшкин 2002] як допізднопротерозойські виділені наступні поперечні мегаблоки: Чернігівський, Лохвицький, Зіньківський, Карлівський, Ізюмський і Донецький.

В основу поперечного поділу ДДЗ покладено схему Г.Н. Доленко і С.А. Варичева [Гавриш 1989], оскільки вона, загалом, узгоджується з наявними геолого-геофізичними матеріалами і більшістю сучасних уявлень про тектоніку регіону. У цій схемі з північного заходу на південний схід виділено п'ять мегаблоків: Чернігівський, Лохвицький, Полтавський, Ізюмський і Донбаський. Вони обмежені глибинними транскоровими розломами. Кожен мегаблок складається з тектонопарі, в яку входять суміжні підняття і депресії, розділені розломами більш високого рангу. У кожному мегаблоці виділяється багато локальних западин і улоговин, розділених вузькими сідловинами і виступами фундаменту, що представляють, безсумнівно, великий інтерес. Однак, з огляду на масштаб виконуваних робіт, такі структури не були об'єктами дослідження.

Північний борт ДДЗ детально районуваний (див. рис. 3.1). Виділено три мегаблоки (Подільсько-Брянський, Дніпровсько-Курський і Приазовсько-Белгородсько-Росошанський), які зі свого боку розділені на 11 блоків другого

порядку [Багрій та ін. 2007]. Про поперечний поділ південного борту ДДЗ чіткого уявлення, на жаль, немає.

3D гравітаційна модель також включає УЩ (північний схід Росинського мегаблока, північні частини Інгульського, Середньопридніпровського і Приазовського) і ВКМ (південний схил).

Кристалічний фундамент ДДЗ складається з архейсько-протерозойських метаосадочно-вулканогенних, ультраметаморфічних і інтрузивно-метасоматичних утворень, сформованих в різних структурно-тектонічних режимах [Чебаненко и др. 2002]. В ньому виділяють два структурних поверхні: нижній, представлений гнейсами і амфіболітами архею, і верхній, утворений залізисто-кременистими і сланцево-карбонатними породами.

В рельєфі поверхні бортових зон фундаменту виділяються численні виступи і западини, межами яких є тектонічні порушення з амплітудою до 3 км [Стовба и др. 2006] (див. Розділ 1). Поверхня фундаменту занурюється в бік грабена, де ряд блоків і депресій зумовили різку розчленованість рельєфу фундаменту. Глибина поверхні кристалічного фундаменту збільшується від 2 км на околиці північно-західної частини ДДЗ до 22 км в Донбасі.

### 3.1.2. Вихідні дані

При створенні 3D гравітаційної моделі земної кори ДДЗ і Донбасу були використані:

1) сейсмічні розрізи уздовж профілів ГСЗ, що перетинають ДДЗ, перехідну зону і Донбас (Київ–Гоміль, Яготин–Батурин, Решетилівка–Синівка, Путивль–Кривий Ріг, Піратин–Талалаївка, Шевченкове–Близнюки, Синельникове–Чугуїв, Ногайськ–Сватове, Новоазовськ–Титівка, Полтава–Свердловськ, DOBRE 1999 [Ильченко 1992; Ильченко и Степаненко 1998; Чекунов 1988а б, 1993; Grad et al. 2003; Maystrenko et al. 2003; Стовба и др. 2006] (див. Розділ 1);

2) двовимірні густинні моделі осадової товщі уздовж профілів: Зачепилівка–Більськ, Михайлівка–Прокопенко, Магдаленовка–Валки, Юр'ївка–Малинівка, Іванівка–Гончарівка [Голиздра и Попович 1998];

3) сейсмічні дані ЗГТ [Maystrenko, 2003] (див. Розділ 1);

4) розрізи поширення солі в осадах ДДЗ [Арсирий и др. 1984];

5) геологічні дані [Арсирий и др. 1984, Глушко 1988; Галецкий 1992];

6) гравітаційне поле в редукції Буге (масштаб 1: 1 000 000 і 1: 500 000);

7) дані про густину за літературними джерелами і виробничими звітами [Куприенко и др. 2010] (див. Розділ 1);

8) геофізична основа тектонічної карти України масштабу 1: 1 000 000 [Єнтін 2005];

9) схема глибин залягання розділу Мохо масштабу 1: 1 000000 [Чекунов 1992] (див. Розділ 1);

10) структурно-тектонічна карта докембрійського фундаменту ДДЗ [Галецкий 1992].

*Гравітаційне поле* в редукції Буге північного борту ДДЗ змінюється від +50 мГал до -40 мГал (рис. 3.2). Центральна його частина знаходиться в полі негативного знака інтенсивністю - (15–30) мГал, яка зменшується в північному напрямку. Чернігівський максимум значно впливає на північно-західну частину борту, де гравітаційне поле досягає значення 50 мГал, знижуючись в південно-східному напрямку до нульових значень.

Південний борт ДДЗ вирізняється позитивним полем, причому максимальні позитивні значення (+40–55 мГал) притаманні ділянкам, що прилягають до Чернігівського максимуму і перехідної зони від ДДЗ до Донбасу.

Чернігівський сегмент характеризується великою позитивною аномалією на північному заході, інтенсивність якої досягає +90 мГал. На південний схід інтенсивність поля слабшає. У Лохвицькому сегменті негативне поле притаманне

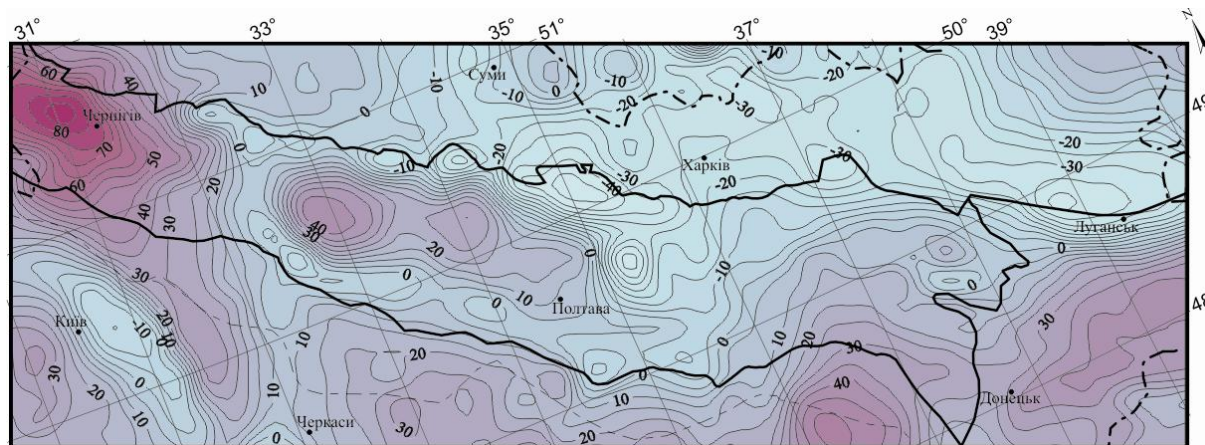


Рис. 3.2. Схема гравітаційного поля в редукції Буге, мГал. Умовні позначення див. на рис. 3.1.

прибортовим зонам западини. В південній прибортовій зоні знаходяться дві замкнуті аномалії інтенсивністю від 0 до  $-5$  мГал і від 0 до  $-10$  мГал, орієнтовані вздовж розлому, який обмежує западину. Північна прибортова зона представлена ланцюжком ізометричних аномалій, інтенсивністю до  $-(10-20)$  мГал. Центральна зона в межах сегмента знаходиться в позитивному полі, інтенсивність якого зростає в північно-західному напрямку від  $+10$  до  $+40$  мГал. У північно-західній частині північної прибортової зони Ізюмського сегмента спостерігається інтенсивна негативна аномалія (до  $-50$  мГал). Інша частина зони знаходиться в слабонегативному полі. Південна прибортова зона знаходиться в полі інтенсивністю від  $-10$  до  $+10$  мГал. Поле центральної зони сегмента розділене на три частини: північно-західну і південно-східну (позитивне поле інтенсивністю до  $+20$  мГал) і центральну (негативне поле, інтенсивністю від  $-15$  до  $-30$  мГал).

Донбас характеризується позитивним полем з максимальною інтенсивністю в центральній частині до  $+40$  мГал. Північна частина Донбасу характеризується негативним полем, інтенсивність якого змінюється від  $-40$  мГал до слабопозитивних значень ( $0 \pm 10$  мГал).

*Розділ Мохо* (див. рис. 3.1) залягає на глибині 30–35 км під центральною частиною западини, занурюючись до бортових зон до 40–45 км. У Чернігівському сегменті він розташований на глибині 40 км. В Ізюмському

сегменті розділ Мохо занурюється в бік Донбасу від 35 до 47 км, а на південному сході до 50 км. Донбас характеризується глибинами 45–50 км.

### 3.1.3. Технологія побудови 3D гравітаційної моделі

Технологію побудови 3D гравітаційних моделей детально висвітлено в Розділі 2. Дані по осадовому шару вводилися в комп'ютер за допомогою комплексу *Geophys0* [Старостенко и др. 2004] (див. Розділ 2), для введення інформації про кристалічну частину кори використана програма *Spacetar* [Старостенко и др. 2011] (див. Розділ 2).

Вихідна інформація вводилася у вигляді карт рельєфу покрівлі і підшови кожного шару. Густина задавалася або середнім значенням, або у вигляді карт в ізолініях або тілах. Додаткові границі вводилися теж у вигляді карт, що значно спростило процедуру створення моделі.

Оскільки програма розв'язання прямої задачі гравіметрії для тривимірних неоднорідних шарів в комплексі *GMT-Auto* не враховує нахил границь між неоднорідностями, при одночасних розрахунках осадового шару і кристалічного фундаменту можливий недооблік або подвійний облік контактуючих мас. Для виключення таких похибок розрахунковий шар з боку нахиленого контакту (в даному випадку між консолідованою корою та осадовим чохлам) обмежується вертикальною площиною. При цьому частина консолідованої кори на підшві шару враховується як осадовий чохол. Щоб уникнути спотвореного ефекту у всіх наступних розрахункових шарах покрівля продовжується в осадовий шар на величину, рівну відстані від вертикальної площини, яка обмежує розрахунковий шар, до похилого контакту. Таким чином, у верхньому шарі консолідованої кори мас враховується менше, а в нижньому – на таку ж величину більше. Це дозволить компенсувати втрати (або подвійний облік) мас і одержати не спотворений гравітаційний ефект в місці контакту. Така процедура побудови моделі трудомістка, але необхідна. У приповерхневій частини моделі треба збільшувати кількість розрахункових шарів для того, щоб маси, які



компенсуються, були мінімальними за потужністю. З глибиною контраст густини контактуючих об'єктів зменшується, що в більшості випадків дає можливість збільшувати потужність розрахункових шарів, тобто зменшувати їх кількість [Куприенко и др. 2010] (див. Розділ 1) (рис. 3.3).

Структура моделі. 3D гравітаційна модель ДДЗ і Донбасу включає осадову товщу, шари консолідованої земної кори, а також шар верхньої мантії.



Рис. 3.3. Структура 3D гравітаційної моделі.

Потужність осадової товщі поступово збільшується до центральної частини ДДЗ. У зонах крайових розломів Дніпровського грабена вона досягає 3–4 км. В межах грабена осадовий комплекс різко потовщується до 6–12 км, причому на крайових розломах це відбувається стрибкоподібно, майже виключно за рахунок нижньої частини осадової товщі – відкладів девону–нижнього візе. Збільшення потужності осадової товщі в південно-східному напрямку супроводжується розширенням грабена від 75–90 км в поперечнику на північному заході, до 120–130 км на південному сході [Чекунов 1972] (див. Розділ 1).

У моделі осадова товща представлена п'ятьма шарами (рис. 3.3, 3.4):

- 1) від поверхні до підшови дронівської свити нижнього відділу тріасової системи (включає осадки від четвертинних до тріасових);

- 2) відклади башкирського ярусу середнього відділу кам'яновугільної системи (покрівля шару – подошва дронівської свити, подошва шару – подошва башкирського ярусу);
- 3) відклади нижнього карбону (покрівля шару – подошва башкирського ярусу, подошва шару – подошва нижнього карбону);
- 4) сіль в пермських і девонських відкладеннях (виділена в окремий шар);
- 5) відклади девону (покрівля шару – подошва нижнього карбону, подошва – поверхня фундаменту).

В попередніх дослідженнях [Козленко 1989; Бурьянов и др. 1999; Егорова 2000; Егорова и Козленко 2003] (див. Розділ 1) осадова товща була розділена на гравітаційно-активні шари, межами яких є відкладення сеноманського ярусу верхньої крейди, подошва дронівської свити нижнього тріасу і подошва башкирського ярусу середнього карбону. Оскільки відклади від четвертинних до сеноманського ярусу верхньої крейди присутні епізодично і мають незначну потужність (до 0,8 км), гравітаційний ефект від цього шару малий. Тому в даній роботі перший осадовий шар включає четвертинні відклади і дронівську свиту нижнього тріасу з коригуванням густини в сторону зменшення в області поширення відкладів сеноманського ярусу.

Потужність *першого шару* осадового чохла (дронівська свита) коливається в межах 0,6–3,0 км [Арсирий и др. 1984]. Максимальне занурення (до 3 км) фіксується в центральній частині западини. Поверхня подошви характеризується великою кількістю замкнених, невеликих за розмірами, об'єктів різної глибини занурення.

Подошва *другого шару* (башкирський ярус) на північному заході залягає на глибині 1,4–2,0 км, занурюючись в південно-східному напрямку до 6,0–7,0 км на кордоні з Донбасом. Варто було б сказати «на кордоні з перехідною зоною від ДДЗ до Донбасу», проте наявні матеріали щодо її розмірів і конфігурації дуже суперечливі [Бурьянов и др. 1999; Гордиенко 2006; Козленко и Козленко 2007] (див. Розділ 1). У центральній частині ДДЗ глибина залягання відкладів башкирського ярусу подекуди сягає відміток 7,0–8,0 км.

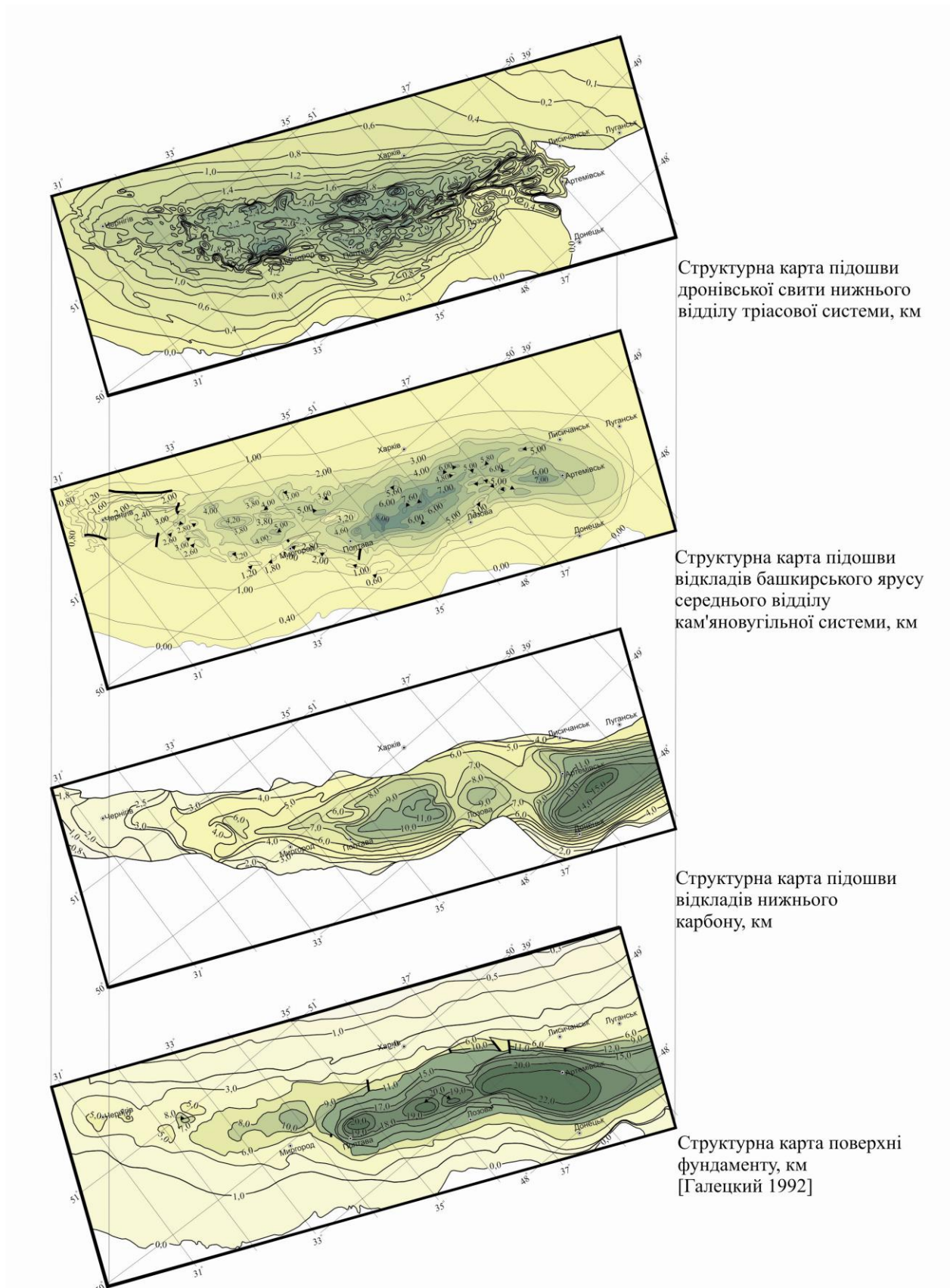


Рис. 3.4. Структурні карти, які використані при побудові 3D гравітаційної моделі.

Третій шар осадової товщі представлений відкладами нижнього карбону, схема глибини залягання підосви якого побудована за наявними геолого-геофізичними даними [Куприенко и др. 2010] (див. Розділ 1). Глибина залягання відкладень збільшується від 1 км на північному заході до 11 км на південному сході западини. У північній прибортовій зоні підосва шару залягає на глибинах від 2,5 до 4,0 км, а в південній від 0,8 до 9,0 км. У Донбасі максимальне занурення підосви третього шару фіксується на 15 км в районі Головної антикліналі з підйомом до 5,0–6,0 км на півночі і до 3,0 км на півдні на периферії.

Відклади солі виділено в окремий *четвертий шар* (рис. 3.5), схема поширення якого побудована за геологічними і структурними розрізами [Арсирий и др. 1984], даними ЗГТ [Стовба 2008] (див. Розділ 1) і наявної

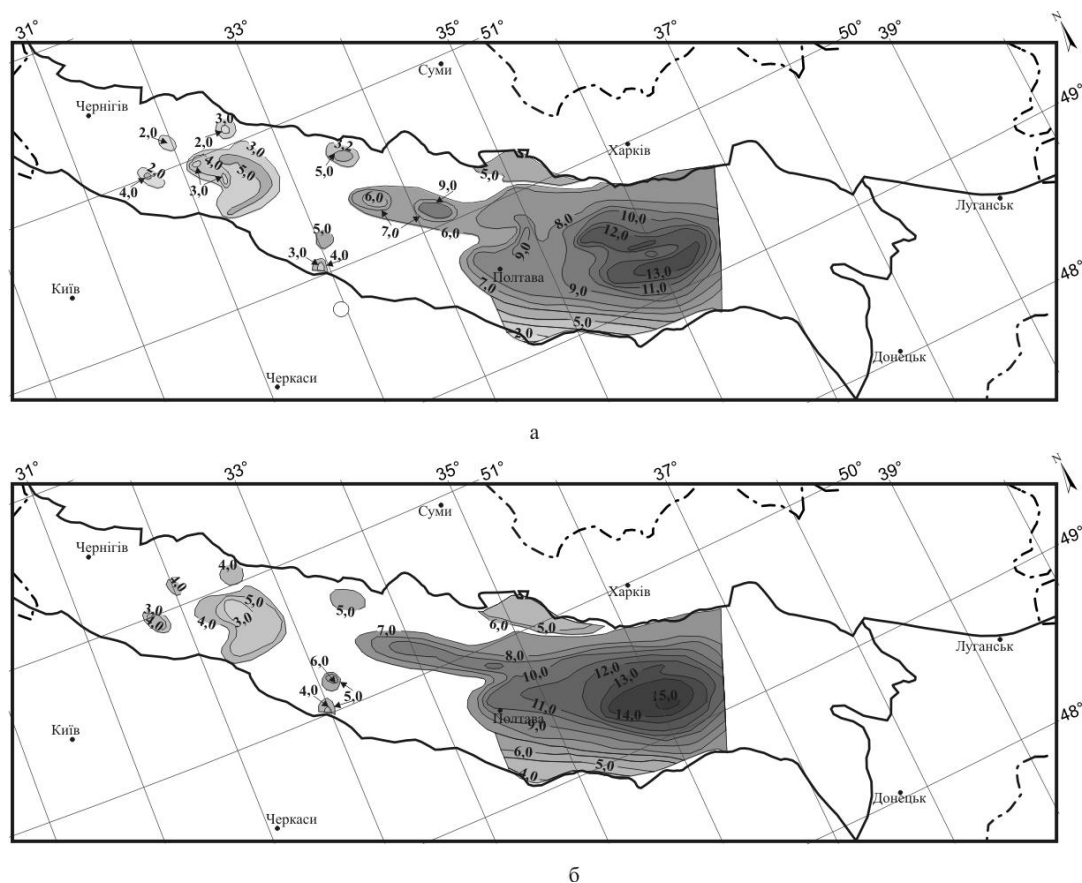


Рис. 3.5. Структурна карта покрівлі (а) та підосви (б) відкладів солі, км. Умовні позначення див. на рис. 3.1.

геолого-геофізичної інформації [Куприенко и др. 2010] (див. Розділ 1). Глибина залягання покрівлі відкладів солі коливається в інтервалі 2,0–13,0 км, а підосви в інтервалі 3,0–15,0 км.

Покрівля відкладів девону (*п'ятий шар*) з глибини 1 км на північному заході занурюється під нижній карбон до 3,0–11,0 км в ДДЗ і до 2,0–15,0 км в Донбасі. Підосва поширення осадків девону збігається з покрівлею фундаменту і розташовується на глибині 3,0–5,0 км в північно-західній частині ДДЗ, занурюючись в південно-східному напрямку. У центральній частині западини глибина залягання підосви відкладів девону близько 10,0 км. На південний схід вона збільшується і досягає глибини 20,0 км в чотирьох замкнених областях. Максимальне занурення осадків девону фіксується на глибині 22,0 км в Донбасі [Галецкий 1992].

Консолідована кора представлена сімома шарами (див. рис. 3.3): 0,4–1,0 км; 1,0–5,0 км; 5,0–10,0 км; 10,0–20,0 км; 20,0–22,0 км; 22,0–30,0 км; 30 км – розділ Мохо. Перші чотири шари враховані у вигляді розрахункових тіл, а п'ятий, шостий і сьомий – у вигляді ізоліній густини. Критерії виділення третього, четвертого, п'ятого та шостого шарів детально викладено в Розділі 2. Перший і другий шари виділено відповідно до структури моделі і специфіки програми розв'язання прямої задачі гравіметрії для тривимірних неоднорідних шарів в комплексі *GMT-Auto*.

Шар верхньої мантиї задавався в моделі до глибини 90 км.

Розрахунки проводилися в масштабі 1:500 000. Отримані дані дозволили охарактеризувати розподіл густини як по глибині, так і по площі для всієї ДДЗ і української частини Донбасу, а також встановити особливості глибинної будови окремих структур.

Густина параметризація моделі. Контури розрахункових тіл приповерхневих об'єктів визначалися відповідно до морфології геологічних неоднорідностей [Щербак и Володин 1984; Галецкий 1992]. При густинній параметризації використовувалася петрофізична характеристика порід [Куприенко и др. 2010] (див. Розділ 1).

Для глибинної частини параметризація проводилася з використанням швидкісних моделей уздовж профілів ГСЗ. Значення густини ( $\rho$ ) в шарах моделі визначалися за швидкостями поширення поздовжніх хвиль ( $V_p$ ) з використанням кореляційної залежності  $\rho = 0,7269 + 0,3209V_p$  [Красовский 1981] (див. Розділ 2). Уточнення значень густини всередині розрахункових шарів виконувалася відповідно до можливих її змін для заданих значень швидкості.

Додатково були використані відомості про густину, отримані в результаті двомірного гравітаційного моделювання [Старостенко и др. 2008], а також за літературними джерелами і виробничими звітами.

Завершальним етапом створення 3D гравітаційної моделі стало насамперед виділення гравітаційного ефекту консолідованої кори, який в подальшому був використаний для побудови схеми розломної тектоніки ДДЗ [Старостенко и др. 2015б] (див. Розділ 1).

Гравітаційний ефект консолідованої кори відображає неоднорідності розподілу густини в ній, які недоступні для виявлення при аналізі спостереженого поля. Він був отриманий відніманням сумарного гравітаційного ефекту осадових відкладів і мантиї з гравітаційного поля.

Як було згадано вище, на першому етапі моделювання за основу поперечного поділу Дніпровського грабена для осадової товщі була прийнята схема, складена Г.Н. Доленко і С.А. Варичевим [Гавриш 1989]. Відповідно до цієї схеми за простяганням в Дніпровській частині ДДЗ, було виділено чотири мегаблоки – Чернігівський, Лохвицький, Полтавський і Ізюмський, розділені глибинними розломами (див. рис. 3.1). В результаті моделювання було з'ясовано, що отриманий розподіл густини на різних зрізах в осадовій товщі не завжди відповідає цій схемі. У сумарному гравітаційному ефекті осадової товщі чітко видно, що напрямок контактів між мегаблоками переважно північно-східний, а не субмеридіональний (рис. 3.6). На підставі цього прийнято новий розподіл, в якому для уникнення плутанини «мегаблоки» замінені «сегментами» (Чернігівський, Лохвицький, Ізюмський і Донбаський) зі змінами меж між ними.



Інтенсивність гравітаційного ефекту осадової товщі збільшується з північного заходу на південний схід від  $-80$  мГал в Чернігівському сегменті до  $-500$  мГал в Центральній частині Донбасу. Чернігівський і Лохвицький сегменти характеризуються загальним збільшенням ефекту в південно-східному напрямку. У центральній частині Ізюмського і Донбаського сегментів спостерігаються замкнені, витягнуті уздовж осі западини аномалії інтенсивністю від  $-480$  до  $-510$  мГал. Прибортові зони характеризуються інтенсивними градієнтами.

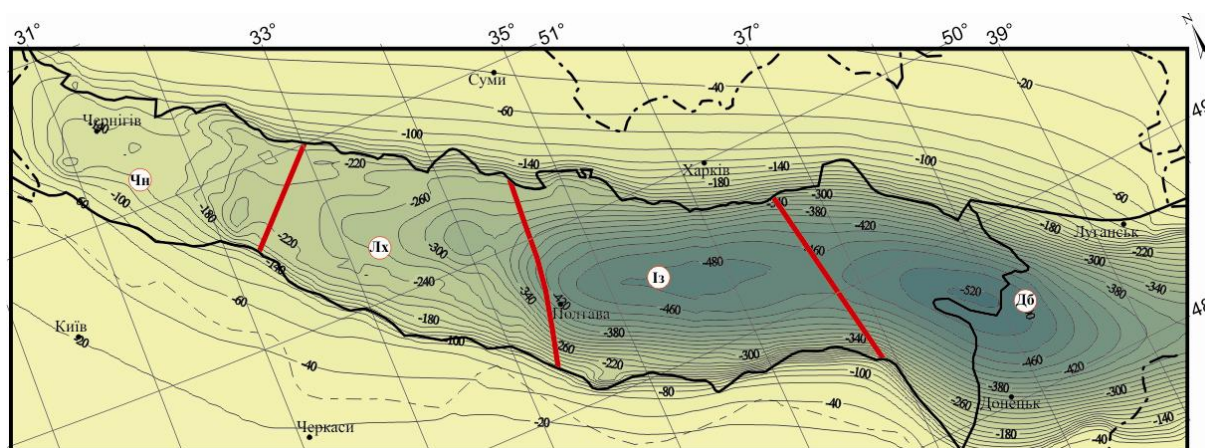


Рис. 3.6. Гравітаційний ефект осадової товщі ДДЗ, мГал. Червоні лінії – границі між сегментами: Чн – Чернігівський, Лх – Лохвицький, З – Ізюмський, Дб – Донбаський. Інші умовні позначення див. на рис. 3.1.

Гравітаційний ефект від верхньої мантії для ДДЗ і Донбасу (рис. 3.7) був розрахований від мас, покрівлю яких є поверхня Мохо, а глибина залягання

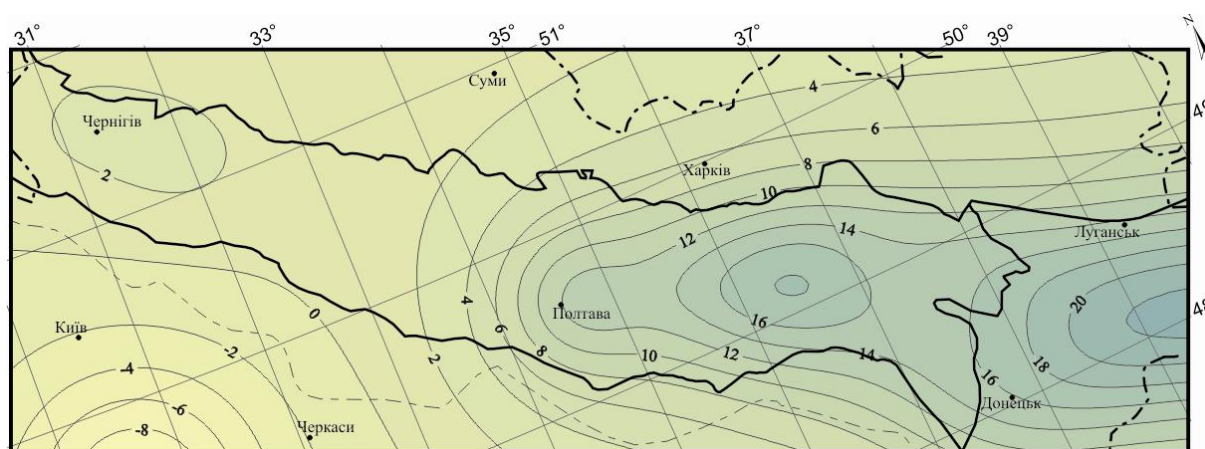


Рис. 3.7. Гравітаційний ефект неоднорідностей верхньої мантії, мГал. Умовні позначення див. на рис. 3.1.

підшови прийнята 90 км при надмірній густині  $0,02 \text{ г/см}^3$  відносно густини оточуючих структур в мантії. Максимальний гравітаційний ефект мантії фіксується в Донбасі і становить 22 мГал [Куприенко и др. 2010] (див. Розділ 1).

Інтенсивність гравітаційного ефекту консолідованої кори, який отримано відніманням із спостереженого гравітаційного поля (див. рис. 3.2) гравітаційних ефектів осадової товщі (див. рис. 3.6) і неоднорідностей верхньої мантії (рис. 3.7), збільшується за напрямком простягання грабена з північного заходу на південний схід від  $-(150-220)$  до  $-500$  мГал (рис. 3.8). У ньому чітко проявляється районування консолідованої кори, яке відповідає районуванню осадової товщі. Чернігівському сегменту притаманні значення від  $-110$  до  $-260$  мГал. По осі сегмента розташовано дві аномальні області, в яких ефект досягає  $-210$  і  $-260$  мГал відповідно. Для Лохвицького сегмента характерно асиметричне розміщення областей з максимальними значеннями ефекту (до  $-380$  мГал), які

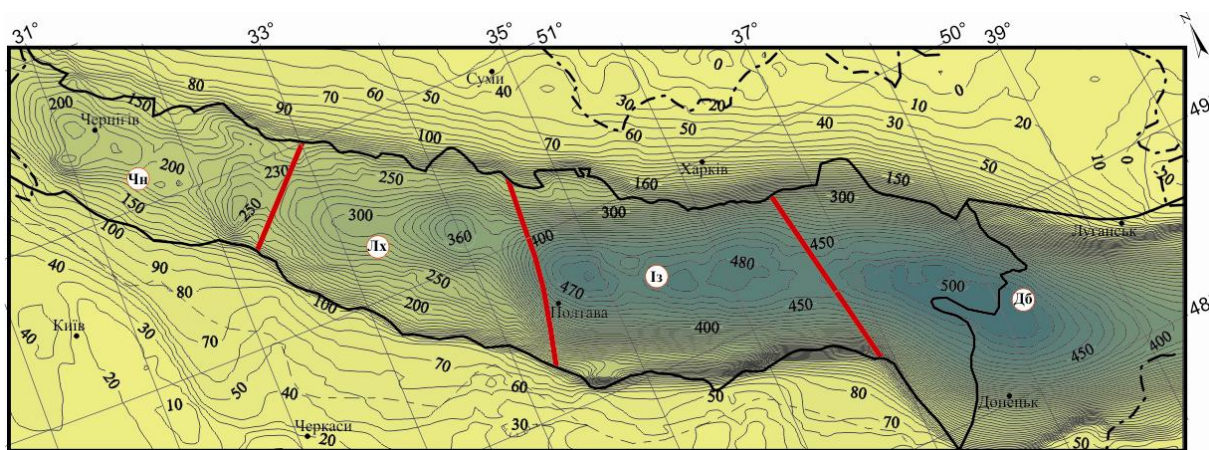


Рис. 3.8. Гравітаційний ефект консолідованої земної кори, мГал. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

зміщені до північного борту грабена. Ізюмський сегмент представлений трьома аномальними областями гравітаційного ефекту консолідованої кори в центральній частині грабена. Максимальні значення в центрі кожної з них досягають  $-480$  мГал. Донбаський сегмент характеризується найбільшими значеннями ефекту (більше  $-500$  мГал).

Прибортові зони грабена відмічаються градієнтом гравітаційного ефекту консолідованої кори, область якого простягається від Чернігівського сегмента до



Донбаського. У Лохвицькому та Ізюмському сегментах зони градієнтів неоднорідні. Зменшення їх інтенсивності спостерігається в центральних частинах прибортових зон. Загалом збільшення гравітаційного ефекту консолідованої кори до Донбасу свідчить про збільшення її основності уздовж грабена.

Завершальний етап гравітаційного моделювання, відповідно до завдань досліджень, включає також: 1) побудову схеми поширення коромантіїної суміші, що відображає ступінь перетворення порід на границі кора – мантія і вплив мантіїних флюїдів; 2) оконтурення зон розуцільнення на різних поверхах консолідованої кори, які є одним з головних ознак нафтогазоносності в кристалічному фундаменті; 3) побудову схем потужності «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів та прогнозного складу земної кори.

### 3.1.4. 3D гравітаційна модель

Осадова товща. Шар від поверхні до підшови дронівської свити представлений блоками з постійною середньою густиною в кожному з них (рис. 3.9). В центральній зоні розрахункові тіла великі, густина порід в них зростає в південно-східному напрямку від  $2,20 \text{ г/см}^3$  в Чернігівському до  $2,40 \text{ г/см}^3$  в Донбаському і східній частині Ізюмського сегменту.

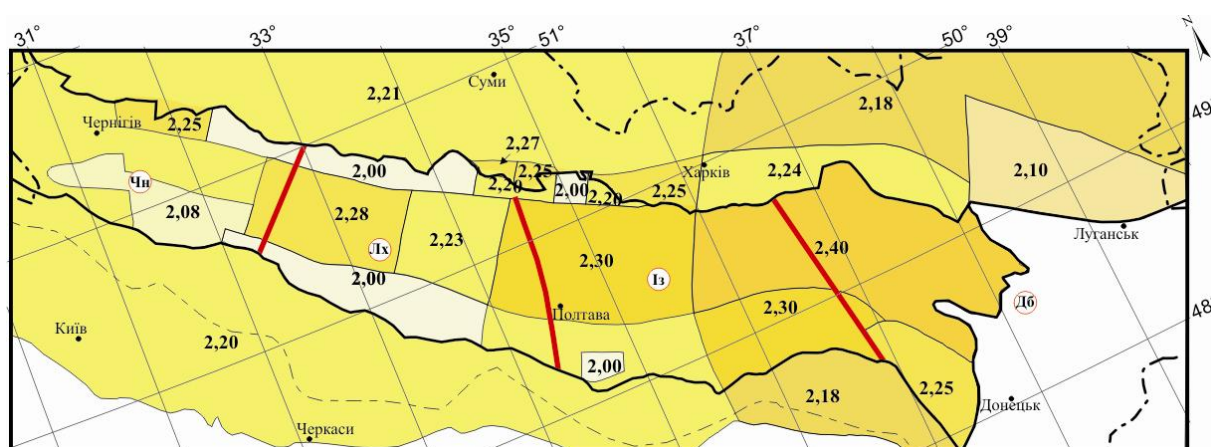


Рис. 3.9. Схема розподілу густини в шарі від поверхні до підшови дронівської свити нижнього відділу тріасової системи,  $\text{г/см}^3$ . Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

У Лохвицькому переважають значення густини 2,23 і 2,28 г/см<sup>3</sup>, а в західній частині Ізюмського сегмента – 2,30 г/см<sup>3</sup>.

Розподіл густини у північній прибортовій зоні мозаїчний. У Чернігівському сегменті розвинуті породи з густиною 2,25 г/см<sup>3</sup> на північному заході і 2,00 г/см<sup>3</sup> на південному сході. У Лохвицькому сегменті переважає густина 2,00 г/см<sup>3</sup>. Північна прибортова зона Ізюмського сегмента роздіблена на невеликі за розміром блоки з густиною від 2,00 до 2,28 г/см<sup>3</sup>. У південній прибортовій зоні в Чернігівському сегменті густина дорівнює 2,08 г/см<sup>3</sup>, в Лохвицькому та західній частині Ізюмського – 2,00 г/см<sup>3</sup>, в східній частині Ізюмського сегмента – 2,30 г/см<sup>3</sup>.

Борти западини представлені неоднорідностями з диференційованою густиною від 2,18 до 2,21 г/см<sup>3</sup>. Південний борт характеризується зменшенням густини порід від 2,20 г/см<sup>3</sup> в північно-західній і центральній частині до 2,18 г/см<sup>3</sup> в південно-східній. Такий же характер зміни густини спостерігається і на північному борту западини (від 2,21 г/см<sup>3</sup> до 2,18 г/см<sup>3</sup>). На північ від Донбасу фіксується тіло зі зниженою густиною до 2,10 г/см<sup>3</sup>.

На підшві *дронівської свити* (рис. 3.10) в западині густина змінюється від 2,18 до 2,50 г/см<sup>3</sup>. У центральній частині її значення коливаються від 2,30 до 2,50 г/см<sup>3</sup>. У Чернігівському сегменті області з підвищеною густиною (2,45 г/см<sup>3</sup>) розділені субмеридіональною смугою, в якій значення зменшуються до 2,20 г/см<sup>3</sup>. Для Лохвицького сегмента характерна густина 2,30–2,45 г/см<sup>3</sup>. В Ізюмському сегменті на тлі значень 2,40–2,45 г/см<sup>3</sup> виділяються тіла з підвищеною густиною (2,47–2,50 г/см<sup>3</sup>). У Донбасі в районі Головної антикліналі спостерігається замкнена область, яка характеризується аномальною густиною порід (2,55 г/см<sup>3</sup>). Величина густини зменшується в північному і південному напрямках до 2,20 і 2,30 г/см<sup>3</sup> відповідно.

Північна прибортова зона характеризується густиною 2,30–2,35 г/см<sup>3</sup>, південна – 2,20–2,30 г/см<sup>3</sup>. Зони ускладнені тілами зниженої густини (2,20 г/см<sup>3</sup>), витягнутими вздовж крайового розлому западини.

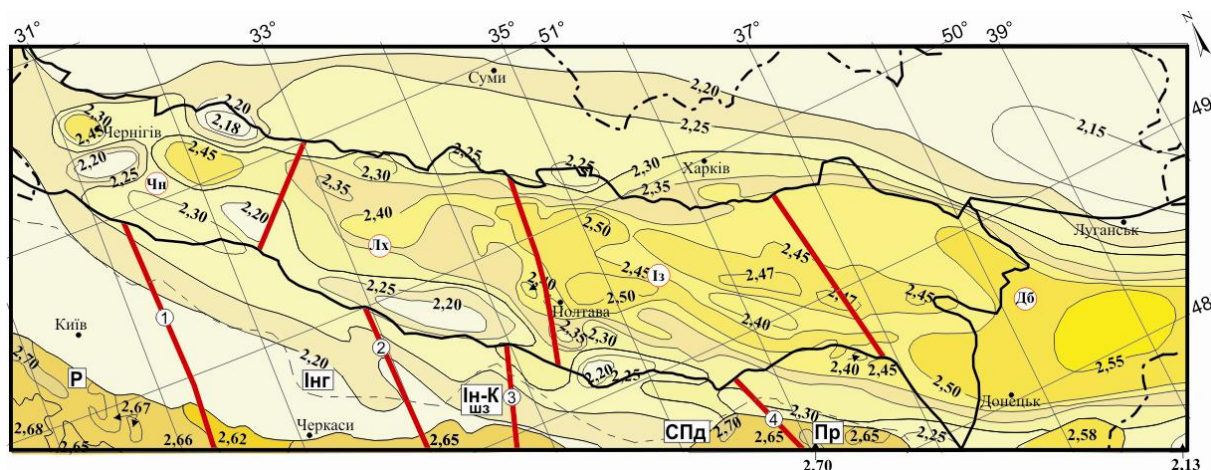


Рис. 3.10. Схема розповсюдження густини на підшві дронівської свити, г/см<sup>3</sup>. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

Аномальним є Ізюмський сегмент, в центральній частині якого густина підвищена до 2,50 г/см<sup>3</sup>. У його південній та північній прибортових зонах значення коливаються від 2,30 до 2,35 г/см<sup>3</sup> [Куприенко и др. 2010] (див. Розділ 1).

Густина на підшві *башкирського ярусу* (рис. 3.11) значно вище, ніж на підшві дронівської свити. Її діапазон від 2,30 до 2,70 г/см<sup>3</sup>. Центральна частина ДДЗ загалом ущільнена. Густина в північно-західній її частині 2,50–2,60 г/см<sup>3</sup>, а в південно-східній 2,65–2,70 г/см<sup>3</sup>. Повсюдно присутні замкнені неоднорідності з максимальною густиною 2,60; 2,65; 2,68 і 2,70 г/см<sup>3</sup>. У Чернігівському та Лохвицькому сегментах густина коливається в межах 2,45–2,65 г/см<sup>3</sup>. Осадки Ізюмського сегмента в цьому шарі мають густину 2,45–2,70 г/см<sup>3</sup>. У північній прибортовій зоні чітко простежуються витягнуті замкнені неоднорідності з густиною 2,30 - 2,35 г/см<sup>3</sup>.

Густина відкладів *нижнього карбону* (рис. 3.12) варіює в широких межах: від 2,45 до 2,74 г/см<sup>3</sup>. Максимальні значення (2,74 г/см<sup>3</sup>) характерні для Чернігівського і Ізюмського сегментів, а також для району центральної і південної частин Донбасу. У Лохвицькому сегменті виділено розущільнення порід до 2,60 г/см<sup>3</sup> в центральній його частині. Особливістю цього шару є чітко

виражене аномальне розуцільнення порід в прибортових зонах, причому в деяких тілах густина зменшується до  $0,72\text{--}1,00\text{ г/см}^3$ .

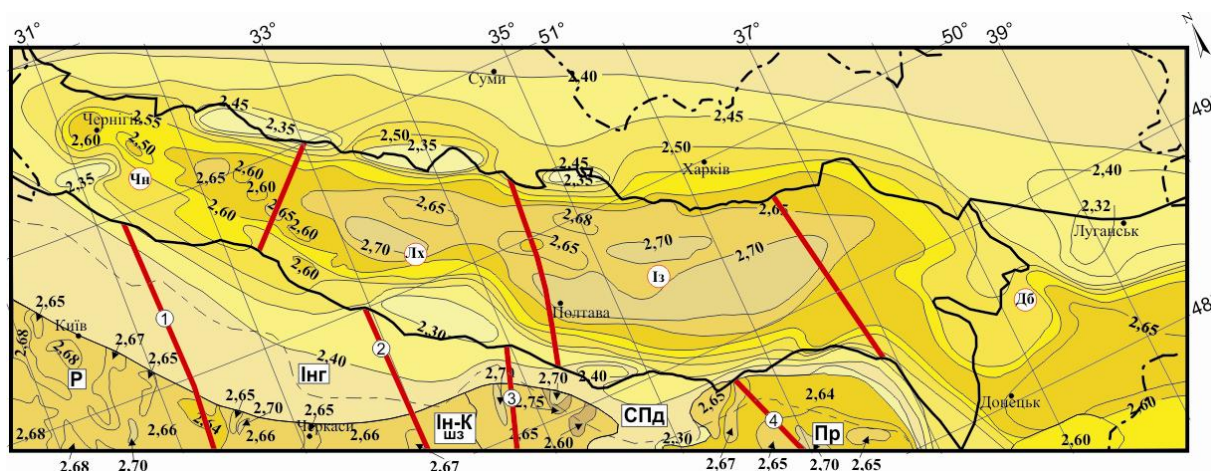


Рис. 3.11. Схема розповсюдження густини на підшві башкирського ярусу,  $\text{г/см}^3$ . Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

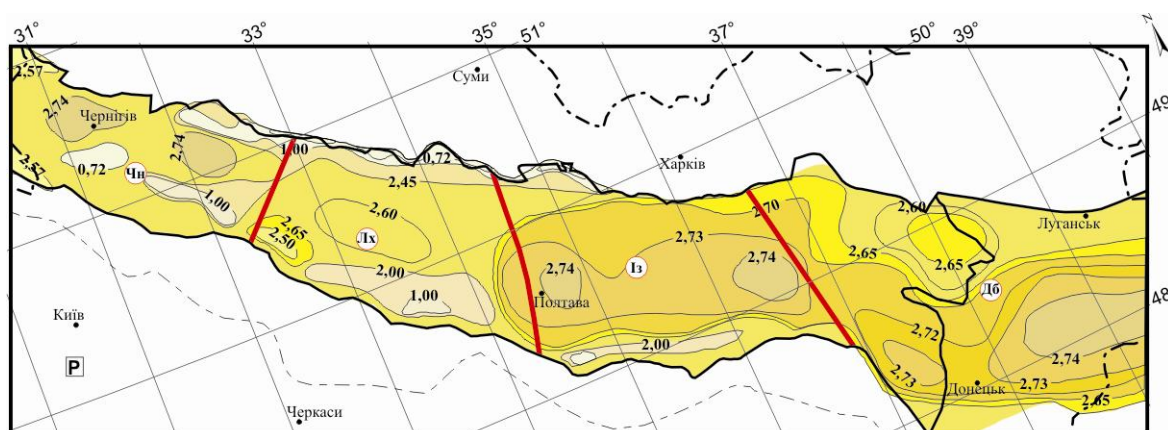


Рис. 3.12. Схема розповсюдження густини в шарі відкладів нижнього карбону,  $\text{г/см}^3$ . Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

Густина відкладів *девону* (рис. 3.13) характеризується зміною від  $2,60$  до  $2,78\text{ г/см}^3$ . Максимальні її значення спостерігаються в Чернігівському сегменті. В центральній частині Лохвицького сегмента густина знижена до  $2,74\text{ г/см}^3$ . Ізюмський сегмент і Донбас в центральній зоні представлені породами з густиною  $2,76\text{ г/см}^3$ , тобто досить високою для осадового чохла. Раніше в роботах [Старостенко и др. 1986; Бурьянов и др. 1999; Егорова и Козленко 2003; Козленко и Козленко 2007] (див. Розділ 1) були отримані близькі значення



густини, які автори пов'язують з осьовим ущільненням. У припортових зонах густина порід знижується від 2,74 до 2,72 г/см<sup>3</sup> в сторону розломів, що обмежують грабен. Винятком є Лохвицький сегмент, густина в якому нижче – від 2,72 до 2,60 г/см<sup>3</sup>.

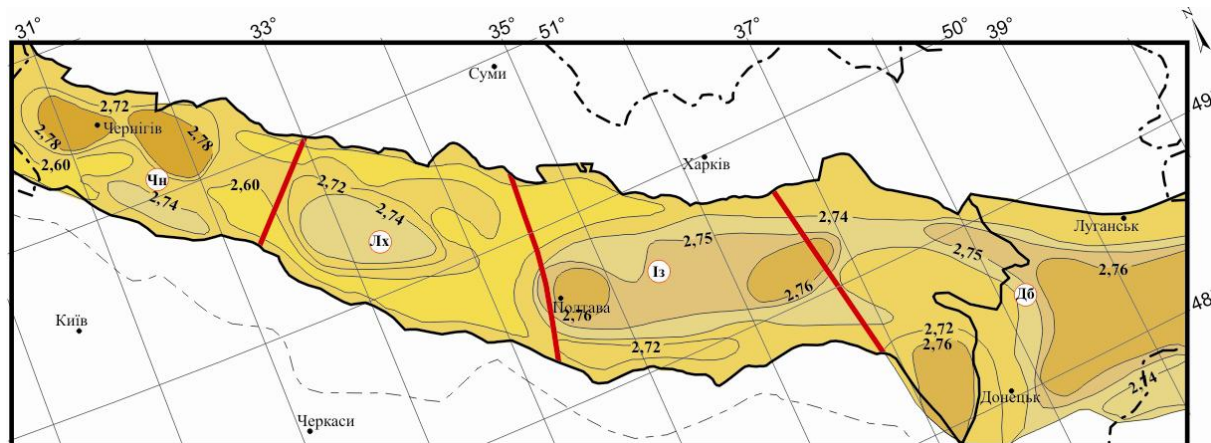


Рис. 3.13. Схема розповсюдження густини в шарі відкладів девону, г/см<sup>3</sup>. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

Соленосні відклади девонського і нижньопермського віку виділено в самостійний шар (див. рис. 3.5) внаслідок специфіки співвідношення їх густини і густини вміщуючих порід. Нижня межа густини соленосної товщі постійна і відповідає густині чистої солі (2,12 г/см<sup>3</sup>). Верхня межа змінюється в залежності від кількості прошарків в солі теригенних порід, ангідритів, доломіту, вапняків. При моделюванні було прийнято середнє значення густини 2,25 г/см<sup>3</sup> з урахуванням того, що інтервал змінення 2,12–2,35 г/см<sup>3</sup>. З такою ж густиною врахована сіль і в штоках, які пронизують осадову товщу ДДЗ.

Консолідована земна кора в 3D гравітаційній моделі апроксимована сімома шарами. Кожен шар розраховувався окремо, аналізувався його вплив на сумарне поле, а потім підсумовувався ефект усіх шарів.

*Шар 0,4–1,0 км* в моделі представлений неоднорідностями, густина яких на покрівлі і підшві однакова в зв'язку з незначною потужністю (рис. 3.14). У Росинському мегаблоці УЩ густина варіює в межах 2,61–2,70 г/см<sup>3</sup>. Інгульський мегаблок характеризується меншою густиною: від 2,62 до 2,69 г/см<sup>3</sup>; в

Середньопридніпровському мегаблоці переважає густина  $2,62\text{--}2,72\text{ г/см}^3$ , а в Приазовському  $2,61\text{--}2,64\text{ г/см}^3$ .

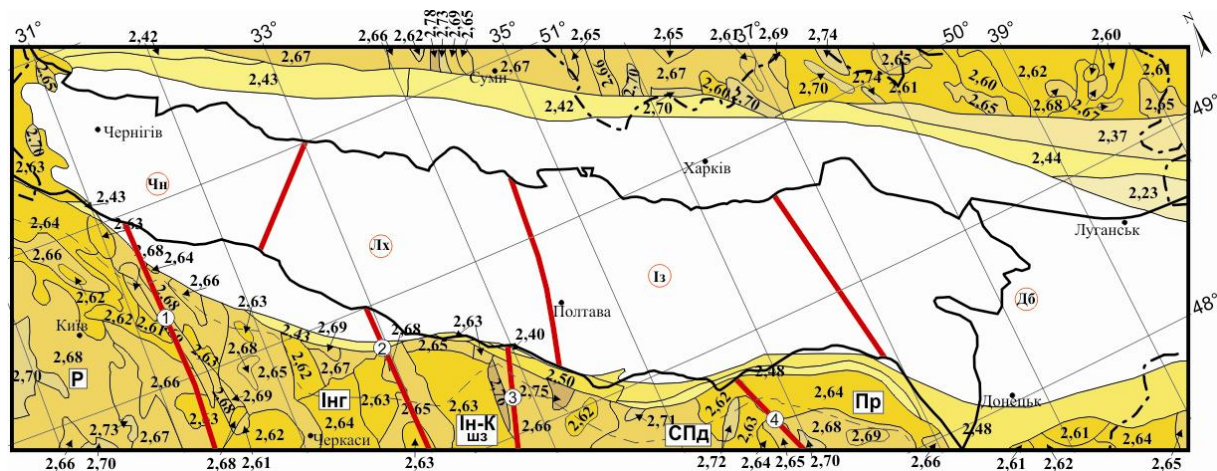


Рис. 3.14. Схема розповсюдження густини в шарі 0,4–1,0 км,  $\text{г/см}^3$ . Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

На північному заході і в центральній частині південного схилу ВКМ переважають породи з густиною  $2,67\text{ г/см}^3$ . Однак тут присутня значна кількість лінз (даєк) з підвищеною густиною в них ( $2,69\text{--}2,78\text{ г/см}^3$ ). Південно-східна частина південного схилу ВКМ характеризується густиною порід  $2,61\text{--}2,62\text{ г/см}^3$  з присутністю невеликих неоднорідностей, в яких густина диференційована ( $2,65\text{--}2,68$ ;  $2,70$ ;  $2,74\text{ г/см}^3$ ).

На покрівлі шару 1–5 км (рис. 3.15) структурний план практично дублює розташування неоднорідностей шару 0,4–1,0 км. Густина в цьому інтервалі нарастає з глибиною з індивідуальним градієнтом в кожному тілі ( $\Delta\rho = 0,02\text{--}0,07\text{ г/см}^3$ ). На підшві шару (рис. 3.16) розрахункові тіла укрупнюються, зберігаючи основний структурний план. У Чернігівському сегменті на цій глибині область розповсюдження кристалічних порід, густина яких підвищена, збільшилася.

Структурний план покрівлі шару 5–10 км відрізняється від підшви шару 1,0–5,0 км збільшенням області поширення кристалічної частини кори в западині (Чернігівський та Лохвицький сегменти) (рис. 3.17).



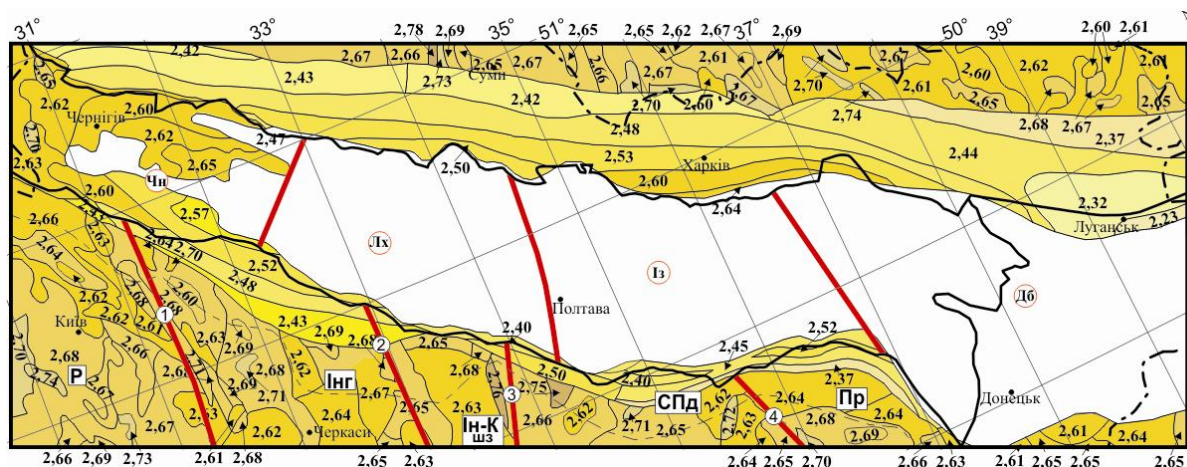


Рис. 3.15. Схема розповсюдження густини на покрівлі шару 1,0–5,0 км, г/см<sup>3</sup>.  
Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

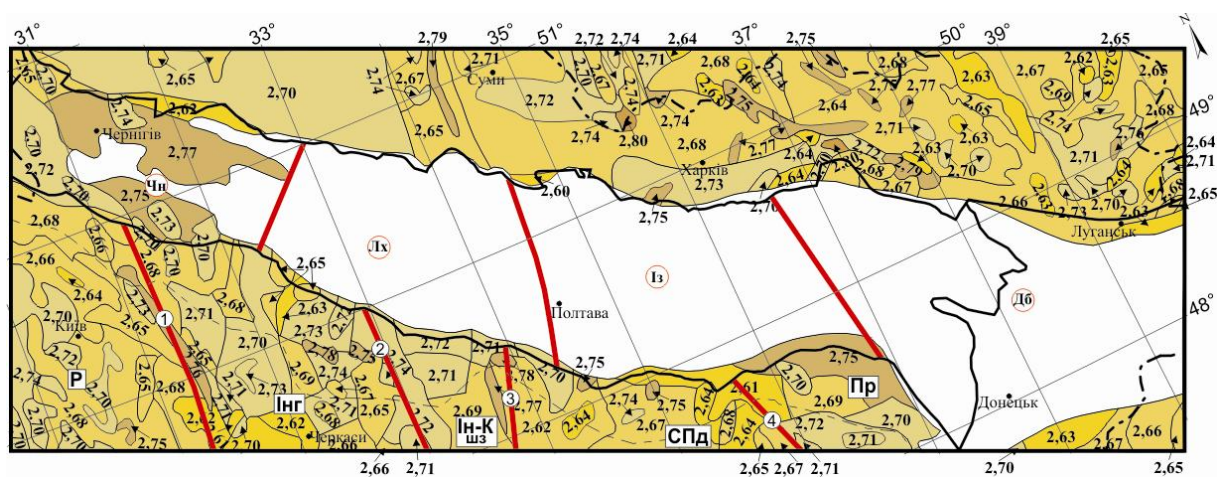


Рис. 3.16. Схема розповсюдження густини на підшві шару 1,0–5,0 км, г/см<sup>3</sup>.  
Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

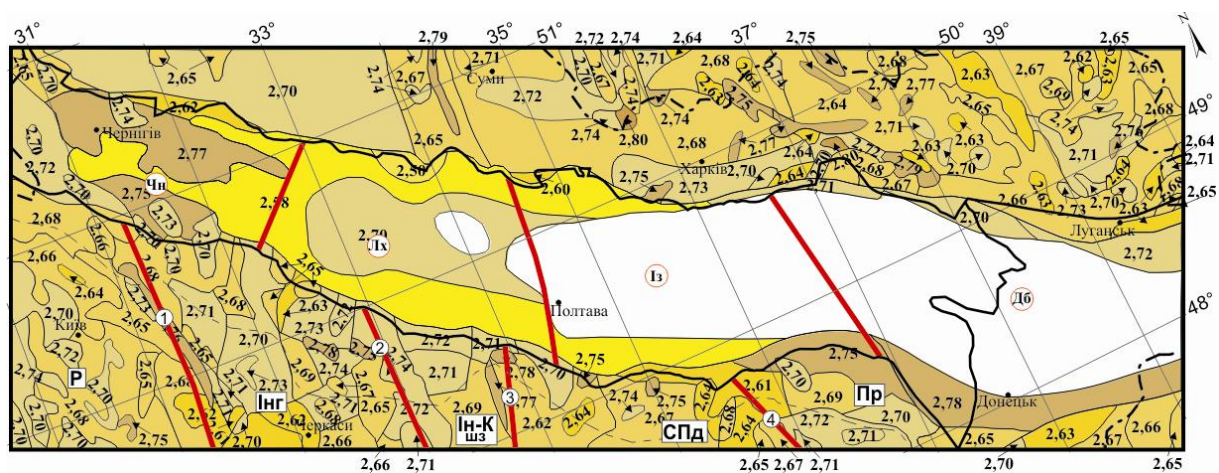


Рис. 3.17. Схема розповсюдження густини на покрівлі шару 5,0–10,0 км, г/см<sup>3</sup>.  
Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

На підшві шару 5–10 км в південно-західній і західній частинах Росинського і Середньопридніпровського мегаблоків УЩ густина порід перевищує на 0,06–0,07 г/см<sup>3</sup> густину східної і північної частин (рис. 3.18).

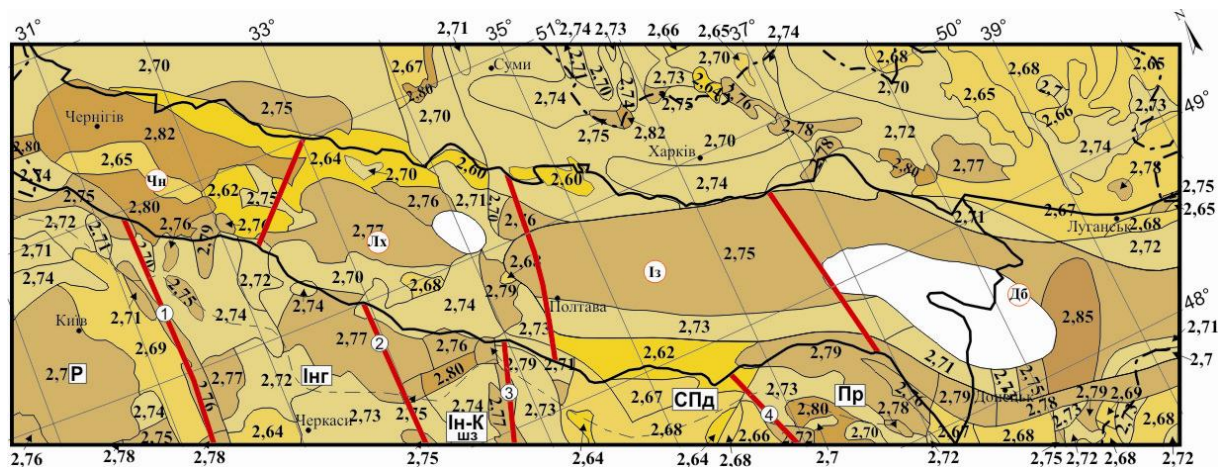


Рис. 3.18. Схема розповсюдження густини на підшві шару 5,0–10,0 км, г/см<sup>3</sup>. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

У Інгульському і Приазовському мегаблоках УЩ, навпаки, в північній частині спостерігаються підвищені значення густини (2,77 і 2,79 г/см<sup>3</sup>). Для південного схилу ВКМ характерно збереження структурного плану і незначне наростання густини з глибиною ( $\Delta\rho = 0,01\text{--}0,03$  г/см<sup>3</sup>). У Чернігівському сегменті густина змінюється в інтервалі 2,62–2,82 г/см<sup>3</sup>, в Лохвицькому 2,64–2,77 г/см<sup>3</sup>. Слід зазначити наявність під північною прибортовою зоною порід зниженої густини (2,62–2,64 г/см<sup>3</sup>), що на 0,11–0,13 г/см<sup>3</sup> нижче значень густини порід центральної і південної прибортових зон. Винятком є неоднорідність з низькою (2,62 г/см<sup>3</sup>) густиною на півдні західної частини Ізюмського сегмента. Підшва шару 5–10 км є покрівлею шару 10–20 км.

На підшві шару 10–20 км (зрізі 20 км) мозаїка розподілу неоднорідностей досить строката. Густина порід також коливається в широкому діапазоні від 2,72 до 3,05 г/см<sup>3</sup> (рис. 3.19). Південь Росинського мегаблока УЩ характеризується густиною порід 2,84 г/см<sup>3</sup>, яка знижується на північний захід до 2,81 г/см<sup>3</sup>. Як і на попередньому зрізі, породи Інгульського мегаблока УЩ представлені переважно густиною 2,80 г/см<sup>3</sup>.



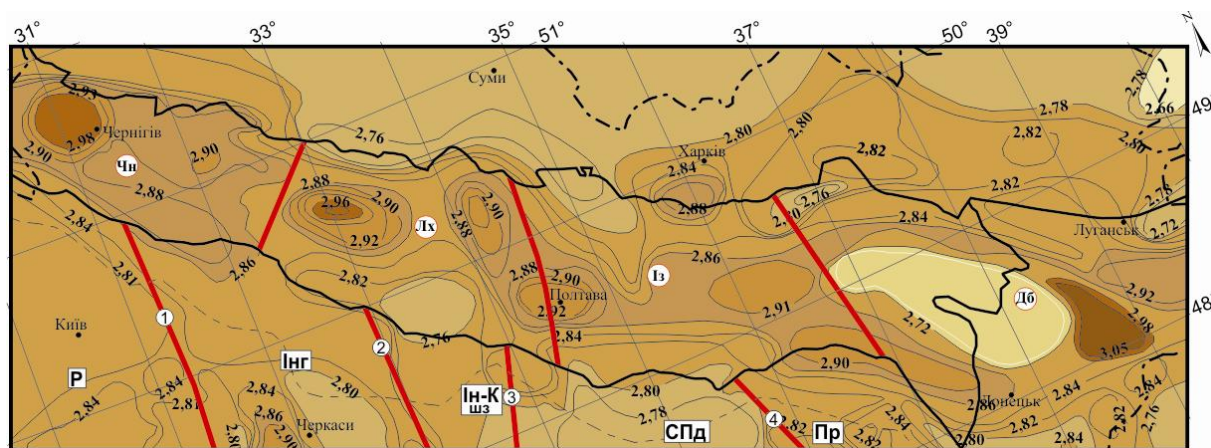


Рис. 3.19. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на 20 км. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

Тільки на півдні присутні дві поєднані неоднорідності з густиною  $2,90$  і  $2,80 \text{ г/см}^3$ , що межують з Кіровоградською зоною розломів. Аналогічно до попереднього зрізу, північ Середньопридніпровського мегаблока УЩ складена породами, густина яких знижується в південному напрямку до  $2,78 \text{ г/см}^3$ . Західноприазовський блок УЩ представлений невеликими неоднорідностями з густиною від  $2,82$  до  $2,90 \text{ г/см}^3$ , а Східноприазовський від  $2,76$  до  $2,84 \text{ г/см}^3$ .

Південний схил ВКМ представлений неоднорідностями з густиною  $2,76$ – $2,82 \text{ г/см}^3$ . На межі південного схилу ВКМ з Лохвицьким і західною частиною Ізюмського сегмента виділяється вузька неоднорідність із середньою густиною  $2,76 \text{ г/см}^3$ . Центральна частина ДДЗ характеризується ізометричними або незначно витягнутими неоднорідностями, орієнтованими вздовж її осі.

У Чернігівському сегменті на тлі густини  $2,86$ – $2,88 \text{ г/см}^3$  чітко проявляються дві ізометричні неоднорідності підвищеної густини: більш велика в північно-західній частині ( $2,98 \text{ г/см}^3$ ) і менша за розмірами на південному сході ( $2,90 \text{ г/см}^3$ ). На північному заході Лохвицького сегмента розташована ізометрична замкнена неоднорідність з густиною від  $2,88$  до  $2,98 \text{ г/см}^3$ , а на північному сході простежується замкнена неоднорідність з максимальною густиною  $2,92 \text{ г/см}^3$ , єдина в центральній зоні западини, яка орієнтована субмеридіонально. Прибортові зони сегмента представлені густиною  $2,76 \text{ г/см}^3$ , і тільки на північному заході південної прибортової зони спостерігається

ущільнення порід до  $2,82\text{--}2,84\text{ г/см}^3$ . На межі Лохвицького та Ізюмського сегментів спостерігається неоднорідність, яка також виконана породами підвищеної густини. Прибортові зони Ізюмського сегмента характеризуються відносно низькими значеннями густини  $2,80\text{--}2,86\text{ г/см}^3$ . У центральній частині на межі Ізюмського і Донбаського сегментів густина  $2,91\text{ г/см}^3$ . В Донбаському сегменті, в його центральній і південно-східній частинах, виділяється область, оконтурена ізолінією  $2,72\text{ г/см}^3$ , в якій присутні осадки. На південний схід від цієї області густина порід різко збільшуються до  $3,05\text{ г/см}^3$ .

Підосва шару  $10\text{--}20\text{ км}$  є покрівлею шару  $20\text{--}22\text{ км}$  (зріз  $22\text{ км}$ ), на підосві якого густина порід в Чернігівському і в Лохвицькому сегментах не зазнала змін (рис. 3.20). На решті території, тобто в прибортових зонах Лохвицького, прибортових і центральній зонах Ізюмського та Донбаського сегментів, значення густини змінилися в сторону збільшення. Так, в Донбасі, в районі відповідному максимальному зануренню осадків, густина порід досягає значень  $2,85\text{--}2,96\text{ г/см}^3$ , а в центральній частині присутня неоднорідність  $3,07\text{ г/см}^3$ .

На північ від центральної частини Донбасу породи більш щільні порівняно з розташованими на південь ( $\Delta\rho = 0,02\text{--}0,11\text{ г/см}^3$ ).

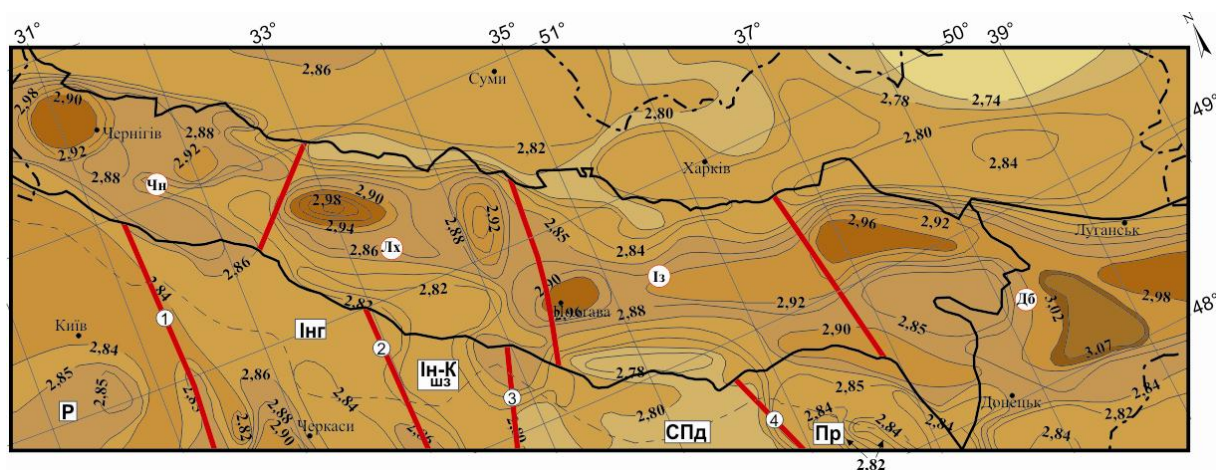


Рис. 3.20. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на  $22\text{ км}$ . Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

На зрізі  $30\text{ км}$  (рис. 3.21) спостерігається витягнутість ізоліній з північного заходу на південний схід в межах западини і Донбасу. Чернігівський сегмент

представлений двома замкненими областями з густиною  $3,11 \text{ г/см}^3$  і  $3,10 \text{ г/см}^3$  відповідно. Південніше розташовані області такого ж орієнтування, але з меншою густиною ( $2,92\text{--}3,00 \text{ г/см}^3$ ).

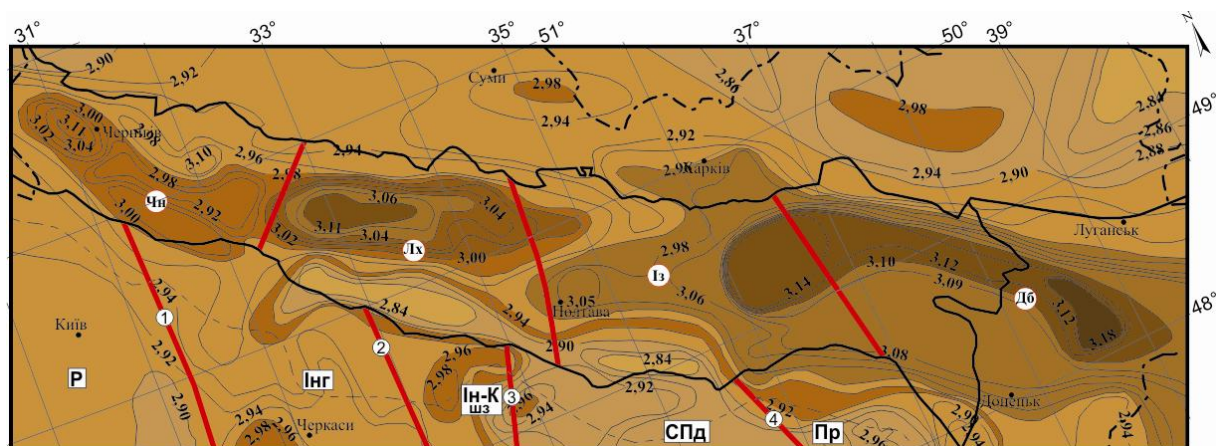


Рис. 3.21. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на 30 км. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

Лохвицький сегмент характеризується двома аномаліями густини, орієнтованими вздовж осі западини. Північна має підвищену густину порід (до  $3,11 \text{ г/см}^3$ ), а південна знижену (до  $2,84 \text{ г/см}^3$ ).

На межі Ізюмського сегмента з Лохвицьким і Донбаським зберігаються неоднорідності підвищеної густини ( $3,05$  і  $3,14 \text{ г/см}^3$  відповідно), які зафіксовані і на глибині 20 км. Південна частина Ізюмського сегмента характеризується породами зниженої густини ( $2,84\text{--}2,94 \text{ г/см}^3$ ).

Донбаському сегменту притаманна найбільша густина на цьому зрізі: в північній частині значення густини  $3,09\text{--}3,12 \text{ г/см}^3$ , а в південній  $3,06\text{--}3,08 \text{ г/см}^3$ . У центральній частині Донбасу густина аномально висока ( $3,18 \text{ г/см}^3$ ). Тут методом ГСЗ уздовж профілю DOBRE'99 на глибині 25–40 км зафіксовано тіло основного–ультраосновного складу з високою швидкістю розповсюдження поздовжніх хвиль  $7,1\text{--}7,2 \text{ км/с}$  [Grad et al. 2003] (див. Розділ 1). Його проникнення пов'язують з процесом рифтоутворення [Grad et al. 2003] (див. Розділ 1). Про цю область згадується також в роботі [Соллогуб 1986] (див. Розділ 1), в якій за даними сейсмометрії визначалися швидкості понад  $7,8 \text{ км/с}$ . Однак за профілями ГСЗ XI і X, які розташовані на захід і на схід від профілю



DOBRE'99 на досить близькій відстані від нього, такі швидкості виявлені не були. Побудована двовимірна густинна модель вздовж профілю DOBRE'99 [Старостенко и др. 2008] підтвердила наявність ущільнених порід в цій області. У 3D гравітаційній моделі також виникла необхідність значного ущільнення.

Північно-західна частина південного схилу ВКМ ущільнена в порівнянні з південно-східною. У центральній частині і на південному сході схил ускладнений двома витягнутими замкненими неоднорідностями південно-східного напрямку з густиною в центрі  $2,98 \text{ г/см}^3$ .

На північному схилі УЩ характер розподілу густини на цих глибинах аналогічний розподілу на глибинах 20 і 22 км. Густина неоднорідностей тут варіює в межах  $2,92\text{--}2,98 \text{ г/см}^3$ .

Густина порід на розділі *Мохо* змінюється в широкому діапазоні: від  $2,96$  до  $3,20 \text{ г/см}^3$  (рис. 3.22). Винятком є аномальна область в південно-східній частині Донбасу, породи якої характеризуються густиною  $3,36 \text{ г/см}^3$ . На півночі Лохвицького та Ізюмського сегментів присутня область підвищеної густини ( $3,16\text{--}3,20 \text{ г/см}^3$ ), яка в Лохвицькому сегменті йде за межі западини. На півдні цих сегментів густина зменшена ( $3,00\text{--}3,08 \text{ г/см}^3$ ).

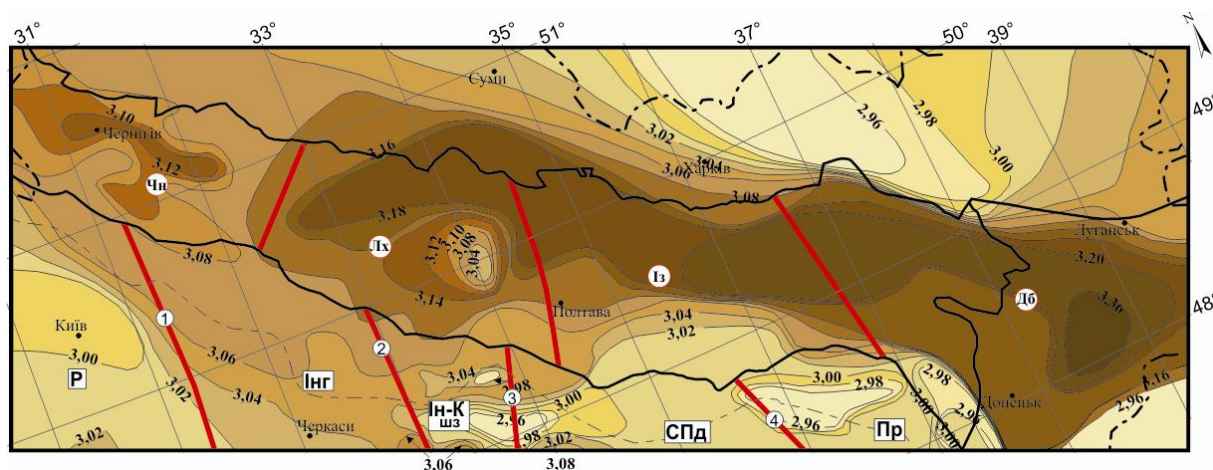


Рис. 3.22. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на розділі *Мохо*. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

На північному заході і південному сході південного схилу ВКМ густина порід однакова ( $2,98\text{--}3,05 \text{ г/см}^3$ ). Однак в центральній частині спостерігається

велика за площею неоднорідність зі зниженою густиною до  $2,96 \text{ г/см}^3$ . На північному схилі УЩ густина змінюється від  $2,96$  до  $3,02 \text{ г/см}^3$ .

Розподіл густини в кристалічній частині кори за результатами 3D гравітаційного моделювання в сегментах ДДЗ і Донбасу наведено в табл. 3.1.

Таблиця 3.1. Розподіл густини в консолідованій частині земної кори за результатами 3D гравітаційного моделювання в сегментах ДДЗ і Донбасу

| Назва сегмента | Глибина, км                |                 |                                          |           |           |           |             |
|----------------|----------------------------|-----------------|------------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-------------|
|                | 0,04–1,00                  | 5               | 10                                       | 20        | 22        | 30        | Розділ Мохо |
|                | Густина, г/см <sup>3</sup> |                 |                                          |           |           |           |             |
| Чернігівський  | 2,63, 2,65, 2,70           | 2,72–2,75, 2,77 | 2,62, 2,74–2,76, 2,80, 2,82              | 2,86–2,98 | 2,86–2,92 | 2,92–3,11 | 3,08–3,12   |
| Лохвицький     | -                          | -               | 2,60, 2,64, 2,68, 2,70, 2,71, 2,76, 2,77 | 2,76–2,98 | 2,82–3,00 | 2,84–3,11 | 3,04–3,18   |
| Ізюмський      | -                          | -               | 2,60, 2,62 2,73, 2,75                    | 2,80–2,92 | 2,78–2,96 | 2,84–3,14 | 3,02–3,20   |
| Донбаський     | -                          | -               | -                                        | 2,82–3,05 | 2,84–3,07 | 3,08–3,18 | 3,02–3,20   |

За даними 3D гравітаційного моделювання додатково побудована схема розподілу густини на поверхні фундаменту (рис. 3.23), яка змінюється в діапазоні  $2,60$ – $2,90 \text{ г/см}^3$ . В межах западини густина нарастає з північного заходу на південний схід від  $2,71$  до  $2,88 \text{ г/см}^3$ . У Чернігівському сегменті вона збільшується з  $2,60$  до  $2,74$ – $2,75 \text{ г/см}^3$ . У зоні переходу від ДДЗ до Донбасу густина порід варіює в діапазоні  $2,84$ – $2,88 \text{ г/см}^3$ .



умовно виділених «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шарів земної кори. Принцип побудови схем потужностей детально описаний в Розділі 2.

Потужність «гранітного» шару коливається від нульових значень до 20 км (рис. 3.25). Її максимальні значення (15–20 км) фіксуються на тлі загальної потужності 10 км на південному схилі ВКМ, а також на півночі Середньопридніпровського мегаблока УЩ. У південній прибортовій зоні Лохвицького і на південь від Чернігівського максимуму присутні області, де

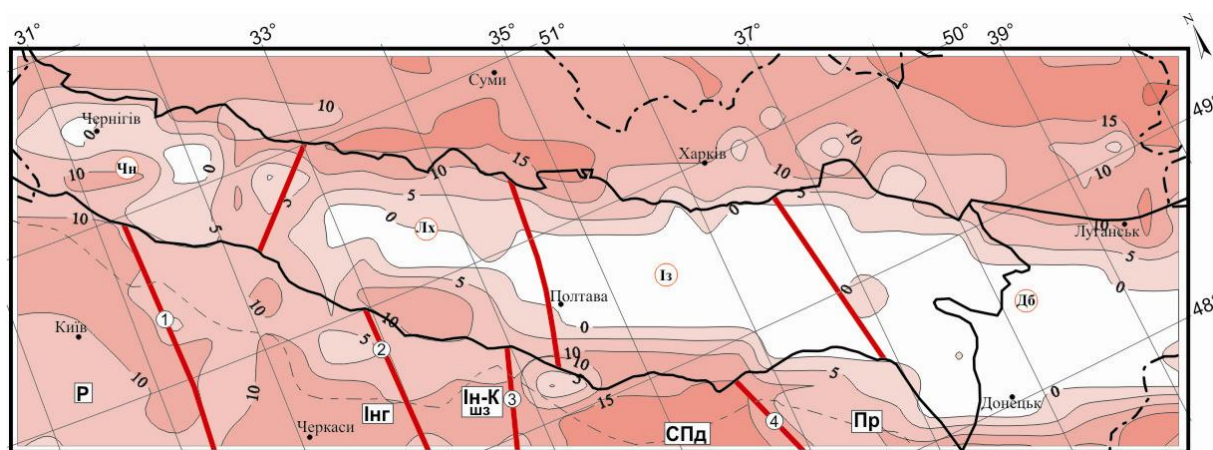


Рис. 3.25. Схема потужності «гранітного» шару, км. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

потужність «гранітного» шару вище 10 км. У центральній частині всіх сегментів ДДЗ і в Донбасі «гранітний» шар відсутній або його потужність складає всього декілька кілометрів. У прибортових зонах Чернігівського сегмента поширений «гранітний» шар з потужністю 5–0 км, а в центральній зоні від 0 до 3–5 км. У Лохвицькому сегменті потужність шару зростає від нуля в центральній зоні до 10 км в південній прибортовій зоні. У північній прибортовій зоні потужність збільшується з півдня на північ від 5 до 10 км, а на північному борті від 10 до 15 км. Для Ізюмського сегмента характерне наростання потужності «гранітного» шару від центральної частини до периферії, тобто в сторону УЩ і ВКМ. На півночі Донбасу потужність шару переважно 5 км, на півдні 5–10 км зі збільшенням до 15 км на схід.

Потужність «діоритового» шару (рис. 3.26) варіює в широкому діапазоні: від перших кілометрів до 20–25 км. Найбільшою потужністю (понад 25 км)



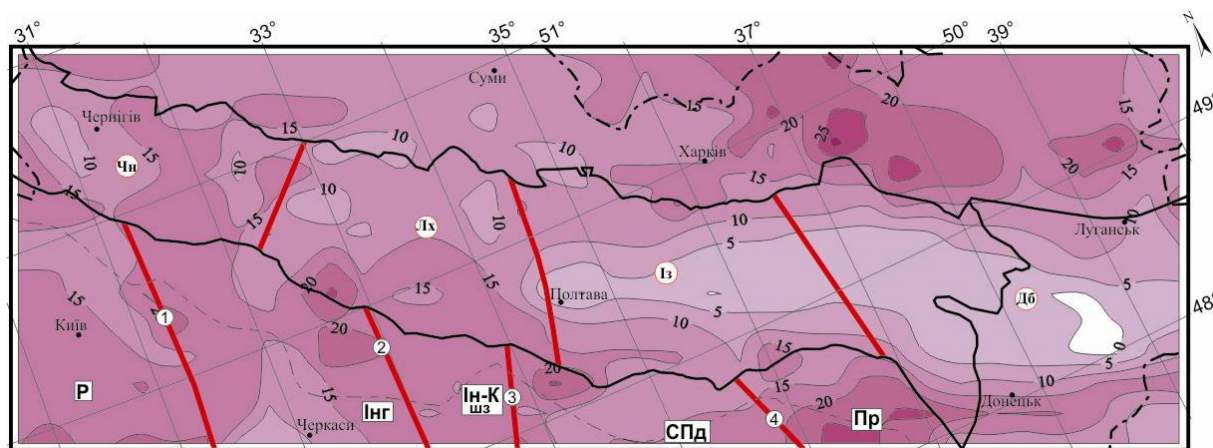


Рис. 3.26. Схема потужності «діоритового» шару, км. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

характеризується південна частина Донбасу і південно-східна частина південного схилу ВКМ, в якому потужність збільшується в північно-західному напрямку до 25–30 км. У південних приборових зонах Чернігівського, Лохвицького сегментів та західній частині Ізюмського потужність шару близько 15 км з локальним збільшенням (до 20 км) і стоншенням (до 10–15 км). Такі ж значення потужності характерні для центральних зон Чернігівського і Лохвицького сегментів. В західній частині Ізюмського сегмента потужність шару переважно 10–15 км, в східній 5–10 км зі збільшенням до 15 км на північ і до 20 км на південь. На півночі Чернігівського і Ізюмського сегментів потужність шару коливається від 10 до 15 км. У Лохвицькому та Донбаському потужність дещо менша. Потужність «діоритового» шару в межах північного схилу УЩ 15–20 км, місцями збільшується до 20–25 км, а на південному схилі ВКМ потужність шару коливається в межах 10–15 км. У Донбасі, за винятком області максимальних значень, потужність шару зростає від 5 до 15 км.

«Базальтовий» шар (рис. 3.27) присутній на всій території ДДЗ з потужністю від 2–3 до 15–20 км, а в Донбасі понад 35 км. В межах Чернігівського, північно-західній частині Лохвицького та Донбаського сегментів потужність «базальтового» шару становить переважно 15–20 км, а в Донбасі 25–35 км. На решті території западини потужність трохи менше і коливається від 5 (західна частина Лохвицького сегмента) до 10–15 км.



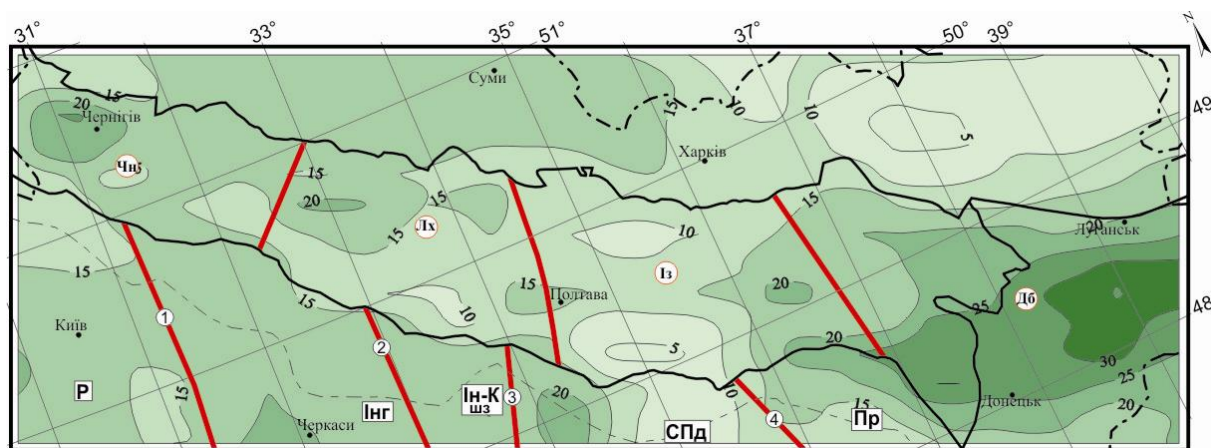


Рис. 3.27. Схема потужності «базальтового» шару, км. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

На більшій частині південного схилу ВКМ (від Чернігова до Харкова) потужність шару 15 км. На решті території схилу шар ще тонше – від 5 до 10 км, причому зменшення потужності спостерігається в східному напрямку. Стоншений «базальтовий» шар Середньопридніпровського мегаблока УЩ (5–10 км) поширюється на західну частину Ізюмського сегмента, а потовщений шар Інгульського і Росинського мегаблоків УЩ (15–20 км) продовжується в межах півдня Чернігівського і Лохвицького сегментів ДДЗ.

*Коромантійна суміш.* За даними 3D гравітаційного моделювання в низах кори виділений шар коромантійної суміші з густиною понад 3,04 г/см<sup>3</sup> і підшовою на поверхні Мохо з відповідною густиною на ній. КМ поширена в межах ДДЗ і Донбасу повсюдно з різною потужністю (рис. 3.24). Шар відсутній на більшій частині південного схилу ВКМ, а також в південно-західній частині Ізюмського сегмента. На південному заході Ізюмського сегмента КМ відсутня в області разуцільнення, яке спостерігається з поверхні фундаменту до розділу Мохо. У центральній частині і в прибортових зонах Чернігівського сегмента потужність КМ становить 3–5 км. У центральній зоні присутні дві області, в яких потужність досягає 10 км. У південно-західній частині Ізюмського сегмента КМ відсутня. У межах його центральної частини, а також у південній та південно-східній частинах Лохвицького сегмента вона значно стоншена (4 км).

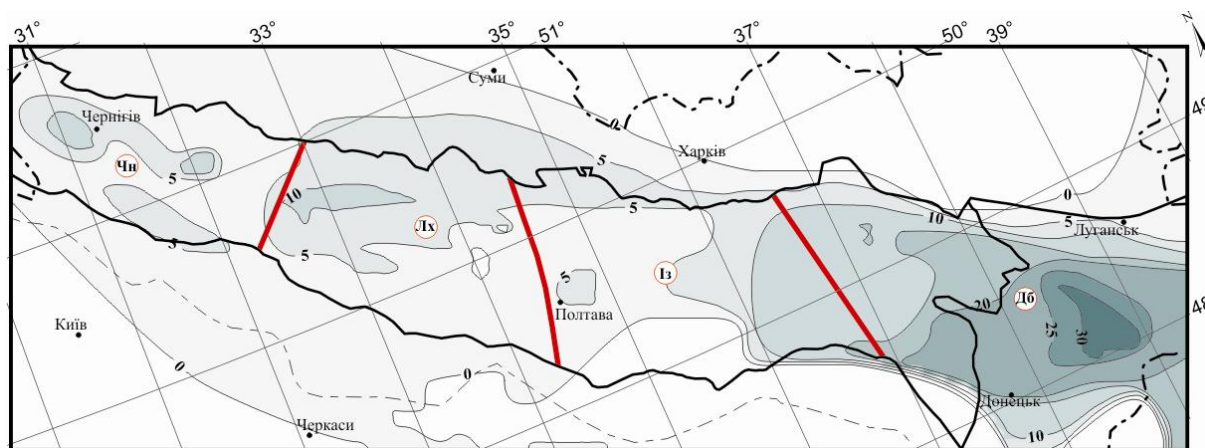


Рис. 3.24. Область розповсюдження «коромантійної» суміші і її потужність, км. Умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

На півночі і північному заході цього сегмента спостерігається збільшення потужності КМ від 5 до 15 км, область якої поширена в північному напрямку за межі западини. У межах північного борту в цьому сегменті потужність КМ зменшується від 7 км до нульових значень. На південному борту Чернігівського і Лохвицького сегментів вона не перевищує декількох кілометрів.

### 3.1.6. Типізація консолідованої земної кори

Неоднорідність сучасної консолідованої кори регіону загалом охарактеризована її типами (рис. 3.28, таблиця 3.2), виділеними за співвідношенням потужностей складаючих її шарів (умовно виділених «гранітного», «діоритового» і «базальтового», включаючи в нього так звану коромантійну суміш). Принцип виділення типів кори детально описано в Розділі 2. З огляду на те, що КМ практично у всій ДДЗ, на відміну від УЩ і ВКМ, становить 20 % і більше від потужності «базальтового» шару, прогнозна петрологічна характеристика типів кори в ДДЗ деякою мірою умовна, тому що не враховує ступінь переробки первинної кори в процесі рифтоутворення, відображеної у відносній частці КМ в «базальтовому» шарі, і ступінь ущільнення «діоритового» і «гранітного» шарів.

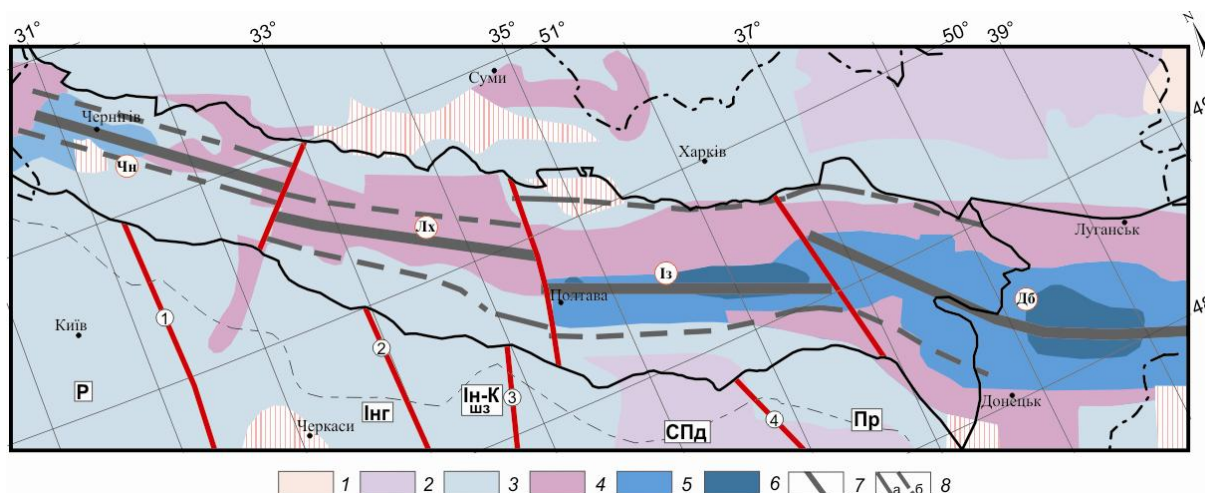


Рис. 3.28. Типізація земної кори ДДЗ за співвідношенням її головних шарів: 1–6: типи кори (1 – гранітний; 2 – гранітно-діоритовий; 3 – діоритовий; базальтоїдний: 4 – підтип 1 з вмістом в ньому базальту 40–70%; 5 – підтип 2, у якому кількість базальту збільшується до 70–90%; 6 – підтип 3, котрий стовідсотково складається з базальту; 7, 8 – девонський рифт (7– ось; 8 – границі центрального рифту, за даними [Stephenson and Stovba 2012] (а), за комплексом геофізичних даних [Старостенко и др. 2017а, б] (б)). Червоною штриховкою показано тип кори, який не співпадає з відомими. Інші умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6.

За межами ДДЗ поширений переважно діоритовий тип кори. Що стосується складу консолідованої кори власне ДДЗ, то на тлі кори діоритового тут фіксується кора базальтоїдного типу. Її основність збільшується з північного заходу на південний схід. Осьовому рифту майже всюди відповідає підтип 1 базальтоїдного типу кори, на фоні якого в Ізюмському сегменті і Донбасі з'являються підтипи 2 та 3. Вийняток становить західна частина Чернігівського сегмента, де підтип 2 базальтоїдного типу пов'язаний з інтенсивним проявом основного магматизму. Асиметрична картина розподілу типів кори щодо осі рифта відзначається в Лохвицькому і Ізюмському сегментах, в яких кора підтипу 1 базальтоїдного типу кори характеризується підвищеною намагніченістю «діоритового» і «базальтового» шарів. У західній частині Чернігівського

сегмента і в Донбасі глибинні магнітні тіла частково відносяться до підтипу 2 базальтоїдного типу [Старостенко и др. 2017б].

Таблиця 3.2 Пайова участь шарів в потужності консолідованої кори

| Типи кори           |         | Шари        |              |               |
|---------------------|---------|-------------|--------------|---------------|
|                     |         | «Гранітний» | «Діоритовий» | «Базальтовий» |
| Гранітний           |         | 0,5         | 0,3          | 0,2           |
| Гранітно-діоритовий |         | 0,3–0,4     | 0,4–0,6      | 0,1–0,3       |
| Діоритовий          |         | 0,0–0,3     | 0,3–0,7      | 0,1–0,5       |
| Базальтоїдний       | підтип1 | 0,0–0,3     | 0,2–0,5      | 0,4–0,7       |
|                     | підтип2 | 0,0–0,1     | 0,1–0,2      | 0,7–0,9       |
|                     | підтип3 | 0,0         | 0,0          | 1,0           |

При порівнянні неоднорідності підкорової частини літосфери [рис. 8, Старостенко и др. 2017б] з типами кори (рис. 3.28) виявляється, що підтипи 2 і 3 базальтоїдного типу в Ізюмському сегменті і Донбасі розвинені в осьовому рифті в області «перешарування» позитивних і негативних аномалій швидкості, що, ймовірно, служить показником додаткової переробки кори.

Область поширення КМ свідчить про нерівномірне і асиметричне перетворення матеріалу кори відносно осьового рифту (див. рис. 3.24). Нерівномірне «розтікання» КМ може бути зумовлене пульсуючим проявом головних імпульсів рифтингу – раннім та пізнім франським і раннім та пізнім фаменським, з якими пов'язані активізація поздовжніх і поперечних систем розломів, мантийна декомпресія і підйом магми до поверхні [Старостенко и др. 2017б].

На рис. 3.29 наведено схему, що відображає процентний вміст КМ в базальтовому шарі, як показника активізації і ступеня переробки його мантийним матеріалом. Загальний «фон» (<50 %), характерний для Чернігівського сегмента, виходить на північний схід і південний захід далеко за межі ДДЗ майже

симетрично по відношенню до неї, що може свідчити про «сферу впливу» активного рифтингу за межами ДДЗ, на наявність якої вказується в роботі [Стовба 2008] (див. Розділ 1). Далі на південний схід в Ізюмському сегменті область КМ обмежена південно-західним крайовим розломом осьового рифту, виходить за межі ДДЗ на північному сході і таким чином має асиметричний вигляд, одночасно підкреслюючи зв'язок з поздовжніми розломами [Старостенко и др. 2015б] (див. Розділ 1) і розподілом типів кори (див. рис. 3.28). Асиметричне поширення КМ щодо осі рифта відзначається і в межах Лохвицького сегмента.

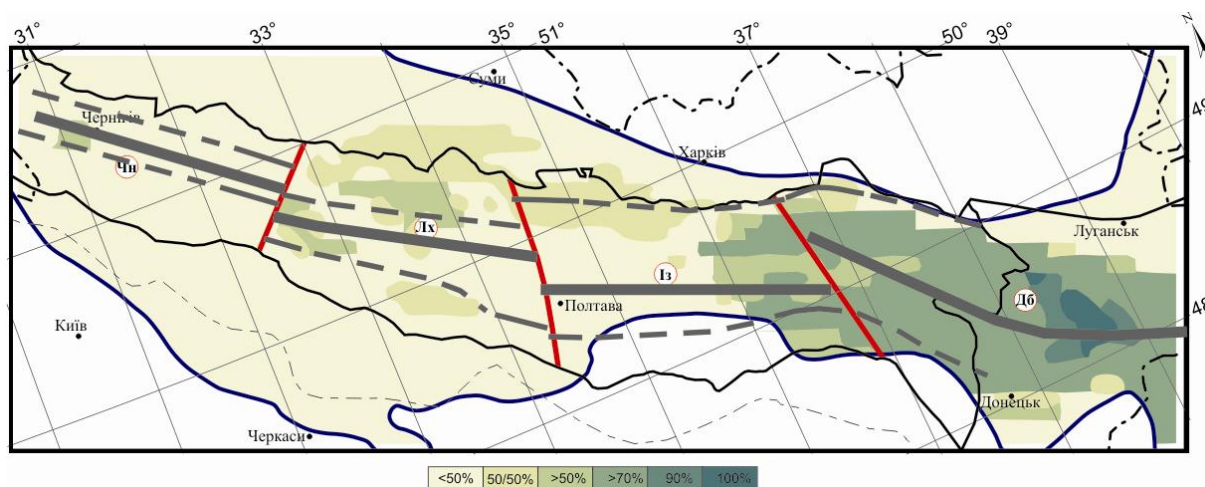


Рис. 3.29. Вміст коромантійної суміші в «базальтовому» шарі (в %). Темно-синьою жирною лінією показано межу поширення коромантійної суміші (ізолінія  $\rho = 3,04 \text{ г/см}^3$ ). Інші умовні позначення див. на рис. 3.1, 3.6, 3.28.

Збільшення внеску КМ в Лохвицькому та Ізюмському сегментах в межах рифта і на його бортах підпорядковане простягання поздовжніх розломів і самого осьового рифта. У Лохвицькому сегменті воно корелює з закономірним зміщенням форм рельєфу головних розділів літосфери і передбачуваними пологими розломами південно-західного падіння в нижній корі і підкорівій частині літосфери, можливо, визначаючими асиметричне надходження мантіяного матеріалу. Аналогічні розломи в нижній корі можна припустити і в Ізюмському сегменті [Старостенко и др. 2017б].

При порівнянні схеми типів консолідованої кори (див. рис. 3.28) зі схемою розломної тектоніки [рис. 6.1, Старостенко и др. 2015б] (див. Розділ 1) і схемою



процентного вкладу КМ в потужність «базальтового» шару (див. рис. 3.29) виявляється приналежність лінійних зон підвищеного вмісту КМ до меж різних типів кори. З наведених даних слідує, що кожен сегмент характеризується своїми особливостями перетворення нижньої кори, а більш інтенсивна її переробка мантіїним матеріалом пов'язується з повздовжніми глибинними розломами. Тут доречно зазначити, що наслідком переробки можна пояснити ущільнення «діоритового» і «базальтового» шарів в межах осьового рифта і його бортових частин в Лохвицькому та Ізюмському сегментах [Старостенко и др. 2017б].

Отже, переважаючим на бортах і в прибортових зонах є гранітно-діоритовий тип кори, а підтипи 2 і 3 базальтоїдного типу присутні в центральній зоні ДДЗ і Донбасі, що вказує на збільшення основності від бортів до центра западини, тим самим підтверджуючи наявність осьового ущільнення.

### **3.2. Український щит (деякі характерні структури)**

#### **3.2.1. Густинна неоднорідність земної кори Інгульського мегаблока УЩ**

Інгульський мегаблок (рис. 3.30) в сучасній структурі УЩ займає центральне положення і є свого роду «віссю його симетрії». Він розділяє західну і східну частини щита, з їх особливостями будови і історією розвитку, і сам має симетричну будову. Мегаблок обмежують шовні зони, які характеризуються субмеридіональним простяганням і значним потовщенням земної кори: Голованівська на заході і Інгулецько-Криворізька на сході.

Раніше було розраховано 3D гравітаційну модель Інгульського мегаблока [Куприенко и др. 2007б] (див. Розділ 1), в якій досить детально враховувалися особливості глибинної будови основних структур. Однак, масштаб досліджень (1: 500 000) визначив більш генералізований облік гравітаційного ефекту від структур невеликого розміру. Масштаб 1: 200 000, навпаки, дозволив не тільки розрахувати гравітаційний ефект від цих структур, але і деталізувати розподіл густини в земній корі за глибиною і по площі, а також

отримати додаткову інформацію про будову основних геологічних структур мегаблока: Шполянського та Корсунь-Шевченківського масивів рапаківівидних гранітів (Корсунь-Новомиргородський плутон) і Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів [Старостенко и др. 2015в].

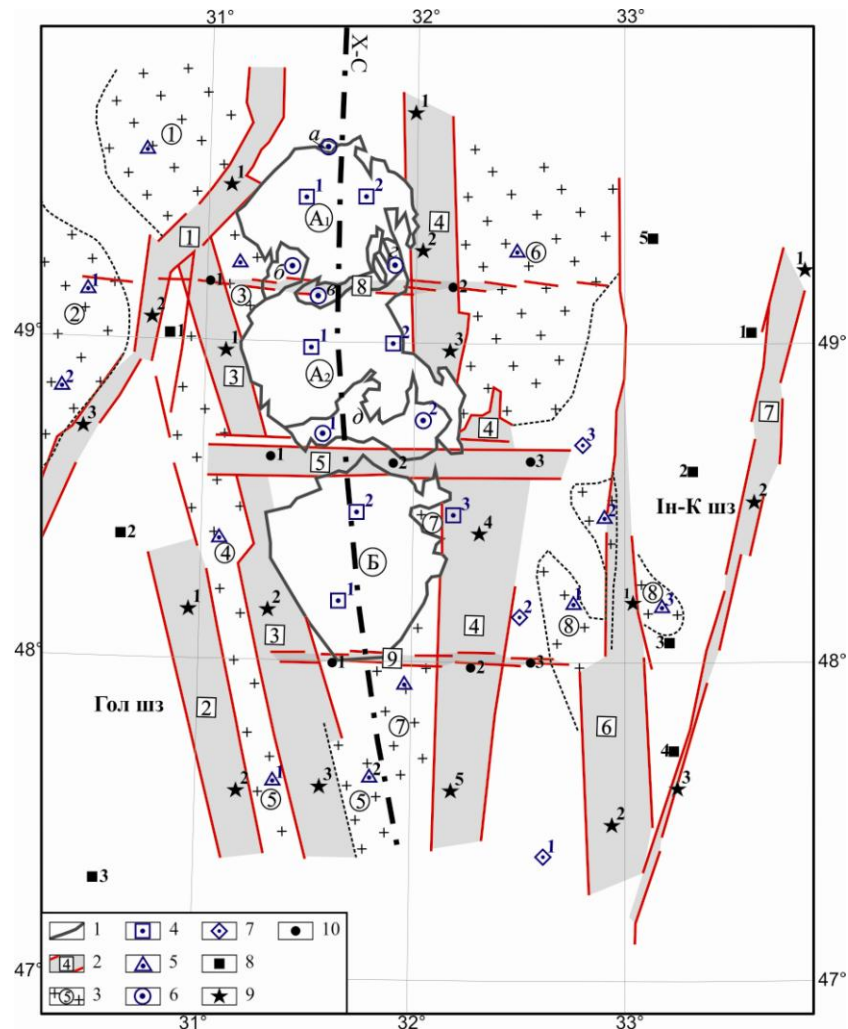


Рис. 3.30. Структурно-тектонічна схема Інгільського мегаблока (за [Гинтов и Мычак 2011; Старостенко и Гинтов 2013] (див. Розділ 1), зі спрощеннями): 1 – контур Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву; 2 – зони розломів (цифри в квадратах) (1 – Тальнівська, 2 – Первомайська, 3 – Звенигородсько-Братська, 4 – Кіровоградська, 5 – Субботсько-Мошоринська, 6 – Західно-Інгuleцька, 7 – Криворізько-Кременчуцька, 8 – Смілянська, 9 – Бобринецька); 3 – масиви гранітоїдів (цифри в кружках) (1 – Богуславський, 2 – Уманський, 3 – Шевченківський, 4 – Липняжський, 5 – Вознесенський, 6 – Чигиринський, 7 – Кіровоградсько-Бобринецький, 8 – Долинський); 4 – точки, в яких побудовано графіки розподілу густини з глибиною в масивах

рапаківівидних гранітів: Корсунь-Шевченківському ( $A_1$ , західна (1) і східна (2) частини), Шполянському ( $A_2$ , західна (1) і східна (2) частини) і Новоукраїнському масиві трахітоїдних гранітів ( $B$ , південна (1) і північна (2) частини); 5 – точки, в яких побудовано графіки розподілу густини з глибиною в масивах гранітоїдів; 6 – точки, в яких побудовано графіки розподілу густини з глибиною в масивах габро-анортозитів: Межирічанському ( $a$ ), Городищенському ( $b$ ), Смілянському ( $v$ ), Руськополянському ( $г$ ), Новомиргородському ( $д$ , західна (1) і східна (2) частини); точки, в яких побудовано графіки розподілу густини з глибиною в: 7 – площі розвитку біотитових гнейсів (південна (1), центральна (2), північна (3) частини); 8 – Голованевській і Інгулецько-Криворізькій шовних зонах; 9 – зонах розломів; 10 – широтних зонах; 11 – лінії густинних розрізів, які побудовано за даними 3D гравітаційного моделювання вздовж субширотних напрямків з перетином 20 км; Х–С – трансрегіональний тектонічний шов Херсон-Смоленськ. Шовні зони: Гол шз – Голованівська; Ін-К шз – Інгулецько-Криворізька.

Були детально розраховані густинні параметри масивів гранітоїдів: Богуславського, Уманського, Шевченківського, Липняжського, Вознесенського, Чигиринського, Кіровоградсько-Бобринецького та Долинського, а також масивів габро-анортозитів: Межирічанського, Городищенського, Смілянського, Руськополянського і Новомиргородського (рис. 3.30). При розрахунках враховано стрибкоподібні зміни фізичних параметрів на певних глибинах, які отримані за даними сейсмометрії і петрофізики [Соллогуб 1986; Корчин и др. 2013 (див. Розділ 1); Трипольский и др. 2012, 2013;] в Корсунь-Новомиргородському плутоні і Новоукраїнському масиві, а також на площі розвитку біотитових гнейсів, розташованій між Кіровоградською та Криворізько-Кременчуцькою зонами розломів, яка раніше називалася Інгульський синклінорій [Щербаков 2005] (див. Розділ 1) ОБ Гінтов і ВМ Ісай визначають її загалом як разломну зону, ускладнену системою сколово-зсувних порушень [Гинтов и Исай 1988].



### 3.2.1.1. Вихідні дані

При створенні 3D гравітаційної моделі були використані:

- 1) дані сейсмометрії за профілями ГСЗ (XXIV, XXV, XXX, XXXIV) і геотраверсами (IV, VI, VIII) [Трипольский и др. 2012, 2013; Соллогуб 1986; Чекунов 1988а, б; Ильченко 2003] (див. Розділ 1);
- 2) схема залягання розділу Мохо [Куприенко и др., 2007б] (див. Розділ 1);
- 3) геологічні дані [Щербак 1983 (див. Розділ 1); Щербак и Володин 1984];
- 4) структурно-тектонічна карта Інгульського мегаблока [Гинтов и Мычак 2011; Старостенко и Гинтов 2013 (див. Розділ 1)];
- 5) схеми розподілу густини на поверхні фундаменту (карти густини А.О. Шмідта і М.Г. Распопової) [Шмидт и др. 1976];
- 6) гравітаційне поле в редукції Буге (масштаб 1: 200 000);
- 7) петрофізичні дані про розподіл густини в точках перетину геотраверса IV і профілю ГСЗ XXV з профілями Миколаїв–Канів (XXIV) та Черкаси–Новий Буг (XXXIV) [Корчин и др. 2013] (див. Розділ 2).

В *гравітаційному полі* (рис. 3.31) основні структури Інгульського мегаблока чітко проявляються. Так, Корсунь-Новомиргородський плутон характеризується негативними значеннями. Шполянський масив рапаківівидних гранітів проявляється мінімумом сили тяжіння (до -16 мГал), а в Корсунь-Шевченківському негативна аномалія менша за інтенсивністю (до -6 мГал). На північній околиці плутона спостережене поле позитивне і характеризується значеннями +20 мГал. Над Новоукраїнським масивом трахітоїдних гранітів спостерігається негативна аномалія (-28 мГал) округлої конфігурації в плані. Західна і південно-західна межа Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву збігається з інтенсивним градієнтом поля сили тяжіння.

Окремі масиви гранітоїдів проявляються по-різному (рис. 3.31). Богуславський масив гранітоїдів характеризується зростанням значень поля в північно-західному напрямі від 0 до +20 мГал. Уманський гранітоїдний масив

знаходиться в позитивному полі  $+(0-10 \text{ мГал})$ . На межі з Тальнівською зоною розломів знаходяться дві замкнуті аномалії, в яких поле від'ємне від 0 до  $-4$ .

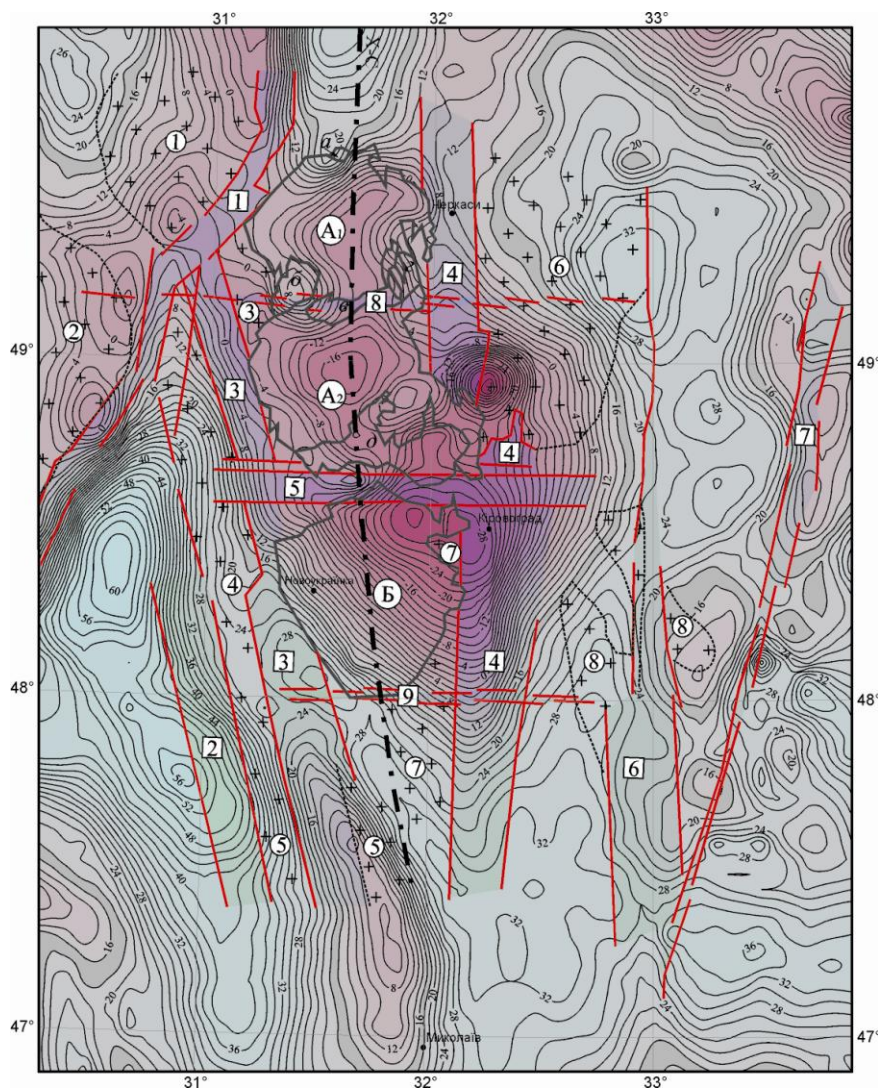


Рис. 3.31. Гравітаційне поле в редукції Буге. Ізолінії в мГал. Умовні позначення див. на рис. 3.30.

Шевченківський гранітоїдний масив також характеризується слабким полем від  $-6$  до  $+2 \text{ мГал}$ . Липняжський та Вознесенський масиви знаходяться в градієнтній зоні позитивного знаку, яка має північно-західне простягання та значення поля  $+(14-36)$  і  $+(26-42)$  (західна) та  $+(8-30)$  мГал (східна) його частини відповідно. В межах Чигиринського масиву поле зростає в північно-східному напрямі від 0 до  $+33 \text{ мГал}$ . На південному заході масиву розташована Болтиська западина, в межах якої поле знижується до  $+36 \text{ мГал}$ . В південному напрямі поле зростає в Кіровоградсько-Бобринецькому масиві від  $-28$  до  $+32 \text{ мГал}$ . В Долинському гранітоїдному масиві, який представлений трьома тілами, спостережене поле

зростає в південному напрямі від +14 до +30 мГал, а його східне розгалуження відрізняється спокійним полем інтенсивністю +(14–18) мГал.

Зони розломів також вирізняються в полі сили тяжіння індивідуально. Тальнівська зона розломів знаходиться в позитивному полі, інтенсивність якого зростає в північно-східному напрямі від 0 до +30 мГал. Первомайській зоні розломів притаманне позитивне поле із значенням +(28–54) мГал, яке зростає на південний захід. Північна частина Звенигородсько-Братської зони знаходиться в полі, значення якого коливаються в межах від -8 до +20 мГал, а південна частина – в позитивному полі, інтенсивність якого зростає в північно-західному напрямі від +8 до +30 мГал. Кіровоградська зона розломів характеризується своєрідно: в південній частині зони поле змінюється від негативних значень до позитивних в південному напрямі (від 0 до +32 мГал), в центральній частині значення поля зростає в східному напрямі від -28 до +5 мГал, а в його північній частині в північному напрямі від негативних значень (-35 мГал) до позитивних (+15 мГал). Західно-Інгулецька зона розломів вирізняється значенням поля +(8–28) мГал в центральній та південній частинах, а в північній – +(24–32) мГал. У Криворіжсько-Кременчуцькій зоні розломів, навпаки, найбільші значення поля зафіксовані на півдні (+30 мГал), а в північній частині поле спокійне і значення коливаються в межах +(10–17) мГал. Центральна частина має декілька аномалій, поле яких до центру збільшується та зменшується від +20 до +16, від +30 до +40 та від +18 до +10 мГал. Широтна Субботсько-Мошоринська зона розломів характеризується негативним полем інтенсивністю до -25 мГал в центральній частині, а в західній та східній частинах поле позитивне.

Голованівська шовна зона виділяється максимальними значеннями, які сягають в осьові частині +(50–64) мГал. З'єднання з сусідніми структурами відзначено великими градієнтами. Інтенсивність поля знижується до південного заходу до значень +(14–20) мГал і на північ до +(12–14) мГал.

В Інгулецько-Кременчуцькій зоні розломів значення поля коливаються в інтервалі +(14–28) мГал. На півночі спостерігаються дві позитивні аномалії, витягнуті в північному напрямі. Одна з них, розташована південніше, фіксується

по максимальним значенням поля (до +28 мГал) в центральній її частині, в другій поле зростає в західному напрямі до +30 мГал. На півдні поле представлено ланцюжком невеликих локальних аномалій, інтенсивність яких змінюється від +(14–18) мГал в центрі до +24 мГал в периферійній частині. На північ від Субботсько-Мошоринської зони розломів в західній частині спостерігаються мозаїчні аномалії позитивного знаку (до +30 мГал), а в східній аномалії витягнуті вздовж Криворізько-Кременчуцької зони розломів з пониженим полем сили тяжіння в сторону розлому до значень +12 мГал.

Як бачимо, характер та інтенсивність аномалій Буге не завжди корелює зі складом гірських порід та структурами, які закартовано на поверхні кристалічного фундаменту і відображено на геологічних картах. Це пояснюється двома основними причинами: спостережене гравітаційне поле відображає сумарний ефект всіх геологічних неоднорідностей, розташованих поряд з об'єктом, що вивчається, окрім того, на характер гравітаційного поля сильно впливають внутрішні неоднорідності земної кори та рельєф розділу Мохо. Тому ефективна побудова густинної моделі кори можлива лише у тривимірному варіанті.

Схема залягання *розділу Мохо* відкоригована з урахуванням останньої переінтерпретації матеріалів ГСЗ, даних точкових сейсмічних зондувань і геологічної будови фундаменту [Куприенко и др. 2007б] (див. Розділ 1). Максимальні глибини залягання розділу Мохо притаманні Голованівській (50–65 км) та Інгулецько-Криворізькій (45–52,5 км) шовним зонам. Площа розвитку біотитових гнейсів по Субботсько-Мошоринській зоні розломів поділяється на дві частини. У південній розділ Мохо підіймається до 35 км від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ (39 км) в бік Інгулецько-Криворізької шовної зони. У північній частині розділ Мохо залягає на 45 км з плавним підйомом до 40 км в області Смілянської зони розломів. В межах Новоукраїнського масиву глибина залягання розділу Мохо від 39 до 45 км. Корсунь-Новомиргородський плутон характеризується значеннями 40–45 км.

### 3.2.1.2. Технологія побудови 3D гравітаційної моделі

3-D гравітаційна модель включає осадовий шар і наступні шари кристалічної частини земної кори: 0–5 км; 5–10 км; 10–20 км; 20–30 км; 30 км – розділ Мохо.

Для шостого шару характерна наявність коромантійної суміші з глибини 35 км для Голованівської і до 36 км для Інгулецько-Криворізької шовних зон, що зумовило поділ глибинної частини кори на два поверхи. Значення глибин 35 (36) км визначені за даними сейсмометрії, згідно з якими на цих глибинах значення швидкості складає 7,20 км/с. Для інших структур, де немає КМ, глибинні неоднорідності враховувалися в шарі 30 км – розділ Мохо.

Контури розрахункових тіл приповерхневих об'єктів визначалися відповідно до морфології геологічних тіл [Щербак и Володин 1984]. При густинній параметризації використовувалася петрофізична характеристика порід [Шмидт и др. 1976; Кудрявцева и Дьячкова 1982 (див. Розділ 1)]. Земна кора Інгульського мегаблока була розбита на тіла, контури яких відповідають контурам геологічних неоднорідностей на поверхні фундаменту з продовженням їх на весь розріз земної кори. Поява додаткових границь зміни густини першого (зі стрибком) або другого (зі зміною градієнта) роду враховувалася шляхом більш дрібного поділу відповідних тіл. Такі ускладнення контурів розрахункових тіл проведені на площі розвитку біотитових гнейсів, в Новоукраїнському масиві і Корсунь-Новомиргородському плутоні, де за даними сейсмометрії виділено границі першого і другого роду на глибинах 4, 6, 12, 16, 17, і 18 км (ці глибини також узгоджені з петрофізичними даними).

### 3.2.1.3. 3D гравітаційна модель

Результати 3D гравітаційної моделі представлені у вигляді схем розподілу густини в осадовій товщі, на поверхні фундаменту та на глибинах 5, 10, 20, 30 км і розділі Мохо, що дозволило виявити і простежити зміну структурних планів на

різних глибинах земної кори (рис. 3.32–3.38).

### 3.2.1.3.1. Осадова товща

Потужність осадової товщі (див. рис. 3.32) в південній частині ділянки досліджень дорівнює 0,1–1,0 км; в північно-східній частині (південно-західний схил ДДЗ) досягає значень 8 км [Глушко 1988]. Значення густини осадків для південної частини прийняті 2,20–2,35 г/см<sup>3</sup>. На північному сході осадовий шар має чітко виражене північно-західне – південно-східне простягання. Значення густини з поверхні складають 2,20; 2,35 і 2,50 г/см<sup>3</sup>. Осадки північно-східної частини представлені в моделі двома шарами: перший (до глибини 2 км) має значення густини 2,20–2,50 г/см<sup>3</sup>; другий (до глибини 8 км) прийнятий з постійною густиною 2,68 г/см<sup>3</sup>. У перших варіантах розрахунків значення густини другого шару становило 2,63 г/см<sup>3</sup>, але потім розріз довелося ущільнити.

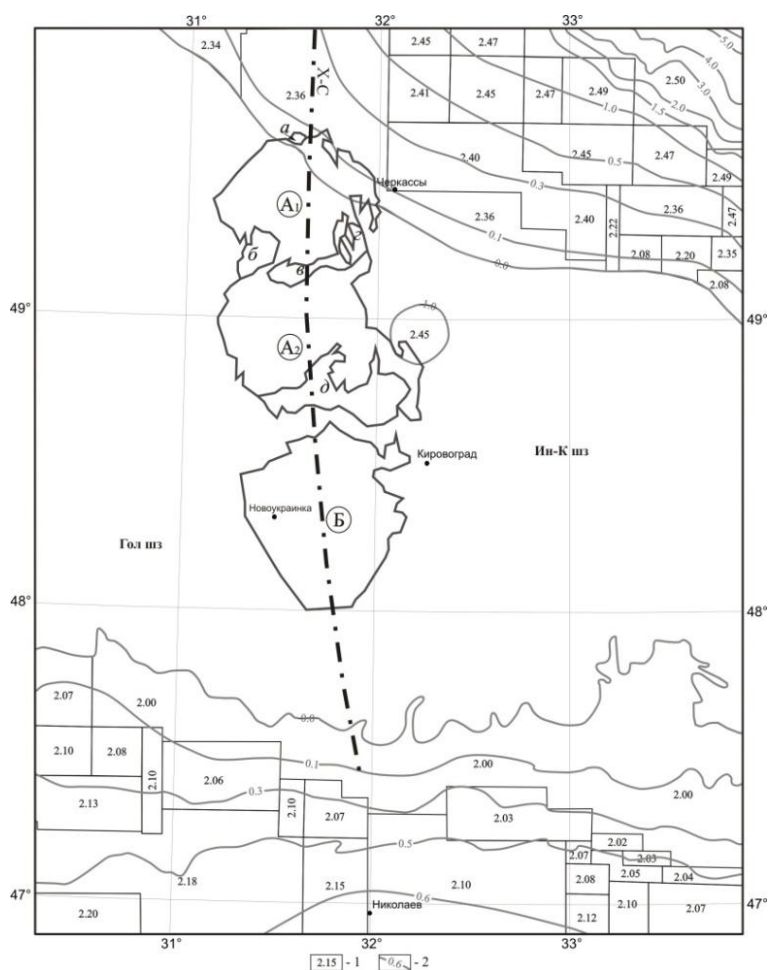


Рис. 3.32. Розподіл густини в осадовій товщі: 1 – значення густини в тілах, г/см<sup>3</sup>; 2 – глибина залягання осадової товщі, км. Інші умовні позначення див. на рис. 3.30.



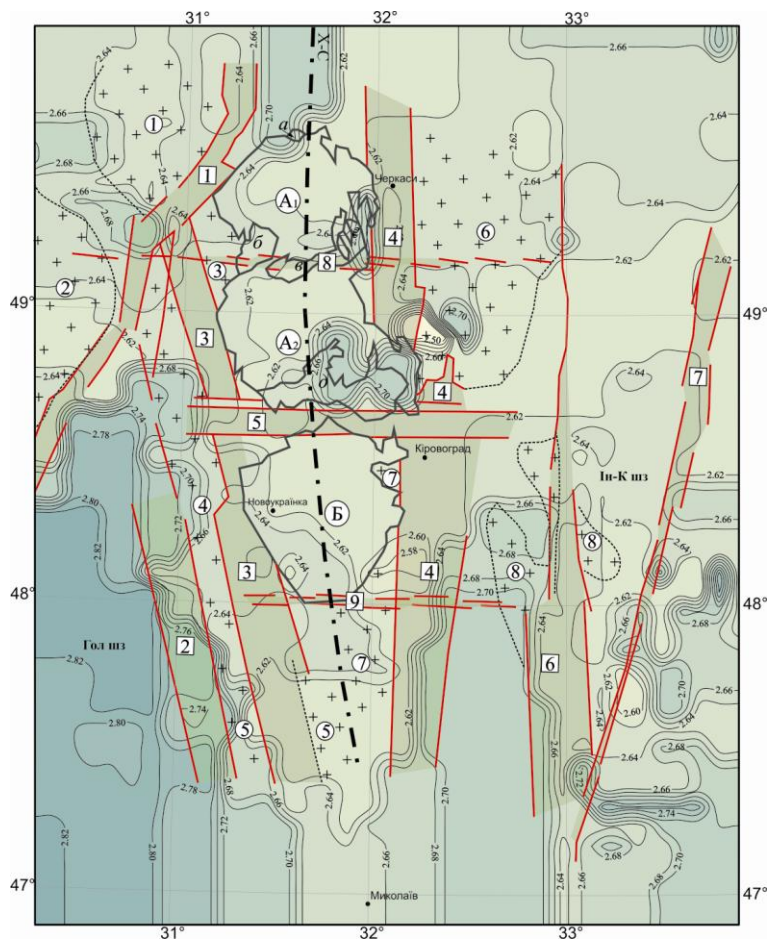


Рис. 3.33. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на поверхні кристалічного фундаменту. Умовні позначення див. на рис. 3.30.

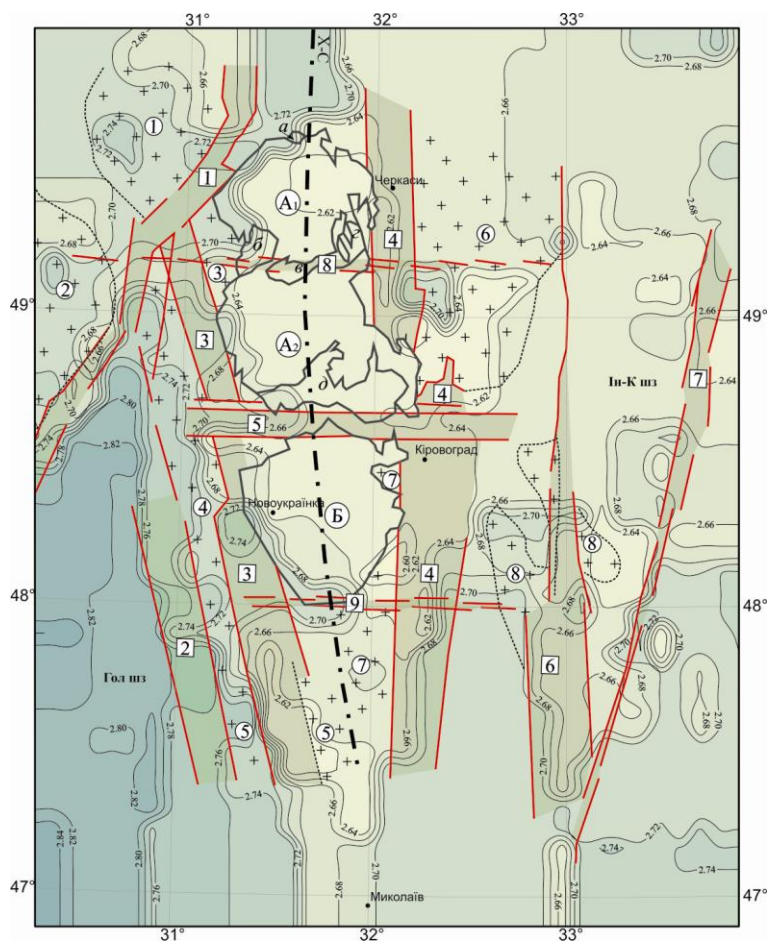


Рис. 3.34. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на глибині 5 км. Умовні позначення див. на рис. 3.30.

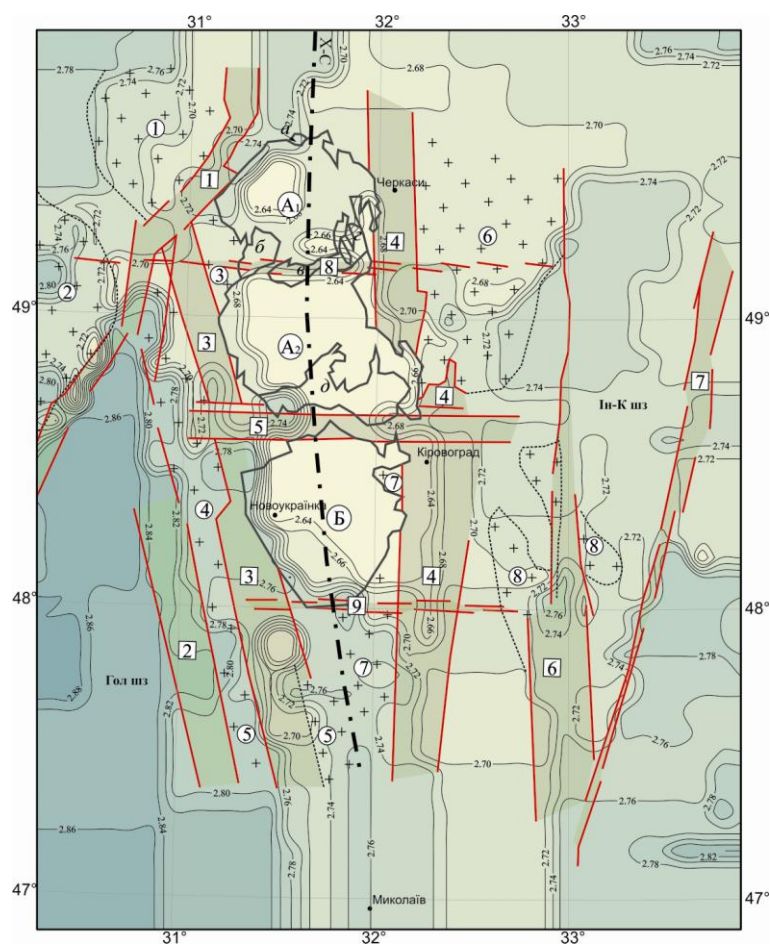
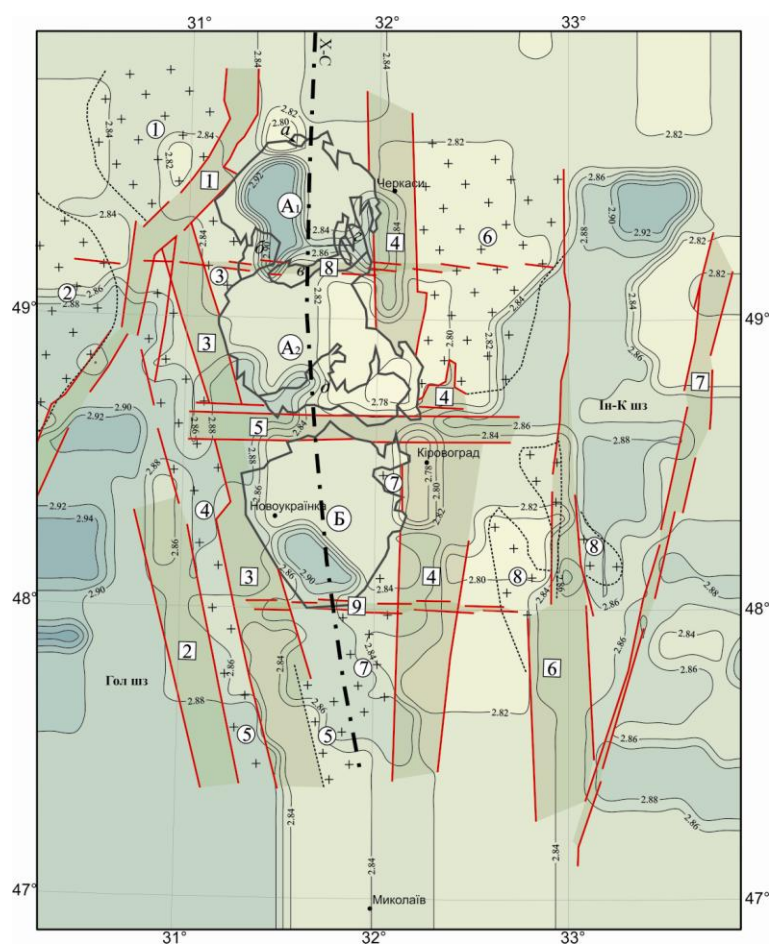


Рис. 3.35. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на глибині 10 км. Умовні позначення див. на рис. 3.30.





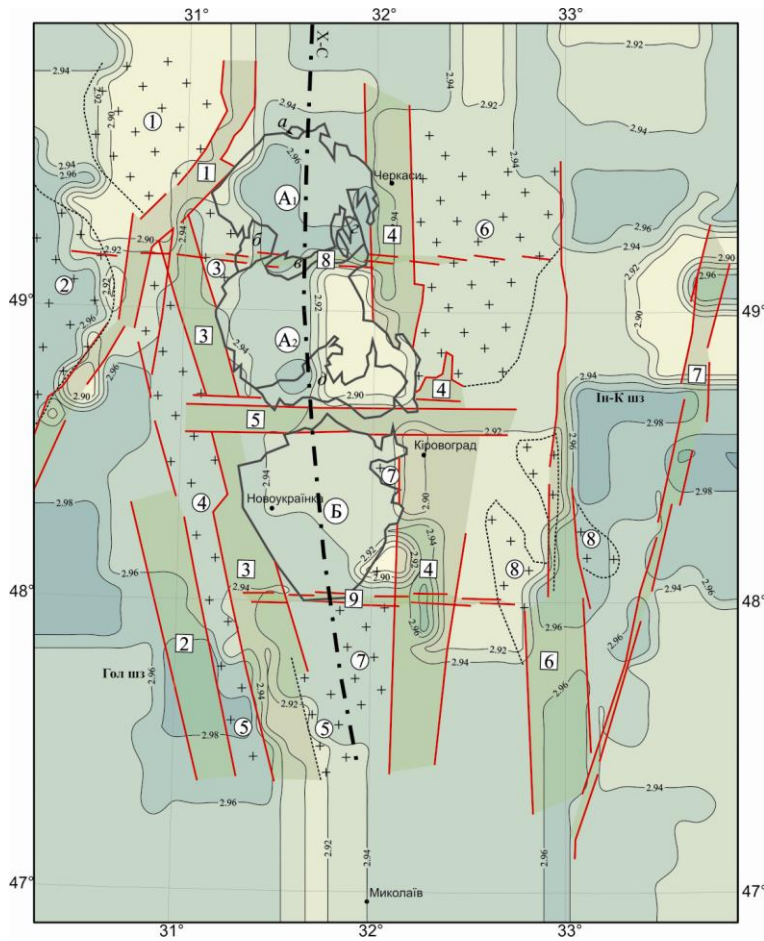


Рис. 3.37. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на глибині 30 км. Умовні позначення див. на рис. 3.30.

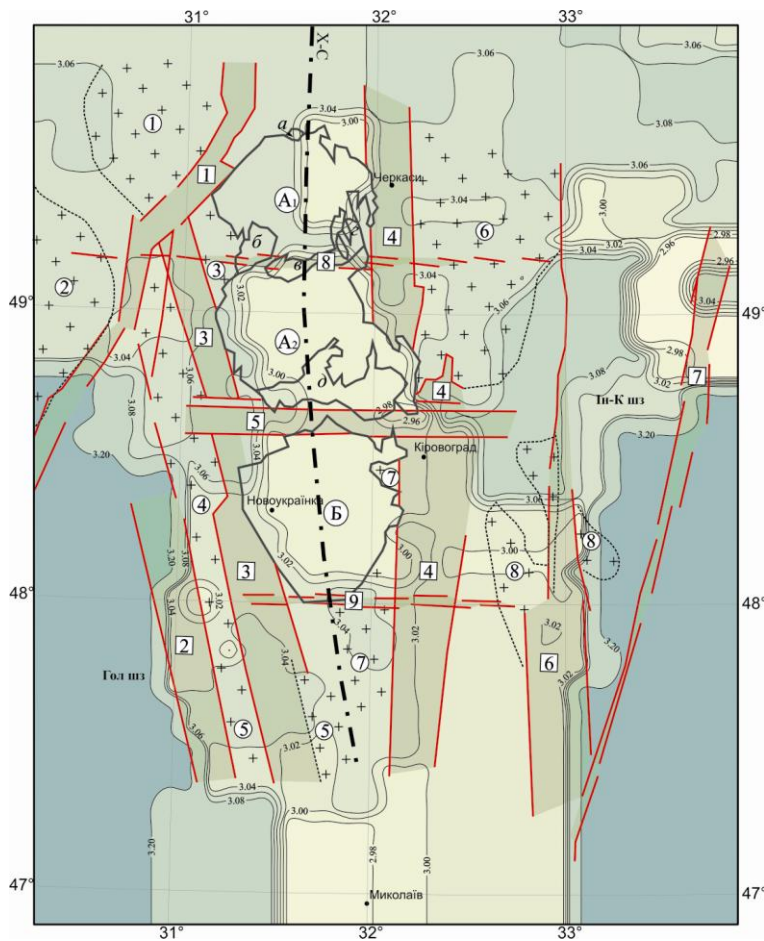


Рис. 3.38. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на розділі Мохо. Умовні позначення див. на рис. 3.30.

Це підтверджує висновки про те, що на глибинах 4–6 км густина осадків наближається до 2,68–2,70 г/см<sup>3</sup>, тобто близька до середньої густини кристалічних порід фундаменту або навіть перевищує її. Осадки Болтишської западини в моделі представлені двома шарами: 1) з поверхні до глибини 0,4 км (густина 2,20 г/см<sup>3</sup>), 2) з глибини 0,4 км до 1,0 км (густина 2,50 г/см<sup>3</sup>) [Гуров и Вальтер 1977; Глушко 1988; Гуров и Гожик 2006].

### 3.2.1.3.2. Центральна частина

Основні структури Корсунь-Новомиргородського плутону: *Корсунь-Шевченківський* та *Шполянський* масиви рапаківівидних гранітів, а також *Новоукраїнський* масив трахітоїдних гранітів на поверхні фундаменту мають густину 2,62 г/см<sup>3</sup>, за винятком західних, а в останній структурі ще й південно-західної ділянок, де значення густини підвищені до 2,64–2,66 г/см<sup>3</sup> (рис. 3.33). В межах цих структур по всій глибині земної кори присутні стрибкоподібні зміни густини, причому кількість їх різна для західної та східної частин (рис. 3.33–3.38). Межею такого розділу є трансконтинентальний тектонічний шов Херсон–Смоленськ. З глибиною густина в цих структурах зростає незначно до 12 км в Корсунь-Шевченківському та Шполянському масивах і до 17 км в Новоукраїнському масиві з зонами інверсії або нульового градієнта. На цих глибинах присутній значний стрибок густини ( $\Delta\rho=0,12\text{--}0,21$  г/см<sup>3</sup>), а потім вона наростає лінійно до поверхні Мохо (рис. 3.39).

*Межирічанський* та *Руськополянський* масиви габро-анортозитів на поверхні фундаменту характеризуються густиною 2,70 г/см<sup>3</sup>. *Городищенський* та *Смілянський* представлені породами з густиною 2,64 і 2,62 г/см<sup>3</sup> відповідно. *Новомиргородський* масив трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ ділиться на західну, менш щільну (2,63–2,65 г/см<sup>3</sup>), і східну, більш щільну (2,70 г/см<sup>3</sup>), частини (див. рис. 3.33).

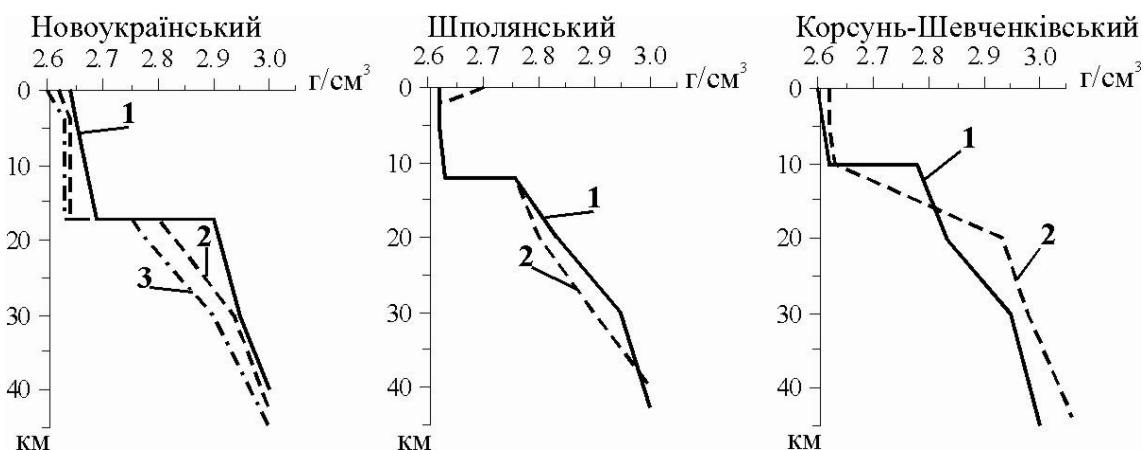


Рис. 3.39. Зміна густини з глибиною в масивах рапаківівидних гранітів Корсунь-Новомиргородського плутону і в Новоукраїнському масиві трахітоїдних гранітів. Розташування точок, в яких побудовані графіки розподілу густини з глибиною, див. на рис. 3.30.

Аналіз розподілу густини з глибиною по зрізах показує, що тільки в Межирічанському і в західній частині Новомиргородського масивів спостерігається поступове збільшення густини до глибини 20 км, а в решті масивів вже до глибини 5 км значення наближаються до густини оточуючих структур (рис. 3.33–3.38, рис. 3.40).

### 3.2.1.3.3. Масиви гранітоїдів

*Богуславський* масив гранітоїдів в моделі представлений на поверхні фундаменту породами з густиною 2,63–2,64 г/см<sup>3</sup> (рис. 3.33). На 5 км значення густини збільшуються до 2,7–2,74 г/см<sup>3</sup>, а з 10 км і до поверхні Мохо ізолінії густини витягнуті субмеридіонально із збільшенням значень на захід (рис. 3.35–3.38). На глибині 5 км (див. рис. 3.34) вони мають північно-західний напрямок. На південному заході структури присутня округла аномалія інтенсивністю 2,75 г/см<sup>3</sup>.

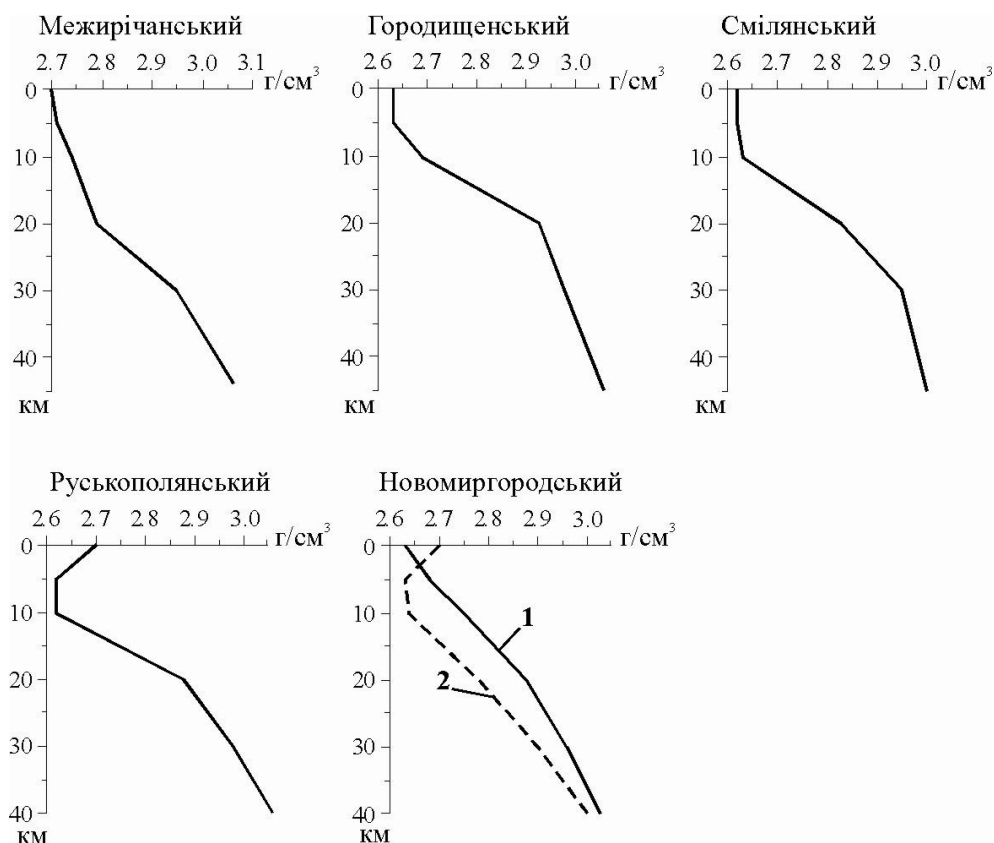


Рис. 3.40. Зміна густини з глибиною в масивах габро-анортозитів. Розташування точок, в яких побудовані графіки розподілу густини з глибиною, див. на рис. 3.30.

Уманський масив гранітоїдів характеризується густиною на поверхні фундаменту від 2,62–2,66 г/см<sup>3</sup>, причому ущільнення порід зростає від центральної частини в північному і південному напрямках (див. рис. 3.33). На глибині 5 км на тлі густини 2,70 г/см<sup>3</sup> з'являються дві замкнуті округлі аномалії, інтенсивність яких збільшується до центру до 2,74 г/см<sup>3</sup> (див. рис. 3.34). Характер розподілу густини на глибині 10 км аналогічний верхньому шару, в аномаліях спостерігається збільшення густини до 2,80 г/см<sup>3</sup>. В сторону Тальнівської зони розломів на цій глибині густина в структурі знижується до 2,68–2,70 г/см<sup>3</sup> (див. рис. 3.35). Глибше (на 20 км) аномалії підвищеної густини не простежуються, густина порід масиву зростає відповідно до загальної залежності  $\rho=f(V_p)$ , збільшуючись на південь від 2,84 до 2,90 г/см<sup>3</sup> (див. рис.

3.36). На 30 км масив однорідний ( $2,96 \text{ г/см}^3$ ) на більшій частині, незначне зменшення густини спостерігається в бік Тальнівської зони розломів (див. рис. 3.37). Особливістю цього масиву є чергування через кожні 10 км напрямків зростання густини – на південь і захід.

В межах *Шевченківського* масиву гранітоїдів спостерігається однорідність значень густини на всіх глибинах (див. рис. 3.33–3.38) за винятком зрізу 5 км, на якому густина зростає в північному напрямку від  $2,64$  до  $2,70 \text{ г/см}^3$  (див. рис. 3.34).

На густинну характеристику *Липняжського* масиву гранітоїдів, очевидно, має вплив його розташування між двома зонами розломів - Первомайської та Звенигородсько-Братської (див. рис. 3.30). Уздовж усього масиву спостерігається чергування розуцільнених і ущільнених ділянок від  $2,63$  до  $2,73 \text{ г/см}^3$  на поверхні фундаменту (див. рис. 3.33). Такий розподіл густини характерний для всієї товщі масиву, в межах якої густина зростає з глибиною по нормальній залежності, зберігаючи мозаїчність. На глибині 30 км масив представлений породами з густиною  $2,96 \text{ г/см}^3$  по всій площі, за винятком крайньої ділянки на північному заході, де фіксується незначне її зниження (див. рис. 3.37). На поверхні Мохо, південніше Субботсько-Мошоринської зони розломів, в межах масиву спостерігається ущільнення до  $3,07 \text{ г/см}^3$  (див. рис. 3.38).

*Вознесенський* масив гранітоїдів, розділений Звенигородсько-Братською зоною розломів (див. рис. 3.30), чітко ділиться в густинній моделі на ущільнену західну і розуцільнену східну частини. Різниця в значенні густини на поверхні фундаменту становить  $0,14 \text{ г/см}^3$  (див. рис. 3.33), на поверхні Мохо –  $0,02 \text{ г/см}^3$  (див. рис. 3.38). В західній частині ущільнення фіксується зі сходу на захід, причому ізолінії густини орієнтовані вздовж осі південний схід–північний захід. Східна частина масиву в густинній моделі представлена на поверхні фундаменту постійною густиною  $2,62 \text{ г/см}^3$ . Нижче густина, наростаючи з глибиною по всій потужності земної кори, має більш великі значення на північному сході. Західна частина масиву ущільнена в північно-західній частині до глибини 20 км, а

глибше, аж до поверхні Мохо, більш щільні породи займають південно-східну її частину (див. рис. 3.33–3.38).

*Чигиринський* масив гранітоїдів на поверхні фундаменту поділяється Смілянською широтною зоною розломів на дві частини: південну і північну з густиною 2,60–2,62 г/см<sup>3</sup> і 2,63–2,64 г/см<sup>3</sup> відповідно (див. рис. 3.33). На північ від Болтишської западини присутня аномалія підвищеної густини (до 2,70 г/см<sup>3</sup>), яка проявляється до глибини 10 км (див. рис. 3.35). З глибиною різниця в значеннях густини нівелюється і на глибині 20 км масив представлений породами з однаковою густиною по всій площі 2,82 г/см<sup>3</sup> (див. рис. 3.36), на 30 км – 2,94 г/см<sup>3</sup> (див. рис. 3.37). На розділі Мохо на тлі густини 3,06 г/см<sup>3</sup> присутні дві невеликі розушільнені області (3,04 г/см<sup>3</sup>) (див. рис. 3.38).

Густина в *Кіровоградсько-Бобринецькому* масиві гранітоїдів варіює від 2,58 до 2,64 г/см<sup>3</sup> на поверхні фундаменту (див. рис. 3.33). Аномалія зниженої густини (2,58 г/см<sup>3</sup>), яка розташована в центральній частині масиву, простежується в моделі до розділу Мохо з різним ступенем виразності (див. рис. 3.33–3.38). Породи на поверхні фундаменту з густиною 2,64 г/см<sup>3</sup> розташовані на південному заході структури, на решті території переважають значення 2,61–2,62 г/см<sup>3</sup>. З глибиною область більш щільних порід розширюється, займаючи весь південь масиву, і такий розподіл зберігається по всьому розрізу земної кори. Північна частина масиву представлена більш низькими густинами порід.

*Долинський* масив гранітоїдів за значеннями густини на поверхні фундаменту можна розділити на західну (2,68–2,70 г/см<sup>3</sup>), північну і східну частини (2,62–2,64 г/см<sup>3</sup>) (див. рис. 3.33). Такий розподіл спостерігається до глибини 10 км (див. рис. 3.35). Глибше в західній частині значення густини стають меншими, ніж в північній і східній. Такий розподіл зберігається до розділу Мохо (див. рис. 3.33–3.38).

Як видно з графіків (рис. 3.41), зміна густини з глибиною в масивах гранітоїдів індивідуальна, за винятком Кіровоградсько-Бобринецького масива та північної (2) і східної (3) частин Долинського, де спостерігається схожість

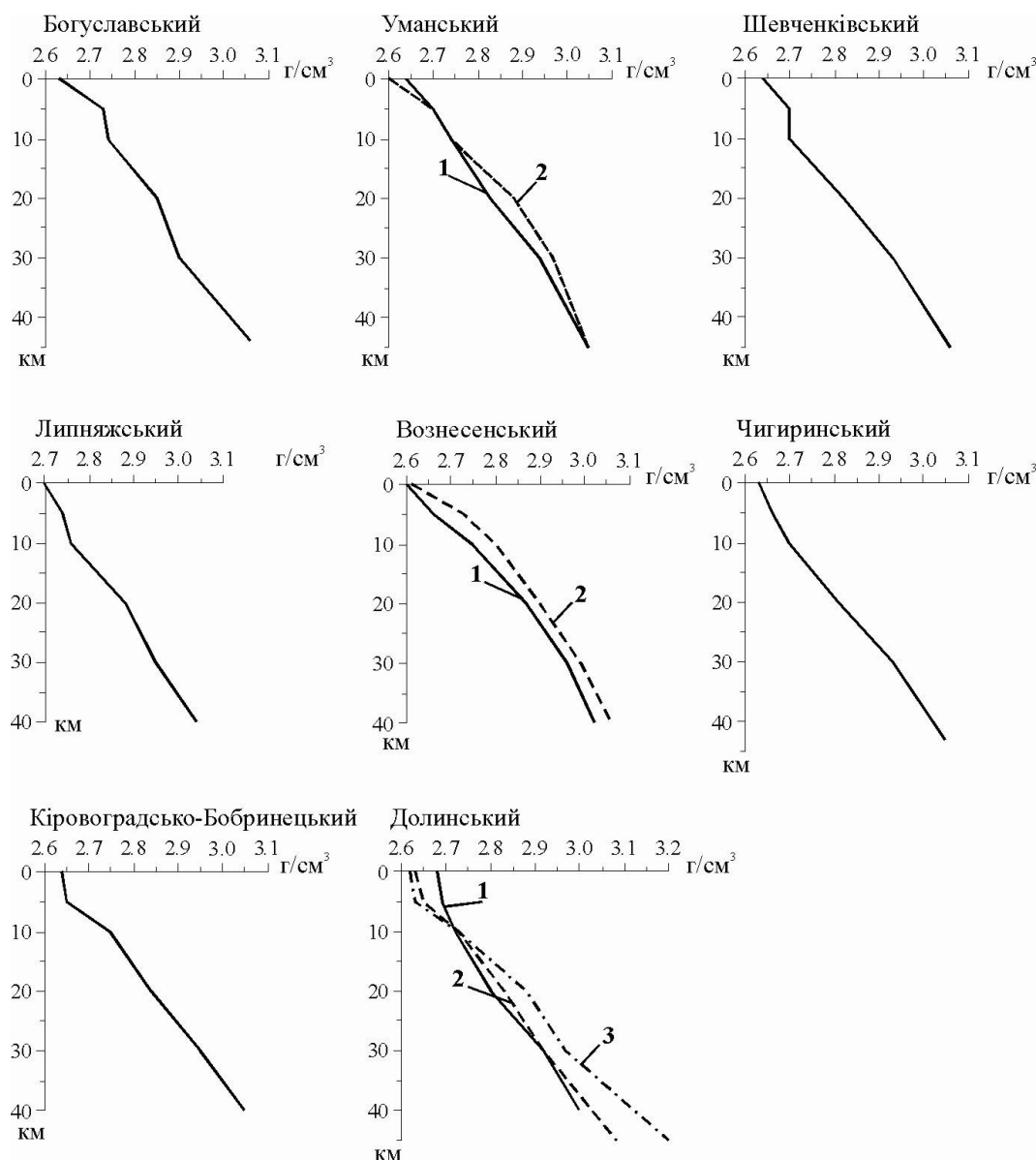


Рис. 3.41. Зміна густини з глибиною в масивах гранітоїдів. Розташування точок, в яких побудовані графіки розподілу густини з глибиною, див. на рис. 3.30.

зміни густини з глибиною: з поверхні фундаменту і до 5 км наростання густини відсутнє (тобто фіксується нульовий градієнт). Глибше густина наростає по нормальному розподілу  $\rho=f(V_p)$ . Під нормальним мається на увазі розподіл, який відповідає загальній кореляційній залежності  $\rho=f(V_p)$  для кристалічних порід і при цьому для задоволення модельного поля спостереженому не буде потрібно введення поправок.

Розподіл густини в масивах з поверхні добре корелює з даними про густину за геологічними даними (карти густини А.О. Шмідта і М.Г. Распопової) [Шмидт и др. 1976].

### 3.2.1.3.4. Площа розвитку біотитових гнейсів

Площа розвитку біотитових гнейсів, розташована між Кіровоградською та Криворізько-Кременчуцькою зонами розломів (див. рис. 3.30), має більш диференційований розподіл густини порід по всьому об'єму (див. рис. 3.33–3.38). Бобринецькою і Субботсько-Мошоринською широтними зонами розломів вона ділиться на три частини. Підвищена густина порід на поверхні фундаменту ( $2,70 \text{ г/см}^3$ ) спостерігається в південній частині площі до Бобринецької широтної зони розломів (див. рис. 3.33). У центральній частині (південніше Субботсько-Мошоринської зони розломів) густина зменшується до  $2,69\text{--}2,67 \text{ г/см}^3$ . На північ від зони породи розущільнені до  $2,61\text{--}2,63 \text{ г/см}^3$ .

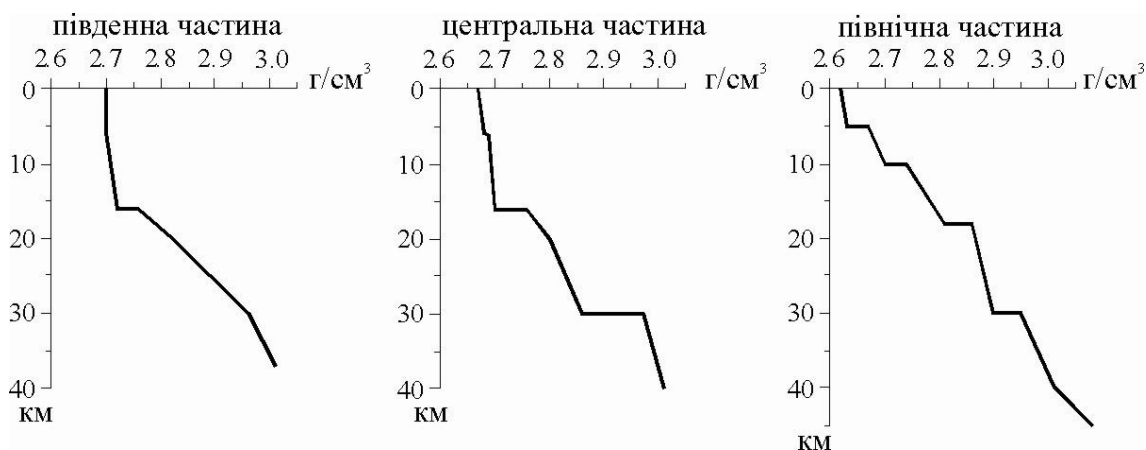


Рис. 3.42. Зміна густини з глибиною на площі розвитку біотитових гнейсів. Розташування точок, в яких побудовані графіки розподілу густини з глибиною, див. на рис. 3.30.

Для порід південної частини характерна стрибкоподібна зміна густини на глибинах 6, 16, 20, 30 км з індивідуальним градієнтом для кожного тіла і



глибинного інтервалу і наявність зон з нульовим градієнтом наростання густини з глибиною (див. рис. 3.33–3.38, 3.42).

Для центральної частини характерна стрибкоподібна зміна густини на глибинах 6, 16, 20, 30 км. У північній частині площі (північніше Субботсько-Мошоринської зони розломів) також враховані в моделі стрибкоподібні зміни густини з глибиною, але на 5, 10, 18, 30 км (рис. 3.42). В інтервалі глибин від поверхні фундаменту до 10 км породи в південній частині площі ущільнені в порівнянні з північною, а в інтервалі 10–20 км, навпаки, ущільнення спостерігається на північ (див. рис. 3.33–3.36). На 30 км (див. рис. 3.37) густина поступово зменшується з півдня на північ (від 2,96 до 2,92 г/см<sup>3</sup>), а на розділі Мохо (див. рис. 3.38), навпаки, збільшується в тому ж напрямку (з 3,00 до 3,08 г/см<sup>3</sup>).

### 3.2.1.3.5. Шовні зони

*Голованівська* шовна зона (див. рис. 3.30) з поверхні фундаменту представлена основними породами з густиною 2,80–2,82 г/см<sup>3</sup>, що значно перевищує густину оточуючих її структур, і таке перевищення зберігається по всьому розрізу земної кори (від поверхні фундаменту до поверхні Мохо) (див. рис. 3.33–3.38).

Густина порід, що складають осьову частину зони, з глибиною збільшується від 2,65 до 2,80–2,82 г/см<sup>3</sup> на поверхні фундаменту (див. рис. 3.33) до 2,90–2,94 г/см<sup>3</sup> на 20 км (див. рис. 3.36). Найінтенсивніше зростання густини спостерігається в приповерхневому шарі – від 0 до 10 км (див. рис. 3.33–3.35). З глибиною градієнт густини зменшується, однак зона відрізняється від сусідніх структур аж до розділу Мохо. В глибинній частині зони поширений шар підвищеної густини (коромантійна суміш) із значенням на покрівлі 3,04 г/см<sup>3</sup> і 3,20 г/см<sup>3</sup> на підшві. Як видно на графіку, в північній частині зони, між Тальнівською та Звенигородсько-Братською зонами розломів, значення густини знижені в порівнянні з центральною і південною її частинами (рис. 3.43).

Породи *Інгулецько-Криворізької* шовної зони (див. рис. 3.30) мають густину на поверхні фундаменту 2,62–2,64 г/см<sup>3</sup> з окремими тілами підвищеної густини (2,68–2,71 г/см<sup>3</sup>) на півдні і в центрі зони (див. рис. 3.33). З глибиною густина змінюється градієнтно, досягаючи на глибині 20 км значень 2,86–2,88 г/см<sup>3</sup> в південній і центральній частинах, а на півночі 2,84–2,98 г/см<sup>3</sup> (див. рис. 3.36). Північніше Субботсько-Мошоринської зони розломів до Смілянської широтної зони з глибини 16 км площа поділяється на дві частини – більш щільну західну і менш щільну східну. Різниця в значеннях густини зберігається до розділу Мохо (див. рис. 3.38). Як видно на графіку розподілу густини з глибиною, західна частина за характером розподілу густини подібна північній

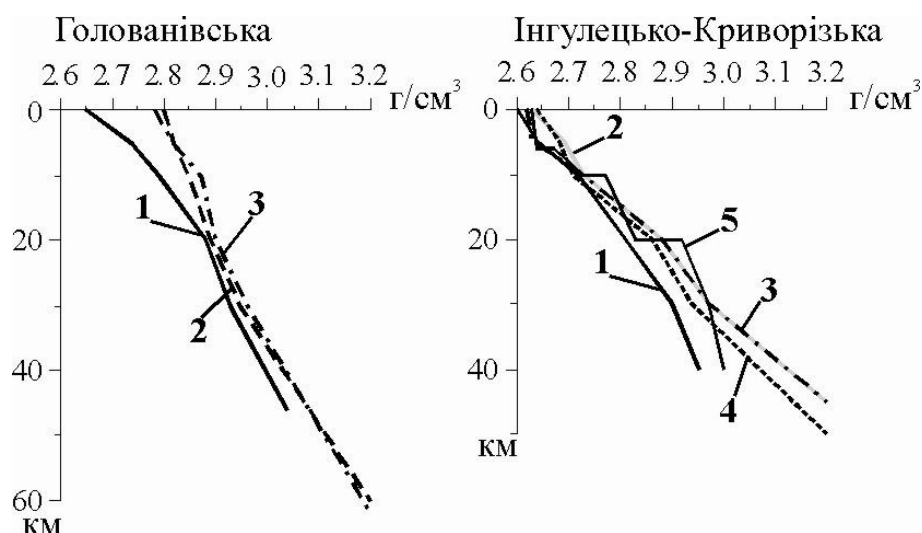


Рис. 3.43. Зміна густини з глибиною в шовних зонах. Розташування точок, в яких побудовані графіки розподілу густини з глибиною, див. на рис. 3.30.

частині площі розвитку біотитових гнейсів (рис. 3.43). На північ від Смілянської зони розломів з 10 до 30 км присутня область підвищеної густини, яка на поверхні Мохо не фіксується. В цій частині Інгулецько-Криворізької шовної зони спостерігаються стрибки густини, згідно з геолого-геофізичною інформацією, в одних тілах на глибинах 0, 6, 10 і 20 км, в інших на 5, 10 і 20 км.

Таким чином, можна зробити висновок про те, що Голованівська зона більш однорідна в густинному відношенні, а Інгулецько-Криворізька

Бобринецькою, Субботсько-Мошоринською і Смілянською широтними зонами розломів розділена на декілька частин, в яких густина змінюється як за площею, так і за глибиною.

### 3.2.1.3.6. Зони розломів

Тальнівська, Звенигородсько-Братська, Кіровоградська, Західно-Інгулецька і Криворізько-Кременчуцька (крім Первомайської) зони розломів в 3D гравітаційній моделі на поверхні фундаменту представлені розуцільненими породами ( $2,60\text{--}2,63\text{ г/см}^3$ ) порівняно з густиною сусідніх структур (див. рис. 3.33). З глибиною густина в розривних порушеннях поводить по-різному (рис. 3.44).

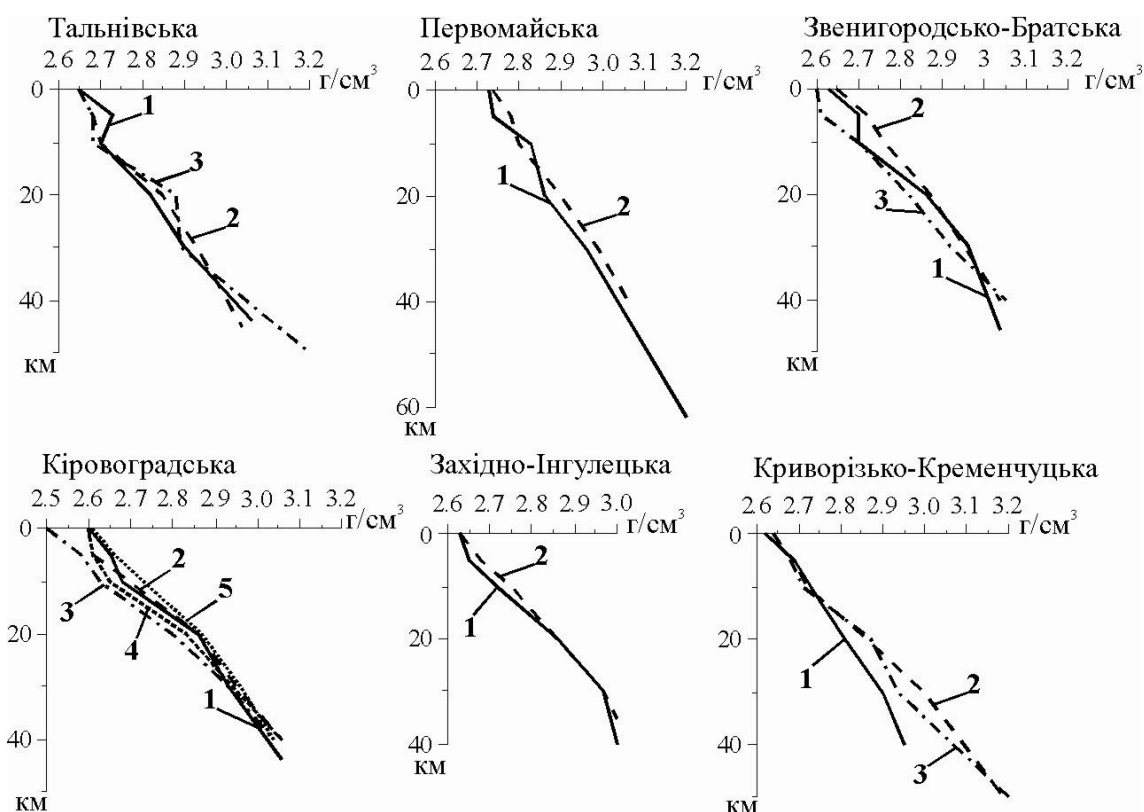


Рис. 3.44. Зміна густини з глибиною в зонах розломів. Розташування точок, в яких побудовані графіки розподілу густини з глибиною, див. на рис. 3.30.

*Кіровоградська* зона розломів характеризується субмеридіональним напрямком ізоліній густини. Для південної її частини (до Бобринецької широтної зони) на вузькому просторі фіксується значний градієнт зростання густини в східному напрямку від 2,62 до 2,68 г/см<sup>3</sup> (див. рис. 3.33). Північніше Бобринецької широтної зони має місце аномалія з низькою густиною (до 2,58 г/см<sup>3</sup>), яка спостерігається до глибини 15 км (див. рис. 3.44). На північ від цієї аномалії зона характеризується постійною густиною (2,62 г/см<sup>3</sup>). Північніше Субботсько-Мошоринської широтної зони присутня замкнена аномалія підвищеної густини (до 2,68 г/см<sup>3</sup>) і далі на північ аномалія зниженої густини, яка приурочена до місцезростання Болтиської западини, в якій густина з поверхні прийнята в моделі 2,45 г/см<sup>3</sup>. З глибиною напрямком ізоліній густини змінюється. Так на глибині 5 км з'являється субмеридіональна аномалія зниженої густини (2,62 г/см<sup>3</sup>) в районі Бобринецької широтної зони (див. рис. 3.34). Північніше Болтиської западини на цій глибині спостерігається аномалія підвищеної густини (в центрі густина досягає значення 2,70 г/см<sup>3</sup>), яка стежить з поверхні і розширюється на 5 км. При наближенні до межі з ДДЗ зона характеризується субмеридіональним розташуванням ізоліній густини зі збільшенням її на схід. Ділянка перетину з Субботсько-Мошоринською широтною зоною відзначається низькою густиною (2,62 г/см<sup>3</sup>) (див. рис. 3.34). На глибині 10 км густина зростає в північному і південному напрямках від Субботсько-Мошоринської широтної зони, а в місці перетину цих двох зон фіксується вузька смуга, в якій густина збільшується до 2,70 г/см<sup>3</sup> (див. рис. 3.35). На глибині 20 км виділяються три ділянки зміни густини уздовж зони: південна і північна характеризуються розуцільненням в напрямку Субботсько-Мошоринської широтної зони від 2,86 до 2,82 г/см<sup>3</sup>, а у вузлі перетину – зниженням до 2,78 г/см<sup>3</sup> (див. рис. 3.36). Такий розподіл густини в межах розломної зони зберігається до розділу Мохо (див. рис. 3.37, 3.38).

Для *Звенигородсько-Братської* зони розломів на фундаменті характерно зменшення густини до 2,62 г/см<sup>3</sup> на трьох ділянках: південніше Бобринецької широтної зони, в районі перетину з Субботсько-Мошоринською широтною

зоною і Тальнівською зоною розломів (див. рис. 3.33). У проміжках між зниженими ділянками густина зростає до  $2,64\text{--}2,65\text{ г/см}^3$ . Такий характер розподілу густини зберігається до глибини 20 км. На цьому зрізі максимальна густина ( $2,88\text{ г/см}^3$ ) фіксується в вузлі перетину з Субботсько-Мошоринською широтною зоною (рис. 3.36). На північний захід і південний схід від перетину в межах зони густина плавно знижується до  $2,84\text{ г/см}^3$ . Глибше такий розподіл зберігається (див. рис. 3.37). На розділі Мохо, в вузлі перетину з Субботсько-Мошоринською зоною розломів густина максимальна ( $3,06\text{ г/см}^3$ ), до периферії знижується до  $3,04\text{ г/см}^3$  на північному заході і до  $3,02\text{ г/см}^3$  на південному сході (див. рис. 3.38).

*Тальнівська* зона розломів на поверхні фундаменту характеризується перемежованими ділянками підвищеної та зниженої густини  $2,60\text{--}2,68\text{ г/см}^3$  (див. рис. 3.33). На відносно спокійному тлі  $2,64\text{ г/см}^3$  виділяються дві ділянки, в яких густина підвищується до  $2,68\text{ г/см}^3$  на південному заході зони в районі контакту з північною частиною Голованівської шовної зони та до  $2,70\text{ г/см}^3$  в місці зчленування з Звенигородсько-Братською зоною розломів. З глибиною густинні характеристики змінюються (див. рис. 3.44). В замкнених локальних аномаліях, розташованих на південному заході, на глибині 5 км значення густини зменшуються від  $2,78$  до  $2,68\text{ г/см}^3$  в північно-східному напрямку до перетину з Первомайською зоною розломів (див. рис. 3.34, 3.30). Після перетину густина знову зростає до  $2,72\text{ г/см}^3$ . Такий же розподіл густини зберігається і на 10 км (див. рис. 3.35). Однак з глибини 20 км (див. рис. 3.36) локальні аномалії на південному заході відсутні, а значення густини зберігається на цьому проміжку зони вище  $2,90\text{--}2,92\text{ г/см}^3$ . На цьому ж зрізі на північний схід густина зменшується до  $2,84\text{--}2,82\text{ г/см}^3$ . На 30 км (див. рис. 3.37) зона характеризується слабким густинним полем ( $2,92\text{ г/см}^3$ ), яке ускладнюється ділянками разушільнення до  $2,90\text{ г/см}^3$ .

На графіку (рис. 3.44) видно, що густина в північній частині зони (крива 1) до глибини 5 км більше, ніж у центральній та південній частинах (криві 2 і 3, відповідно), глибше спостерігається зворотня залежність.

*Первомайська* зона розломів на поверхні фундаменту представлена строкатою мозаїкою густини, значення якої коливаються від  $2,66 \text{ г/см}^3$  в районі контакту з Бобринецькою зоною розломів до  $2,78 \text{ г/см}^3$  на її південно-східній околиці (див. рис. 3.30). До глибини 20 км характер розподілу густини уздовж зони не змінюється (див. рис. 3.36), глибше густина змінюється незначно в інтервалі  $2,88\text{--}2,86 \text{ г/см}^3$ . На глибині 30 км зберігається ущільнення на південному сході ( $2,98 \text{ г/см}^3$ ) з плавним зменшенням в північно-західному напрямку до  $2,96 \text{ г/см}^3$  (див. рис. 3.37). На розділі Мохо в Тальнівській та Первомайській зонах розломів значення густини високі і відповідають значенням коромантійної суміші (див. рис. 3.38).

У *Західно-Інгулецькій* зоні розломів (див. рис. 3.30) точки, в яких побудовані графіки розподілу густини з глибиною, розташовані південніше Субботсько-Мошоринської зони розломів і розподіл густини в них однаковий (див. рис. 3.44). Це вказує на густинну однорідність Західно-Інгулецької зони розломів.

*Криворізько-Кременчуцька* зона розломів характеризується до глибини 12–15 км ідентичним розподілом густини з глибиною по всій площі зони. Глибше, в точках, розташованих південніше широтної Субботсько-Мошоринської зони розломів (криві 2 і 3) розподіл густини однаковий, її значення тут вище. Північніше (крива 1) спостерігається зменшення густини, в цій частині зона розущільнена (див. рис. 3.44).

*Субботсько-Мошоринська* широтна зона розломів в межах Інгульського мегаблока характеризується загальним збільшенням густини порід в західному напрямку, за винятком Корсунь-Новомиргородського плутону, в межах якого густина порід знижена по всьому розрізу земної кори. На території Інгулецько-Криворізької шовної зони породи уздовж широтної зони розломів по всьому розрізу ущільнені.

В *Бобринецькій* широтній зоні розломів в приповерхневих шарах на заході і сході густина порід зростає, а в глибинній частині, навпаки, знижується.

В Смілянській широтній зоні максимальне ущільнення по всьому розрізу спостерігається в західній частині Інгулецько-Криворізької шовної зони. На захід з глибини 10 км і на схід густини порід знижені (див. рис. 3.33–3.38).

Як видно з графіків (рис. 3.59), розподіл густини з глибиною в Субботсько-Мошоринській і Бобринецькій широтних зонах розломів різний по обидві сторони від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ: на захід густина вище, на схід знижена. Точки, які знаходяться на площі біотитових гнейсів, по розповсюдженню густини з глибиною займають положення між ними.

В Смілянській широтній зоні точки графіків, які розташовані по обидві сторони від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ, потрапляють в перетин з зонами розломів (рис. 3.30) і подібні з розподілу густини з глибиною (рис. 3.59).

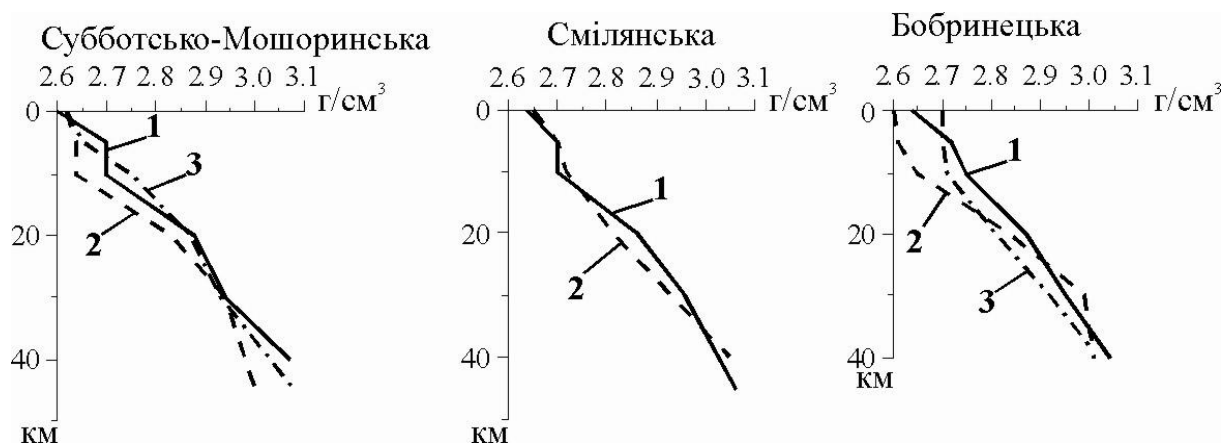


Рис. 3.59. Зміна густини з глибиною в широтних зонах розломів. Розташування точок, в яких побудовані графіки розподілу густини з глибиною, див. на рис. 3.30.

Більш детально будова широтних зон розломів розглянута в Розділі 6, а також в роботі [Старостенко и др. 2012] (див. Розділ 2).

### 3.2.1.4. Потужності «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів консолідованої земної кори та коромантійної суміші

За даними 3D гравітаційного моделювання [Старостенко и др. 2015в] в межах Інгульського мегаблока УЩ визначені потужності речових шарів та типи кори.

*Потужність «гранітного» (верхнього) шару земної кори Інгульського мегаблока коливається від 16 км до нульових значень (рис. 3.60).*

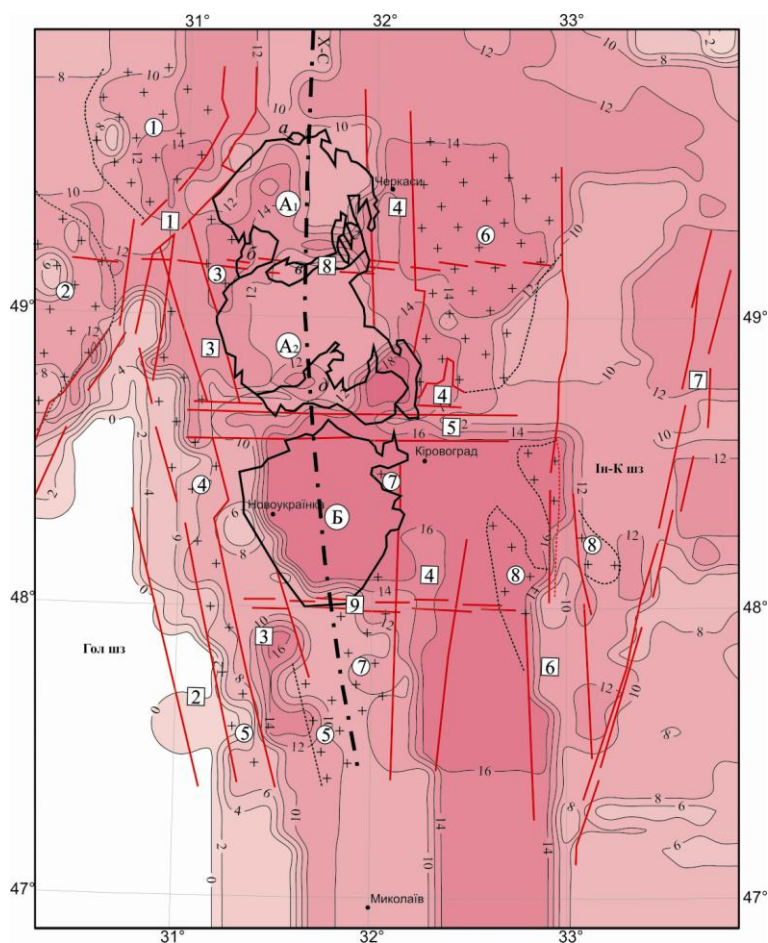


Рис. 3.60. Потужність «гранітного» (верхнього) шару земної кори, км.  
Умовні позначення див. на рис. 3.30.

Так, в Голованівській шовній зоні практично по всій її площі «гранітний» шар відсутній. Згідно застосованої методики, потужність цього шару визначається від підшови осадового шару (якщо присутні осади) або від поверхні фундаменту до ізолінії густини  $2,75 \text{ г/см}^3$ . Значною потужністю «гранітний» шар представлений у Новоукраїнському масиві трахітоїдних гранітів (16 км), Шполянському та Корсунь-Шевченківському масивах рапаківівидних гранітів



(до 12 км). Найбільшою потужністю (до 18 км) характеризується східна частина площі розвитку габро-анортозитів Новомиргородського масиву, в західній його частині потужність «гранітного» шару менше (до 14 км). В межах інших масивів габро-анортозитів (Городищенському, Смілянському, Руськополянському) потужність кислих порід не перевищує 12–13 км. Слід зазначити, що вказані масиви габро-анортозитів мають незначну вертикальну потужність (перші кілометри), тому при підвищеній густині вони майже не впливають на загальну густину «гранітного» шару в межах їх поширення. В Уманському і Богуславському масивах гранітоїдів потужність «гранітного» шару зростає в східному напрямку від 6 до 12 км. У Шевченківському, Долинському, Чигиринському масивах потужність шару досягає 14 км в центральних частинах і зменшується до периферії до 10–12 км. Липняжський, Вознесенський і Кіровоградсько-Бобринецький масиви мають потужність «гранітного» шару 6–8 км і 9–10 км відповідно.

В межах Тальнівської зони розломів потужність змінюється від 6 до 12 км в південно-західній частині і представлена однорідною товщею на північному сході (близько 12 км). У Первомайській зоні розломів потужність шару мінімальна і змінюється від 0 до 6 км. Звенигородсько-Братська зона розломів характеризується потужністю «гранітного» шару 12–16 км у південно-східній і північно-західній частинах, а в центральній частині шар дещо тонше (до 8–9 км). Для Кіровоградської і Західно-Інгулецької зон розломів характерна потужність 12–16 км, а для Криворізько-Кременчуцької – 8–12 км.

В Голованівській шовній зоні «гранітний» шар присутній з незначною потужністю (до 4 км) лише на півночі. Інгулецько-Криворізька шовна зона характеризується потужністю 10–12 км зі зменшенням на північ. Для області поширення біотитових гнейсів на південь від Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів характерна однорідна потужність «гранітного» шару (14 км), а на північ від зони потужність зменшується до 10–12 км.

Уздовж Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів потужність «гранітного» шару зростає від 10 км на заході до 16 км в районі перетину з

Кіровоградською зоною розломів і знову зменшується до 12 км при наближенні до Західно-Інгулецької зони розломів. Зміна потужності шару уздовж Бобринецької широтної зони розломів аналогічна вищенаведеному.

«Діоритовий» (середній) шар земної кори характеризується потужністю від 0 до 22 км (рис. 3.61). Області, в яких «діоритовий» шар відсутній, розташовані в західній частині Корсунь-Шевченківського масиву рапаківівидних гранітів та на південному заході Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів.

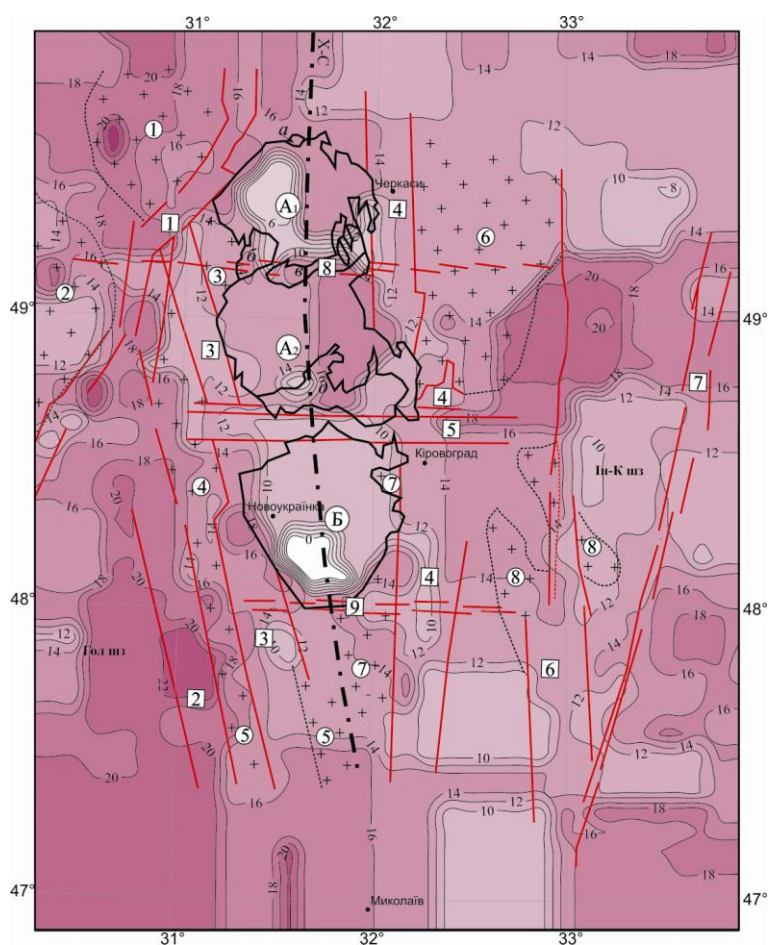


Рис. 3.61. Потужність «діоритового» (середнього) шару земної кори, км. Умовні позначення див. на рис. 3.30.

У східній частині Корсунь-Шевченківського масиву потужність «діоритового» шару становить 13–14 км. На сході Шполянського масиву рапаківівидних гранітів шар потовщується до 16–17 км, а на заході стоншується до 12 км. Новоукраїнський масив трахітоїдних гранітів по всій площі має однорідну потужність (близько 10 км), за винятком південно-західної частини, де шар відсутній.

Потужність «діоритового» шару в Межирічанському масиві габро-анортозитів близько 15 км, в Городищенському та Смілянському від 10 до 14 км, в Руськополянському зтоншується до 8 км у східному напрямку, в Новомиргородському масиві варіює від 10 до 16 км, причому в районі трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ присутня ізометрична область, в центрі якої потужність зменшується до 7 км.

Масиви гранітоїдів характеризуються потужністю «діоритового» шару індивідуально. Так, потужність шару в Богуславському масиві збільшується на захід від 16 до 18 км, з присутністю області збільшеної потужності (до 24 км) в центрі західної його частини. Така ж область, в якій потужність «діоритового» шару зростає до 20 км, спостерігається на заході Уманського масиву. Сам масив характеризується потужністю 12–16 км. У Шевченківському масиві потужність «діоритового» шару збільшується на північ від 12 до 14–16 км, а в Липняжському – незначно на північний захід (від 12–14 до 16–18 км). Вознесенський масив характеризується більшою потужністю в західній частині (16–10 км) і меншою в східній (12–14 км). Для Чигиринського масиву характерна однорідна потужність «діоритового» шару (13 км). Кіровоградсько-Бобринецький і Долинський масиви мають потужність близько 14 км.

Область розвитку біотитових гнейсів за потужністю «діоритового» шару ділиться на три ділянки. Перша, до Бобринецької широтної зони розломів, представлена двома зонами зниженої потужності до 10 км на тлі товщі 12–14 км. Друга ділянка розташована між Бобринецькою і Субботсько-Мошоринською широтними зонами розломів. Вона характеризується постійною потужністю шару (15 км). На третій ділянці (від Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів до Смілянської) потужність шару зростає до 20 км.

Тальнівська зона розломів характеризується збільшенням потужності «діоритового» шару в південно-західному напрямку від 16 до 22 км, в Первомайській зоні розломів, аналогічно Тальнівській, потужність збільшується від 18 до 23 км, але тільки в південно-східному напрямку. У Звенигородсько-Братській зоні розломів найбільша потужність спостерігається в центральній

частині, між Бобринецькою і Субботсько-Мошоринською широтними зонами розломів, потім вона зменшується до 10–12 км у північно-західній і південно-східній частинах. Субботсько-Мошоринська зона розломів характеризується збільшенням потужності в східному напрямку від 12 до 18 км. У Бобринецькій широтній зоні розломів, навпаки, потужність більше в західній частині (14–16 км) і менша в східній (до 9–0 км). Для Криворізько-Кременчуцької зони розломів характерне чергування областей підвищеної (18–20 км) і зниженої (8–10 км) потужності шару.

В районі Кіровоградської зони розломів потужність шару практично однакова на всій протяжності (близько 12 км). Західно-Інгuleцька зона розломів (до Бобринецької широтної зони розломів) представлена потужністю 10–12 км, а після – товщею 14 км. Криворізько-Кременчуцька зона розломів характеризується потужністю «діоритового» шару 12 км в її центральній частині з потовщенням на південний захід і північний схід до 16 км.

Як видно, потужність «діоритового» шару змінюється в межах 0–22 км.

«Базальтовий» (нижній) шар представлений максимальною потужністю в Голованівській шовній зоні, яка сягає значення 50 км в її центральній частині. До околиць структури потужність шару зменшується до 16–18 км (рис. 3.62).

Потужність «базальтового» шару складає 20–26 км в західній частині Корсунь-Шевченківського масиву рапаківівидних гранітів і в південно-західній частині Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів, а також у Криворізько-Кременчуцькій зоні розломів, за винятком області між Субботсько-Мошоринською і Смілянською широтними зонами розломів, де потужність знижується до 10 км. У східній частині Корсунь-Шевченківського, західній частині Шполянського масивів рапаківівидних гранітів і більшій частині Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів потужність «базальтового» шару змінюється від 16 до 20 км. Східна частина Шполянського та південно-східна Новоукраїнського масивів характеризуються зниженою потужністю (до 8–10 км).

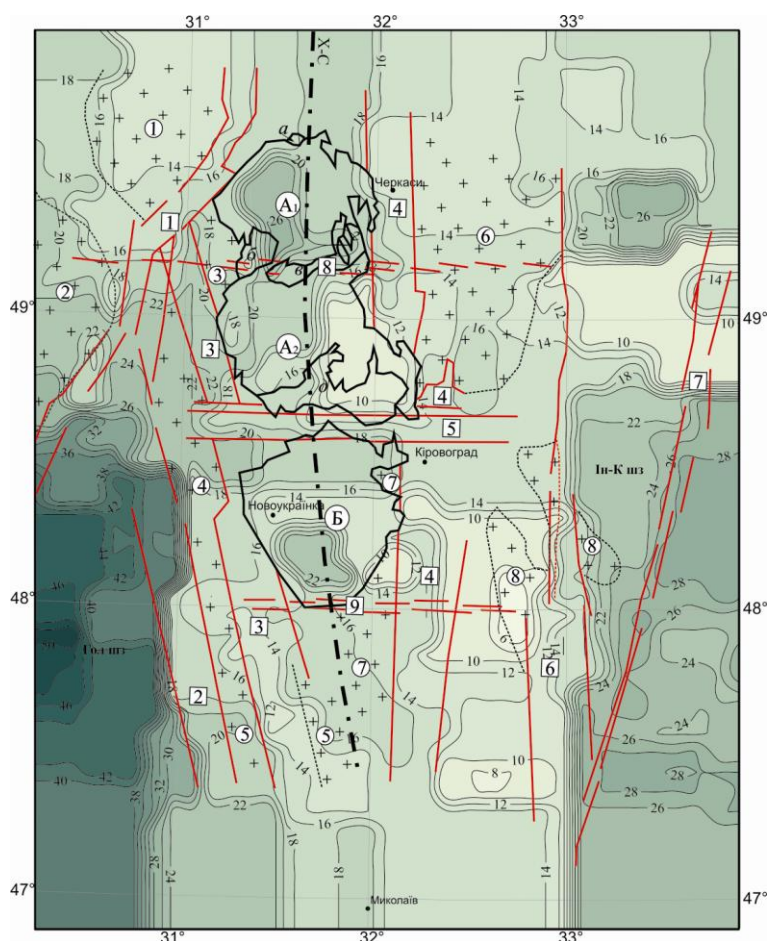


Рис. 3.62. Потужність  
«базальтового» (нижнього)  
шару земної кори, км.  
Умовні позначення див. на  
рис. 3.30.

Потужність «базальтового» шару в Богуславському та Чигиринському масивах гранітоїдів становить 14 км, Вознесенському та Кіровоградсько-Бобринецькому – 16 км, а в Уманському та Липняжському масивах зростає до 20–22 км. Відрізняється за величиною потужності шару Долинський масив, який ділиться на три ділянки: західну (з потужністю шару 5–10 км), північну (15 км) і східну (18–24 км). У Тальнівській зоні розломів найбільша потужність (до 36–38 км) спостерігається на ділянці, що прилягає до Голованівської шовної зони. Уздовж самої зони розломів потужність збільшується до 14–16 км у північно-східному напрямку. Первомайська зона розломів представлена потужністю 20–38 км у північно-західній частині, 22 км у південно-східній і 16–18 км у центральній. На південному сході Звенигородсько-Братської зони розломів потужність шару 12–16 км, потім, при наближенні до Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів, вона зростає до 22 км, а після неї знижується до 20 км. У Кіровоградській зоні розломів потужність «базальтового» шару 12–14 км, в

межах Західно-Інгулецької зони вона змінюється в південній її частині (до Бобринецької широтної зони розломів) із заходу на схід від 10 до 24 км і від 10 до 16 км на площі, розташованій від Бобринецької до Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів. Уздовж Криворізько-Кременчуцької зони розломів до Субботсько-Мошоринської зони розломів потужність шару складає 26–28 км, а північніше від неї стоншується до 10–14 км. Після Смілянської широтної зони розломів потужність «базальтового» шару збільшується до 26 км.

Область поширення біотитових гнейсів представлена ділянками, в яких потужність змінюється від 8 до 10 км і 10–14 км, причому спостерігається збільшення потужності шару в межах Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів. Потужність шару в самій Субботсько-Мошоринській зоні розломів стоншується в східному напрямку від 22 до 14 км. Уздовж Бобринецької широтної зони розломів потужність шару зменшується на схід від 16 до 6 км. Уздовж Смілянської зони розломів потужність максимальна західніше від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ (20–24 км), потім зменшується на захід і схід до 18 і 12 км відповідно.

*Коромантійна суміш* (рис. 3.63) присутня в Голованівській шовній зоні потужністю 16–24 км, на північному заході Первомайської зони розломів (10–20 км), в Інгулецько-Криворізькій шовній зоні (до Субботсько-Мошоринської зони розломів) 4–14 км, а після зони стоншується до 2 км.

Невеликою потужністю (до 2 км) КМ присутня у західній частині Корсунь-Шевченківського масиву, в північно-західній і центральній частинах Звенигородсько-Братської зони розломів і фрагментарно в межах Липняжського і Вознесенського, на заході Богуславського і півдні Уманського масивів. В області поширення біотитових гнейсів потужність КМ досягає 4 км в районі Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів.



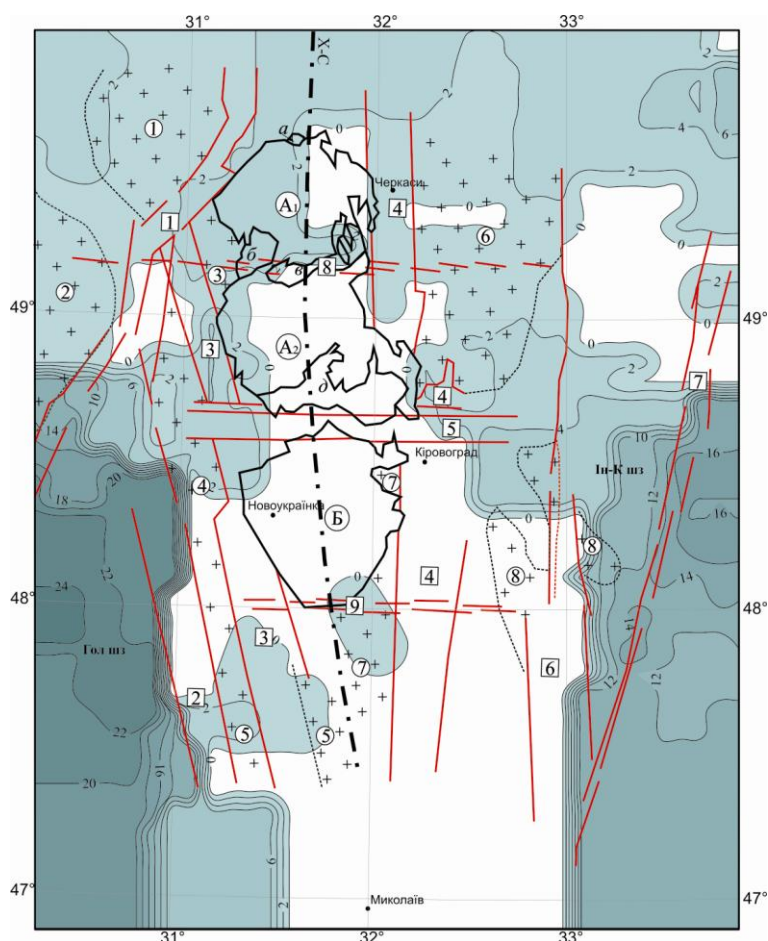


Рис. 3.63. Потужність коромантійної суміші, км. Умовні позначення див. на рис. 3.30.

### 3.2.1.5. Типізація консолідованої земної кори

На рис. 3.64 наведено схему типів кори, вперше побудовану для Інгульського мегаблока УЩ в м-бі 1: 200000 на основі оцінки внеску потужності кожного шару, виділеного за інтервалами густини, в повну потужність кори. Отримана схема дещо відрізняється від схеми, побудованої раніше, на якій Інгульський мегаблок є складовою частиною всього УЩ [Куприєнко и др. 2007б] (див. Розділ 1). Проте цьому є пояснення. По-перше, дослідження раніше проводилися в масштабі 1: 500 000, тому багато структур невеликого розміру враховувалися генералізовано, тобто з'єднувалися з такими ж, що знаходяться поряд, структурами і параметри їх осереднювалися. По-друге, в попередній моделі не розраховувалися як окремі структури масиви гранітоїдів, що природно внесло свої корективи в умовно виділені шари, особливо в верхній, «гранітний».

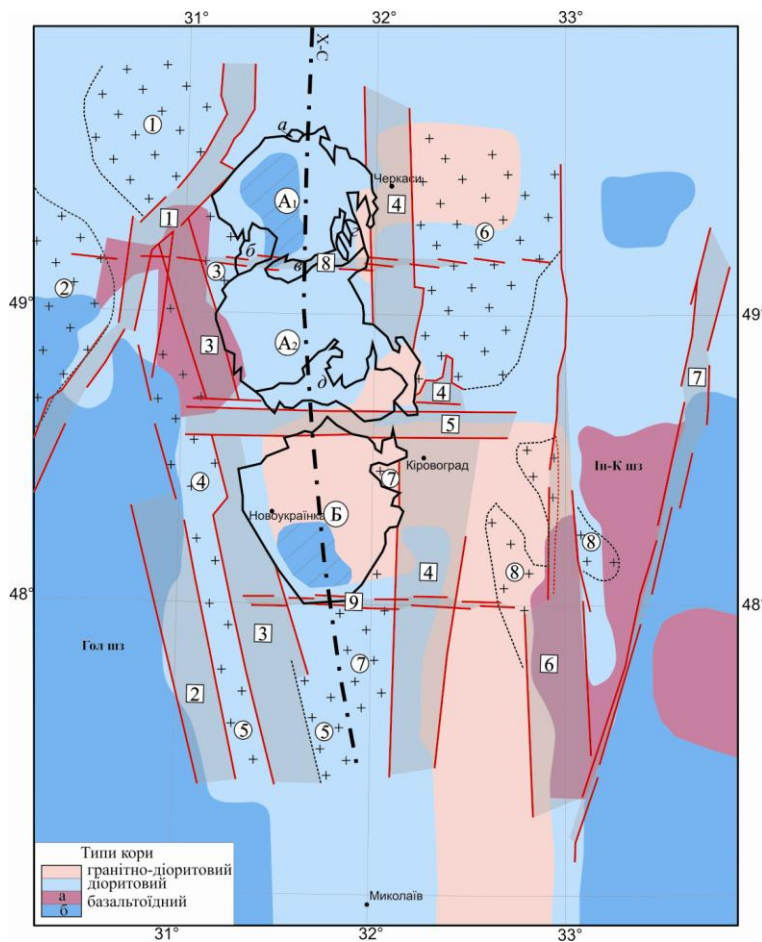


Рис. 3.64. Схема типів земної кори. Підтип 1 базальтоїдного типу кори з вмістом базальту: 50% (а), 50–70% (б). Інші умовні позначення див. на рис. 3.30.

В отриманій схемі присутні три типи кори: гранітно-діоритовий, діоритовий та базальтоїдний (підтип 1). В останньому виділено області двох видів: з вмістом в ньому базальту 50% та 50–70% відповідно.

*Гранітно-діоритовий* тип кори (тут переважають породи гранітного ряду) поширений на півночі, в центральній і західній частинах Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів; в південно-східній частині Первомайської зони розломів; в області поширення біотитових гнейсів до Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів; на північному заході Чигиринського, у західній та північній частинах Долинського масивів гранітоїдів; на півночі і в центральній частині Кіровоградської зони розломів, а також на всій площі Руськополянського і в східній частині Новомиргородського габро-анортозитових масивів. Цей тип кори поширений в Субботсько-Мошоринській широтній зоні розломів на схід від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ і в східній частині Бобринецької шовної зони розломів.



*Діоритовий* тип кори займає значну частину площі Інгульського мегаблока.

*Базальтоїдний* тип кори (підтип 1) з вмістом в ньому базальту 50% поширений західніше Шполянського масиву рапаківівидних гранітів, присутній в північно-західній частині Звенигородсько-Братської зони розломів і Липняжського масиву гранітоїдів, простежується уздовж Смілянської широтної зони розломів на захід, перетинає Тальнівську зону розломів, досягаючи Уманського масиву гранітоїдів. Значно більшу площу цей тип кори займає в межах Західно-Інгулецької зони розломів і Інгулецько-Криворізької шовної зони до перетину з Субботсько-Мошоринською широтною зоною розломів.

Базальтоїдний тип кори з вмістом в ньому базальту 50–70% поширений по всій ГШЗ, незначними ділянками представлений в масивах гранітоїдів: на півдні Уманського і в Липняжському районі Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів. Цей тип кори також присутній на південному заході Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів (перетинає трансрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ в східному напрямку), в західній частині Корсунь-Шевченківського масиву рапаківівидних гранітів і в північній частині Інгулецько-Криворізької шовної зони.

Як видно на схемі (рис. 3.64), в Інгульському мегаблоці найбільш поширений діоритовий тип кори. У районі Корсунь-Шевченківського масиву рапаківівидних гранітів і Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів виділені області, віднесені до підтипу 1 базальтоїдного типу з вмістом базальту 50–70%. Однак варто зазначити, що віднесені вони до цього типу умовно, оскільки вперше виділені області, в яких мінімальна потужність (або її відсутність) «діоритового» шару, значна потужність «базальтового» і «гранітного» шарів. Таке поєднання потужності шарів не вписується в межі виділених раніше типів кори. Але оскільки частка базальтової складової в загальній потужності консолідованої частини кори тут найбільша, ці області віднесені до базальтоїдного типу.

### 3.2.2. 3D гравітаційна модель земної кори центральної частини Голованівської шовної зони УЩ

Досліджувана територія включає: Ятранський, Первомайськ-Голованівський та Новопавлівський блоки ГШЗ; вузьку західну смугу Інгульського мегаблока УЩ; Уманський блок Росинського і Бандурівський блок Бузького мегаблоків УЩ, які є сусідами через Гайворонську зону розломів. Голованівська шовна зона відокремлена від площі розвитку гранітоїдів кіровоградського комплексу Інгульського мегаблока Первомайською зоною розломів, а від Бузького та Росинського мегаблоків УЩ – Тальнівською. Первомайськ-Голованівський блок відокремлений від Ятранського Ємилівською, а від Новопавлівського Врадіївською зоною розломів. Довгопристанська і Молдовська зони сколювання північно-західного простягання розташовані в центральній частині Первомайськ-Голованівського блока. Савранська зона сколювання перетинає в тому ж напрямку Тальнівську зону розломів (рис. 3.65).

Раніше ГШЗ була вивчена методом тривимірного густинного моделювання як складова частина Інгульського мегаблока УЩ в масштабі досліджень 1: 500 000 [Куприенко и др. 2007а, б] (див. Розділ 1) і 1: 200 000 [Старостенко и др. 2015в] і була представлена з поверхні фундаменту основними породами з густиною 2,80–2,83 г/см<sup>3</sup>, оскільки більшість структур через невеликий розмір об'єднувалися з такими ж, що знаходяться поруч, при цьому густинні параметри були осереднені. Саме масштаб визначив більш генералізоване врахування гравітаційного ефекту від цих структур. При густинному моделюванні в дрібному масштабі неоднорідності на поверхні фундаменту задаються великими розрахунковими тілами з осередненою густиною. А оскільки переважно в осьовій частині зони на поверхні докембрійського фундаменту спостерігається велика кількість локальних структур з аномально високою густиною на поверхні фундаменту, то це впливає на розрахункову густину, в результаті чого отримуємо високий гравітаційний ефект, який характеризує всю площу.

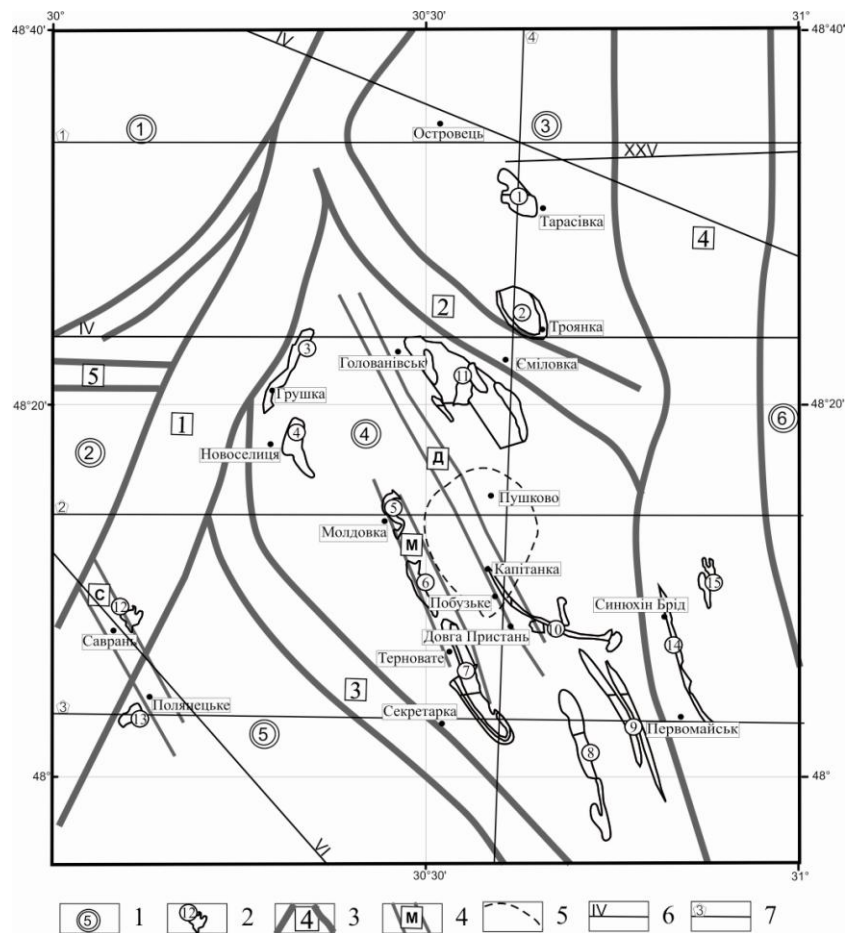


Рис. 3.65. Структурно-тектонічна схема центральної частини Голованівської шовної зони УЩ, за [Гинтов и др. 2016], зі спрощеннями: 1 – блоки (цифри в подвійних кружках) (Уманський (1); Бандурівський (2) Бузького мегаблоку УЩ; Ятранський (3); Первомайськ-Голованівський (4) та Новопавлівський (5) Голованівської шовної зони; площа розвитку гранітоїдів кіровоградського комплексу Інгульського мегаблоку (6)); 2 – контури аномальних структур (цифри в кружках) (1 – Тарасівська; 2 – Троянська; 3 – Грушківська; 4 – Новоселицька; 5 – Молдовська; 6 – Демовьярська; 7 – Секретарська; 8 – Чаусівська; 9 – Поронівська; 10 – Лащівська; 11 – Шепіловсько-Голованівська; 12 – Чемерпольська; 13 – Полянецька; 14 – Підгородненська; 15 – Новоолександрівська); 3 – зони розломів (цифри в квадратах) (1 – Тальнівська, 2 – Ємилівська, 3 – Врадіївська, 4 – Первомайська, 5 – Гайворонська); 4 – зони сколювання (С – Савранська; Д – Довгопристанська; М – Молдовська); 5 – область поширення серпентинітів за [Гинтов и др. 2016]; 6 – сейсмічні профілі; 7 – ілюстраційні профілі.

Однак при більш великому масштабі чітко вимальовуються блоки до глибини 1,5–5 км, в яких густина порід на поверхні фундаменту варіює в широкому діапазоні (від 2,61 до 3,17 г/см<sup>3</sup>) і враховується при моделюванні конкретно в кожному тілі. В результаті отримуємо диференційований розподіл густини, що характеризує блокову будову з тим же високим гравітаційним ефектом.

Масштаб досліджень 1: 50 000 дозволив отримати детальний розподіл густини в земній корі по глибині і латералі, а також в першому наближенні визначити характер зміни густини з глибиною в структурах з аномально високою густиною на поверхні фундаменту і встановити глибину їх поширення. Саме це було метою виконаних робіт.

### 3.2.2.1. Вихідні дані

При створенні 3D густинної моделі центральної частини ГШЗ були використані: 1) дані сейсмометрії за профілем ГСЗ (XXV) і геотраверсами (IV, VI) [Чекунов 1988а, б; Ильченко 2003] (див. Розділ 1); 2) схема залягання розділу Мохо, побудована за [Чекунов 1992; Куприенко и др. 2007а] (див. Розділ 1); Омельченко и др. 2008] (див. Розділ 2); 3) структурно-петрофізична і тектонофізична основа геолого-структурної карти поверхні кристалічного фундаменту [Гинтов и др. 2016]; 4) геолого-петрофізичні таксони [Гинтов и др. 2016]; 5) межі зміни густини гірських порід [Гинтов и др. 2016], а також середнє значення густини [Гинтов и др. 2016]; 6) геологічні дані [Клочков 2004]; 7) гравітаційне поле в редукції Буге (масштаб 1: 50 000).

У *гравітаційному полі* (рис. 3.66) виділяється унікальна, найбільш інтенсивна в межах УЩ, позитивна аномалія (до +68 мГал), яка простягається уздовж всієї ГШЗ в субмеридіональному напрямку дискордантно до гравітаційних аномалій Бузького та Подільського мегаблоків УЩ. Природа цієї аномалії пояснюється як поверхневою, так і глибинною будовою ГШЗ: на поверхні докембрійського фундаменту в її межах спостерігається велика

кількість масивів базитів і гіпербазитів, підвищена концентрація скіалітів і ксенолітів двопіроксенових кристалосланців; в нижній корі, за даними 3D гравітаційного моделювання [Купrienko и др. 2007б (див. Розділ 1); Старостенко и др. 2015в], присутні дуже потужні «базальтовий шар» (25 км) і товща КМ (до 20 км).

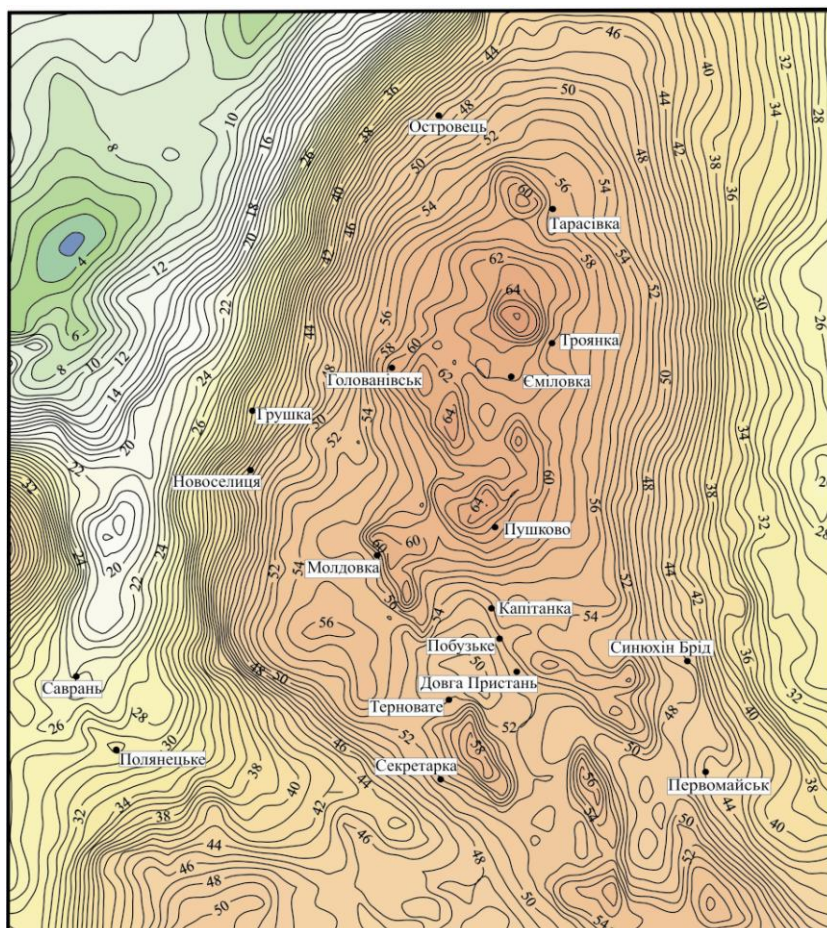


Рис. 3.66. Гравітаційне поле (масштаб 1: 50 000). Ізолінії в мГал.

Найбільш інтенсивне поле простежується в межах Ятранського і Первомайськ-Голованівського блоків (+50–64 мГал). Дещо менша інтенсивність поля характерна для Новопавлівського (+30–47 мГал) і Бандурівського (+15–45 мГал) блоків. В останньому вона зростає в південному напрямку. Уманський блок представлений спокійним полем інтенсивністю +(3–11) мГал. Для західної границі Первомайської, східної частини Тальнівської, а також Врадіївської зон розломів характерні інтенсивні градієнти поля сили тяжіння, в межах яких значення густини змінюється приблизно від +30 до +50 мГал. У західній частині

Тальнівської зони розломів значення поля коливаються в межах  $+(18-32)$  мГал, а в східній частині Первомайської вони трохи вище  $(+30-35)$  мГал). В межах Ємилівської зони розломів значення поля зменшується від центру (близько  $+63$  мГал) до периферії:  $+45$  мГал на південному сході і  $+(38-37)$  мГал на північному заході в зоні перетину з Тальнівської зоною розломів (див. рис. 3.65).

### 3.2.2.2. 3D гравітаційна модель

Досліджувана територія в 3D гравітаційній моделі земної кори в масштабі 1: 50 000 поділяється за своєю будовою на центральну, східну і західну частини. Центральна, яка відповідає більшій частині ГШЗ (Ятранський, Первомайськ-Голованівський блоки і східна частина Новопавлівського), складена гірськими породами, густина яких значно вища, ніж в західній і особливо в східній частинах. Вона, а також західна частина (Уманський та Бандурівський блоки Бузького мегаблока УЩ) в інтервалі глибин 0–5 км характеризуються постійною густиною в кожному розрахунковому тілі (виняток становлять тіла з поверхні з аномальною густиною, яким присвячено окремий підрозділ), глибше густина зростає з градієнтом, індивідуальним в кожному тілі (рис. 3.67). Блокова будова верхньої частини кори до глибини 5 км обумовлена складом порід і підтверджена даними сейсмометрії [Ильченко 2003] (див. Розділ 1). При спільному розгляді даних сейсмометрії, гравіметрії і геотермії також зроблено висновок про те, що густинні неоднорідності, виділені в приповерхневій частині УЩ, поширюються до глибини не більше 10 км, тобто вертикальна шаруватість притаманна їй лише до цієї глибини [Павленкова и др. 1974]. Нижче верхнього шару кора має горизонтально-шарувату будову.

В окремих тілах амфібол-біотитових плагіогнейсів і біотитових гнейсів східної частини, яка включає в себе Первомайську зону розломів і площу розвитку гранітоїдів кіровоградського типу, в розрізі земної кори до глибини 10 км присутні три зони розподілу густини, що відрізняються між собою (рис. 3.67).



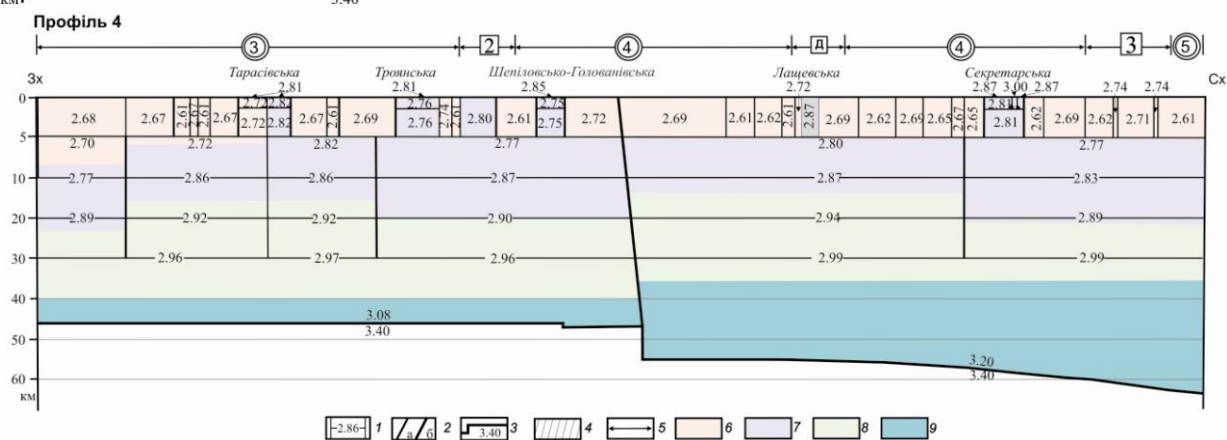
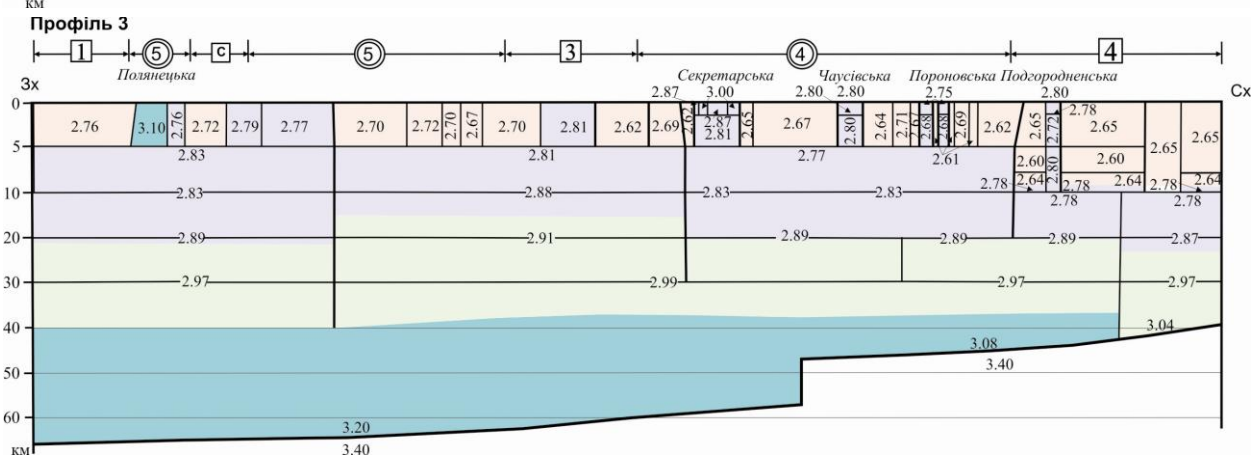
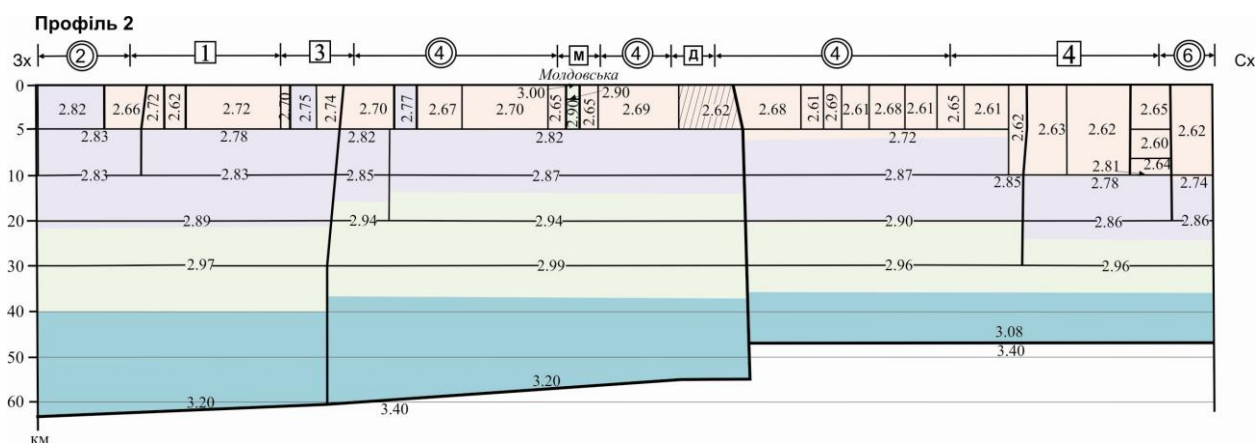
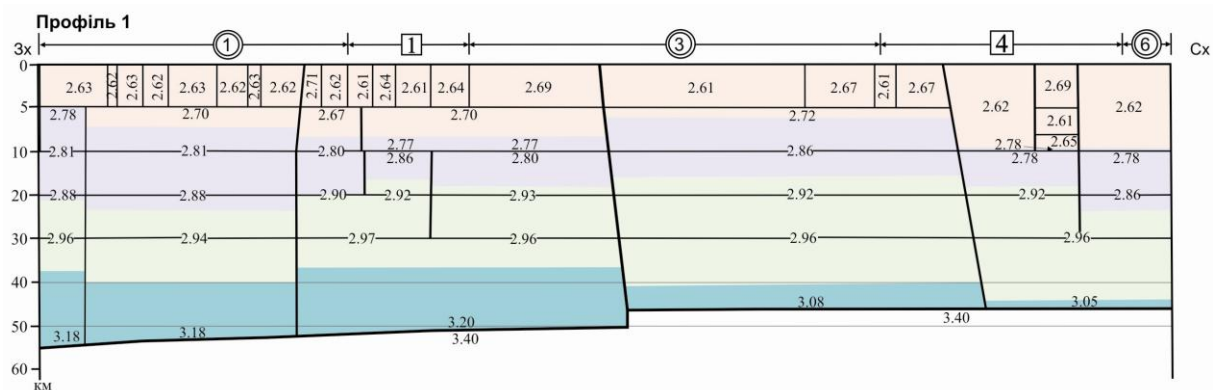


Рис. 3.67. Густинні розрізи земної кори уздовж ілюстраційних профілів (розташування див. на рис. 3.65): 1 – контури і значення густини ( $\text{г/см}^3$ ) розрахункових тіл; 2 – передбачувані порушення за даними тривимірного густинного моделювання (а) і положення ступеню розділу Мохо за даними сейсмометрії (б); 3 – розділ Мохо; 4 – область поширення серпентинітів; 5 – положення зон розломів і зон сколювання на поверхні; 6–9 – умовно виділені шари речовинного складу земної кори (6 – «гранітний», 7 – «діоритовий», 8 – «базальтовий»); 9 – коромантійна суміш.

Перша зона (до 5 км) представлена постійною густиною, тобто відсутній градієнт зміни густини з глибиною. Друга (5–8 км) характеризується наявністю зони інверсії ( $\Delta\rho = 0,05 \div 0,08 \text{ г/см}^3$ ) з постійною густиною, що підтверджується даними [Ильченко 2003; Трипольский и Шаров 2004; Омельченко и др. 2008 (див. Розділ 1); Корчин и др. 2016]. У третій зоні (8–10 км) густина зростає з глибиною в кожному розрахунковому тілі з індивідуальним градієнтом. Між зонами густина змінюється стрибкоподібно.

Масиви гранітів в східній частині прийняті з постійною густиною до глибини 10 км. Зниження густини в шарі від поверхні фундаменту до глибини 10 км підтверджено в роботі [Ярошук та ін. 1983], автори якої стверджують, що «метаморфіти в різному ступені «засвоєні» гранітами». На основі зіставлення матеріалів ГСЗ з експериментальними даними зміни швидкісних параметрів порід, що складають приповерхневі горизонти Корсунь-Новомиргородського та Новоукраїнського блоків, авторами роботи [Корчин и др. 2016] також було висловлено припущення про розвиток гранітів до глибини 10–12 км.

При створенні 3D гравітаційної моделі враховувалася зміна густини як з глибиною відповідно до даних сейсмометрії, так і по латералі відповідно петрофізичним даним. При необхідності приймалися до уваги стрибкоподібна зміна густини в ту чи іншу сторону, зони інверсії і зони з постійною густиною. Густина розрахункових тіл на поверхні фундаменту задавалася з огляду на



відсоткове співвідношення порід, в глибинній згідно залежності  $\rho=f(V_p)$  [Красовский 1981] (див. Розділ 2).

Результати 3D гравітаційної моделі представлені у вигляді схем розподілу густини на поверхні фундаменту, глибинах 5, 10, 20, 30 км і розділі Мохо, що дозволило виявити та простежити особливості зміни густини по всьому розрізу земної кори. Також детально вивчено розподіл густини в структурах, які характеризуються незначними розмірами і аномально високою густиною на поверхні фундаменту, обумовленої складом порід.

На поверхні фундаменту (рис. 3.68) в східній частині досліджуваної території, яка представлена вузькою смугою розвитку кіровоградських гранітів та Первомайською зоною розломів, фіксуються граніти кіровоградського типу з густиною  $2,62 \text{ г/см}^3$ , побузького типу ( $2,61 \text{ г/см}^3$ ) і гнейси біотитові ( $2,68 \text{ г/см}^3$ ) з незначними включеннями кристалосланців двопіроксенових, ортопіроксенових, біотит-ортопіроксенових ( $2,90 \text{ г/см}^3$ ) [Чекунов 1988 а, б (див. Розділ 1); Гинтов и др. 2016]. При моделюванні густина гранітів залишилася незмінною, за винятком тіла з густиною  $2,63 \text{ г/см}^3$ , в якому є включення порід кошаро-олександрівського таксона (рис. 3.68, легенда). У більшості тіл біотитових гнейсів густина знижена до  $2,65 \text{ г/см}^3$ . На півночі ділянки присутні тіла чарнокітів і ендербітів ( $2,67$  і  $2,69 \text{ г/см}^3$  відповідно). На крайньому півдні розташовані гранітогнейси синицівського таксона (з включеннями плагіогнейсів біотит-графітових (часто з силіманітом і гранатом), кальцифірів (доломіт-кальцитових і кальцитових), які враховані в моделі з середньою густиною  $2,69 \text{ г/см}^3$ . Окремі тіла метагброїдів в чистому вигляді і з включеннями кристалосланців мають густину  $2,81$  і  $2,80 \text{ г/см}^3$ , відповідно.

На захід від Первомайської зони розломів, в Ятранському блоці, спостерігаються великі поля чарнокітів з включеннями ендербітів (згідно [Гинтов и др. 2016] густина  $2,71$  і  $2,74 \text{ г/см}^3$ ), ускладнених тілами кристалосланців витягнутої форми (особливо в західній частині блока).

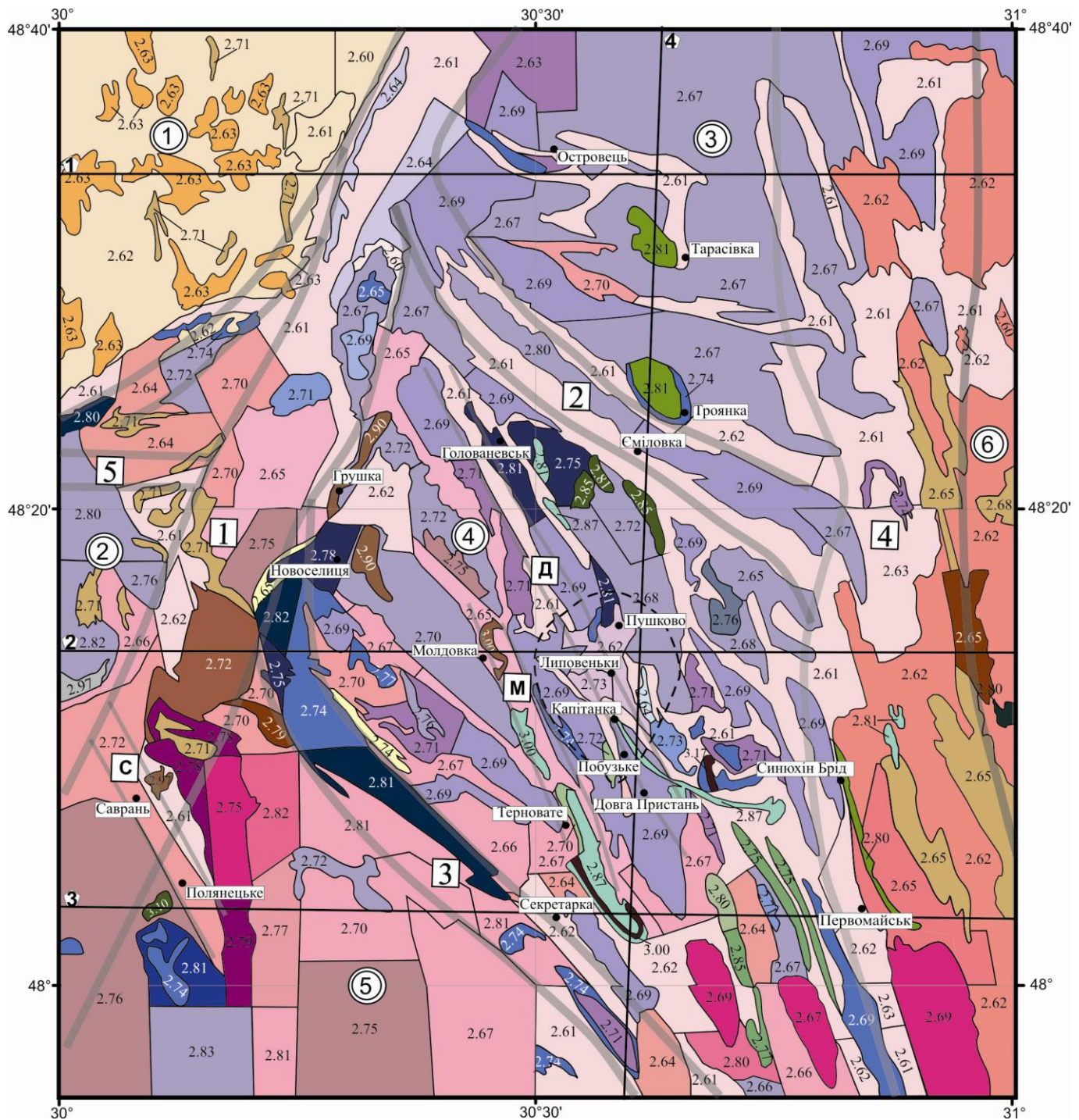


Рис. 3.68. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на поверхні кристалічного фундаменту. Курсивом в легенді показано найменування таксонів, за [Гинтов и др. 2016]. Легенда до рис. 3.68. Умовні позначення див. на рис. 3.65.



**1-кристалосланцеві**

кристалосланці двопіроксенові, ортопіроксенові, біотит-ортопіроксенові, гранат-ортопіроксенові, магнетит-двопіроксенові (2.80 г/см<sup>3</sup>).

**2-ультрамафіто-мафітові і залізурудні**

**молдовський** (плагіогнейси, гнейси гранат-біотитові):

кварцити залізісті, в основному магнетит-двопіроксенові, кальцифіри магнетитові рудні (3.00, 3.17 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями кварцитів залізістих (2.90, 2.97, 3.00 г/см<sup>3</sup>).

**капітанівсько-деренюхінський, тарноватський, кумаровський, троянський** (метагаброді - амфіболіти, габро, габро-амфіболіти):

з включеннями кварцитів залізістих (2.81, 2.85, 3.00 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями кристалосланців (2.80, 2.81 г/см<sup>3</sup>);

у чистому вигляді (2.81, 2.87, 3.00 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями кварцитів польовошпатових часто з силіманітом і гранатом, плагіогнейсів, гнейсів силіманіт-гранат-біотитових, гранат-кордієрит-біотитових, силіманіт-гранат-кордієрит-біотитових (2.80 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями чарнокітів, часто гранатовмісних за [Геологическая..., 1990] (2.75, 2.77, 2.85 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями серпентинітів (2.70, 2.72 г/см<sup>3</sup>).

**3 – гнейсові** (плагіогнейси, амфібол-біотитові, гнейси біотитові):

**кошаро-олександрівський** кварцити польовошпатові, часто з силіманітом і гранатом, плагіогнейси, гнейси силіманіт-гранат-біотитові, гранат-кордієрит-біотитові, силіманіт-гранат-кордієрит-біотитові:

у чистому вигляді (2.65, 2.74 г/см<sup>3</sup>).

**хоцевато-завалевський** (плагіогнейси біотит-графітові (часто з силіманітом і гранатом), кальцифіри доломіт-кальцитові, кальцитові):

з включеннями кристалосланців (2.97 г/см<sup>3</sup>).

**черноташликський** (плагіогнейси, амфібол-біотитові, гнейси біотитові):

з включеннями кристалосланців (2.65, 2.79 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями гнейсо-гранітів смужчастих рожевих і сірувато-рожевих (2.72 г/см<sup>3</sup>);

у чистому вигляді (2.65, 2.68, 2.71 г/см<sup>3</sup>).

**4-гнейсо-гранітоїдні** (гнейсо-граніти смужчасті рожеві і сірувато-рожеві, як правило динамометаморфічні змінні синіцовського комплексу):

у чистому вигляді (2.78, 2.79 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями плагіогнейсів біотит-графітових (часто з силіманітом і гранатом), кальцифірів доломіт-кальцитових, кальцитових (2.67, 2.69, 2.75 г/см<sup>3</sup>).

**5-гранітоїдні**

**чарнокіт-ендербітовий меланократовий** (ендербіти, чарнокіти з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-чарнокітів, часто гранатовмісних, за [Геологическая..., 1990]):

з включеннями чарнокітів з великими включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-ендербіто-гнейсів, за [Геологическая..., 1990] (2.65, 2.67, 2.68, 2.70, 2.72, 2.76, 2.80, 2.82, 2.83 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями кристалосланців і кварцитів залізістих (2.75, 2.78, 2.81 г/см<sup>3</sup>);

у чистому вигляді (2.63, 2.71 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями кристалосланців, а також чарнокітів з великими включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів - ендербіто-гнейсів, за [Геологическая..., 1990], (2.69 г/см<sup>3</sup>);

у чистому вигляді, а також з включеннями кристалосланців (2.64 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями серпентинітів (2.62, 2.73 г/см<sup>3</sup>).

**чарнокіт-ендербітовий лейкократовий** (ендербіти, чарнокіти з великими включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-ендербіто-гнейсів, за [Геологическая..., 1990]):

з включеннями кристалосланців (2.80-2.82 г/см<sup>3</sup>);

у чистому вигляді (2.65, 2.69, 2.74, 2.77 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями чарнокітів з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-чарнокітів, часто гранатовмісних, за [Геологическая..., 1990] (2.71, 2.73 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями кристалосланців (2.69 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями кристалосланців та мегабродів (2.76 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями серпентинітів (2.64 г/см<sup>3</sup>).

**граніти побужського (чудново-бердичівського) типу** (рожеві і сірувато-рожеві смужчасті гранат-біотитові гнейсо-граніти, рідко масивні):

з включеннями кристалосланців, кварцитів залізістих, плагіогнейсів, амфібол-біотитових, гнейсів біотитових (2.82 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями метагабродів-амфіболітів, габро, габро-амфіболітів (2.80 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями ендербітів, чарнокітів з великими включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-ендербіто-гнейсів, за [Геологическая..., 1990] (2.77 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями ендербітів, чарнокітів з великими включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-ендербіто-гнейсів, за [Геологическая..., 1990], а також залізістих кварцитів, кристалосланців і плагіогнейсів, амфібол-біотитових, гнейсів біотитових (2.75, 2.76 г/см<sup>3</sup>);

у чистому вигляді, з включеннями кристалосланців (2.70, 2.72 г/см<sup>3</sup>);

з включеннями ендербітів, чарнокітів з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-чарнокітів, часто гранатовмісних, за [Геологическая..., 1990], а також чарнокітів з великими включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-ендербіто-гнейсів, за [Геологическая..., 1990] (2.66, 2.67, 2.70, 2.81 г/см<sup>3</sup>);

у чистому вигляді, з включеннями ендербітів, чарнокітів з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-чарнокітів, часто гранатовмісних, за [Геологическая..., 1990] (2.65 г/см<sup>3</sup>);

у чистому вигляді, з включеннями ендербітів, чарнокітів з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-чарнокітів, часто гранатовмісних, за [Геологическая..., 1990], а також плагіогнейсів, амфібол-біотитових, гнейсів біотитових (2.64 г/см<sup>3</sup>);

у чистому вигляді (2.61-2.63 г/см<sup>3</sup>).

**граніти кіровоградського типу** (сірі і рожево-сірі середньозернисті порфіроподібні граніти):

з включеннями кристалосланців (2.65 г/см<sup>3</sup>);

у чистому вигляді (2.60, 2.62 г/см<sup>3</sup>).

**граніти уманського типу** (сірі і рожево-сірі граніти біотитові, нерівномірнозернисті до порфіровидних):

у чистому вигляді (2.62 г/см<sup>3</sup>).

**граніти гайсинського типу** (плагіограніти амфібол-біотитові, іноді з гранатом, ортопіроксеном):

у чистому вигляді (2.63 г/см<sup>3</sup>).

У межах блока присутні дві овальні області габро-амфіболітів з густиною  $2,81 \text{ г/см}^3$ , які також ускладнені тілами кристалосланців, що мають вигляд тонких пластин. Північ блока також складена чарнокітами і ендербітами [Гинтов и др. 2016]. У першому наближенні для них були прийняті густини  $2,71$  і  $2,74 \text{ г/см}^3$ . Однак в процесі моделювання з'ясувалося, що між спостереженим і розрахунковим полями є значна розбіжність, причому амплітуда відхилення вказує на неузгодженість у верхніх шарах розрізу. Згідно з даними сейсмометрії область на півночі Ятранського блока, що межує з Субботсько-Мошоринською широтною зоною розломів, характеризується швидкостями, що відповідають гранітному складу до глибини  $5 \text{ км}$ .

3D гравітаційне моделювання [Куприенко и др. 2007а (див. Розділ 1); Старостенко и др. 2012 (див. Розділ 2)] показало, що земна кора в Субботсько-Мошоринській зоні розломів розущільнена. Ймовірно, це викликано дилатансійним розрихленням гірських порід, що виникає при зсувних процесах, коли відбуваються непружні зміни системи тріщин, що визначають деформації гірських порід. Ці деформації призводять до збільшення тріщинуватої пустотності, а отже, до зниження густини [Трипольский и Шаров 2004 (див. Розділ 1); Гинтов и др. 2008]. 3D гравітаційне моделювання Інгульського мегаблока УЩ в масштабі досліджень  $1: 200\,000$  також показало, що в північній частині ГШЗ між Тальнівською та Звенигородсько-Братською зонами розломів густина нижче в порівнянні з центральною та південною її частинами [Старостенко и др. 2015в]. Тому значення густини були скориговані в бік зменшення до величин, відповідних діапазону кислих порід (на поверхні  $2,63$  і  $2,67 \text{ г/см}^3$ ). Густина чарнокітів і ендербітів на решті площі блока також зазнала змін в бік розущільнення на  $0,05\text{--}0,07 \text{ г/см}^3$ , нижче були значення густини в тілах кристалосланців і габро-амфіболітів. Це говорить про те, що до процесу гранітизації в різному ступені був схильний весь блок. Відповідно до даних сейсмометрії і тривимірного густинного моделювання враховано розущільнення порід до  $5 \text{ км}$ . На поверхні фундаменту густина гранітів без включень більш

щільних порід прийнята  $2,61 \text{ г/см}^3$ . Це невеликі тіла по всьому блоку і в межах Ємилівської зони розломів.

Для Первомайсько-Голованівського блока характерно повсюдне поширення гранітів, чарнокітів і ендербітів з включеннями тіл габро-амфіболітів підвищеної густини, залізистих кварцитів, плагіогнейсів біотит-графітових і серпентинітів в центральній частині. Породи гранітного складу, як і в Ятранському блоці, представлені тілами північно-західного простягання [Гинтов и др. 2016] і характеризуються густиною  $2,61\text{--}2,66 \text{ г/см}^3$  в залежності від кількості включень більш щільних порід. Розрахункова густина порід чарнокіто-ендербітового складу  $2,68\text{--}2,74 \text{ г/см}^3$  (див. рис. 3.65).

Кварцити польовошпатові, часто з силіманітом і гранатом, а також гнейси силіманіт-гранат-біотитові кошаро-олександрівського таксона, за [Гинтов и др. 2016], які присутні на південному заході блоку і у вузлі перетину Тальнівської та Врадіївської зон розломів, враховані в моделі з густиною  $2,65$  і  $2,74 \text{ г/см}^3$  відповідно.

У центральній частині блоку присутні серпентиніти (рис. 3.65), вплив яких позначився на густинних властивостях навколишніх порід. Так, значення густини вміщуючого комплексу (ендербіти і чарнокіти) знижено на  $0,03 \text{ г/см}^3$  (з  $2,72$  до  $2,69 \text{ г/см}^3$ ).

Східна і центральна частини Новопавлівського блоку ГШЗ представлені масивом рожевих і сірувато-рожевих смужчатих гранат-біотитових гнейсо-гранітів побузького (чудново-бердичівського) типу, серед яких хаотично розташовані тіла чарнокітів та ендербітів. Середня густина розрахункових тіл на поверхні фундаменту в моделі прийнята  $2,67$ ;  $2,70$  і  $2,75 \text{ г/см}^3$ . На захід присутній масив гнейсо-гранітів смужчатих рожевих і сірувато-рожевих синицівського таксона з густиною  $2,75$  і  $2,79 \text{ г/см}^3$ . На півночі блока спостерігається великий масив чарнокітів ( $2,74 \text{ г/см}^3$ ), а також граніти побузького типу в чистому вигляді ( $2,61 \text{ г/см}^3$ ) і з домішками чарнокітів і ендербітів з дрібними і великими включеннями кристалосланців ( $2,67$ ;  $2,75$  і  $2,81 \text{ г/см}^3$ ). Розрахункові тіла з густиною  $2,82$  і  $2,83 \text{ г/см}^3$  зумовлені включеннями серед гранітів великої

кількості кристалосланців, гнейсів біотитових і залізистих кварцитів. Поблизу Савранської зони сколювання присутнє невелике тіло залізистих кварцитів, оконтурених виходами габро-амфіболітів. Значення густини цих порід прийняте в моделі рівним  $2,97 \text{ г/см}^3$ .

Розташований на захід від ГШЗ Уманський блок представлений в густинній моделі трьома типами порід: граніти уманські ( $2,61 \text{ г/см}^3$ ), граніти гайсинські ( $2,63 \text{ г/см}^3$ ) і ділянки біотитових гнейсів ( $2,71 \text{ г/см}^3$ ). В процесі моделювання значення густини блока не зазнали змін, за винятком області на північному сході, в якій значення густини уманських гранітів знижено з  $2,62$  до  $2,60 \text{ г/см}^3$ . Це пов'язано з зоною інтенсивного розушільнення, зумовленого глибинними порушеннями [Гинтов и др. 2016].

На південь від Уманського блока, в Бандурівському блоці, густина кислих порід  $2,61$  та  $2,66 \text{ г/см}^3$ , гнейсів біотитових  $2,71 \text{ г/см}^3$ , а області поширення чарнокітів і ендербітів з чередуванням кристалосланців характеризуються значеннями  $2,76$ ;  $2,80$  та  $2,82 \text{ г/см}^3$ . На заході блока розташоване тіло плагіогнейсів біотит-графітових з включеннями кристалосланців з густиною  $2,97 \text{ г/см}^3$ .

Таким чином, в Ятранському блоці густина порід на поверхні фундаменту коливається в межах  $2,61$ – $2,80 \text{ г/см}^3$ , в Первомайськ-Голованівському –  $2,61$ – $2,81 \text{ г/см}^3$ , в Уманському –  $2,60$ ;  $2,61$ ;  $2,63$  і  $2,71 \text{ г/см}^3$ , в розрахункових тілах Бандурівського блоку густина дещо підвищена ( $2,71$ ;  $2,76$ ;  $2,80$ ;  $2,82$  і  $2,97 \text{ г/см}^3$ ). У Новопавлівському блоці густина порід збільшується з глибиною до  $10 \text{ км}$ , не зазнаючи змін на  $5 \text{ км}$ .

На глибині  $5 \text{ км}$  в деяких тілах Ятранського блоку (аналогічно до Первомайської зони розломів) присутня стрибкоподібна зміна густини. На цій же глибині розрахункові тіла об'єднані в більш великі, через те що їх склад та густинні параметри ідентичні.

Тальнівська зона розломів (див. рис. 3.65), що обмежує Уманський блок зі сходу, представлена в північній частині гранітами з густиною  $2,61 \text{ г/см}^3$ , а також включеннями чарнокітів і ендербітів з розрахунковою густиною  $2,64 \text{ г/см}^3$ , які

присутні у вигляді витягнутих тіл паралельно осі зони (див. рис. 3.67). Далі на південний захід зони серед побузьких гранітів з'являються області кристалосланців двопіроксенових, ортопіроксенових, біотит-піроксенових, гранат-піроксенових і невеликі тіла залізистих кварцитів, це призвело до збільшення значення розрахункової густини до 2,72, 2,75, 2,78 г/см<sup>3</sup>.

Ємилівська зона розломів, що розділяє Ятранський і Первомайсько-Голованівський блоки, представлена по всьому простяганню гранітами з густиною 2,61 г/см<sup>3</sup>, на тлі яких виділяються тіла чарнокітів і ендербітів з густиною 2,69 г/см<sup>3</sup> (у чистому вигляді) і з 2,80 г/см<sup>3</sup> (з домішками кристалосланців).

Довгопристанська зона сколювання на більшій частині території досліджень також характеризується густиною 2,61 г/см<sup>3</sup> і тільки на південному сході з'являються породи підвищеної густини (габро-амфіболіти), що позначилось на розрахункових значеннях (2,69 та 2,73 г/см<sup>3</sup>). Молдовська зона сколювання характеризується переважно густиною порід 2,65 г/см<sup>3</sup>. Ускладнюють її тіла з аномальною густиною (2,87 і 3,00 г/см<sup>3</sup>), які представлені габро-амфіболітами і гнейсами біотитовими.

На зрізі 5 км (рис. 3.69) максимальні значення густини фіксуються в Бандурівському блоці, на півдні Новопавлівського (2,84 г/см<sup>3</sup>), знижуючись до 2,80–2,82 г/см<sup>3</sup> в центральній і західній частинах Первомайсько-Голованівського і Ятранського блоків.

На півдні Ятранського, сході Первомайсько-Голованівського блоків і на південному заході Тальнівської зони розломів породи характеризуються густиною 2,78 г/см<sup>3</sup>. На більшій частині Уманського блоку, на півночі Тальнівської зони розломів і Ятранського блоку густина змінюється від 2,76 до 2,68 г/см<sup>3</sup>, знижуючись в північному напрямку. У Первомайській зоні розломів густина коливається в межах 2,60–2,62 г/см<sup>3</sup>. Різкий градієнт зміни густини по латералі фіксується на схід від західного кордону Первомайської зони розломів, а також в центральній частині Ятранського блока (субширотний напрям).





фіксується зниження густини до  $2,80 \text{ г/см}^3$ . Південний схід Новопавлівського блока вирізняється підвищеними значеннями (понад  $2,88 \text{ г/см}^3$ ). В межах Уманського блока густина порід однорідна ( $2,80 \text{ г/см}^3$ ), за винятком північно-східної частини, де вона знижується до  $2,76 \text{ г/см}^3$ . На схід від Первомайської зони розломів присутні породи з густиною  $2,76\text{--}2,78 \text{ г/см}^3$ .

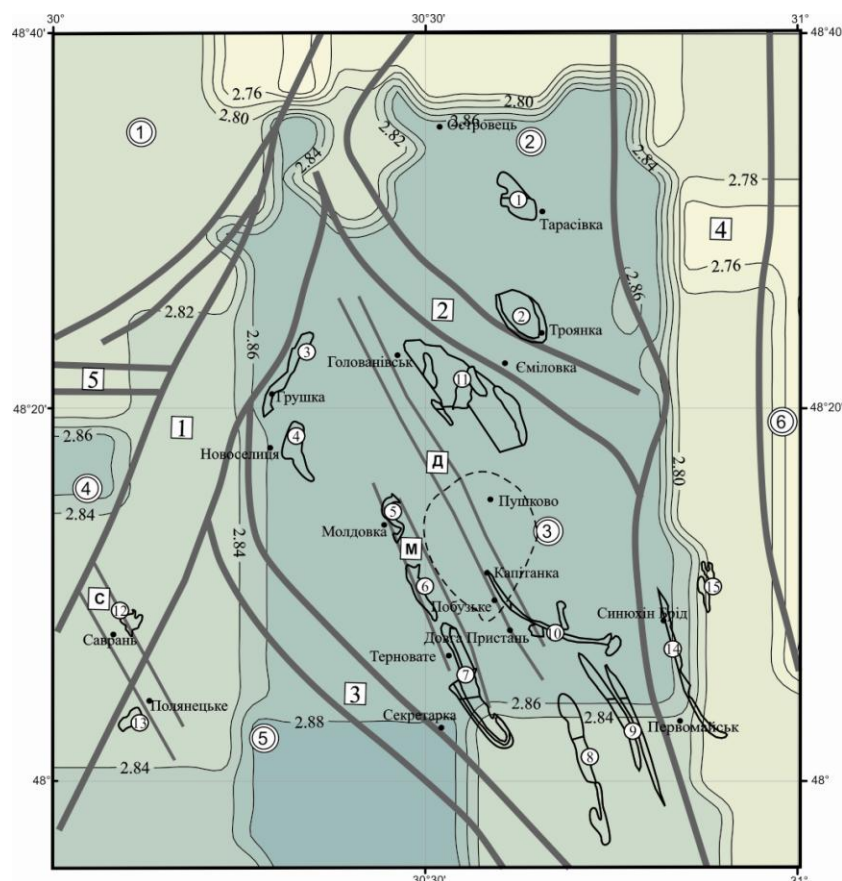


Рис. 3.70. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на глибині 10 км. Умовні позначення див. на рис. 3.65.

На зрізі 20 км (рис. 3.71) східна частина території досліджень (Первомайська зона розломів і площа розвитку гранітоїдів кіровоградського типу) характеризується найменшою густиною ( $2,86\text{--}2,89 \text{ г/см}^3$ ) з пониженням на схід. На півночі Ятранського блока густина зростає до  $2,88\text{--}2,92 \text{ г/см}^3$ , тобто тут в інтервалі глибин 10–20 км градієнт наростання густини з глибиною вище в порівнянні з сусідніми блоками. Це добре узгоджується з даними, отриманими в результаті досліджень вздовж широтних зон розломів УЩ і ДДЗ [Старостенко и др. 2012] (див. Розділ 2).

У центральній частині цього блоку і в області перетину Тальнівської зони розломів з Ємилівською густина порід зростає до  $2,93 \text{ г/см}^3$ . Первомайсько-

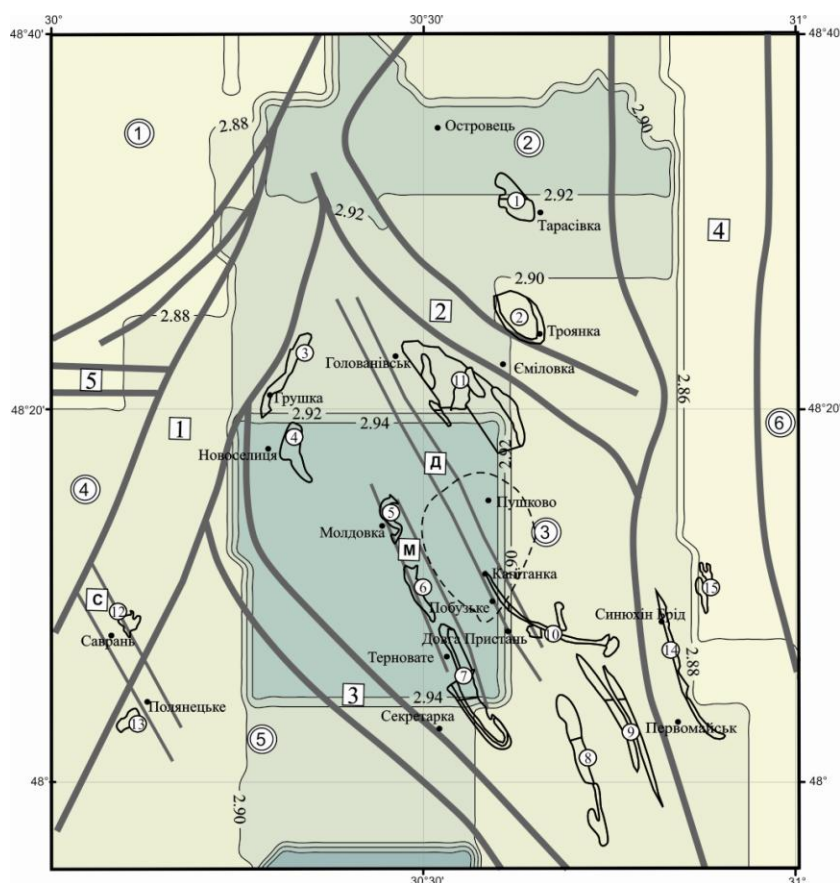


Рис. 3.71. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на глибині 20 км. Умовні позначення див. на рис. 3.65.

Голованівський блок має найбільші значення густини ( $2,92\text{--}2,94 \text{ г/см}^3$ ) на південному заході. У північній частині, а також на південному заході Ятранського і півдні Новопавлівського блоків значення густини коливаються від  $2,92$  до  $2,90 \text{ г/см}^3$ . Західна частина Новопавлівського, південь Бандурівського блока і Тальнівської зони розломів аналогічно попередньому зрізу характеризуються меншими густинами ( $2,89\text{--}2,90 \text{ г/см}^3$ ). В Уманському блоці густина порід  $2,87, 2,88 \text{ г/см}^3$  і тільки на північному сході фіксується область самих низьких значень ( $2,86 \text{ г/см}^3$ ). У східній частині Первомайсько-Голованівського блока, а також у південно-східній Ятранського фіксується зменшення значень густини на схід, тобто до Первомайської зони розломів, від  $2,90$  до  $2,89 \text{ г/см}^3$ .

На зрізі 30 км (рис. 3.72) найменші значення густини ( $2,88 \text{ г/см}^3$ ) притаманні більшій частині Бандурівського блока. Північна частина Уманського блока і південний захід Новопавлівського представлені породами з густиною  $2,94\text{--}2,96 \text{ г/см}^3$ . Ятранський блок в північно-східній частині характеризується

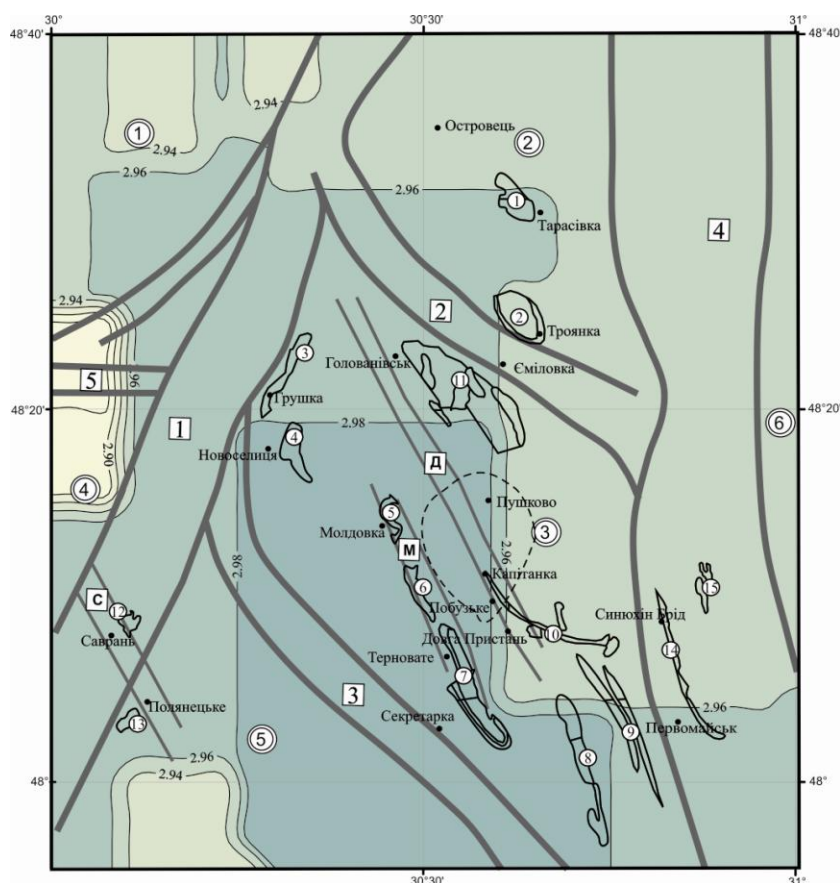


Рис. 3.72. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на глибині 30 км. Умовні позначення див. на рис. 3.65.

густиною  $2,96 \text{ г/см}^3$ , яка на південний захід збільшується до  $2,97 \text{ г/см}^3$ . Значення густини порід  $2,98, 2,99 \text{ г/см}^3$  спостерігаються в Первомайсько-Голованівському блоці і східній частині Новопавлівського. Північно-східна частина Первомайсько-Голованівського блоку і велика частина Первомайської зони розломів представлені породами з густиною нижче  $2,96 \text{ г/см}^3$ . Тальнівська зона розломів (крім північної частини), північна частина Первомайсько-Голованівського, південь Уманського і північний захід Новопавлівського блоків, а також південь Первомайської зони розломів характеризуються однорідною густиною ( $2,97 \text{ г/см}^3$ ). Густини порід Тальнівської зони розломів на крайньому північному сході дещо знижені ( $2,93\text{--}2,96 \text{ г/см}^3$ ). Врадіївська зона розломів на цьому зрізі представлена породами з густиною  $2,99 \text{ г/см}^3$ .

*Розділ Мохо* за характером глибини залягання чітко розділений на східну частину з підняттям до 45–47 км і західну із зануренням до 50–65 км, яке збільшується з півночі на південь (рис. 3.73). Межа розділу січе досліджувану територію на східну і західну частини в північно-західному напрямку.

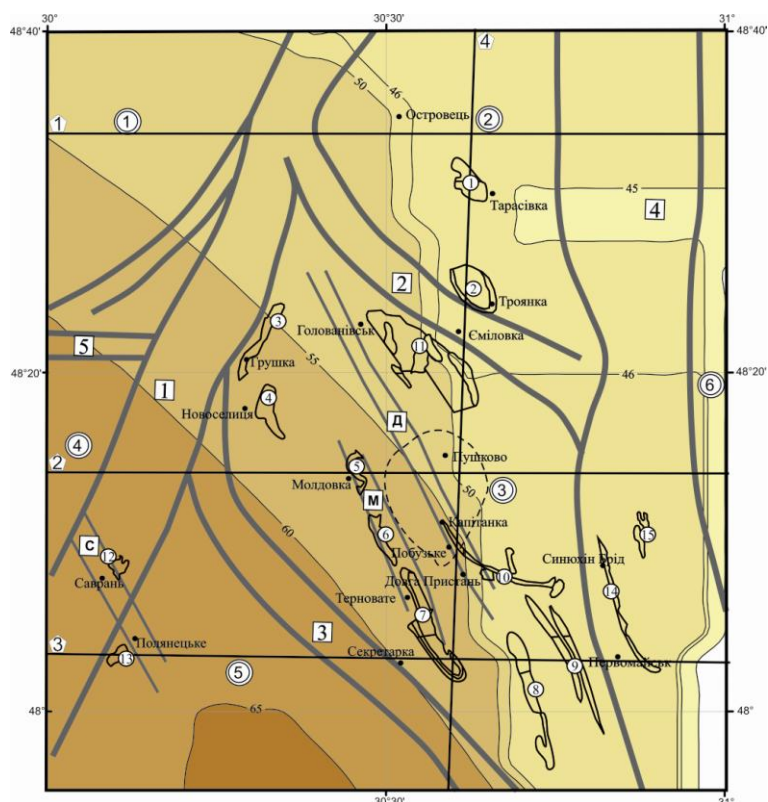


Рис. 3.73. Глибина залягання розділу Мохо (км). Умовні позначення див. на рис. 3.65.

Ятранський і Первомайсько-Голованівський блоки за своїм розташуванням не корелюють зі ступенем на розділі Мохо. Густина на розділі Мохо також різко відрізняється за своїм значенням: на схід від ступеня становить 3,05; 3,07 та 3,08 г/см<sup>3</sup>, а на захід – 3,18 та 3,20 г/см<sup>3</sup> (рис. 3.74).

В Уманському блоці значення густини на розділі Мохо знижені в порівнянні із західною частиною Голованівської шовної зони та складають 3,12–3,18 г/см<sup>3</sup>, за винятком північно-східної частини, де густина збільшується до 3,20 г/см<sup>3</sup>. Густина порід на цій глибині в районі Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів контролюється ступенем на розділі Мохо: на сході 3,08 г/см<sup>3</sup>, на заході – 3,20 г/см<sup>3</sup>. Тальнівська, Врадіївська і північно-західна частина Ємилівської зони розломів складені породами з густиною 3,20 г/см<sup>3</sup>.



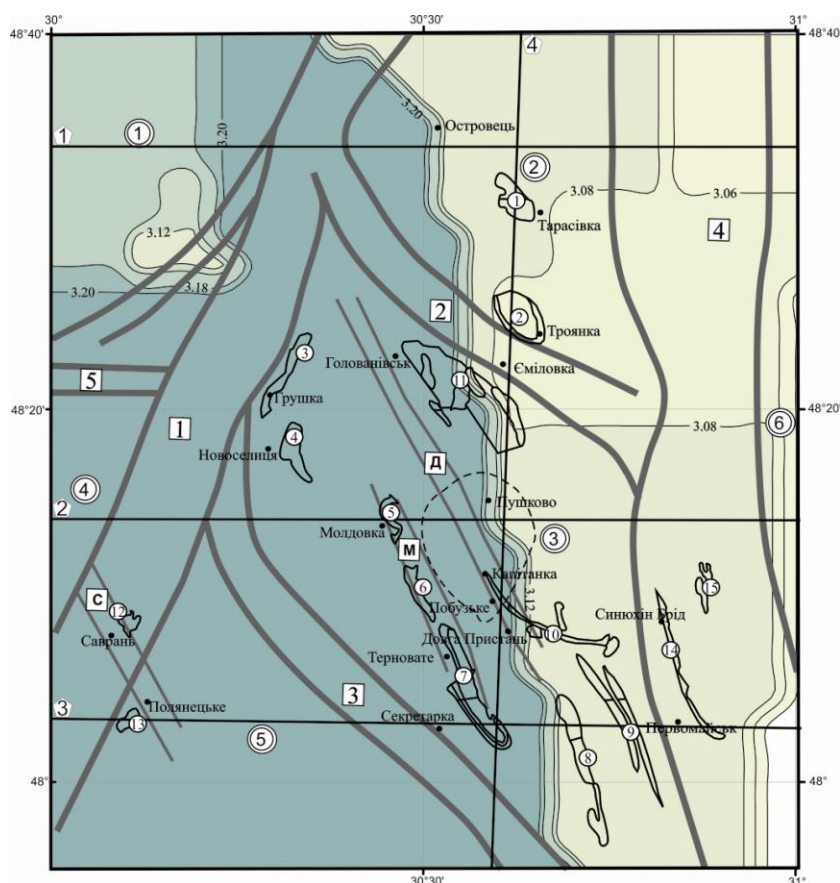


Рис. 3.74. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на розділі Мохо. Умовні позначення див. на рис. 3.65.

### 3.2.2.3. Розподіл густини в окремих структурах з аномально високою густиною на поверхні фундаменту

Особливу увагу при моделюванні було приділено залізистим кварцитам, які в більшості випадків присутні в поєднанні з гнейсами гранат-біотитовими (структури з аномально високою густиною на поверхні фундаменту). У першому наближенні значення густини залізистих кварцитів приймалось  $3,17 \text{ г/см}^3$ , а гнейсів гранат-біотитових –  $3,00 \text{ г/см}^3$ , за [Гинтов и др. 2016]. В процесі моделювання виявилось, що значення густини в більшості випадків завищені. Проводилися розрахунки для кожного з таких тіл. При цьому визначалися можливі значення густини, а також потужності, тобто глибина їх розповсюдження. Для цього велися розрахунки залягання тіл від поверхні до 0,5 та від 1 до 5 км, що узгоджується з висновком роботи [Корчин и др. 2016] про те, що анортозитові породи можуть бути представлені у вигляді пластового покладу в товщі гранітів в інтервалі глибин 0,5–4 км. З'ясувалося, що тіла з аномальною

густиною поширюються до 1,5 км, а значення густини в них зменшується з великим градієнтом до 2,97 і 3,00 г/см<sup>3</sup> (див. рис. 3.65, 3.67). При цьому підстилаючі породи мають також підвищену густину під кожним аномальним тілом в порівнянні з вміщуючими породами (рис. 3.75).

На території Ятранського блока розташовані дві такі структури – *Троянська* і *Тарасівська* (див. рис. 3.65, 3.67, г, 3.75), складені габро-амфіболітами, серед яких присутні включення кристалосланців двопіроксенових, ортопіроксенових, біотит-ортопіроксенових, гранат-ортопіроксенових. Під час розрахунків значення густини зазнали змін в бік зменшення на фундаменті з 3,00 до 2,81 г/см<sup>3</sup> в кожній з структур. Крім того, виникла необхідність розділити Тарасівську структуру на дві рівні частини (північну та південну), що відрізняються між собою значенням густини в інтервалі глибин 1,5–10 км (див. рис. 3.67 г, 3.69, 3.75). Характер зміни густини з глибиною в структурах різний. В Тарасівській до глибини 1,5 км густина знижується від 2,81 до 2,72 г/см<sup>3</sup> в південній частині і підвищується від 2,81 до 2,82 г/см<sup>3</sup> в північній. В Троянській структурі від поверхні до 1,5 км густина знижується від 2,81 до 2,76 г/см<sup>3</sup>. В інтервалі глибин 1,5–5 км спостерігається зона постійної густини: 2,82 г/см<sup>3</sup> в південній і 2,72 г/см<sup>3</sup> в північній частинах Тарасівської структури і 2,76 г/см<sup>3</sup> в Троянській. Потім густина зростає до 10 км до 2,86 г/см<sup>3</sup> в Тарасівській структурі і до 2,87 г/см<sup>3</sup> в Троянській. В інтервалі глибин 10–30 км присутні незначні коливання густини (0,01–0,02 г/см<sup>3</sup>) в ту чи іншу сторону в обох структурах.

В межах Первомайсько-Голованівського блока знаходиться більшість аномальних структур. На межі з Тальнівською зоною розломів розташовані дві структури: *Грушківська* і *Новоселицька*, складені залізистими кварцитами і гнейсами біотитовими практично в рівних частках. На фундаменті густина в результативній моделі в обох структурах 2,90 г/см<sup>3</sup>, проте з глибиною вона відрізняється по всій потужності земної кори: в Новоселицькій вище на 0,01–0,03 г/см<sup>3</sup> (див. рис. 3.65, 3.75). Структури *Молдовська*, *Демовьярська* і *Секретарська* розташовані в межах Молдовської зони сколювання (див. рис. 3.65). Молдовська

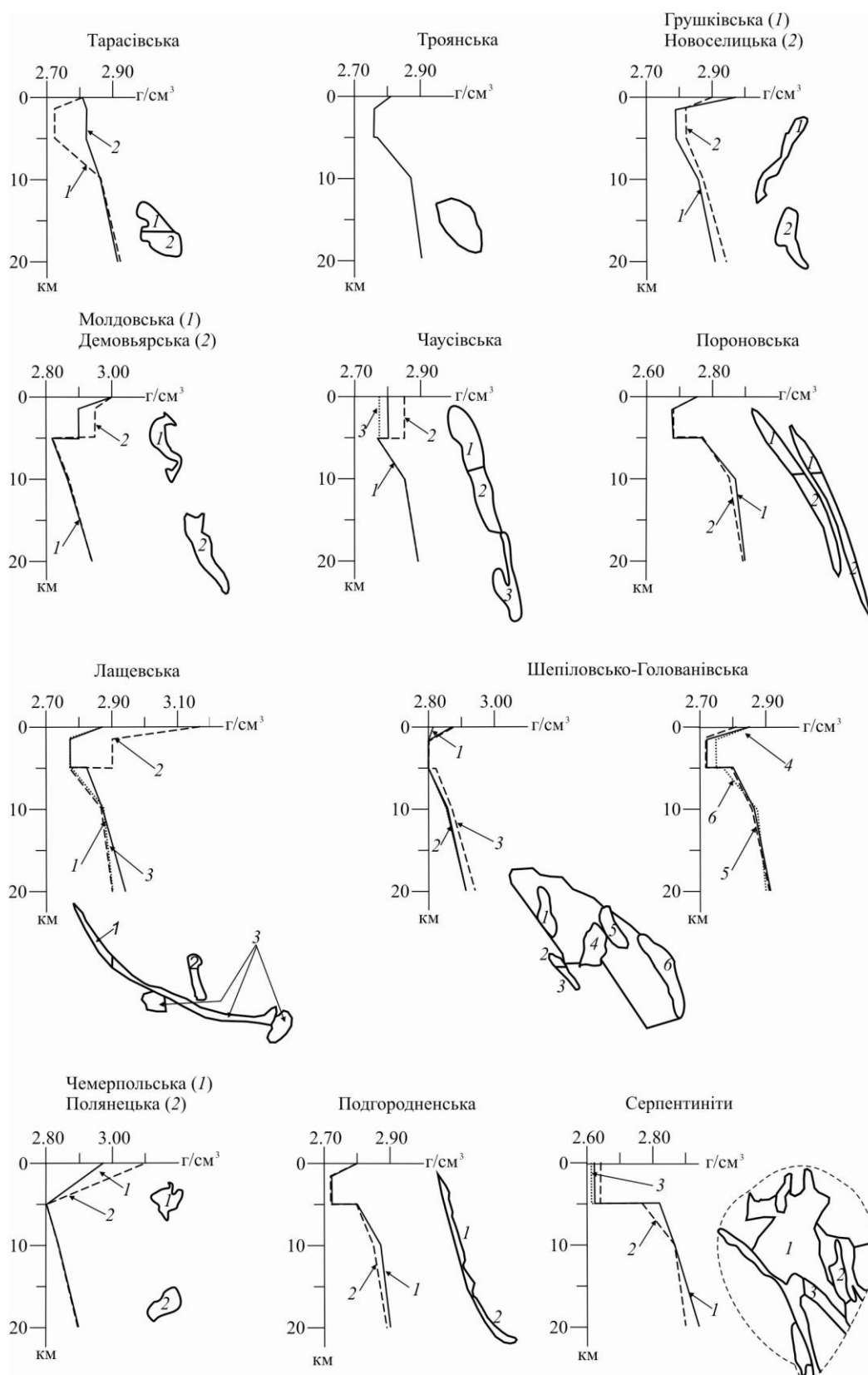


Рис. 3.75. Графіки зміни густини ( $\text{г/см}^3$ ) з глибиною в структурах з аномально високою густиною на поверхні фундаменту і серпентинітах. Контури структур див. на рис. 3.65. Цифрами позначені тіла структур і відповідний їм розподіл густини з глибиною.

структура складена залізистими кварцитами і гнейсами біотитовими, представлена в моделі сумарною розрахунковою густиною на поверхні фундаменту  $3,00 \text{ г/см}^3$ , яка до глибини 1,5 км знижується до  $2,90 \text{ г/см}^3$  і далі до 5 км до  $2,82 \text{ г/см}^3$  (див. рис. 3.65, 3.67, б, 3.75). Демов'ярська структура (див. рис. 3.65, 3.75) складена габро-амфіболітами зі значенням густини на фундаменті  $3,00 \text{ г/см}^3$ , на 1,5 км  $2,95 \text{ г/см}^3$  і на 5 км прирівнюється до значень густини в Молдовській структурі.

*Секретарська* структура (третя в цьому ряду) складена габро-амфіболітами з присутністю серпентинітів в північно-західній і виходами залізистих кварцитів в центральній і південно-східній частинах, що вплинуло на розрахункову густину (див. рис. 3.65, 3.76). Північно-західна частина структури, в якій присутні серпентиніти, врахована в моделі з густиною  $2,70 \text{ г/см}^3$  на поверхні фундаменту зі збільшенням її значень до  $2,81$  на 1,5 км і до  $2,82 \text{ г/см}^3$  на 5 км. Ділянка габро-амфіболітів, в якій відсутні серпентиніти, на поверхні фундаменту характеризується густиною  $2,87 \text{ г/см}^3$ . Глибше розподіл густини аналогічний попередній північно-західній частині. Південно-східна частина Секретарської структури розділена в моделі на дві ділянки, які відрізняються значенням густини і зміною її з глибиною. Виходи залізистих кварцитів на поверхні фундаменту характеризуються густиною  $3,00 \text{ г/см}^3$ . Друга ділянка складена габро-амфіболітами з густиною на фундаменті  $2,87 \text{ г/см}^3$ . Як і в інших структурах цього типу, густина зменшується до значень  $2,81 \text{ г/см}^3$  на глибині 1,5 км, але з 5 до 30 км на північному заході ділянки вона вище на  $0,04\text{--}0,05 \text{ г/см}^3$ , ніж на південному сході.

*Чаусівська* структура складена габро-амфіболітами з включеннями на північному заході кварцитів польовошпатових кошаро-олександрівського таксона, а в центральній і південно-східній частинах чарнокітів в різних співвідношеннях. Частини відрізняються між собою розподілом густини від поверхні фундаменту до 5 км. Північно-західна частина на поверхні фундаменту характеризується густиною  $2,80 \text{ г/см}^3$ , центральна –  $2,85 \text{ г/см}^3$ , південно-східна –  $2,77 \text{ г/см}^3$ .



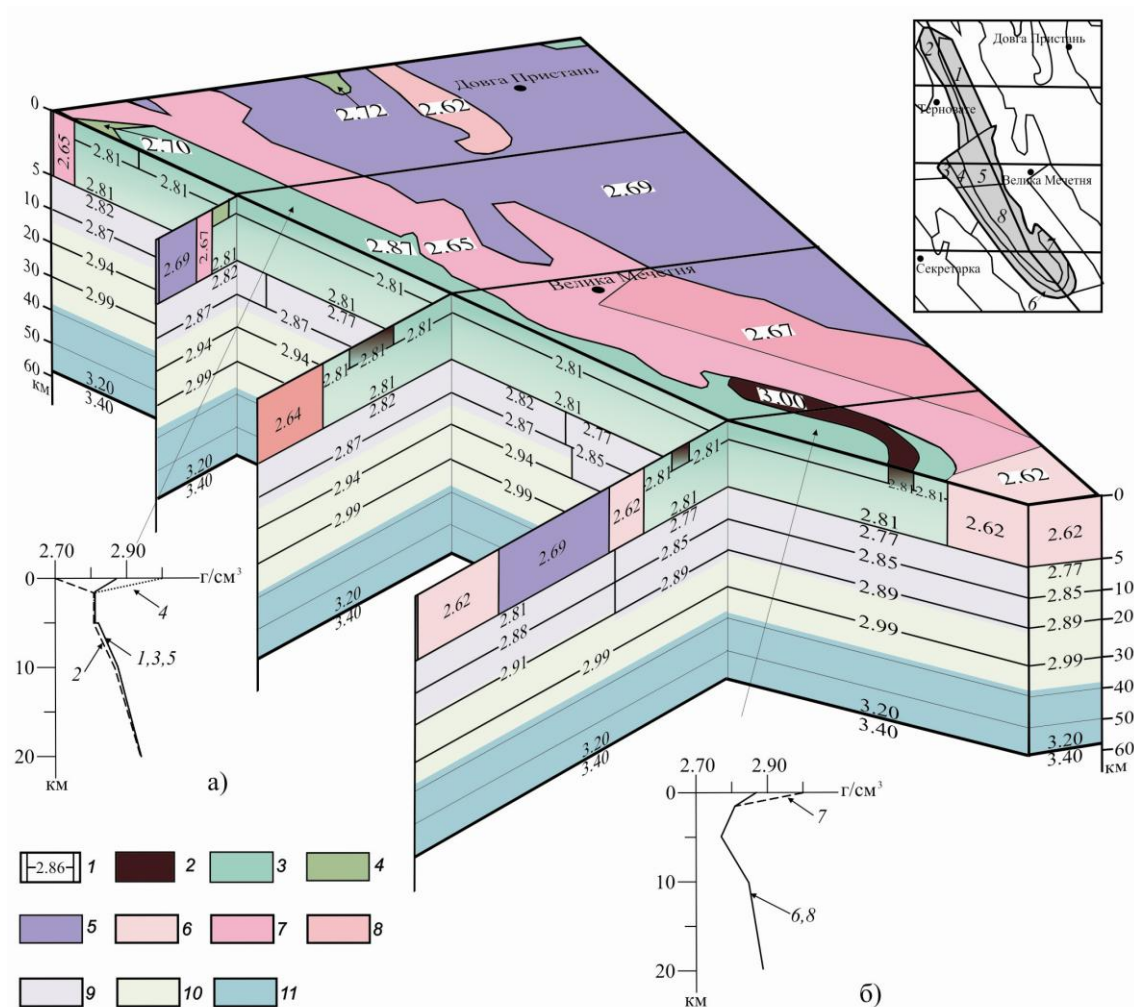


Рис. 3.76. Розподіл густини ( $\text{г/см}^3$ ) на поверхні фундаменту і глибинні густинні неоднорідності в корі Секретарської структури. На графіках зміна густини ( $\text{г/см}^3$ ) з глибиною в північно-західній (а) і південно-східній (б) частинах структури. Номерами показані тіла структури (див. візку): 1 – контури і значення густини ( $\text{г/см}^3$ ) розрахункових тіл; геолого-петрофізичні таксони, за [Гинтов и др. 2016]: *молдовський*: 2 – кварцити залізисті, переважно магнетит-двопіроксенові, кальцифіри магнетитові рудні; *капітанівсько-деренюхінський*, *тарноватський*, *кумарівський*, *троянський* (метагаброїди – амфіболіти, габро, габро-амфіболіти); 3 – у чистому вигляді, 4 – з включеннями серпентинітів; *чарнокіт-ендербітовий меланократовий* (ендербіти, чарнокіти з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-чарнокітів, часто гранатовмісних, за [Веліканов 2004]); 5 – з включеннями ендербітів-гнейсів, за [Веліканов 2004]; *граніти побузького (чудново-бердичівського)* типу; 6 – з включеннями ендербітів, чарнокітів з дрібними

включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-чарнокітів, часто гранатовмісних, за [Веліканов 2004], а також ендербітів-гнейсів, за [Веліканов 2004]; 7 – у чистому вигляді, а також з включеннями ендербітів, чарнокітів з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів-чарнокітів, часто гранатовмісних, за [Веліканов 2004]; 8 – у чистому вигляді; умовно виділені шари речовинного складу земної кори: 9 – «діоритовий», 10 – «базальтовий»; 11 – коромантійна суміш.

Основна розбіжність у значенні густини спостерігається на глибині 1,5 км: в центральній частині вона вище на  $0,05 \text{ г/см}^3$ , ніж в північно-західній, і на  $0,08 \text{ г/см}^3$ , ніж в південно-східній. На глибині 5 км вона вирівнюється у всіх трьох частинах і становить  $2,77 \text{ г/см}^3$ . Глибше 10 км густина зростає також у всіх трьох частинах з однаковим градієнтом (рис. 3.65, 3.67, в, 3.75).

На північний схід від Чаусівської структури розташована *Пороновська*, що складається з двох тіл, складених габро-амфіболітами з включеннями чарнокітів. Розрахункова густина на поверхні фундаменту становить  $2,80 \text{ г/см}^3$  в кожному з тіл. На глибині 1,5 км і 5 км вони характеризуються густиною  $2,68$  і  $2,77 \text{ г/см}^3$  відповідно. З глибини 10 км і до 30 км структура за густинними параметрами розділена на північно-західну (меншу) частину і південно-східну (більшу), в якій густина нижче на  $0,02 - 0,01 \text{ г/см}^3$ , ніж на північному заході (див. рис. 3.65, 3.67, в, 3.75).

Розташована поблизу населених пунктів Капітанка і Побузьке *Лащевська* структура також складена габро-амфіболітами з густиною на поверхні фундаменту  $2,87 \text{ г/см}^3$ . З глибиною за густинними параметрами вона поділяється на дві частини: меншу, розташовану на північному заході і більшу, яка займає всю іншу частину структури. Аналогічно вищеописаним структурам, густина змінюється до 5 км до  $2,77 \text{ г/см}^3$  в обох ділянках, глибше (після 20 км) розбіжність в значенні густини  $0,03-0,04 \text{ г/см}^3$  (в північно-західній частині вона вище). З півночі до цієї структури примикає тіло, складене залізистими

кварцитами на поверхні фундаменту з густиною  $3,17 \text{ г/см}^3$ . З глибиною густина в ньому зменшується до  $2,90 \text{ г/см}^3$  на глибині  $1,5 \text{ км}$  і до  $2,77 \text{ г/см}^3$  на  $5 \text{ км}$ . Глибше за густинними параметрами тіло подібне до південно-східної частини Лашевської структури (див. рис. 3.65, 3.67, г, 3.75).

На південний схід від м. Голованівськ знаходиться *Шепіловсько-Голованівська* структура, яку складають п'ять ділянок виходів габро-амфіболітів, три з яких ускладнені присутністю залізистих кварцитів. Густинна характеристика індивідуальна для кожної з них. На поверхні фундаменту значення густини  $2,81$ ,  $2,85$  і  $2,87 \text{ г/см}^3$ . На  $1,5 \text{ км}$  і  $5 \text{ км}$  становить  $2,72$ ,  $2,75$  і  $2,80 \text{ г/см}^3$ . Глибше різниця складає  $0,01$ – $0,02 \text{ г/см}^3$ . Закономірності зміни густини з глибиною, які залежать від складу порід, на поверхні не простежується.

У межах західної частини Новопавлівського блока присутні дві аномальні структури: *Чемерпольська*, складена гнейсами біотитовими з присутністю в центрі залізистих кварцитів, і *Полянецька*, в якій залізисті кварцити оточені габро-амфіболітами. В густинній моделі вони відрізняються між собою тільки значенням густини на поверхні фундаменту – в Чемерпольській  $2,97 \text{ г/см}^3$ , а в Полянецькій  $3,10 \text{ г/см}^3$ . У цих структурах густина зменшується з глибиною до  $2,81 \text{ г/см}^3$  на  $5 \text{ км}$ , а потім збільшується до  $2,83$  на  $10 \text{ км}$ . Глибше густина збільшується однаково в обох структурах (див. рис. 3.65, 3.67, в, 3.75).

В межах Первомайської зони розломів присутні дві ділянки виходів на поверхню габро-амфіболітів – *Підгородненська* і розташована на північний схід від неї *Новоолександрівська*. В моделі вони враховані з поверхні з однаковою аномальною густиною  $2,80$ – $2,81 \text{ г/см}^3$ . Найбільша розбіжність в цих тілах фіксується в інтервалі глибин  $5$ – $20 \text{ км}$  (густина на  $0,06 \text{ г/см}^3$  вище в Підгородненській структурі) (рис. 3.65, 3.67, в, 3.75).

При створенні 3D гравітаційної моделі в структурах, складених чарнокітами і ендербітами з густиною  $2,71$  та  $2,74 \text{ г/см}^3$ , але з присутністю серпентинітів, треба було знизити значення густини як на поверхні фундаменту, так і до глибини  $5 \text{ км}$  ( $2,61$ ;  $2,62$ ;  $2,64 \text{ г/см}^3$ ). У всіх цих структурах на глибині  $5 \text{ км}$  присутній стрибок густини  $0,08$ ;  $0,11$ ;  $0,19 \text{ г/см}^3$  в сторону ущільнення, що,

можливо, свідчить про поширення серпентинітів тільки до цих глибин. Глибше густина змінюється відповідно до сейсмічних даних (див. рис. 3.75).

### 3.3. Чорноморська мегазападина та прилеглі території

Побудова нової 3D гравітаційної моделі Чорноморської мегазападини і прилеглих територій стала можливою завдяки:

- результатам регіональних сейсмічних досліджень в Чорному морі (27 регіональних сейсмічних профілів загальною протяжністю 8872 км), які отримано в 2011–2012 рр. в рамках міжнародного наукового проекту «Геологія без кордонів» [Graham et al. 2013; Амелин и др. 2014; Nikishin et al. 2015a, b; Schleider et al. 2015] (див. Розділ 1);
- регіональним сейсморозвідувальним дослідженням 2D МСГТ (30 тис. км сейсмічних профілів) в межах українського сектора акваторії Чорного моря, виконані в 2005 р. [Слишинський та ін. 2007; Stovba et al. 2017a, b] (див. Розділ 1);
- результатам сейсмічних робіт в східній частині Чорного моря з використанням заломлених і закритичних відбитих хвиль [Shillington et al. 2009; Scott et al. 2009] (див. Розділ 1);
- переінтерпретації старих матеріалів ГСЗ з використанням: 1) методу однорідних функцій [Пийп и Ермаков 2011] (див. Розділ 1); 2) методу томографічної інверсії перших вступів сейсмічних хвиль [Козленко и др. 2009, 2013] (див. Розділ 1); 3) променевого методу (ray-tracing method) [Баранова и др. 2008, 2011; Yegorova et al. 2010] (див. Розділ 1);
- сучасним сейсмічним дослідженням методами ГСЗ/WARR уздовж профілів DOBRE-2, DOBRE-4, DOBRE-5 [Starostenko et al. 2013, 2015b, 2017] (див. Розділ 1);
- новій карті рельєфу акустичного фундаменту і схемі тектонічної будови Чорного моря [Nikishin et al., 2015a] (див. Розділ 1).

Побудову моделі виконано на основі інтерпретації всіх наявних геолого-геофізичних матеріалів із застосуванням сучасного автоматизованого комплексу програм інтерпретації потенціальних полів *GMT-Auto*. На відміну від існуючих моделей Чорноморської мегазападини і прилеглих територій, в яких використовувалося середнє значення густини для шарів осадків, нову 3D гравітаційну модель створено на основі розподілу густини відкладів майкопської серії, еоцену-палеоцену і крейди по площі. В результаті моделювання отримано нові дані про густинну неоднорідність основних горизонтів осадового чохла і кристалічної частини кори Чорноморської мегазападини, складено схеми умовно виділених «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шарів, а також побудовано схему типів кори.

Обрамлення Чорноморської мегазападини в межах району досліджень дуже неоднорідне і відрізняється віком фундаменту і його структурою, стратиграфічними діапазонами платформного чохла, генезисом та історією формування. Південно-західна околиця ССП, СП, альпійський складчастий пояс Криму і Кавказу утворюють північне структурне обрамлення Чорноморської мегазападини. Мізійська плита, Добруджа і Бургаська зона (Балканіди, Середньогір'я і Странджа) обмежують її з заходу, складчасті споруди Західного і Східного Понта – з півдня, а Аджаро-Триалетська складчаста система – зі сходу. Більшість платформних і складчастих структур, що оточують Чорноморську мегазападину, простягаються в межі шельфової зони, континентального схилу і місцями в глибоководну частину.

Текторічними одиницями першого рангу Чорноморської мегазападини є ЗЧЗ та СЧЗ, які відокремлені одна від одної хребтами Андрусова і Архангельського, що входять до складу Центрально-Чорноморського підняття. Інші структурні елементи – це підняття Шацького, яке простягається вздовж північно-східного схилу СЧЗ і олігоцен-неогенові западини Сорокіна і Туапсинська. Керченсько-Таманський прогин являє собою складний вузол зчленування орогенів Криму і Великого Кавказу, а також Індоло-Кубанського олігоцен-четвертинного прогину і западини Сорокіна. У межах північно-

західного шельфу виділяються Каркінітський прогин і Каламітський вал. Багато інших структур також ідентифіковано і будуть обговорюватися далі.

### 3.3.1. Вихідні дані

1. Дані сейсмометрії уздовж профілів, які розташовані в межах Чорного моря та прилеглої території (профілі ГСЗ 25, 28, 29, 10, 13–15, 17–21, 27, 26, 30; геотраверси III, V, VI; профілі DOBRE-2, DOBRE-4, DOBRE-5 [Буланже и др. 1975; Гончаров и др. 1972; Чекунов 1972; Соллогуб 1986; Шнюков 1987; Чекунов 1988а, б; 1993; Баранова и др. 2008; Starostenko et al. 2013, 2015, 2017] (див. Розділ 1).

2. Геологічні дані [Туголесов и др. 1985; Nikishin et al., 2015a, b (див. Розділ 1); Вольвовский и др. 1989].

3. Гравітаційне поле в комбінованій редукції (аномалії у вільному повітрі на акваторії і в редукції Буге на суші в масштабі 1: 1 000 000).

4. Дані про густину осадових відкладів: 1) по свердловинах на північно-західному шельфі і в глибоководній частині Чорного моря, які були пробурені з бурового судна «Гломар Челленджер» [Непрочнов 1980; Tabulated 1975, Старостенко и др. 2003 (див. Розділ 2)]; 2) лабораторні вимірювання зразків порід з відслонень і свердловин на прилеглій суші, а також результати вертикального сейсмічного профілювання глибоких свердловин [Безверхов 1988] (див. Розділ 1); 3) узагальнені дані за літературними джерелами [Буланже и др. 1975] (див. Розділ 1); 4) розрахункові значення по формулам перекладу швидкість–густина [Буланже и др. 1975 (див. Розділ 1); Пивоваров и Логвин, 2001].

5. Схеми глибини залягання розділу Мохо масштабу 1: 1 000 000, за [Соллогуб 1986; Starostenko et al. 2004; Schleider et al. 2015] (див. Розділ 1).

6. Двовимірні густинні і швидкісні моделі уздовж профілів КМПВ, МОВ ОГТ і ГСЗ [Старостенко и Шванцара 1994; Баранова и др. 2008; Козленко и др. 2009; Козленко и Козленко 2013а, б, в] (див. Розділ 1).



У гравітаційному полі (рис. 3.77) ЗЧЗ характеризується зміною значень поля в напрямку захід – схід від +10 до -35 мГал. Незважаючи на те, що в мегазападині залягає потужний комплекс осадків, практично по всій акваторії зафіксовані численні локальні аномалії різної інтенсивності і знака.

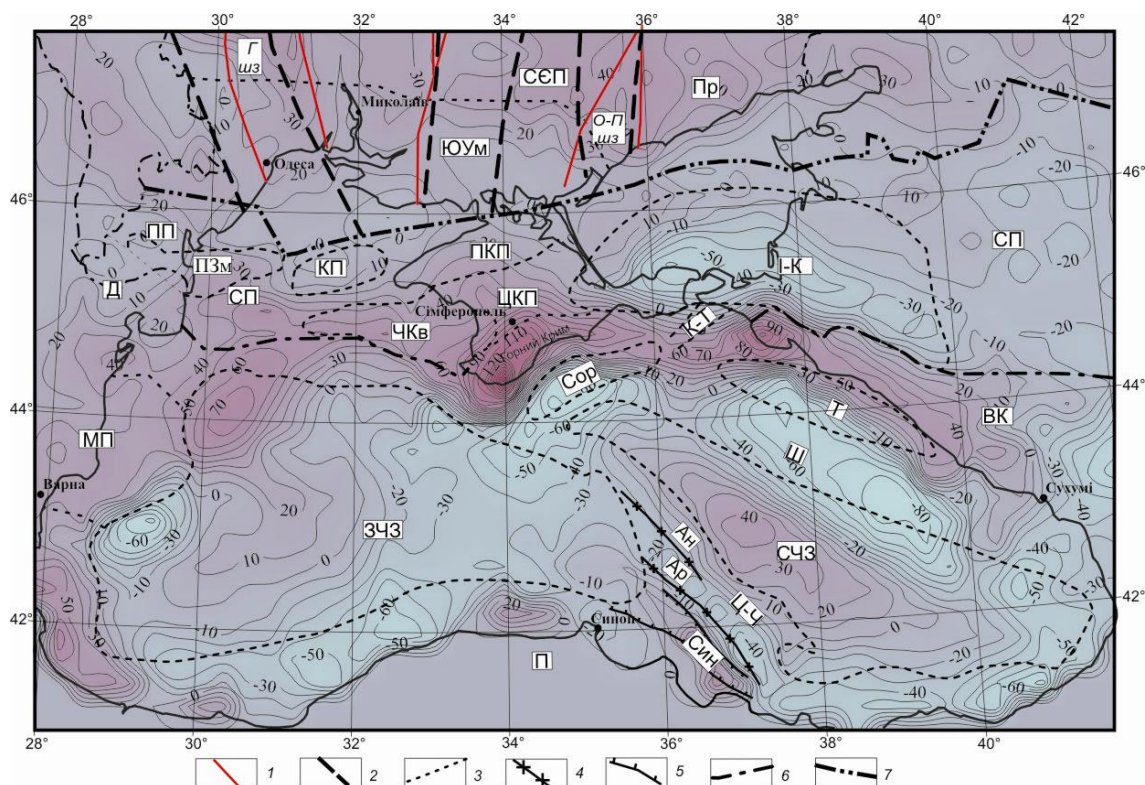


Рис. 3.77. Гравітаційне поле, мГал: 1 – міжмегаблокові розломи УЩ; 2 – проекції на денну поверхню зон різкого зсуву розділу Мохо; 3 – контури основних структур; 4 – осі хребтів Андрусова (Ан) і Архангельського (Ар) за [Rangin et al. 2002] (див. Розділ 1); 5 – границя Синопської западини (Син); 6 – південна границя СП; 7 – границя СЄП. Структури УЩ: Пр – Приазовський мегаблок; шовні зони: Г шз – Голованівська, О-П шз – Оріхівсько-Павлоградська. Д – Добруджа, МП – Мізі́йська плита. Прогини СП: ПП – Переддобруджинський, КП – Каркіні́тський, ПКП – Північнокримський, І-К – Індоло-Кубанський. Западини: ЗЧВ – Західно-Чорноморська, СЧЗ – Східно-Чорноморська, Сор – Сорокіна, Т – Туапсинська, ПУМ – Південноукраїнська монокліналь. Підняття: Ц-Ч - Центрально-Чорноморське, Ш – Шатського, ЧКВ – Чорноморсько-Каламітський вал. К-Т – Керченсько-Таманський прогин, А-Т – Аджаро-Триалетська зона, П – Понтиди.

Область негативних значень поля простягається смугою від негативної аномалії на шельфі Болгарії до великих негативних аномалій Західних Понтид. В межах СЧЗ аномальна область витягнута в північно-західному напрямку. Інтенсивність гравітаційного поля тут вище, ніж в ЗЧЗ і досягає в центральній частині +45 мГал. На північному заході в сторону западини Сорокіна значення плавно знижуються до -25 мГал. На південному сході до Аджаро-Тріалетії також спостерігається поступове зниження поля до -40 мГал. Гравітаційне поле північно-східного борту западини на контакті з хребтом Шатського спокійне, локальні аномалії відсутні. Хребту Андрусова відповідає відносно рівне, слабонегативне поле інтенсивністю до -25 мГал, що поступово знижується до -50 мГал над хребтом Архангельського. Західна частина западини Сорокіна в гравітаційному полі проявляється інтенсивним мінімумом до -90 мГал. На схід від неї значення різко зростають до +(55–60) мГал. На значній частині підняття Шатського гравітаційне поле різко негативне. На північ від Туапсинської западини перевищує +50 мГал. У напрямку до підняття Шатського спостерігається мінімум поля сили тяжіння до -75 мГал. Синопська западина характеризується двома ізометричними аномаліями, інтенсивність яких в центрі становить +60 мГал. Для Криму характерно збільшення інтенсивності позитивного поля з півночі на південь від +5 до +150 мГал.

В якості вихідної схеми глибин залягання *розділу Мохо* прийнята схема, яка складена за даними на акваторії Чорного моря [Starostenko et al. 2004; Schleder et al. 2015] (див. Розділ 1). Для суші були використані дані [Соллогуб 1986] (див. Розділ 1). Розділ Мохо (рис. 3.78) в осьовій частині ЗЧЗ розташований на глибині 20 км і занурюється до бортів дуже повільно (від 20 до 22 км). СЧЗ виділяється максимальним підйомом розділу Мохо до 25 км з різким зниженням до підняття Шатського і Центрально-Чорноморського. Хребти Андрусова і Архангельського характеризуються заляганням розділу Мохо на глибині 30 км.



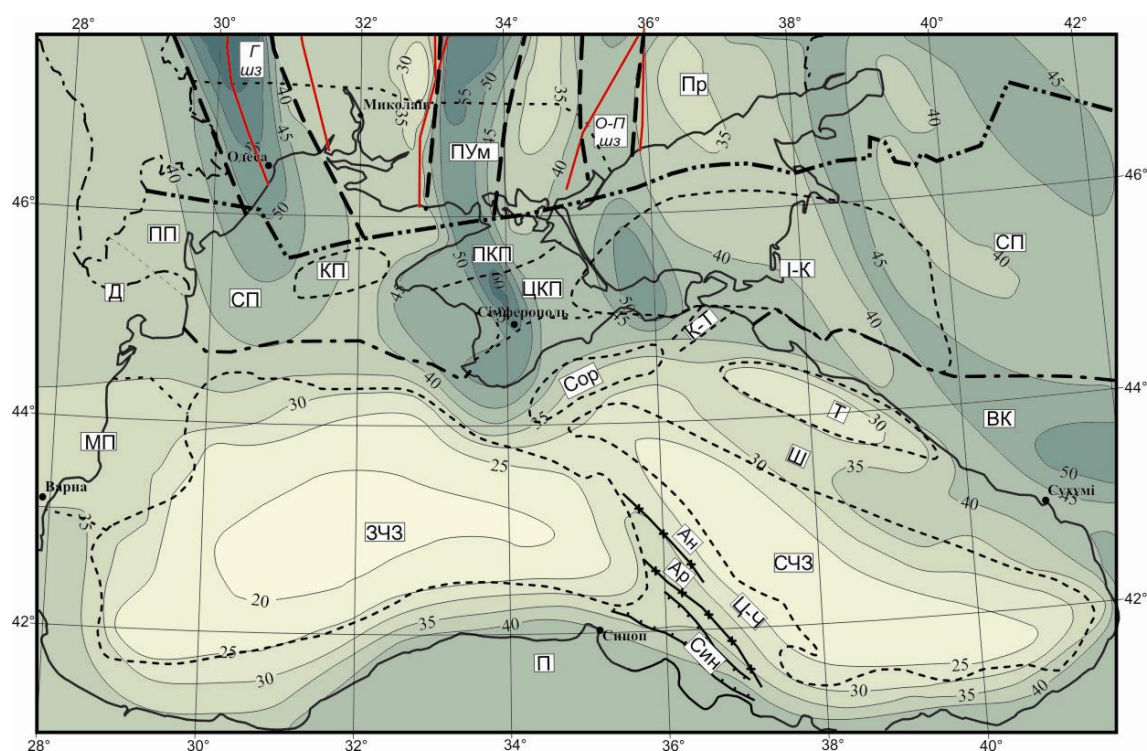


Рис. 3.78. Схема глибин залягання розділу Мохо, км. Умовні позначення див. на рис. 3.77.

На болгарському шельфі і Мізійській плиті розділ Мохо занурюється до 35 км, в Синопській западині до 30–35 км. Глибина залягання розділу Мохо в центральній частині Криму досягає 55–60 км, а на периферії зменшується до 45 км. В межах западини Сорокіна глибини розташування розділу Мохо 30–35 км, на піднятті Шатського 35–40 км, в Туапсинській западині 30 км. Трохи глибше розділ Мохо залягає в Керченсько-Таманському прогині (на 40 км), на заході Індоло-Кубанського прогину (близько 45 км) з підйомом на сході структури (до 40 км). У межах ССП спостерігається чергування блоків з великими і меншими глибинами: 30–35 км в центрі, до 60 км на заході і 40–45 км на сході. СП характеризується значеннями 40–45 км, Великий Кавказ – 40–50 км, Азовське море – від 50 км на південному заході до 35 км на півночі.

### 3.3.2. Технологія побудови 3D гравітаційної моделі

Вихідна інформація вводилася у вигляді карт рельєфу покрівлі і підосви кожного шару. Густина задавалася або середнім значенням шару, або у вигляді карт в ізолініях або тілах зі значеннями густини на його покрівлі і підосві. Гравітаційний ефект розраховувався по мережі  $12,5 \times 12,5$  км окремо від кожного шару з подальшим аналізом його впливу на сумарне поле.

Структура і параметризація моделі. Модель складається з семи шарів: морської води; трьох шарів кайнозойського осадового чохла, дислокованих відкладів мезозою і палеозою і двох шарів кристалічної частини кори (рис. 3.79). Густина шару морської води прийнята  $1,02 \text{ г/см}^3$ .

| ОТОЧУЮЧІ СТРУКТУРИ                                         | ЧОРНОМОРСЬКА МЕГАЗАПАДИНА                                  |                                                                                                            |
|------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                            | ЗЧЗ                                                        | СЧЗ                                                                                                        |
| пліоцен-четвертинні відклади<br>покрівля майкопської серії | шар морської води<br>рель'єф дна                           | шар морської води<br>рель'єф дна                                                                           |
| відклади майкопської серії<br>покрівля палеоцен-еоцену     | пліоцен-четвертинні відклади<br>покрівля майкопської серії | пліоцен-четвертинні відклади<br>покрівля майкопської серії                                                 |
| палеоцен-еоценові відклади<br>покрівля крейди              | відклади майкопської серії<br>покрівля палеоцен-еоцену     | відклади майкопської серії<br>покрівля палеоцен-еоцену                                                     |
| дислоковані відклади<br>підосва дислокованих відкладів     | палеоцен-еоценові відклади<br>покрівля крейди              | палеоцен-еоценові відклади<br>покрівля крейди<br>дислоковані відкладення<br>підосва дислокованих відкладів |
| верхня кора (гранітний шар)                                | нижня кора (базальтовий шар)                               | нижня кора (базальтовий шар)                                                                               |
| нижня кора (базальтовий шар)                               | верхня мантія                                              |                                                                                                            |

Рис. 3.79. Структура 3D гравітаційної моделі.

Перший шар осадової товщі включає пліоцен-четвертинні відклади і відклади середнього і верхнього неогену (рельєф дна – покрівля майкопської серії), які покривають всю площу дна Чорного моря. Цей шар сформувався в післямайкопський час і відділяється від підстилаючих відкладів поверхнею, яка чітко виділяється за сейсмічними даними з граничною швидкістю 3,0 км/с. Його максимальна потужність спостерігається в ЗЧЗ та СЧЗ (4,0–5,0 км і 3,0–3,5 км відповідно), Індоло-Кубанському прогині (3,0–4,0 км) і Туапсинській западині

(1,0–2,0 км). На північно-західному шельфі шар представлений пісками з прошарками глин, вапняками, грубозернистими пісками, глинами, а також відкладами морської, лиманової, алювіальної і континентальної фацій [Ревер 2016]. Глибоководні осадки складаються з перешарування безкарбонатних і слабковапнянових пелітових і алевроліто-пелітових мулів сірого і зеленувато-сірого кольору. У рідкісних випадках зустрічаються вапняні і малопотужні алевритові прошарки [Белоусов и Вольвовский 1989]. Густина шару в моделі прийнята  $2,10 \text{ г/см}^3$  для всього шару.

*Другий шар* представлений майкопською серією (покрівля майкопської серії – покрівля палеоцен-еоцену). Цей комплекс відкладів має дуже значну потужність і широке поширення. Великої потужності він досягає в ЗЧЗ та СЧЗ (5 і 4 км відповідно), западинах Сорокіна і Туапсинській (5 км), в Індоло-Кубанському прогині потужність трохи нижче (близько 2 км). Однак даний комплекс не тільки заповнює ці відносно обмежені по площі депресії, але і покриває периферійні частини дна Чорного моря, де зменшується в потужності. Майкопські відклади представлені в основній масі темно-сірими глинами з прошарками алевролітів і пісковиків. Значення густини змінюються як по площі, так і градієнтно з глибиною, в залежності від потужності – від 2,10; 2,26 і 2,50  $\text{г/см}^3$  на покрівлі шару до 2,26; 2,47 і 2,55  $\text{г/см}^3$  на підшві відповідно.

Третій шар – це палеоцен-еоценові відклади (покрівля палеоцен-еоцену - поверхня верхньокрейдяних відкладів). Максимальна потужність спостерігається в ЗЧЗ (до 7 км) і майже в два рази менша в СЧЗ (2,5–3,0 км). Шар представлений карбонатними і теригенними відкладами [Старостенко и др. 2003] (див. Розділ 2). Густина змінюється в окремих тілах градієнтно в інтервалі від 2,43 до 2,65  $\text{г/см}^3$ .

Дислоковані відклади, відповідно до складу в прилеглих районах суші, представлені переважно гранітами, гнейсами, різновидами порід, перехідними між ними, а також кристалічними сланцями [Шнюков 1987] (див. Розділ 1). До складу шару входять тріасові відклади, які встановлені на північно-західному шельфі, в межах континентального схилу на південному заході від Кримського п-ова, а також в Степовому і Гірському Криму (пісковики з прошарками аргілітів

і доломітів в шельфовій частині і на континентальному схилі). У Гірському Криму це сильно дислоковані, з прошарками темних аргілітів, щільні кварцеві алевроліти і пісковики з окремими брилами вапняків [Ревер 2016]. Відклади юри на континентальному схилі Кримського п-ова представлені пісковиками, алевролітами і аргілітами, а також туфами, органогенними вапняками, конгломератами і мергелями [Жигунов 1986]; в межах Гірського Криму – всіма трьома відділами і складаються з пісковиків, кварцитів, конгломератів, андезитобазальтів і туфів. На Ломоносівському підводному масиві калій-аргонове датування показало середньоюрський вік відкладів, представлених пісковиками, алевролітами і аргілітами [Шнюкова 2016] (див. Розділ 1). Відклади нижньої і верхньої крейди поширені практично на всій території досліджень (вапняки і мергелі з локальними прошарками пісковиків і алевролітів) [Ревер 2016]. Ці відклади широко розвинені на узбережжі і розкриті багатьма свердловинами.

Місцями в шарі дислокованих відкладів простежуються породи палеозою. Силурійські відклади карбонатного і глинисто-теригенного складу встановлені на о-ві Зміїний (свердловина Морська-1) і в північно-західному Причорномор'ї. На о-ві Зміїний також поширені вапняки, мергелі, алевроліти, доломіти і пісковики девону. Кам'яновугільні відклади відомі в межах Ломоносівського підводного масива (чорні некарбонатні масиви аргілітів), в Степовому Криму (метаморфізовані пісковики, алевроліти, мергелі, сланці, прорвані інтрузіями діабазів і дайками гранодіоритів), а також в Гірському Криму, де вони поширені у вигляді екзотичних брил вапняків серед мезозойських відкладів. Пермські відклади відомі в Степовому та Гірському Криму у вигляді темно-сірих сланців різного складу і брил і валунів вапняків серед глинистих порід таврійської серії згідно [Буланже и др. 1975 (див. Розділ 1); Ревер 2016].

Слід зазначити неоднозначність датування порід, що підстилають кайнозойський осадовий чохол. Наприклад, на північно-західному шельфі свердловина Іллічівська-2 розкрила відклади середньої юри, які представлені чергуванням алевролітів і пісковиків [Ревер 2016]. Інші дослідники відносять ці породи до крейדיаних. За даними роботи [Гожик та ін. 2007] розріз свердловини

обмежений аргілітами середньої юри, тоді як в роботі [Безверхов 1988] (див. Розділ 1) говориться про те, що з забою цієї свердловини були підняті дислоковані чорні сланці і алевроліти, аналогічні флішу таврійської серії Криму. Метаморфічні утворення, які можуть бути віднесені до дислокованих осадків, розкриті свердловиною Голіцинська-4 і представлені зелено-сланцевою фацією. За інтерпретацією [Гожик та ін. 2007], їх вік визначається як верхньопротерозойський. Однак в роботі [Шикер и др. 1987] ця товща віднесена до відкладів середнього палеозою, оскільки подібні породи оголюються в межах шельфу о-ва Зміїний.

Густина в шарі дислокованих відкладів варіює від 2,60 до 2,75 г/см<sup>3</sup>.

Кристалічна кора представлена в моделі двома шарами: верхнім (з постійним значенням густини в кожному розрахунковому тілі) і нижнім (з градієнтною зміною густини з глибиною). Ці два шари відповідають виділенням за геолого-геофізичними, а також сейсмічними даними «гранітному» і «базальтовому» шарам [Соллогуб 1986; Шнюков 1987] (див. Розділ 1). Густина верхнього шару коливається в інтервалі 2,5–2,9 г/см<sup>3</sup>, нижнього – від 2,62 до 3,10 г/см<sup>3</sup> на покрівлі і від 2,90 до 3,20 г/см<sup>3</sup> на підосві.

Для глибинної частини параметризація моделі проводилася з використанням швидкісних моделей уздовж профілів ГСЗ. Значення густини для першого наближення моделі визначалося по залежності швидкість/густина. Уточнення значень густини всередині розрахункових шарів виконувалося відповідно до можливої зміни значень густини для заданих значень швидкості.

Для океанічної кори в якості референтної прийнята густина на покрівлі верхньої мантиї 3,32 г/см<sup>3</sup>, а для континентальної кори нижче розділу Мохо – 3,40 г/см<sup>3</sup>.

Завдяки програмі *SpaceMap* (див. Розділ 2) з'явилася можливість перейти до вивчення тривимірного розподілу густини як в осадовому чохла, так і в кристалічній частині кори Чорноморської мегазападини.

### 3.3.3. Результати 3D гравітаційного моделювання

Осадний чохол. За даними 3D гравітаційного моделювання отримано розподіл густини на *покрівлі палеоцен-еоцену* (рис. 3.80). СЄП, північно-західний шельф Чорного моря, східна частина СП, болгарський сектор Чорного моря, підняття Шатського характеризуються постійними значеннями густини палеоцен-еоцену ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ). У СЧЗ її значення зростають до центру від  $2,60$  до  $2,70 \text{ г/см}^3$ . У ЗЧЗ густина більш диференційована (від  $2,55$  до  $2,70 \text{ г/см}^3$ ), при цьому західна частина западини більш розушільнена. В районі Мізійської плити в межах акваторії спостерігається аномалія зниженої густини зі значеннями від  $2,50$  до  $2,55 \text{ г/см}^3$ . Аномально низька густина ( $2,43 \text{ г/см}^3$ ) приурочена до області розташування інтенсивної негативної аномалії спостереженого поля. Раніше вона була пояснена проникненням на рівень поверхні еоцену інтрузій ультраосновних порід [Бурьянов и др. 1996] (див. Розділ 1), яка з якихось причин піддалася сильній серпентинізації, що призвело до різкого зменшення густини [Саркисов и Вольвовский 1989]. Аномалії зниженої густини ( $2,50$ – $2,55 \text{ г/см}^3$ ) спостерігаються також на південному сході западини Сорокіна і в західній частині Індоло-Кубанського прогину. Керченсько-Таманський прогин характеризується високими значеннями густини ( $2,80 \text{ г/см}^3$ ). Підвищені значення густини палеоцен-еоцену (від  $2,70$  до  $2,90 \text{ г/см}^3$ ) спостерігаються вздовж північно-східного шельфу Чорного моря, а також в північно-східній частині западини Сорокіна, у всій Туапсинській западині і області між ними. Такі високі значення густини пов'язані з проникненням основних і ультраосновних порід по периферії Чорного моря, які надходили до глибин палеоцен-еоцену по розривних порушеннях з нижніх горизонтів кори, а можливо, і верхньої мантії.

Густина на *покрівлі крейди* змінюється в широкому діапазоні від  $2,45$  до  $2,75 \text{ г/см}^3$  (рис. 3.81). Як і на покрівлі еоцену, на південний схід від Мізійської плити спостерігається область аномально низької густини ( $2,43 \text{ г/см}^3$ ), яка викликана проникненням кислих магматичних порід.



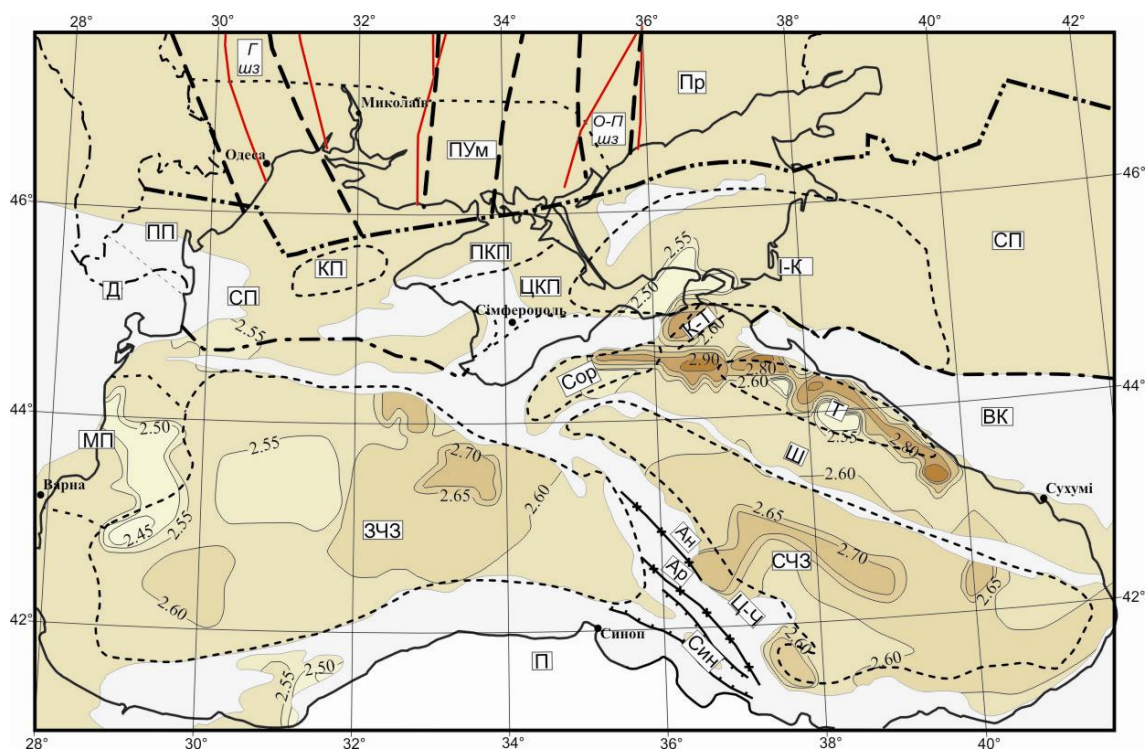


Рис. 3.80. Схема розподілу густини на покрівлі палеоцен-еоцену,  $\text{г/см}^3$ . Білим кольором показані області, в яких крейдові і докрейдові породи виходять на поверхню. Умовні позначення див. на рис. 3.77.

Аномалії зниженої густини зі значеннями від 2,45 до 2,55  $\text{г/см}^3$  також присутні в південно-східній частині Кримського п-ова і в західній частині Індоло-Кубанського прогину. У східній частині прогину густина більше (2,60  $\text{г/см}^3$ ). У межах СЄП густина змінюється від 2,60 до 2,65  $\text{г/см}^3$ , а СП і Крим характеризуються постійними значеннями густини (2,60  $\text{г/см}^3$ ). Центральна частина ЗЧЗ представлена в крейдових відкладах густиною 2,70  $\text{г/см}^3$ . На південному заході і півночі западини присутні області з густиною 2,75  $\text{г/см}^3$ .

СЧЗ на більшій частині заповнена крейдовими відкладами з густиною 2,70  $\text{г/см}^3$ , за виключенням незначної вузької області в центрі западини зі значеннями 2,72  $\text{г/см}^3$ . У центрі западини Сорокіна присутня область з густиною 2,60  $\text{г/см}^3$ , на південний захід і північний схід значення густини збільшується до 2,75 і 2,80  $\text{г/см}^3$  відповідно. Для центральної частини Керченсько-Таманського прогину та Туапсинської западини характерно збільшення густини до 2,80–2,90  $\text{г/см}^3$ , а з

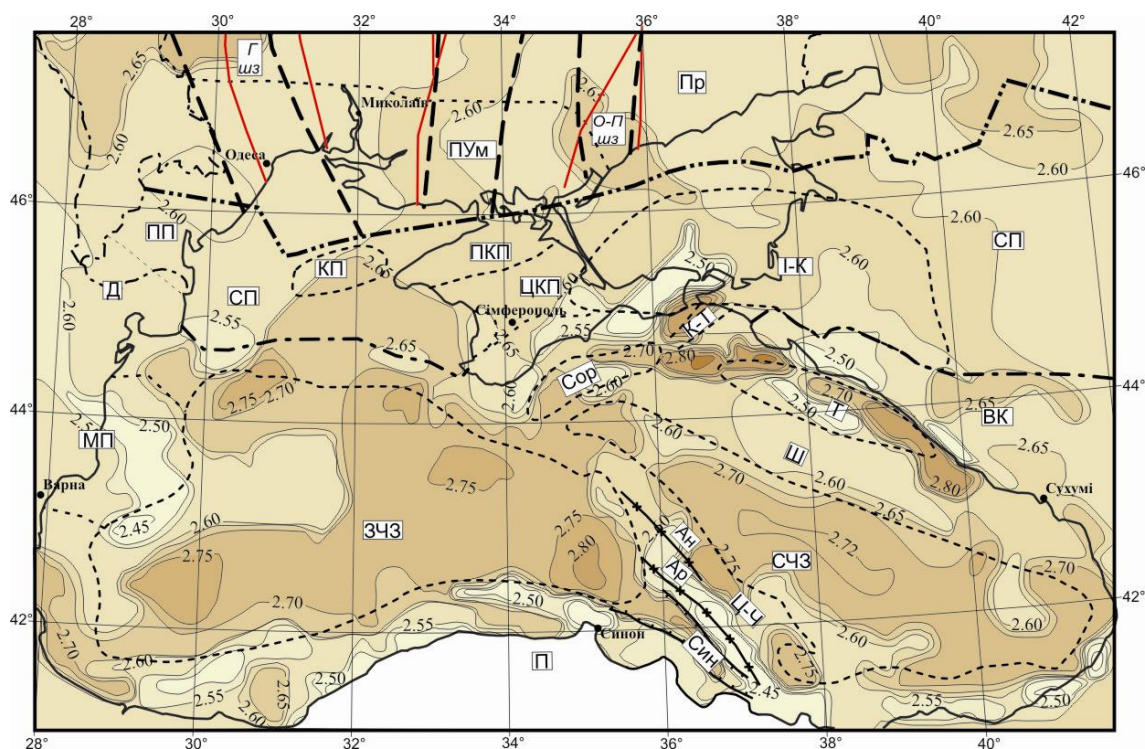


Рис. 3.81. Схема розподілу густини на покрівлі крейди,  $\text{г/см}^3$ . Умовні позначення див. на рис. 3.77.

північного заходу і південного сходу примикають тіла з густиною 2,50–2,55 і  $2,60 \text{ г/см}^3$ .

Підняття Шатського на більшій частині характеризується постійною густиною крейдяних відкладів ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ) і лише на південному сході її значення збільшується до  $2,64 \text{ г/см}^3$ . Як і на покрівлі палеоцен-еоцену, уздовж північно-східного шельфу Чорного моря спостерігаються підвищені значення густини (від  $2,70$  до  $2,90 \text{ г/см}^3$ ), пов'язані з проникненням основних і ультраосновних порід по периферії Чорного моря. До такого ж типу відносяться аномальні області в районі болгарського шельфу ( $2,70 \text{ г/см}^3$ ), на південь від західної частини СП ( $2,70$ – $2,75 \text{ г/см}^3$ ) і на продовженні Синопської западини ( $2,70$ – $2,80 \text{ г/см}^3$ ). Остання вирізняється високою густиною відкладів крейди (до  $2,90 \text{ г/см}^3$ ), що також пов'язано з проникненням основних і ультраосновних порід.

Хребет Архангельського по всій площі характеризується аномально низькими значеннями густини крейди (в північно-західній частині  $2,50$ – $2,55 \text{ г/см}^3$ , в південно-східній  $2,45 \text{ г/см}^3$ ). Хребет Андрусова по осі розділений на дві



частини: менш ущільнену північно-західну ( $2,55\text{--}2,65\text{ г/см}^3$ ) і більш ущільнену південно-східну ( $2,70\text{ г/см}^3$ ). Уздовж південної периферії Чорного моря спостерігається чергування неоднорідностей з різною густиною: від  $2,45$  до  $2,65\text{ г/см}^3$ . У Західних Понтидах значення густини крейди вище ( $2,50\text{--}2,65\text{ г/см}^3$ ). Згідно з наявною геологічною інформацією [Козловский 1991], тут широко розвинені палеозойські теригенно-карбонатні породи, що перекривають докембрійські метаморфічні серії. Всі ці відклади прорвані палеозойськими і кайнозойськими гранітоїдами. У Східних Понтидах переважають мезозойські і кайнозойські відклади і широко розвинені еоцен-олігоценові гранітоїди. У цій частині Понтид густина крейди нижче ( $2,45\text{--}2,50\text{ г/см}^3$ ).

Раніше була побудована залежність зміни густини осадових порід з глибиною для Чорноморської мегазападини [Старостенко и др. 2003] (див. Розділ 2). Відповідно до цієї залежності, карбонатні і теригенні відклади палеоцен-еоцену мають середню густину  $2,38\text{--}2,56\text{ г/см}^3$ . Найбільш часта і різка зміна густини відбувається саме в цих відкладах як по глибині, так і по площі. Її значення у верхній частині розрізу становлять  $2,30\text{--}2,43\text{ г/см}^3$ , в нижній  $2,48\text{--}2,66\text{ г/см}^3$ . Густина крейдяних відкладів, представлених вапняками і мергелями, досягає значень  $2,44\text{--}2,68\text{ г/см}^3$ . Розподіл густини по площі на покрівлі палеоцен-еоцену (див. рис. 3.80) і покрівлі крейди (див. рис. 3.81) тісно корелює з відповідним інтервалом значень, який отримано в роботі [Старостенко и др. 2003] (див. Розділ 2), за винятком областей проникнення основних і ультраосновних порід по периферії Чорного моря. Густина палеоцен-еоценових відкладів зазнає змін як по площі, так і по глибині.

*Дислоковані відклади.* У Чорноморській мегазападині і прилеглих структурах, за даними [Чекунов 1987] (див. Розділ 1), крім осадових присутній шар дислокованого мезозою і палеозою, який за складом аналогічний прилеглим районам суші [Шнюков 1987] (див. Розділ 1). Верхнє обмеження цього шару – покрівля крейдяних відкладів, нижнє – глибина залягання дислокованих відкладів, на якій спостерігається стрибок густини (див. рис. 3.82).

Глибина залягання підосви дислокованих відкладів визначалася раніше за сейсмічними даними фрагментарно [Чекунов 1972; Соллогуб 1986; Шнюков 1987] (див. Розділ 1). Взявши за основу схему А.В. Чекунова [Чекунов 1972] (див. Розділ 1) при використанні всієї наявної сейсмічної інформації уздовж профілів ГСЗ і геотраверсів, зроблена спроба побудувати схему глибин залягання цієї границі (рис. 3.82). В процесі 3D гравтаційного моделювання в деяких місцях глибини коректувалися. У ЗЧЗ, в області поширення океанічної кори, шар дислокованих відкладів виклинюється. Оскільки в цій області відсутній «гранітний» шар і відклади палеоцен-еоцену залягають на «базальтовому», то підосва еоцену в цій області є поверхнею консолідованої кори. Саме в північно-східній частині ЗЧЗ спостерігається область максимальної глибини залягання цієї поверхні з невеликим відгалуженням на північний захід (18 км), що підтверджується даними [Nikishin et al. 2015a] (див. Розділ 1).

На решті площі досліджень присутній шар дислокованих відкладів за винятком областей, в яких докрейдянські відклади виходять на поверхню. Наприклад, в північній частині Добруджі це палеозойські і тріас-середньоярські складчасті комплекси [Шнюков 1987] (див. Розділ 1), в Західних Понтидах це палеозойські теригенно-карбонатні породи, що перекривають докембрійські метаморфічні серії, в Східних Понтидах переважають мезозойські і кайнозойські відклади [Козловский 1991]. В процесі моделювання встановлено, що в цих областях породи в шарі дислокованих відкладів (рис. 3.82) мають густину гранітного ряду. Вони можуть бути віднесені як до дислокованих відкладів, так і до гранітів. Саме в цих областях в процесі моделювання уточнювалися значення глибини шару. На півдні Криму, де докрейдянські породи виходять на поверхню, спостерігається підйом поверхні до 2 км, на північ вона занурюється до 10 км. В межах Добруджі глибина змінюється від 8 до 12 км, на Мізійській плиті глибини постійні – 12 км. У межах Великого Кавказу глибина збільшується з південного сходу на північний захід від 6 до 10 км, а в Понтидах збільшується із заходу на схід від 13 до 16 км.

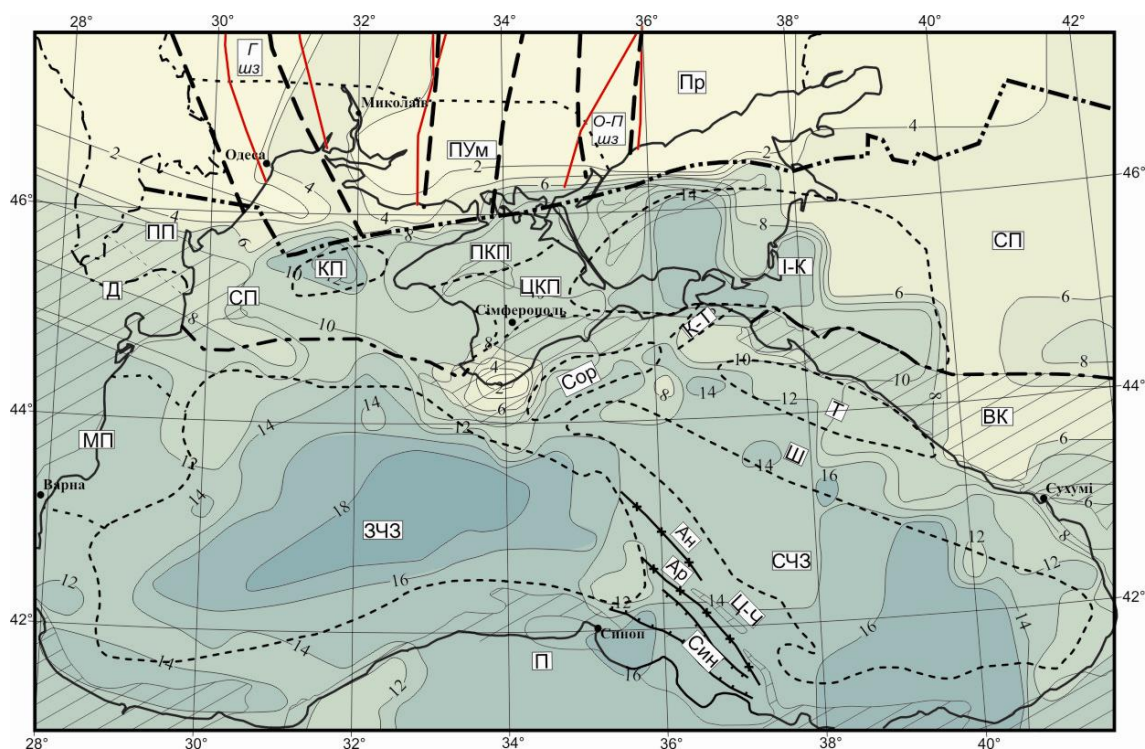


Рис. 3.82. Схема глибини залягання границі, яка одночасно є підшовою дислокованих відкладів і покрівлею «гранітного» шару. Штрихуванням показані області, в яких докрейдянні породи виходять на поверхню. Умовні позначення див. на рис. 3.77.

На ССП глибина залягання дислокованих відкладів фіксується на мінімальних глибинах (до 2 км). У західній частині СП спостерігаються глибини від 4 до 12 км, а в східній частині від 6 до 8 км. У східній частині Індоло-Кубанського прогину глибина залягання підосви дислокованих відкладів 6–10 км, в західній його частині і в Керченсько-Таманському прогині 12–14 км, в западинах Сорокіна і Туапсинській 10–12 км. В межах СЧЗ ця границя занурюється в південно-східному напрямку від 10 до 16 км. На більшій частині підняття Шатського глибини коливаються в інтервалі 10–12 км, винятком є центральна частина структури, де присутні локальні області з глибинами 14 і 16 км. Під хребтом Андрусова глибина залягання дислокованих відкладів становить 14 км. В межах хребта Архангельського і в Синопській западині поверхня занурюється на південний схід від 13 до 15 км і від 12 до 15 км відповідно.

Отримана схема глибин (рис. 3.82) є підшвою дислокованих і водночас покрівлею «гранітного» шару, яка визначена за геолого-геофізичними даними. На цій границі спостерігається стрибок густини. Винятком є ЗЧЗ, де глибини на схемі є поверхнею консолідованої кори і поверхнею області виходу на поверхню докрейдаєних відкладів, які за значеннями густини можна віднести до гранітів.

На рис. 3.83 представлено схему розподілу густини на підшві дислокованих відкладень, на якій ЗЧЗ ділиться на три частини: більш щільні південно-західну і північно-східну ( $2,70\text{--}2,75\text{ г/см}^3$ ) і менш щільну центральну ( $2,70\text{ г/см}^3$ ). СЧЗ характеризується однорідною густиною ( $2,70\text{ г/см}^3$ ) з невеликим збільшенням в центрі до  $2,72\text{ г/см}^3$ . Західна частина СЄП ущільнена ( $2,70\text{--}2,80\text{ г/см}^3$ ), центральна розущільнена до  $2,65\text{ г/см}^3$ , а в східній спостерігається чергування ущільнених ( $2,70\text{ г/см}^3$ ) і розущільнених блоків ( $2,65\text{ г/см}^3$ ). Західна частина СП характеризується густиною  $2,70\text{ г/см}^3$ , східна -  $2,65\text{ г/см}^3$ . Лише на крайньому заході цієї структури є розущільнений блок з густиною  $2,55\text{ г/см}^3$ . В області Великого Кавказу спостерігаються значення густини  $2,60\text{--}2,65\text{ г/см}^3$ . Центральна частина Криму і західна Індоло-Кубанського прогину характеризуються густиною  $2,75\text{ г/см}^3$ . Східна частина прогину розущільнена до  $2,65\text{ г/см}^3$ .

Найбільші значення густини ( $2,80\text{--}2,90\text{ г/см}^3$ ) спостерігаються по периферії Чорного моря, в областях інтенсивних позитивних аномалій спостереженого поля. Південне закінчення Криму визначається аномалією  $2,80\text{ г/см}^3$ , в Туапсинській западині густина зростає уздовж осі на південний схід структури від  $2,70$  до  $2,90\text{ г/см}^3$ . На південь від західної частини СП присутня аномалія  $2,80\text{ г/см}^3$ . Високими значеннями густини ( $2,90\text{ г/см}^3$ ) характеризується Синопська западина і її продовження в бік ЗЧЗ ( $2,85\text{ г/см}^3$ ). На сході в області Аджаро-Тріалетської зони присутні аномалії з густиною  $2,70\text{--}2,85\text{ г/см}^3$ . На болгарському шельфі в районі Бургаського гравітаційного максимуму густина становить  $2,70\text{--}2,75\text{ г/см}^3$ . В межах підняття Шатського значення густини коливаються від  $2,60$  до  $2,65\text{ г/см}^3$ . Незначна за площею ділянка в межах цієї структури представлена густиною  $2,85\text{ г/см}^3$ .

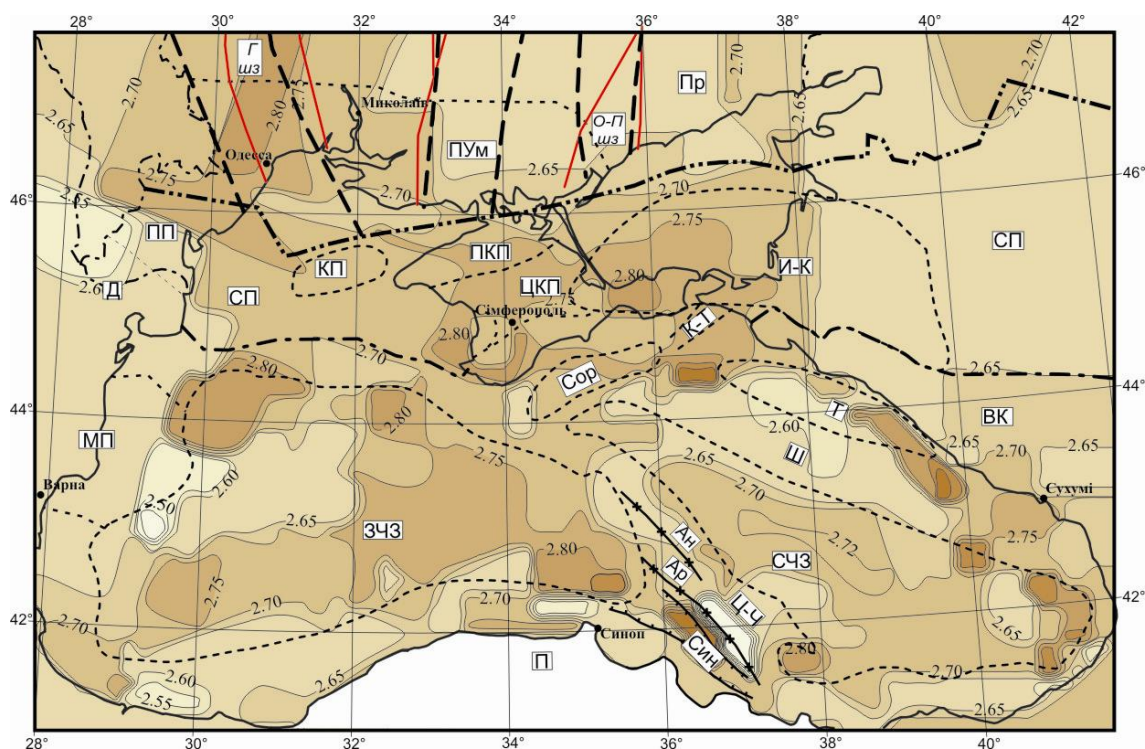


Рис. 3.83. Схема розподілу густини на підшві дислокованих відкладів,  $\text{г/см}^3$ . Умовні позначення див. на рис. 3.77.

Хребет Архангельського по всій площі, як і на покрівлі еоцену і крейди, характеризується аномально низькими значеннями густини в південно-східній частині ( $2,45 \text{ г/см}^3$ ), в північно-західній його частині густина вище ( $2,70 \text{ г/см}^3$ ). Хребет Андрусова по осі розділений на дві області: менш ущільнену північно-західну ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ) і більш ущільнену південно-східну, в якій густина зростає до  $2,70 \text{ г/см}^3$ . Западина Сорокіна розділена також на дві частини: менш щільну південно-західну ( $2,70 \text{ г/см}^3$ ) і більш щільну північно-східну ( $2,75 \text{ г/см}^3$ ). Як і на покрівлі еоцену і крейди, в районі Мізійської плити спостерігається аномально низька густина ( $2,43 \text{ г/см}^3$ ), яка, як зазначено вище, викликана проникненням кислих магматичних порід. Для Центральних Понтид характерні значення густини  $2,65\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$ . У Західних і Східних Понтидах вони менші:  $2,55\text{--}2,60 \text{ г/см}^3$  і  $2,60\text{--}2,65 \text{ г/см}^3$  відповідно.

Кристалічна частина кори. *Верхній шар* має інтервал густини в межах  $2,60\text{--}3,00 \text{ г/см}^3$  (рис. 3.84). Слід зауважити, що цей шар розрахований із середнім значенням густини в кожному розрахунковому об'єкті, тобто в цьому шарі



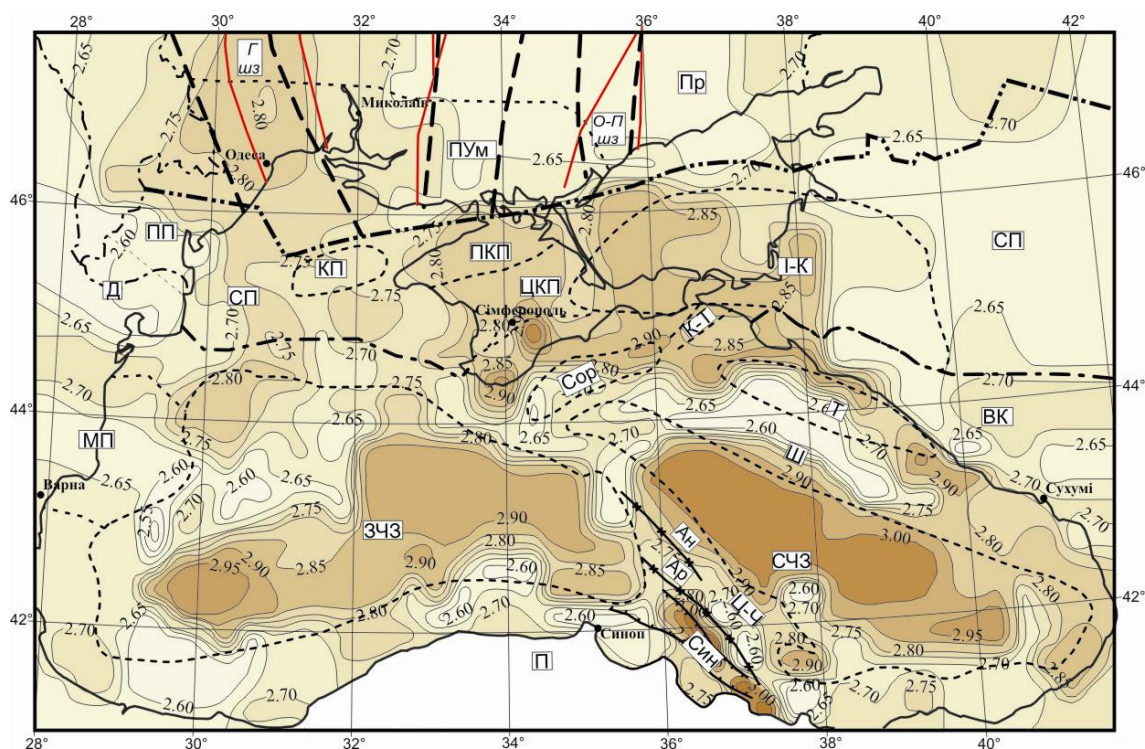


Рис. 3.84. Схема розподілу густини в верхньому шарі кристалічної кори,  $\text{г/см}^3$ . Умовні позначення див. на рис. 3.77.

відсутній градієнт зростання густини з глибиною. Цей варіант досить умовний, проте, при цьому похибка розрахунків мінімальна. Такий підхід викликаний розривом суцільності «гранітного» шару (тобто відсутністю шару в западинах) у зв'язку з урахуванням в моделі як континентальної, так і океанічної кори, що ускладнювало приведення гравітаційного ефекту до єдиного рівня. У межах ССП, майже по всій площі, спостерігаються значення густини  $2,65\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$ . Винятком є область на північ від Одеси, яка характеризується ущільненням порід до  $2,80 \text{ г/см}^3$ . Західній частині СП притаманне збільшення густини із заходу на схід від  $2,60$  до  $2,75 \text{ г/см}^3$ , а в східній коливань значень густини не спостерігається (вона стабільна і дорівнює  $2,60 \text{ г/см}^3$ ). У ЗЧЗ значення густини коливаються в значному інтервалі від  $2,60\text{--}2,65 \text{ г/см}^3$  на заході і північному заході до  $2,90\text{--}2,95 \text{ г/см}^3$  в області безгранітної кори. Перехід до ущільнених порід відбувається через градієнтну зону, в якій густина змінюється від  $2,70$  до  $2,85 \text{ г/см}^3$ .

На південному сході ЗЧЗ присутні дві пов'язані замкнені області, в центрі яких густина становить 2,60 і 2,85 г/см<sup>3</sup> відповідно. Така ж область спостерігається на північному заході западини. СЧЗ характеризується стабільними значеннями густини порід, які досягають 3,00 г/см<sup>3</sup>, зменшуючись до 2,95 г/см<sup>3</sup> на крайньому південному сході. Значні ущільнення фіксуються на півдні і в центрі Криму, де густина дорівнює 3,00 г/см<sup>3</sup>. На решті території Криму густина 2,80 г/см<sup>3</sup>. У західному Причорномор'ї спостерігається чергування густини 2,60 і 2,70 г/см<sup>3</sup>: для Динарид і Мізійської плити це 2,60 г/см<sup>3</sup>, для решти території 2,70 г/см<sup>3</sup>. В західних частинах Індоло-Кубанського і Керченсько-Таманського прогинів, східній частині западини Сорокіна, північно-східній частині Туапсинської западини, на півдні підняття Шатського і в межах Аджаро-Тріалетської зони густина відповідає максимальним значенням 2,85 г/см<sup>3</sup>. Територія Великого Кавказу та Центрально-Чорноморське підняття характеризуються чергуванням ділянок з густиною 2,65 і 2,70 г/см<sup>3</sup>. Хребет Андрусова відзначається значеннями густини 2,75–2,80 г/см<sup>3</sup>, Синопська западина ущільнена до значень 2,85–3,05 г/см<sup>3</sup>. Ось хребта Архангельського знаходиться в градієнтній зоні. Південніше ЗЧЗ переважають значення густини 2,60–2,70 г/см<sup>3</sup>. На південному сході густина вище і становить 2,70–2,75 г/см<sup>3</sup>.

На *покрівлі нижнього шару* кристалічної кори спостерігаються значення густини 2,65–3,10 г/см<sup>3</sup> (рис. 3.85). Найбільше значення фіксується на заході і в центральній частині СЄП (максимальна густина 3,00 г/см<sup>3</sup>), на заході та півдні Криму (3,10 г/см<sup>3</sup>). Західна частина СП ділиться за значеннями густини на західну з густиною 2,70 г/см<sup>3</sup> і центральну частину, прилеглу до Криму, де фіксується значне ущільнення (3,05–3,10 г/см<sup>3</sup>). Східна частина плити характеризується густиною 2,85 г/см<sup>3</sup>. У центральній частині Криму, на заході Індоло-Кубанського прогину, в СЧЗ, в Керченсько-Таманському прогині і в Синопській западині фіксується значення густини 3,00 г/см<sup>3</sup>. На південному заході і північному сході ЗЧЗ значення густини коливаються в межах 2,90–3,00 г/см<sup>3</sup>. Західне узбережжя характеризується густиною 2,70–2,75 г/см<sup>3</sup>.





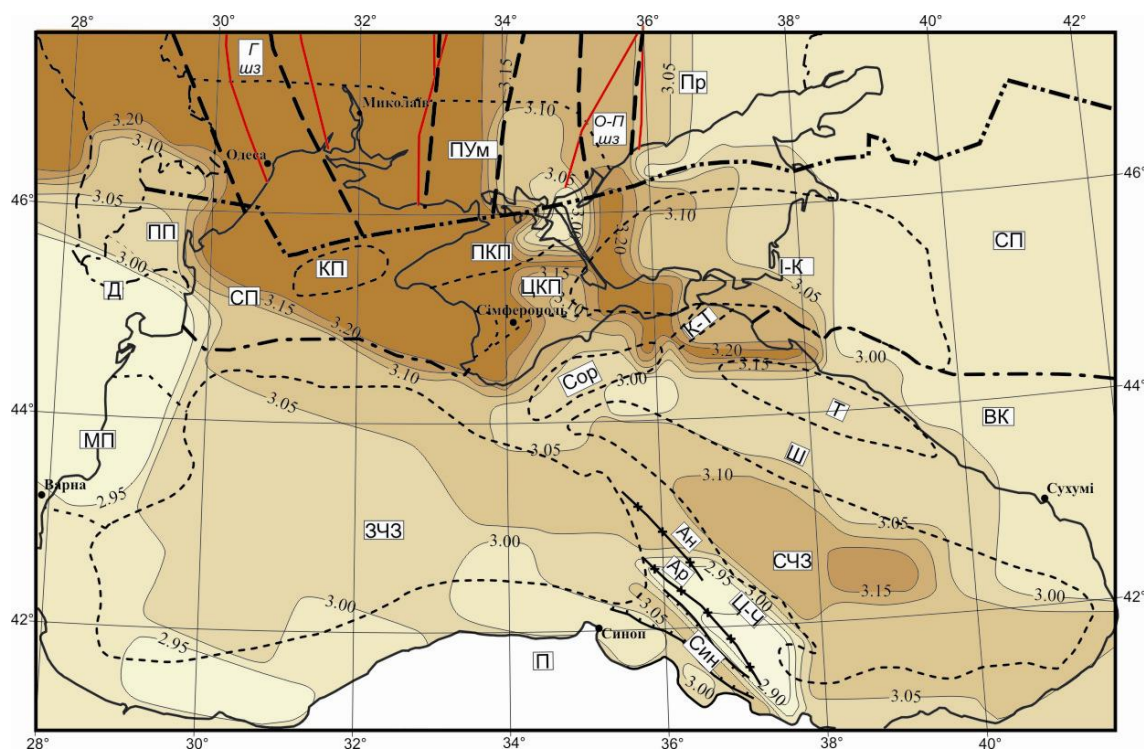


Рис. 3.86. Схема розподілу густини на розділі Мохо (підшві нижнього шару кристалічної кори),  $\text{г/см}^3$ . Умовні позначення див. на рис. 3.77.

північно-східній. Керченсько-Таманський і західна частина Індоло-Кубанського прогинів характеризуються високою густиною  $3,10\text{--}3,20 \text{ г/см}^3$  і  $3,05\text{--}3,20 \text{ г/см}^3$  відповідно. У східній частині Індоло-Кубанського прогину густина зменшується до  $3,00 \text{ г/см}^3$ . На більшій площі Синопської западини густина  $3,05 \text{ г/см}^3$ . На хребті Андрусова її значення становить  $3,05 \text{ г/см}^3$ , а хребет Архангельського, аналогічно вище розміщеним шарам, виділяється зниженою густиною ( $2,90\text{--}2,95 \text{ г/см}^3$ ). Від Туапсинської западини до підняття Шатського густина поступово збільшується від  $3,00$  до  $3,05 \text{ г/см}^3$ .

### 3.3.4. Потужності «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шарів консолідованої земної кори та коромантійної суміші

За результатами 3D гравітаційного моделювання були побудовані схеми потужності умовно виділених «гранітного», «діоритового» і «базальтового»

шарів земної кори (верхньої, середньої та нижньої кори). Принцип побудови схем потужностей детально описаний в Розділі 2.

Потужність «гранітного» шару коливається від 0 до 25 км (рис. 3.87). На заході западини Сорокіна, північному заході Туапсинської западини, північному заході і південному сході підняття Шатського, в західних Понтидах «гранітний» шар присутній локальними областями з потужністю до 5 км. На більшій частині хребта Архангельського потужність шару 11 км, на Мізійській плиті, на сході СП, Великому Кавказі (крім південно-східної частини, де потужність близько 10 км), сході СЄП 5–6 км.

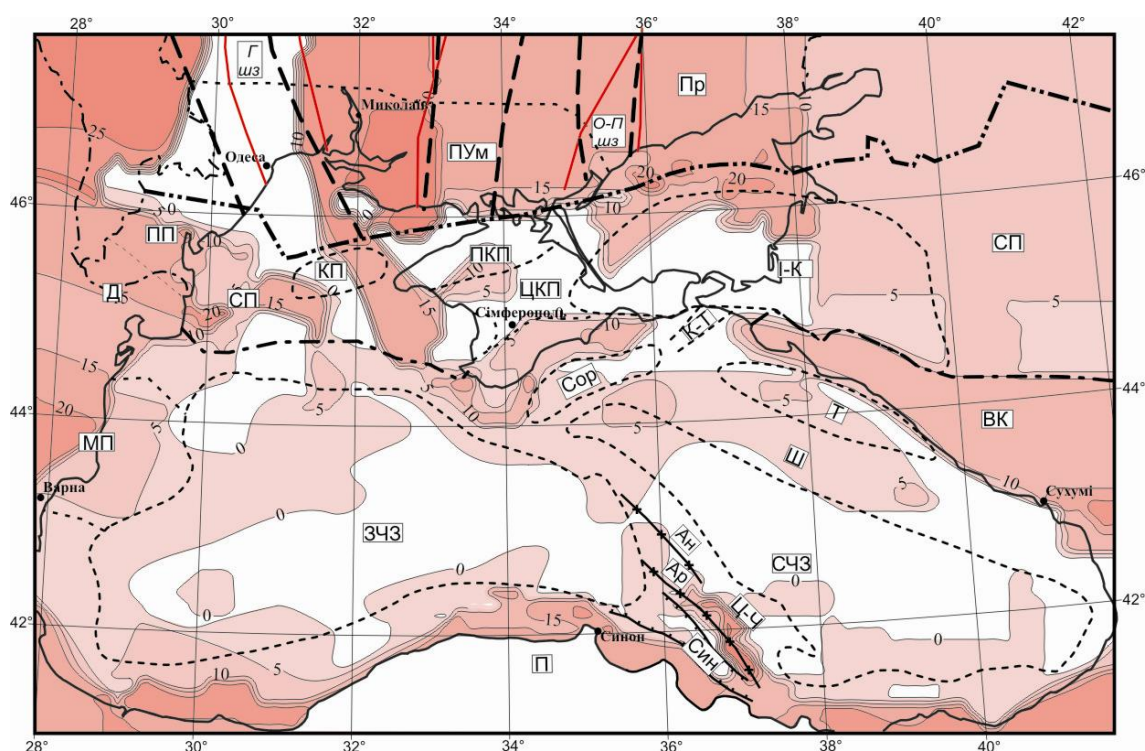


Рис. 3.87. Потужність «гранітного» (верхнього) шару земної кори, км. Умовні позначення див. на рис. 3.77.

У Індоло-Кубанському прогині потужність шару коливається від нульових значень на півдні і заході до 5 км на північному сході і 20 км на півночі центральної частини. В західній і центральній частинах СЄП потужність шару досягає 15–25 і 15–20 км відповідно. Західна частина СП представлена трьома областями з потужністю 5–10, 0–15 і 0–18 км, які розділені «безгранітними» ділянками. На південний схід від Криму знаходиться локальна область, в якій

потужність досягає 20 км, а в Аджаро-Тріалетській зоні і західних Понтидах не перевищує 3–5 км.

Потужність «діоритового» шару коливається від 0 до 30 км (рис. 3.88). У межах СЄП вона змінюється на заході від максимальних значень (25–30 км) до нульових. На решті території платформи потужність шару 5–10 км.

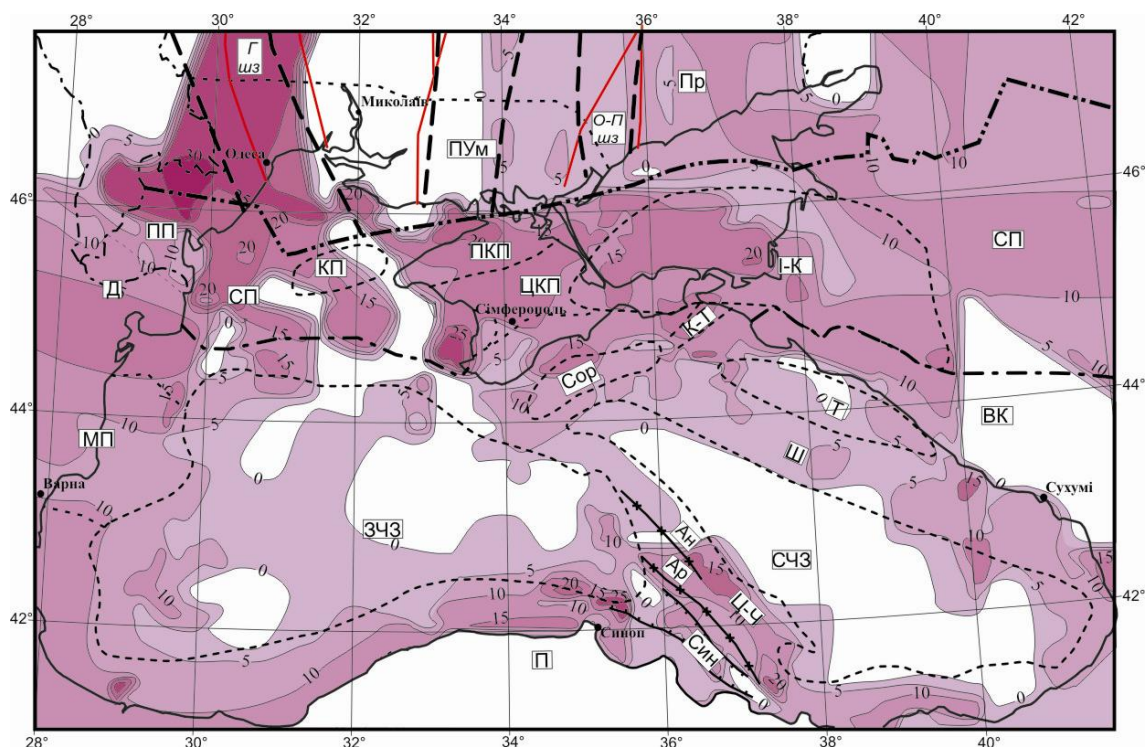


Рис. 3.88. Потужність «діоритового» (середнього) шару земної кори, км. Умовні позначення див. на рис. 3.77.

У західній частині СП вона змінюється хаотично від 0 до 20 км, в східній частині дорівнює 9–10 км, а на південному сході «діоритовий» шар виклинюється. Потужність шару збільшується в Криму в північному напрямку від нульових значень на півдні до 21 км на решті території. У Індоло-Кубанському прогині – в північно-західному напрямку до 20 км. Для Керченсько-Таманського прогину характерне різке збільшення потужності до 15 км, в западині Сорокіна вона також збільшується в північно-східному напрямку до 10 км. У центральній частині підняття Шатського і Туапсинській западині «діоритовий» шар відсутній, а в периферійних частинах збільшується фрагментарно до 10–12 км. Південніше Туапсинської западини, в південно-східній частині Центрально-Чорноморського



підняття і центральній частині Синопської западини спостерігаються локальні області з потужністю понад 15 км. У західних Понтідах, на західному шельфі, Мізійській плиті потужність шару коливається від 5–6 до 10–11 км, а в Динаридах шар потовщений до 15 км. На території Великого Кавказу і Аджаро-Тріалетської зони потужність майже 5 км.

Потужність "базальтового" шару характеризується інтервалом зміни від нуля до 45 км (рис. 3.89). ЗЧЗ (крім її центральної частини), західне Причорномор'я, західний шельф, СЧЗ характеризуються 5 кілометровою товщею «базальтового» шару.

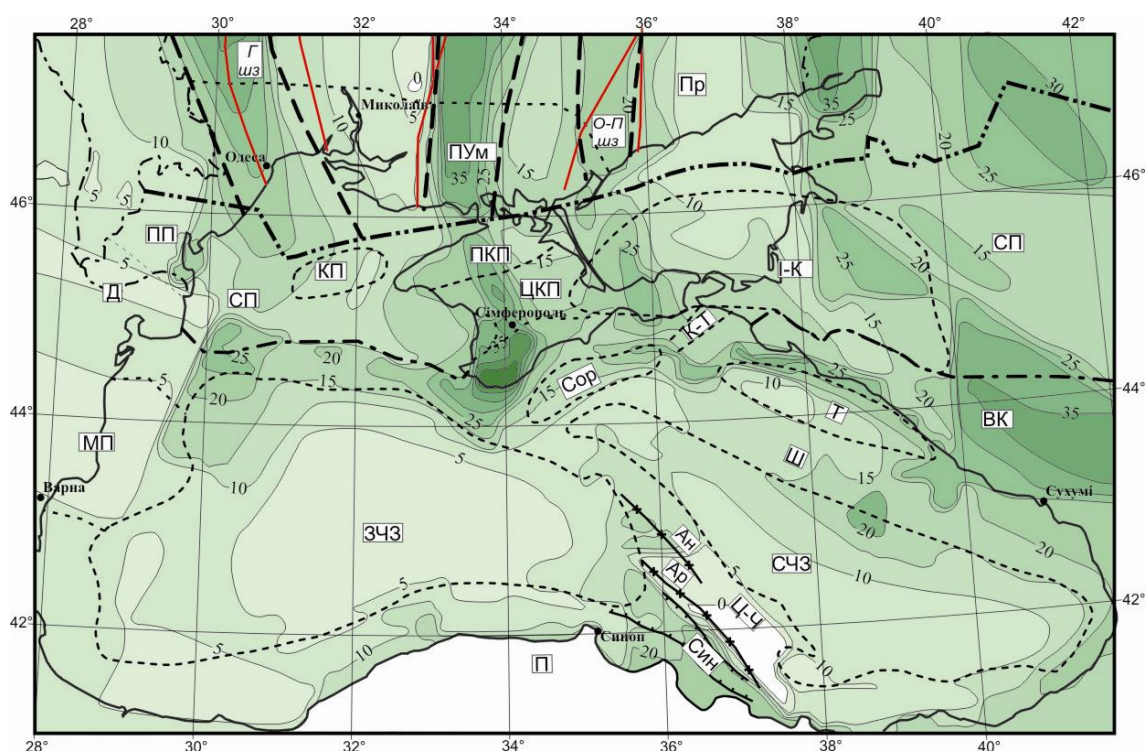


Рис. 3.89. Потужність «діоритового» (середнього) шару земної кори, км. Умовні позначення див. на рис. 3.77.

Найбільша потужність спостерігається в Криму (близько 45 км), на Великому Кавказі (35 км), в східній і центральній частині ССП (20–30 км), на південному сході і північному заході підняття Шатського (20–25 км), на південь від Криму (близько 30 км). У западині Сорокіна потужність збільшується в північно-східному напрямку від 10 до 20 км. Стабільна потужність шару спостерігається вздовж східного і північного шельфів Чорного моря, де області підвищеної

потужності (понад 30 км) розташовані на тлі 20–25 км. В інших структурах потужність коливається в межах 10–15 км.

У низах «базальтового» шару виділено *шар коромантійної суміші* (рис. 3.90). На більшій частині досліджуваного регіону вона відсутня. З максимальною потужністю вона присутня на сході і центрі ССП (до 35 км). В межах західної частини СП потужність КМ зростає в західному напрямку від 10 км до понад 20 км. В Криму КМ має потужність 13 км на сході і до 25 км на півдні.

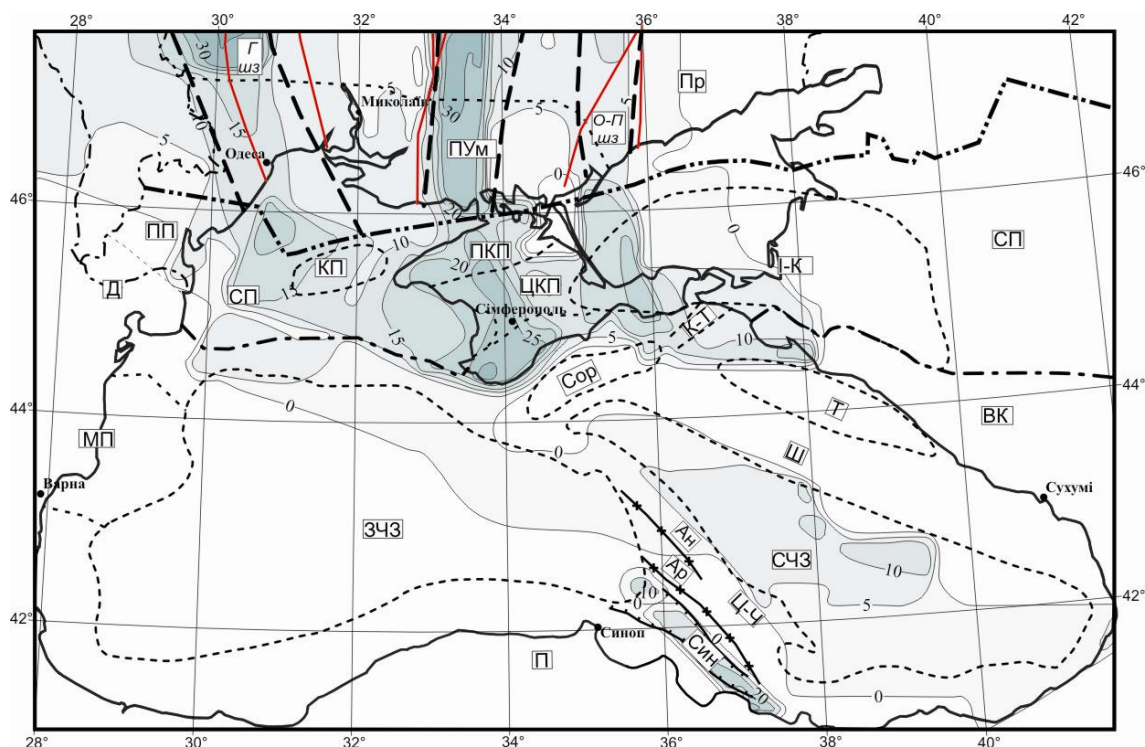


Рис. 3.90. Потужність «коромантійної» суміші, км. Умовні позначення див. на рис. 3.77.

Індоло-Кубанський і Керченсько-Таманський прогини в західній частині характеризуються потужністю близько 20 км, а на сході 5–6 км. Центральна частина СЧЗ має потужність КМ 5–6 км, в Сінопській западині вона збільшується до 10–11 км в напрямку центра.

### 3.3.5. Типізація консолідованої земної кори

За співвідношенням потужностей умовно виділених «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шарів до загальної потужності консолідованої земної кори було визначено пайову частку кожного з них і встановлено такі типи кори для Чорноморської мегавпадини і оточуючих структур: гранітний, гранітно-діоритовий, діоритовий і базальтоїдний з 3 підтипами: підтип 1 з вмістом в ньому базальту 40–70%; підтип 2, у якому кількість базальту збільшується до 70–90%; підтип 3, котрий стовідсотково складається з базальту (рис. 3.91, таблиця 3.3).

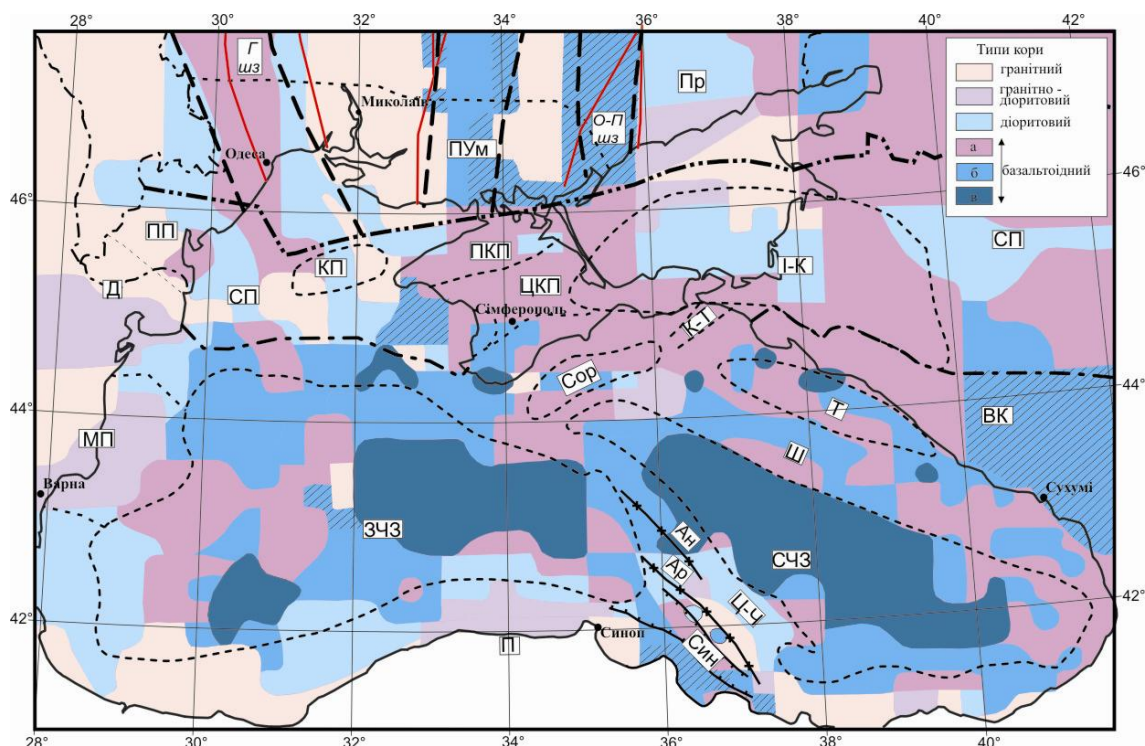


Рис. 3.91. Схема типів земної кори. Підтипи базальтоїдного типу кори з вмістом в ньому базальту: підтип 1 – 40–70% (а), підтип 2 – 70–90% (б), підтип 3 – 100 % (в). Штрихуванням показаний тип кори, який не збігається з відомими. Він умовно віднесений до базальтоїдного типу кори, в якому спостерігається мінімальна потужність (або відсутність) «діоритового» шару і значна потужність «базальтового» і «гранітного» шарів.

На північ, захід і південь від глибоководної западини поширено типи кори, в складі яких переважають більш кислі породи: гранітний, гранітно-діоритовий і діоритовий.

В межах мегазападини і на схід від неї поширений базальтоїдний тип кори, а в центральних частинах ЗЧЗ і СЧЗ і фрагментарно в східній шельфовій зоні присутній підтип 3 базальтоїдного типу, котрий стовідсотково складається з базальту.

ЗЧВ представлена всіма типами кори. Підтип 3 базальтоїдного типу поширений двома ділянками на сході (велика) і південному заході (незначна). Межують вони з підтипами 1 і 2 практично по всій території, за винятком півдня і заходу, де присутні блоки, представлені діоритовим типом. На півдні і заході шельфової зони ЗЧЗ фіксується чергування гранітного, гранітно-діоритового і діоритового типів. СЧЗ має велику площу підтипу 3 базальтоїдного типу, до якої по периферії примикають ділянки підтипу 2, а на південному сході підтипу 1.

Таблиця 3.3 Пайова участь шарів в потужності консолідованої кори

| Типи кори           |         | Шари        |              |               |
|---------------------|---------|-------------|--------------|---------------|
|                     |         | «Гранітний» | «Діоритовий» | «Базальтовий» |
| Гранітний           |         | 0,4–0,8     | 0,0–0,4      | 0,1–0,3       |
| Гранітно-діоритовий |         | 0,3–0,4     | 0,4–0,6      | 0,1–0,3       |
| Діоритовий          |         | 0,0–0,2     | 0,4–0,9      | 0,1–0,5       |
| Базальтоїдний       | підтип1 | 0,0–0,3     | 0,1–0,5      | 0,4–0,7       |
|                     | підтип2 | 0,0–0,2     | 0,0–0,2      | 0,7–0,9       |
|                     | підтип3 | 0,0         | 0,0          | 1,0           |

Підняття Шатського і Туапсинська западина характеризуються всіма видами базальтоїдного типу кори практично в рівних співвідношеннях. Центральна частина западини Сорокіна, Керченсько-Таманський прогин і велика частина Криму, а також східна і західна частини Індоло-Кубанського прогину

представлені підтипом 2 базальтоїдного типу у якому кількість базальту 70–90%, а східна і західна частини западини Сорокіна підтипом 1 з кількістю базальту 40–70%. Центральна частина Індоло-Кубанського прогину характеризується діоритовим типом, який в північній частині змінюється гранітним і гранітно-діоритовим типами. Південно-західна частина Криму представлена підтипом 2 базальтоїдного типу, який на крайньому півдні ускладнений присутністю підтипу 3, котрий стовідсотково складається з базальту.

Хребет Андрусова в центральній частині представлений підтипом 3 базальтоїдного типу, а на північному заході – підтипом 2. У північно-східній частині хребта Архангельського поширений переважно гранітний тип кори, а в південно-східній спостерігається мозаїчне чергування гранітного, діоритового і базальтоїдного типів.

Синопська западина представлена в центральній частині підтипом 1 базальтоїдного типу з кількістю базальту 40–70%, а в північно-західній підтипом 1 з кількістю базальту 70–90%. На південно-східній периферії западини фіксується *особливий тип кори*, який виділено вперше і характеризується присутністю в розрізі «базальтового» і «гранітного» шарів (при нульовій або дуже малої потужності «діоритового»). Він триває в шельфову зону западини в сторону Понтид. Ділянки з такою ж характеристикою визначені в центральній частині ЗЧВ, на захід від Криму, на південному сході Великого Кавказу і в центральній частині СЄП. Подібний тип кори присутній в Інгульському мегаблоці УЩ, а також в північній прибортової зоні ДДЗ [Старостенко та ін. 2017а, б].

Земна кора СП на заході складається в основному з гранітного і діоритового з присутністю незначних ділянок підтипу 1 базальтоїдного типу. Східна частина плити в більшості представлена підтипом 1 базальтоїдного типу, який на схід від Індоло-Кубанського прогину змінюється діоритовим, а на півдні підтипом 2. Динариди і Мізійська плита характеризуються гранітно-діоритовим і



гранітним типами кори, а СЄП – чергуванням гранітного, діоритового і підтипу 1 базальтоїдного типу кори.

### **Висновки до Розділу 3**

#### ***Дніпровсько-Донецька западина***

- Побудована 3D гравітаційна модель ДДЗ і Донбасу, яка дозволила отримати нові дані про розподіл густини в кожній точці об'єму земної кори.
- За даними 3D гравітаційного моделювання побудовано схему розподілу густини на поверхні фундаменту.
- Зона аномального ущільнення кори в районі Головної антикліналі Донбасу простежується з глибини 10 км до розподілу Мохо.
- Результати 3D гравітаційного моделювання підтвердили наявність осьового ущільнення в центральній частині ДДЗ і Донбасу. Низи консолідованої кори в межах западини характеризуються високою густиною порід, яка властива коромантійній суміші.
- У прибортових зонах ДДЗ по всьому розрізу кори простежено неоднорідності аномально низької густини, які є показниками її підвищеної пористості (необхідна умова концентрації глибинних вуглеводнів).
- Вперше виділено ефект консолідованої кори, який в подальшому використаний для побудови схеми розломної тектоніки консолідованої кори ДДЗ.
- Зроблено висновок про те, що основність земної кори зменшується від центральної зони до прибортових зон і бортів ДДЗ, а в Донбасі до периферії.

#### ***Інгульський мегаблок УЩ***

- Земна кора основних структур Інгульського мегаблока (Корсунь-Шевченківського, Шполянського масивів рапаківівидних гранітів і Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів) розділена по глибині на два шари зі стрибком густини на глибинах 12 і 17 км відповідно: у верхньому шарі

залягають розушільнені породи ( $2,62\text{--}2,65\text{ г/см}^3$ ), а в нижньому – ущільнені до  $2,88\text{ (}2,90\text{) г/см}^3$ .

- Земна кора Корсунь-Новомиргородського плутону розділена трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ на дві частини: західну і східну. Зміна густини порід в обох частинах до глибини 12 км має різний характер: в східній частині присутні три стрибки густини на глибинах 2, 5 і 12 км, а в західній – тільки на глибині 12 км.

- Зміна густини з глибиною в масивах гранітоїдів (Богуславському, Уманському, Шевченківському, Липняжському, Вознесенському, Чигиринському, Кіровоградсько-Бобринецькому і Долинському) має індивідуальний характер. Проте до глибини 20 км можна об'єднати за характером зміни густини з глибиною такі структури: Богуславський і Шевченківський; Кіровоградсько-Бобринецький і східну частину Долинського; південну частину Уманського і західну Воскресенського масивів.

- Межирічанський масив габро-анортозитів простежується до глибини 10 км підвищеною густиною по відношенню до оточуючих структур, а густина решти масивів габро-анортозитів вже на глибині 5 км зрівнюється з густиною вміщуючих порід.

- Голованівська шовна зона в порівнянні з Інгулецько-Криворізькою більш однорідна і характеризується підвищеною густиною по всьому розрізу земної кори. В межах Інгулецько-Криворізької шовної зони густина також підвищена по всьому розрізу, хоча дещо нижче густини Голованівської шовної зони. Бобринецькою, Субботсько-Мошоринською і Смілянською широтними зонами розломів ця шовна зона розділена на декілька частин, в яких густина змінюється як по площі, так і з глибиною.

- Площа розвитку біотитових гнейсів за густиною поділяється на три ділянки: південну, центральну і північну, які різні за розподілом густини з глибиною. Межами ділення є Бобринецька і Субботсько-Мошоринська широтні зони розломів.

- В структурах, в яких «гранітний» шар малої потужності, або відсутній збільшується потужність «базальтового» та «діоритового» шарів і навпаки. Найбільша потужність «гранітного» шару спостерігається в Новоукраїнському масиві трахітоїдних гранітів та в Звенигородсько-Братській, Кіровоградській і Західноінгулецькій зонах розломів (більше 16 км). Відсутній «гранітний» шар в межах центральної частини Голованівської шовної зони.

- Потужність «діоритового» шару найбільша на сході Шполянського масиву (приблизно 17 км), заході Уманського масиву та в північній частині площі розвитку біотитових гнейсів (до 20 км).

- «Базальтовий» шар максимальною потужністю представлений в центральній частині Голованівської шовної зони (до 50 км), Тальнівській зоні розломів (36–38 км) та в Інгулецько-Криворізькій шовній зоні (біля 28 км).

- Аналіз даних 3D гравітаційного моделювання дозволив простежити розломні зони Інгульського мегаблока з глибиною і визначити характер їх залягання.

- Земна кора Інгульського мегаблока представлена переважно гранітно-діоритовим і діоритовим типами, Голованівської шовної зони – на більшій частині підтипом 2 базальтоїдного типу з вмістом базальту 50–70% з незначними областями підтипу 1 з вмістом базальту 50% і діоритового в північній частині. Земна кора Інгулецько-Криворізької шовної зони також відноситься до підтипу 1 базальтоїдного та діоритового типу.

- Області, які розташовані в західній частині Корсунь-Шевченковського та на західному півдні Новоукраїнського масиву, в яких відсутній «діоритовий» шар, а потужність «гранітного» і «базальтового» шарів представлена в рівних долях, віднесені до підтипу 2 базальтоїдного типу з вмістом базальту 50–70%.

- Трансрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ при наближенні до Субботсько-Мошоринської та Бобринецької широтних зон

розломів втрачає чіткість проявлення і слідкується фрагментарно. Це стосується також Кіровоградської та Первомайської зон розломів.

### *Голованівська шовна зона*

- Досліджувана територія в густинній моделі з поверхні до глибини 20 км поділяється за своєю будовою на центральну, східну і західну частини. Центральна, яка відповідає більшій частині ГШЗ, представлена гірськими породами, густина яких значно вище, ніж в західній і, особливо, в східній. З глибини 30 км і до розділу Мохо виділяються дві частини – західна і східна, які розділені різким субмеридіональним ступенем в розділі Мохо від 46 до 55–65 км, причому ступінь проходить уздовж осьової лінії ГШЗ. Густина порід значно вище в західній частині як по латералі, так і з глибиною.
- Локальні тіла з аномально високою густиною на поверхні фундаменту, складені переважно залізистими кварцитами, габро-амфіболітами, кристалосланцями, гнейсами гранат-біотитовими, характеризуються незначними розмірами і глибиною залягання. За попередніми даними тривимірного густинного моделювання глибина їх занурення з аномально високою густиною до 1,5 км, а нижче (до глибини 5 км) густина хоч і знижується, але вище по відношенню до вміщуючих неоднорідностей. Густинне моделювання цих структур необхідно продовжити в більшому масштабі із застосуванням різних варіантів співвідношення їх форми і густини в розрізі.
- У північній частині Ятранського блока породи гранітизовані до глибини 5 км, особливо в області, що примикає до Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів.
- В 3D гравітаційній моделі чітко відображаються зони порушень розуцільненням порід по всьому розрізу земної кори.

### ***Чорноморська мегазападина***

- Вперше побудовано схеми розподілу густини на покрівлі палеоцен-еоценових і крейдових відкладів в Чорноморській мегазападині. З'ясовано, що густина зазнає змін як за площею, так і за глибиною.
- Побудовано схему поширення і глибин залягання підосви дислокованих відкладів, а також розраховано густину на цій поверхні.
- Побудовано схеми розподілу густини в верхньому шарі кристалічної кори, а також на покрівлі і підосві нижнього шару.
- Побудовано схеми потужності умовно виділених шарів речовинного складу: «гранітного», «діоритового» і «базальтового». Уточнено області відсутності гранітного шару в ЗЧЗ та СЧЗ. У низах «базальтового» шару виділено шар коромантійної суміші. На СЄП він приурочений до ступенів на розділі Мохо. Далі шар КМ поширюється на південь в район СП, південна границя якої локалізує його поширення в межі Чорноморської мегазападини, де КМ присутня тільки в Синопській і центральній частині СЧЗ.
- Вперше для Чорноморської мегазападини побудовано схему типів кори. Виділено гранітний, гранітно-діоритовий, діоритовий типи кори і базальтоїдний з 3 підтипами: підтип 1 з вмістом в ньому базальту 40–70%; підтип 2, у якому кількість базальту збільшується до 70–90%; підтип 3, котрий стовідсотково складається з базальту. Зроблено висновок про те, що основність земної кори зменшується від ЗЧВ і ВЧВ до північно-західної, західної і південної шельфових зон. На північно-східному шельфі присутні локальні неоднорідності підтипу 3 базальтоїдного типу, які є областями проникнення в осадовий шар і земну кору порід основного і ультраосновних складу.

### **Перелік використаних джерел до Розділу 3**

1. Арсирій ЮА, Витенко ВА, Палий АМ, Цыпко АК (ред) (1984) Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой

впадини. Министерство геологии СССР, Киев

2. Багрій ІД, Гладун ВВ, Гожик ПФ, Крупський БЛ, Ключко ВП, Почтаренко ВІ, Бенько ВМ, Знаменська ТО, Дубосарський БР, Ліхван ВМ, Шостак ТА (2007) Нафтогазоперспективні об'єкти України. Прогнозування нафтогазоперспективних об'єктів Дніпровсько-Донецької газонафтоносної області з застосуванням приповерхневих методів досліджень. ВООУ «Варта», Киев
3. Белоусов ВВ, Вольвовский БС (ред) (1989) Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. Наука, Москва
4. Веліканов ВЯ (ред) (2004) Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Геологічна карта і карта корисних копалин кристалічного фундаменту. Серія Центральноукраїнська. Аркуш М-36-XXXI (Первомайськ). Державний комітет природних ресурсів України, Український державний геологорозвідувальний інститут, Київ
5. Вольвовский БС, Вольвовский ИС, Исмагилов ДФ, Коган ЛИ, Москаленко ВН, Шлезингер АЕ (1989) Структура основания Черноморского глубоководного бассейна. Геотектоника 2:57–66
6. Гавриш В.К. (ред) (1989) Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие. Наукова думка, Киев
7. Галецкий ЛС (ред) (1992) Карта структурного районирования докембрия юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М-б 1:1 000 000, 6 л. В: Зарицкий АИ (ред) Комплект карт «Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы» М-б 1:1 000 000. Госкомгеология, Геопрогноз, Центр геология, ПО «Беларусь», Всероссийский геологический Институт, Киев
8. Гинтов ОБ, Ентин ВА, Мычак СВ, Павлюк ВН, Зюльцле ВВ (2016) Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. Геофизический журнал 38(3):3–28

9. Гинтов ОБ, Исая ВМ (1988) Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Наукова думка, Киев
10. Гинтов ОБ, Мычак СВ (2011) Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. Геофизический журнал 33(3):102–118
11. Гинтов ОБ, Орлюк МИ, Мычак СВ, Бакаржиева МИ, Фарфуляк ЛВ (2008) Субботско-мошоринский этап деформирования земной коры Украинского щита. Геофизический журнал 30(6):23–38
12. Глушко ВВ (ред) (1988) Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. М-б 1: 500 000, 20 листов. МингеоУССР, Киев
13. Гожик ПФ, Чебаненко П, Євдошук МІ, Крупський БЛ, Гладун ВВ, Галко ТМ, Маєвський БЙ, Максимчук ПЯ, Полухтович БМ, Федішин ВО, Гаврилко ВМ, Захарчук СМ, Ключко ВП, Колодій ІВ, Мельничук ПМ, Туркевич ЄВ, Ткаченко АІ, Смирнов ІВ, Федун ОМ, Колодій ЄО, Пахолок ОВ (2007) Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків родовищ вуглеводнів у північно-західному шельфі Чорного моря. ЕКМО, Київ
14. Голиздра ГЯ, Попович ВС (1998) Плотностные модели осадочной толщи юго-восточной части ДДВ, западной и северной окраин Донбасса. Геофизический журнал 20(6):117–123
15. Гошовський СВ, Рослий ІС (2012) Геодинамічні режими розвитку й нафтогазоносність Дніпровсько-Донецьких та Азовсько – Чорноморських авлакогенів. Стаття-узагальнення 1. Формування регіональних структур рифтогенів. Збірник наукових праць УкрДГРІ 1:99–112
16. Гуров ЕП, Вальтер АА (1977) Выбросы Болтышского метеоритного кратера на Украинском щите. Геологический журнал 37(6):79–84
17. Гуров ЕП, Гожик ПФ (2006) Импактное кратерообразование в истории Земли. НАНУ, ИГН, Киев
18. Єнтін ВА (2005) Геофізична основа тектонічної карти України масштабу 1:1000 000. Геофизический журнал 27(1):74–84



19. Жигунов АС (1986) Мезозойские отложения Алуштинского участка Крымского континентального склона. Океанология 26(4):665 – 666
20. Козловский ЕА (ред) (1991) Горная энциклопедия. Т.5. СССР-Яшма. Советская энциклопедия, Москва
21. Корчин ВА, Буртный ПА, Коболев ВП (2016) Зоны разуплотнения земной коры центральной части Украинского щита (по материалам петрофизического и сейсмогравитационного моделирования). Геофизический журнал 38(3):84–99
22. Краюшкин ВА (2002) Нефтегазоперспективные объекты Украины. Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. Наукова думка, Киев
23. Лапкин ИЮ, Черпак СЕ, Чирвинская МВ (1952) Тектоническая схема восточной части Украинской ССР. Бюл. МОИП, Отд. Геологии 27(2):56–64
24. Непрочнов ЮП (ред) (1980) Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. Наука, Москва
25. Павленкова НП, Бурьянов ВБ, Гордиенко ВВ (1974) Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины. Геофизический сборник 62:16–28
26. Пивоваров ВЛ, Логвин ВН (2002) Об интерактивном подборе сейсмогравитационной модели и зависимостей «скорость-плотность» по профилям КМПВ-ГСЗ Азово-Черноморского региона. В: Материалы III Междунар. конф. «Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона», Гурзуф, 17–21 сентября 2001. Таврия-Плюс, Симферополь, с 122–124
27. Ревер В (2016) Літогенез еоценових відкладів Чорноморського сегменту океану Тетіс. Наукова думка, Київ
28. Саркисов ЮМ, Вольвовский ИС (1989) Явление скрытого мамагматического разрастания мощности континентальной земной коры. Геофизический журнал 1989 11(5):18–29
29. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Легостаева ОВ (2008)

- Плотностная модель земной коры вдоль профиля DOBRE. Геофизический журнал 30(1):28–41
30. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Савченко АС, Легостаева ОВ (2015в) Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. Геофизический журнал 37(3):3–21
31. Старостенко ВИ, Макаренко ИБ, Легостаева ОВ, Русаков ОМ, Пивоваров ВЛ, Мельничук ПН (2003) Плотность осадочных комплексов Черного моря. Геофизический журнал 25(2):54–69
32. Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, Макаренко ИБ, Куприенко ПЯ, Савченко АС (2017а) Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. I. Глубинное строение. Геодинаміка 1(22), 125–138
33. Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, Макаренко ИБ, Куприенко ПЯ, Савченко АС (2017б) Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. II. Геодинамическая интерпретация. Геодинаміка 2(23):83–103
34. Стерлин БП, Томашунас ЭВ, Шумылина ГИ Тектоническое районирование Днепровско-Донецкой впадины как основа прогнозирования перспектив газоносности. Научно-технический обзор. Сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. ВНИИЭгазпром, Москва
35. Трипольский АА, Тополук ОВ, Трипольская ВА (2012) Особенности распределения сейсмической скорости в земной коре Кировоградского рудного района Ингульского мегаблока Украинского щита. 1. Геофизический журнал 34(6):68–78
36. Трипольский АА, Тополук ОВ, Трипольская ВА (2013) Особенности распределения сейсмической скорости в земной коре Кировоградского рудного района Ингульского мегаблока Украинского щита. 2. Геофизический журнал 35(4):161–169
37. Чебаненко ИИ, Краюшкин ВА, Клочко ВП, Гожик ПФ, Евдощук НИ (2002)

- Нефтегазоперспективные объекты Украины. Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. Наукова думка, Київ
- 38.Чирвинская МВ, Соллогуб ВБ (1980) Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлокогена по геофизическим данным. Наукова думка, Киев
- 39.Шикер ВЮ, Сулимов ИН, Ищенко ЛВ (1987) Литолого-петрографическая характеристика пород фундамента Скифской плиты в пределах Украинского Черноморья. Деп. УкрИНТИ, Одесский ун-т, Одесса, №374-8
- 40.Шмидт АО, Титов БК, Бурьянов ВБ, Топоркова НГ (1976) Глубинное строение Украинского щита и некоторые особенности его металлогении. Металлогения докембрия. Тр. 1 Всесоз. Совещания по металлогении докембрия, Т.2. Недра, Ленинград, с 108–110
- 41.Щербак НП, Володин ДФ (ред) (1984) Геологическая карта докембрийских образований Украинского щита. М-б 1: 1000 000. Мингео УССР, Киев
- 42.Ярощук МА (1983) Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны (западная часть щита). Наукова думка, Киев
- 43.Stephenson R, Stovba S (2012) The Dniepr-Donets Basin. In: Roberts DG, Bally AW (eds) Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift System and Sedimentary Basins. Geological Society, Special Publication, London, p 421
- 44.Tabulated physical property. Data-Leg 42B. The Shipboard Scientific Party (1975) In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, volume XLII, part 2, Istanbul, Turkey, May-June,1975, p 1131–1138

#### **РОЗДІЛ 4. РОЗЛОМНА ТЕКТОНІКА КОНСОЛІДОВАНОЇ КОРИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ТА ПІВНІЧНО-СХІДНОГО ШЕЛЬФІВ ЧОРНОГО МОРЯ ЗА ДАНИМИ АНАЛІЗУ ПОТЕНЦІАЛЬНИХ ПОЛІВ**

Актуальність вивчення розломної тектоніки консолідованої кори особливо велика в зв'язку з дедалі більшим обґрунтуванням абіогенного походження вуглеводнів. Дані про розривні порушення за сейсмічними дослідженнями методом ГСЗ дають двовимірне уявлення про порушення земної кори. Більш перспективним є аналіз комплексу геофізичних даних, який традиційно включає гравітаційне, магнітне поле і дані ГСЗ. Однак, щоб виділити розломи кристалічного фундаменту з використанням гравітаційного поля, потрібна нестандартна технологія. Річ у тім, що спостережене поле характеризує неоднорідність розрізу всієї літосфери, оскільки складається із сумарного ефекту осадової товщі, консолідованої кори і мантії, що суттєво ускладнює виділення розломів консолідованої кори.

В спостережених потенціальних полях градієнтні зони, які пов'язані з розломами, замасковані впливом потужного осадового чохла. Тому в таких регіонах, щоб підвищити роздільну здатність геологічної інтерпретації потенціальних полів з метою вивчення консолідованої кори, з одного боку було застосовано залишкове гравітаційне поле (звільнене від впливу товщі води, осадового шару і мантійної складової), а з іншого – використано метод горизонтальних градієнтів [Grant and West 1966; Старостенко и др. 2005 (див. Розділ 1)]. За допомогою комп'ютерної програми [Старостенко и Легостаева 1998] (див. Розділ 2) з урахуванням візуальної інформації отримано карти максимальних градієнтів потенціальних полів. Такий підхід, на відміну від попередніх робіт, дозволив віднести закартовані розломи до всієї консолідованої кори.

Схеми розломної тектоніки консолідованої кори побудовані з використанням традиційних ознак проявів порушень земної кори в потенціальних полях: осей максимальних градієнтів, зміни характеру полів по

обидва боки від передбачуваного розлому, вузьких лінійних позитивних і негативних аномалій, які проявляються у вигляді чітких смуг.

При картуванні розломів були прийняті такі критерії. В отриманому залишковому гравітаційному полі лінійні зони градієнтів і їхні осі, що відповідають максимальним градієнтам, обумовлюються або розломами, які розділяють блоки з різним складом порід, або розломами, які відмічаються ступенями в рельєфі фундаменту, але розмежовують блоки одного складу. В магнітному полі лінійні і напівлінійні градієнтні зони або регулярні зміщення їх осей реєструють тектонічні порушення. Лінійні гравітаційні і магнітні максимуми відзначають дайки основних і ультраосновних порід, а мінімуми – зони дроблення в зонах розломів. Зазвичай, розломи і їх зони визначаються фрагментарно, утворюючи пояси різної ширини. При картуванні розломів за переліченими ознаками головним критерієм розлому, а не петрологічного контакту, є лінійність, закономірне зміщення вздовж них і прояв в обох потенціальних полях, що використовуються. Комплексний аналіз знаку аномалій і їх закономірностей просторового положення дає змогу розрізняти ранг і системи розломів, включаючи зміщення вздовж них.

Більша частина виділених великих розломів підтверджується сейсмічними даними різних модифікацій, що є показником ефективності застосованого підходу (див., наприклад, [Starostenko et al. 2015 (див. Розділ 1); Rusakov and Pashkevich, 2017]).

#### **4.1. Північно-західний шельф**

Головним тектонічним елементом північно-західного шельфу Чорного моря є СП, в межах якої виділяється цілий ряд тектонічних структур, що відрізняються генезисом, історією розвитку, типом фундаменту і будовою осадового чохла [Шнюков 1987 (див. Розділ 1) та ін.]. На півночі СП межує з ССП, на півдні – з ЗЧЗ.

Складність геологічної будови зони зчленування ССП і СП в процесі еволюції кори зумовлена неодноразовою перебудовою тектонічного плану [Шнюков 1987 (див. Розділ 1); Радзивилл и Радзивилл 2000; Самсонов и др. 2002]. Це значною мірою спричинює те, що тектоніка і історія формування регіону залишається предметом незатухаючих дискусій прихильників різних точок зору. До цього часу межі тектонічних елементів і положення розломів проводять по-різному. Досить згадати хоча б той факт, що зараз існує більше 12 варіантів положення сучасної південної межі ССП в смузі субширотного простягання шириною більше 150 км (рис. 4.1).

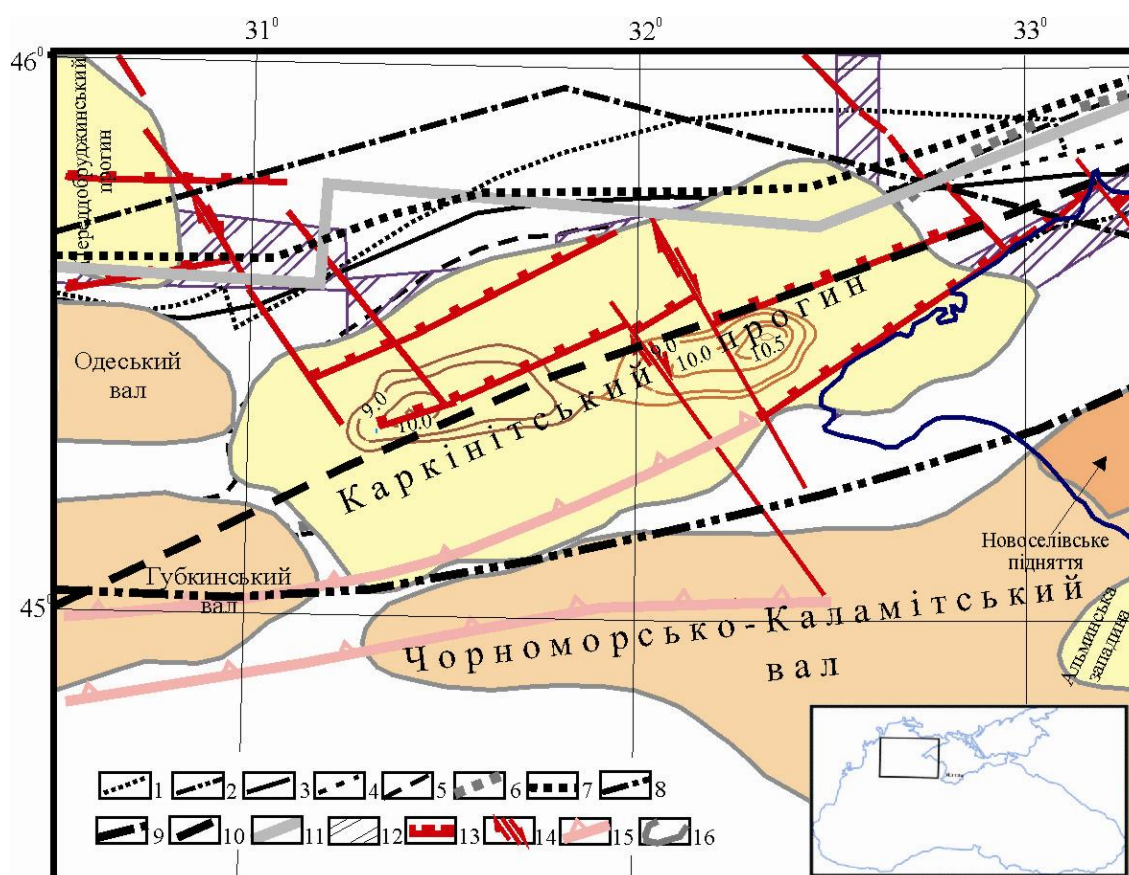


Рис. 4.1. Положення південної границі ССП за [Шнюков 1987] (див. Розділ 1): 1 – Балавадзе та ін. (1968), 2 – Каменецький та ін. (1973), 3 – Чекунов (1976), 4 – Плахотний та ін. (1981), 5 – Шиманський та ін. (1984), 6 – Пустильников та ін. (1987); 7 – за [Nikishin et al. 2015a] (див. Розділ 1); 8 – за [Bogdanova et al. 2006] (див. Розділ 1); 9 – за [Okay and Nikishin, 2015]; 10 – за [Artemieva and Thybo, 2013]; 11 – за [Котляр и Верховцев, 2009]; 12 – зони розломів I рангу, що

супроводжують границю СЄП [Єнтін, 2005] (див. Розділ 3); 13 – границя зміни структурного плану консолідованої кори СЄП, виділена на основі аналізу потенціальних полів [Старостенко и др. 2005] (див. Розділ 1); 14 – розломи діагональної системи і направлення переміщень по ним; 15 – фронт неоальпійських насувів за [Finrtti et al. 1988]; 16 – границі головних тектонічних елементів.

В даний час в районі досліджень прийнято виділяти п'ять великих тектонічних елементів, відомих під різними назвами. В даній роботі прийнято наступну термінологію: Переддобруджинський прогин, Одеський та Губкінський вали, Каркінітський прогин, Чорноморсько-Каламітський вал.

Одним з визначальних чинників тектонічного районування, будови земної кори, формування структур осадового чохла і створення покладів вуглеводнів на північно-західному шельфі Чорного моря є наявність глибинних розломів, які служать каналами доставки газів з глибоких горизонтів земної кори. У зв'язку з цим виявлення тектонічних закономірностей має велике прикладне значення, однак інформація про розломну тектоніку консолідованої кори регіону вкрай обмежена і суперечлива. Тому зроблено спробу скласти схему розломної тектоніки консолідованої кори на основі аналізу потенціальних полів та виконати співставлення просторової кореляції виділених систем розломів з основними геологічними структурами осадового чохла вивчаємого регіону.

#### **4.1.1. Вихідні дані**

Основою для 3D гравітаційного моделювання середовища північно-західного шельфу Чорного моря стали карти аномалій в редукції в вільному повітрі масштабу 1:500 000 (рис. 4.2) і потужності осадових горизонтів масштабу 1:100 000, за [Безверхов 1988] (див. Розділ 3) (рис. 4.3). Карта гравітаційного поля складена в тресті “Дніпрогеофізика” з перетином ізоліній 2 мГл.



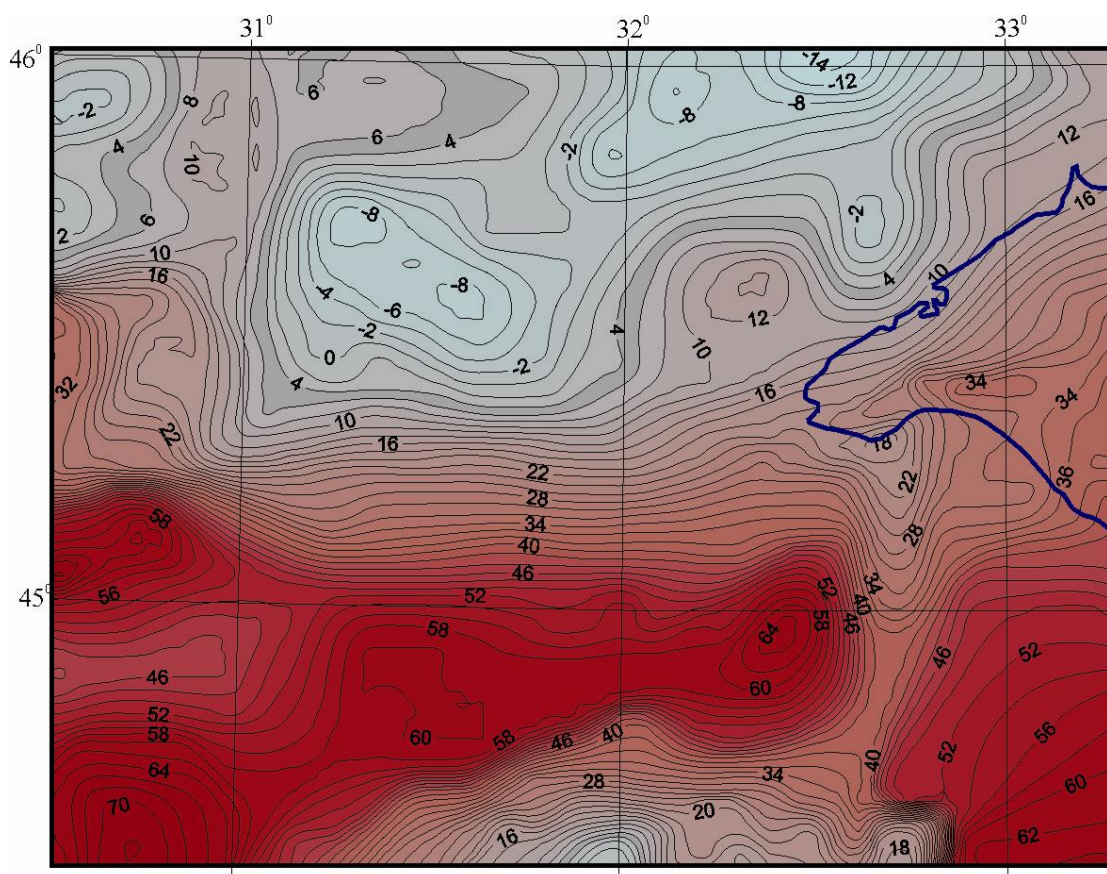


Рис. 4.2. Гравітаційне поле, мГал.

*Гравітаційне поле* в редукції у вільному повітрі в північній частині досліджуваної ділянки є характерним для земної кори континентального типу. Його значення коливаються в межах  $\pm 15$  мГл. У центрі ділянки відсутня кореляція між мінімумами поля і максимальними зануреннями фундаменту: екстремуми локальних аномалій зміщені відносно центрів локальних структур осадової товщі на північ. А.В. Чекунов [1972] (див. Розділ 1) цю невідповідність пояснював тим, що глибинний розлом, що обмежує з півдня ССП, маючи північне падіння, занурюється під її крайову частину. На південній кромці шельфу спостерігається інтенсивна позитивна аномалія, яка є складовою частиною системи позитивних аномалій периферії Чорного моря [Бурьянов и др. 1996] (див. Розділ 1). Загалом, різниця морфології гравітаційного поля і осадового чохла (рис. 4.3) вказує на неоднорідності розподілу густини в консолідованій корі.

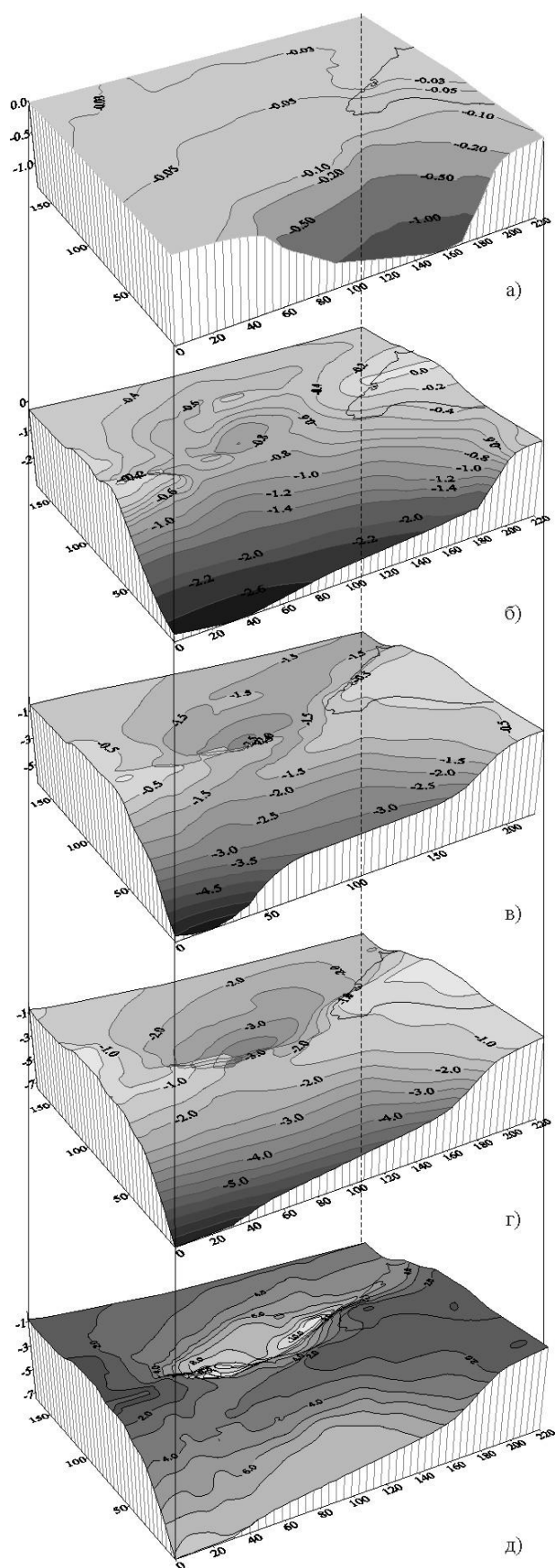


Рис. 4.3. Вихідні дані для побудови 3D гравітаційної моделі (ізопахіти, км): а – рел'єф дна; б – д – чотири горизонти осадового чохла: б – покрівля відкладів майкопської серії; в – покрівля палеоцен-еоценових відкладів; г – поверхня верхньої крейди; д – поверхня докрейдових відкладів.

#### 4.1.2. 3D гравітаційна модель осадової товщі

Вперше 3D гравітаційне моделювання осадового чохла шельфу було виконано по сітці  $2.5 \times 2.5$  км, коли одна точка обчислення гравітаційного ефекту припадає на  $6.25 \text{ км}^2$ . Інакше кажучи, щільність розрахунків гравітаційного ефекту в даній роботі щонайменше в десятки разів більше, ніж в попередніх дослідженнях (наприклад, [Бурьянов и др. 1996] див. Розділ 1), що дало можливість отримати принципово нову інформацію про залишкове поле.

Методика 3D гравітаційного моделювання детально викладена в Розділі 2. В даному підрозділі наведена тільки інформація, що стосується структури і густинної параметризації моделі. Сумарний гравітаційний ефект осадової товщі залежить від її потужності і значення густини. Карти глибин залягання окремих шарів осадового чохла північно-західного шельфу побудовані з точністю  $\pm 100$  м [Туголесов и др. 1985 (див. Розділ 1); Безверхов 1988 (див. Розділ 3)], що дає похибку в оцінці гравітаційного ефекту в перші мілігали. Тому достовірність гравітаційної моделі залежить переважно від густини осадових горизонтів.

Були проведені спеціальні дослідження для визначення величини цього параметру. Спочатку розподіл густини було отримано за даними чотирьох свердловин (Штормова, Одеса-2, Штильова-2 і Голіцина-2), оскільки на той час завданням було вивчення регіональних особливостей розподілу густини осадових комплексів Чорного моря [Старостенко и др. 2003] (див. Розділ 2).

Щоб визначити локальні відмінності розподілу густини осадових горизонтів в межах шельфу, для аналізу було залучено дані ще дев'яти свердловин (Десантна-1; Кримська-1; Флангова-2; Голіцина-2, 10; Архангельського-1, 2; Гамбурцева-2; Іллічівська-2; Сельського-43) (рис 4.4). Це дало можливість отримати більш повне уявлення про густину осадових шарів регіону.

Середньоінтервальні значення густини пліоцен-четвертинних, олігоцен-ніжньоміоценових (майкопських), палеоцен-еоценових і крейдяних відкладів показані на рис. 4.5.

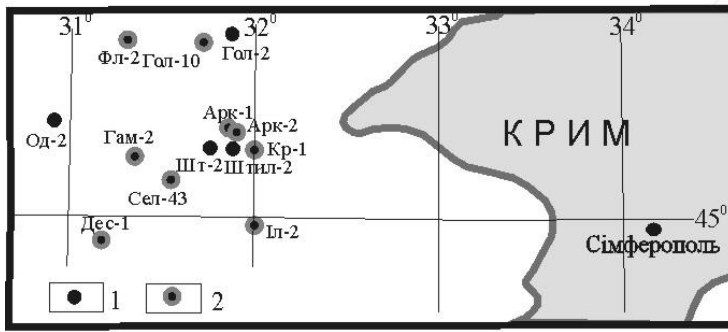


Рис. 4.4. Розташування свердловин на північно-західному шельфі, за якими були використані дані про густину зразків керна: 1 – в [Старостенко и др. 2003] (див. Розділ 2); 2 – в даній роботі.

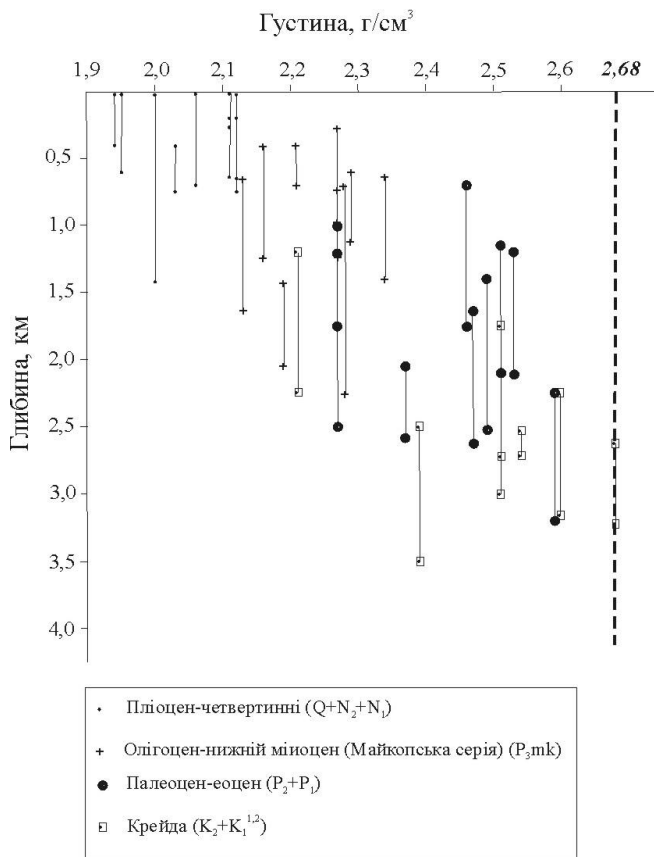


Рис. 4.5. Середньоінтервальні значення густини, отримані при узагальненні даних про густину зразків керна зі свердловин.

Додатково використано інформацію, яка отримана лабораторними дослідженнями зразків порід з відслонень і свердловин прилеглого суходолу і за допомогою формул переведення швидкість–густина [Буланже и др. 1975 (див. Розділ 1); Безверхов 1988; Пивоваров и Логвин 2001 (див. Розділ 3)].

3D гравітаційна модель представлена шаром води і чотирма шарами осадків (рис. 4.6 і табл. 4.1). Оскільки густина осадових відкладів різного віку істотно відрізняється одна від одної, а в межах кожного шару залежить від

потужності осадків в локальних структурах, гравітаційний ефект кожного шару розраховувався з урахуванням топографії його покрівлі і підосви (див. рис. 4.3, 4.6). Така процедура розрахунків забезпечила максимально можливу точність визначення вкладу гравітаційного ефекту осадків в спостережене поле.

| ШАРИ МОДЕЛІ |                                                                                       |
|-------------|---------------------------------------------------------------------------------------|
| 1           | вода<br>— <i>рельєф дна</i> —                                                         |
| 2           | пліоцен-антропогенні відклади<br>— <i>поверхня відкладів майкопської серії</i> —      |
| 3           | майкопські відклади<br>— <i>підосва відкладів майкопської серії</i> —                 |
| 4           | палеоцен-еоценові відклади<br>— <i>поверхня верхньої крейди</i> —                     |
| 5           | відклади крейди<br>----- <i>рельєф консолідованого фундаменту</i> -----<br>земна кора |

Рис. 4.6. Структура 3D гравітаційної моделі.

Таблиця 4.1. Значення густини, отримані за даними з свердловин і прийняті для 3D гравітаційного моделювання (в дужках вказані середні значення густини).

| Вік відкладів                                | Густи́нний інтервал за даними з свердловин північно-західного шельфу Чорного моря, г/см <sup>3</sup> | Середні значення густини, прийняті для моделювання, г/см <sup>3</sup> |
|----------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|
| Пліоцен-четвертинні                          | 1,87–2,17<br>(2,02)                                                                                  | 2,02                                                                  |
| Олігоцен–нижній міоцен<br>(майкопська серія) | 2,15–2,25<br>(2,25)                                                                                  | 2,34                                                                  |
| Палеоцен–еоцен                               | 2,37–2,57<br>(2,47)                                                                                  | 2,57                                                                  |
| Крейда                                       | 2,44–2,68<br>(2,56)                                                                                  | 2,64                                                                  |

Розрахункова густина в кожному з шарів є різницею між прийнятою густиною і густиною приведення, величина якої обґрунтована в роботах [Старостенко и др. 2003] (див. Розділ 2) і становить  $2,68 \text{ г/см}^3$ . Це значення відповідає тому, яке встановлено на підшві осадового чохла, де зафіксована його максимальна товщина. Воно обране в результаті аналізу густини порід за даними з свердловин північно-західного шельфу Чорного моря. При цьому було взято до уваги таку інформацію: 1) свердловини розкрили відклади нижньої й верхньої крейди, а деякі навіть юри (наприклад, Десантна-1); 2) геологічний розріз усіх свердловин відносно однорідно-теригенний; 3) у всіх свердловинах криві зміни густини з глибиною прямують до асимптоти.

Було виконано два варіанти розрахунків. У першому випадку для шарів були прийняті значення густини, отримані при узагальненні даних по свердловинах (див. табл. 4.1). При використанні цих значень густини виявилось, що в деяких випадках існує кореляція між локальними особливостями осадової товщі і локальними аномаліями модельного поля. Тому в другому варіанті розрахунків значення густини трьох нижніх шарів (рис. 4.7) були збільшені з таких міркувань.

Майкопські відклади представлені в основній масі темно-сірими глинами. За даними [Кутовая 1972], найінтенсивніше ущільнення глин (від  $1,7$  до  $2,47 \text{ г/см}^3$ ) відбувається в інтервалі глибин  $0,2$ – $2,2$  км. До цього інтервалу відносяться значення густини, отримані за даними буріння (див. рис. 4.5). Тому майкопським відкладам була приписана максимальна густина  $2,34 \text{ г/см}^3$ , яка була отримана для зразків, розкритих свердловинами на глибині  $1,5$  км.

В осадах палеоцен-еоценового віку відбуваються найбільш часті і відносно різкі зміни густини як по площі, так і по глибині [Старостенко и др. 2003] (див. Розділ 2). Для цих відкладів було прийнято максимальне значення густини  $2,57 \text{ г/см}^3$ , отримане з урахуванням коефіцієнта ущільнення осадків з глибиною.

Вапняки і мергелі, якими представлені відклади нижньої і верхньої крейди, характеризуються високими значеннями густини.

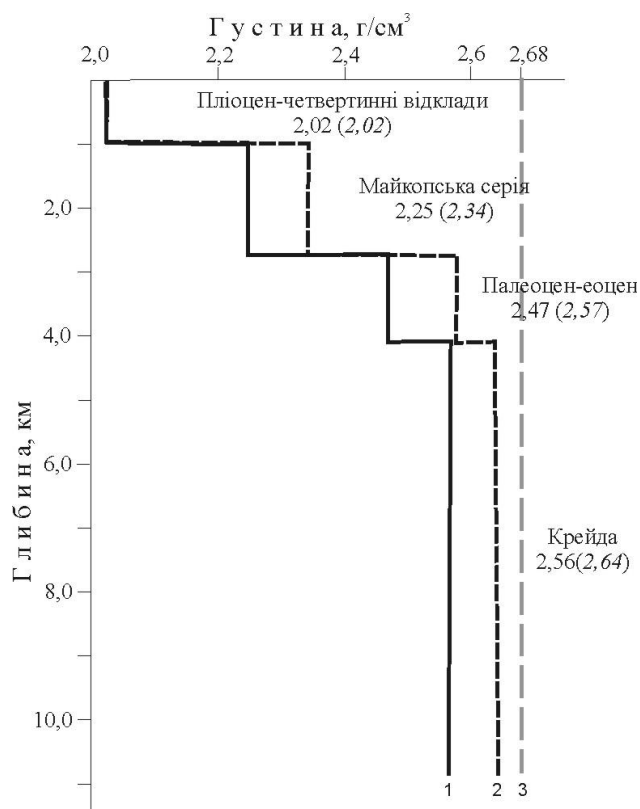


Рис. 4.7. Зміна густини з глибиною, прийнята для першого (1) і другого (2) варіантів 3D гравітаційної моделі, 3 – густина приведення (2,68 г/см³).

Наприклад, на Новоселівському піднятті (див. рис. 4.1) породи нижньої крейди мають значення густини 2,53 г/см³ на глибині 1,6 км [Кутовая 1972], а для зразків, розкритих свердловинами Десантна-1 і Флангова-2 на глибинах 3,1–3,2 км характерні значення густини 2,59 і 2,60 г/см³ відповідно. Враховуючи фактор ущільнення порід в результаті епігенетичних перетворень порід під дією високих температур і тисків, для крейдових відкладень було прийнято значення густини 2,64 г/см³, яке оцінено за допомогою графіка зміни густини з глибиною для свердловин шельфу (рис. 4.8).

На рис. 4.9 представлено залишкове гравітаційне поле, яке відображає неоднорідності розподілу густини консолідованої кори і верхньої мантії і отримано як різниця між спостереженим полем і сумарним гравітаційним ефектом води і осадового чохла. Подальшому аналізу піддавалися аномалії цього поля, тому що інтенсивність мантіїної складової на шельфі змінюється в межах 10 мГал [Starostenko et al. 2004] (див. Розділ 1) і не має істотного впливу на морфологію поля.



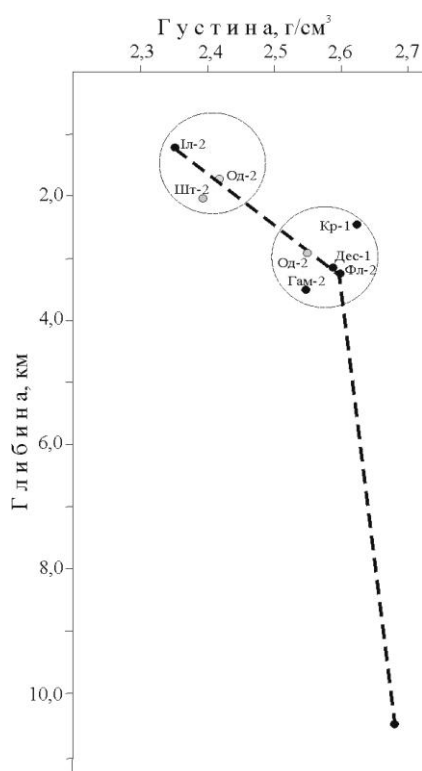


Рис. 4.8. Зміна густини з глибиною для крейдяних відкладів за даними буріння (максимальне значення густини (2,6 г/см<sup>3</sup>) отримано по свердловині Флангова-2).



Рис. 4.9. Залишкове гравітаційне поле, перетин ізоліній 2 мГал і елементи порушення поля, які ідентифікуються як фрагменти розломів.

У залишковому полі виділяються чотири області регіонального гравітаційного поля. Північна частина характеризується найбільш низькими значеннями від 16 до 40 мГал і відповідає околиці докембрійської СЄП. Центральна частина є областю молоді СП. Для неї характерні значення 50–80 мГал. На заході, в районі Одеського вала, виділяється невеликий блок з інтенсивністю поля 40–50 мГал. Локальні позитивні аномалії центральної частини відображають густинні неоднорідності порід кристалічної частини кори і пов'язані, ймовірно, з вулканічними породами кристалічного докембрійського фундаменту і молодими вулканітами. Найбільш високі значення поля  $>80$  мГал характерні для континентального схилу і глибоководної частини ЗЧЗ.

#### **4.1.3. Схема розломної тектоніки консолидованої кори**

Для побудови схеми розломної тектоніки були використані карта аномального магнітного поля [Старостенко и др. 2005, рис. 2] (див. Розділ 1), карти спостереженого і залишкового гравітаційного полів (див. рис. 4.2, 4.9).

Для характеристики напрямків падіння деяких глибинних розломів до комплексу геофізичних даних були включені дані ГСЗ уздовж геотраверса V і профілів 25 і 26. Для виділення великих блоків кори і оцінки термодинамічних умов були залучені також дані про тепловий потік [Старостенко и др. 2005] (див. Розділ 1).

Побудована схема розломної тектоніки консолидованої кори є найбільш детальною з усіх, створених раніше. Що стосується основи для тектонічної карти України [Єнтін 2005] (див. Розділ 3), то нова схема зберігає її основні риси. Головним елементом регіону є сучасна границя СЄП, яка знаходить відображення, насамперед, в потенціальних полях.

Границя платформи фіксується зміною структурного плану магнітних аномалій на окремих відрізках розломів. Вона здебільшого представлена зонами субпаралельних розломів, які супроводжують позитивні або негативні магнітні

аномалії, широкі зони високих градієнтів гравітаційного поля і зміну інтенсивності його регіонального фону [Старостенко и др. 2005] (див. Розділ 1) (рис. 4.10).

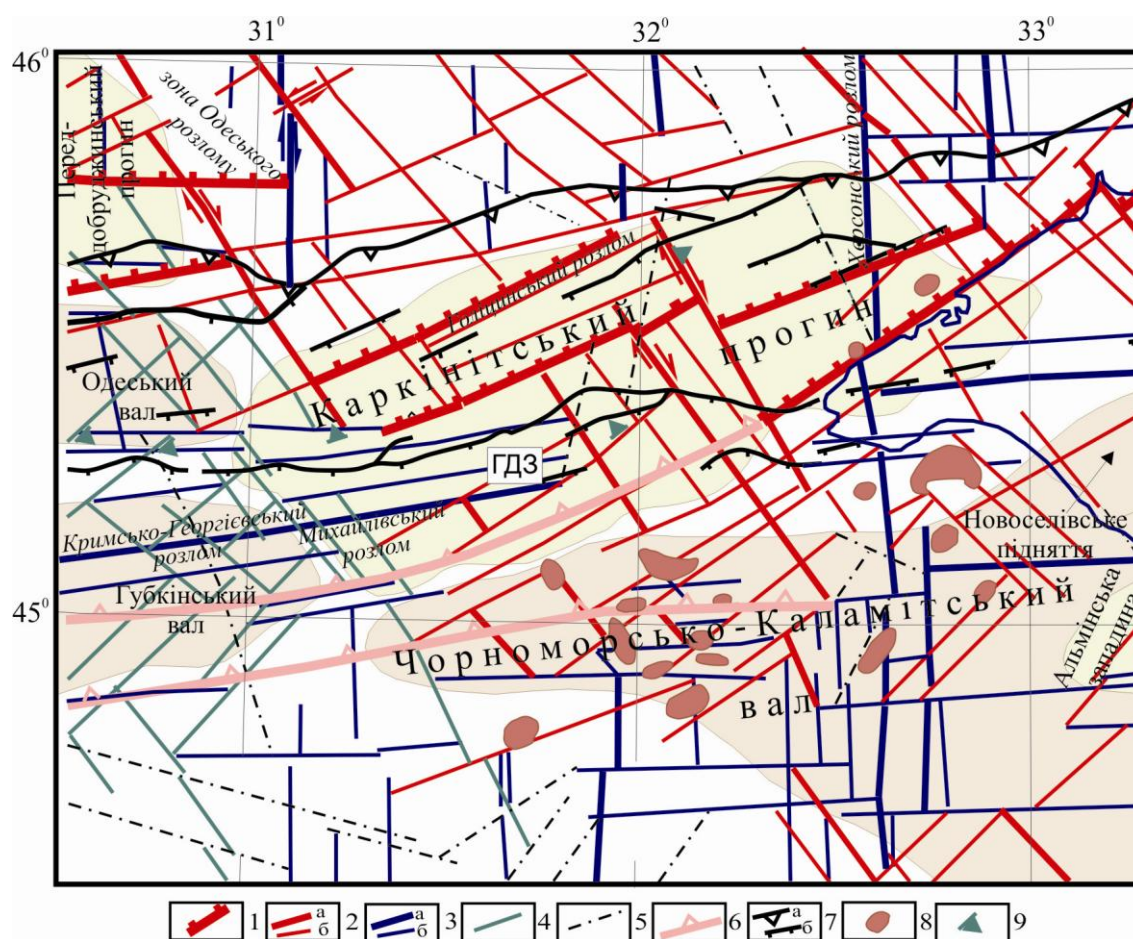


Рис. 4.10. Схема розломної тектоніки консолідованого фундаменту за даними аналізу потенціальних полів в зіставленні з головними тектонічними елементами шельфу: 1 – границя ССП як зміна структурного плану консолідованої кори; 2 – розломи діагональної системи (а – головні, б – інші); 3 – розломи ортогональної системи (а – головні, б – інші); 4 – дугоподібні та ортогональні до них розломи; 5 – інші розломи; 6 – фронт неоальпійських насувів за [Finetti 1988]; 7 – Північнокримська сутура (а) і насуви та їх уклін (б) за В.В. Юдіним [2002]; 8 – ізометричні магнітні аномалії; 9 – напрямок падіння розломів за даними ГСЗ. ГДЗ – Голіцинсько-Донузлавська зона розломів.

При зіставленні отриманої схеми розломів з положенням границі ССП за даними різних дослідників (див. рис. 4.1), виявляється, що фрагменти границі ССП, виділеної за даними аналізу потенціальних полів, відповідають окремим відрізням границь інших авторів в районі Голіцинського розлому і північно-західного узбережжя Криму.

Зони, пов'язані з границею платформи, послідовно зміщені на південний схід правими зрушеннями уздовж розломів північно-західного простягання. Розломи, субпаралельні границі платформи, утворюють зону шириною приблизно 100 км. На заході і південному заході вона простежується тільки до Одеського і Губкінського валів, а на сході – на території Криму і далі за межі району. Є деякі дані про північне падіння цієї серії розломів і північно-східне падіння розломів Одеської зони [Чекунов 1972; Буланже и др. 1975] (див. Розділ 1).

Практично ортогональними до системи розломів північно-східного простягання є серія розломів, в яку входить так званий Одеський розлом. Розломи цієї серії також простежені фрагментарно із зміною загального простягання при просуванні з північного заходу на південний схід. Відмінною рисою цієї діагональної системи розломів є підгортання розломів при наближенні їх до розломів субширотного простягання, що не суперечить припустимим правим зсувам уздовж північно-західних розломів. Одеський розлом насправді являє собою серію розломів, що створюють зону шириною не менше 30 км, і супроводжується субпаралельними порушеннями. Він не простежується в західній частині Каркінітського прогину. На південному сході зона розломів звужується. Згідно з роботою [Шнюков 1987] (див. Розділ 1), можна припустити, що в діагональній системі північно-західні розломи є молодшими і неодноразово активізованими, хоча вік закладання розломів цієї системи, найімовірніше, докембрійський.

Ортогональна система розломів являє собою зони субпаралельних розломів меридіонального і широтного простягання. При цьому відомі субмеридіональні розломи, зокрема Миколаївський та Херсонський, продовжуються з древньої



платформи в межі шельфу і виділяються багатьма дослідниками [Безверхов 1988 (див. Розділ 1); Самсонов и др. 2002 та ін.]. Субмеридіональні розломи, як і північно-західні, не простежуються в геофізичних полях в західній частині Каркінітського прогину.

Субширотні розломи створюють дві крупні зони в центрі і на півдні району дослідження. Перша на заході має дещо північно-східне простягання і співпадає з відомими Кримсько-Георгіївським і Михайлівським розломами, а на сході – це серія суто широтних порушень, яка створює Голицинсько-Донузлавську зону розломів [Карпенко 2005]. Зміна простягань і деякий розрив цієї, загалом «наскрізної» зони відбувається на північно-західних розломах. На півдні серія широтних розломів більш чітко слідкується в східній половині площі досліджень.

Крім описаних систем розломів в південно-західній і західній частинах території виділено специфічні розломи, які створюють зону, що складається з серії дугоподібних розломів з мінливим північно-західним простяганням, та серію ортогональних до них порушень.

На схемі крім основних систем розломів спеціальним знаком показано ряд порушень різного простягання, які не вписуються ні в одну з систем. Вузли перетину описаних розломів переважно діагональної і рідше ортогональної систем на південний схід від фронту неоальпійського насуву супроводжуються ізометричними магнітними аномаліями, пов'язаними з юрськими інтрузіями основного складу (див. рис. 4.10). Така просторова приуроченість останніх свідчить про мезозойську і більш молоду активізацію розломів в цій частині шельфу.

Описані системи розривних структур консолідованої кори не тільки узгоджуються з відомими великими розломами, але просторово добре корелюють з основними геологічними структурами осадового чохла.

Так, ось Каркінітського прогину субпаралельна розломам північно-східного простягання, які інтерпретуються як фрагменти границі ССП, зокрема і відомому Голицинському. Поділ прогину на західну та східну частини

фіксується розломами північно-західного простягання з зсувом однієї частини відносно іншої по цих розломах. При цьому зміщення відбувається в зоні вузького підйому поверхні докрейдового фундаменту (див. рис. 4.1) [Безверхов 1988] (див. Розділ 3). Чорноморсько-Каламітський вал, мабуть, успадковує ортогональну систему розломів. В його межах тільки Новоселівське підняття має морфологічну подібність блоку, який утворений діагональною системою розломів. Формування Альмінської западини пов'язане, ймовірно, з північно-східними та широтними розломами. Одеський і Губкінський вали на захід від Каркінітського прогину і Чорноморсько-Каламітського валу відокремлюються від останніх системою дугоподібних розломів і розділені між собою субширотними і широтними розломами.

З виділеною діагональною системою розломів морфологічно корелюють границі великих структур, які різними авторами інтерпретуються по-своєму. Вони, ймовірно, успадковують докембрійські розломи. Зокрема, згідно з поглядами В.В. Юдіна [Юдин 2002], Північно-Кримська сутура є південним кордоном передскіфського крайового прогину з активною окраїною Скіфії. Причому якраз надвиги, зафіксовані в межах активної границі, і утворюють її кулісоподібну структуру. В.І. Самсонов з співавторами [2002], навпаки, розглядають вищезгадану сутуру як скиди і флексурні дислокації докембрійського закладання. Це збігається з вищеописаними результатами, які вказують на докембрійське закладання розломів шельфу. Активізація систем розломів відбулася пізніше, зокрема, в пізньопалеозойський час, про що свідчить тяжіння ізометричних магнітних аномалій, зумовлених магматичними тілами основного складу юрського віку, до вузлів їх перетину, або до самих розломів.

Наймолодший, неоальпійський фронт насувів [Finetti et al. 1988] також може розглядатися як складова північно-східної системи розломів, причому він є безпосереднім продовженням фрагменту границі ССП, що проходить уздовж північного узбережжя Тарханкутського півострова. В роботі [Finetti et al. 1988] картують два неоальпійські насуви. Південний тяжіє до субширотних розломів, які обмежують Губкінський вал і південну границю Чорноморсько-

Каламітського валу. Деяке відхилення від широтного простягання може бути зв'язане з активізацією різних субширотних розломів однієї зони на півдні Губкінського вала і в межах Чорноморсько-Каламітського валу. Північний фронт морфологічно успадковує субширотне простягання древніх розломів на заході і північно-східне в східній його частині. Зміна простягання відбувається по розломах, які згадувались вище як дугоподібні, підкреслюючи ще раз їхню «розділяючі» роль в обмеженні структур західної частини площі.

Ймовірно, розломи північно-західного шельфу були закладені в докембрії. Однак пізніше вони були неодноразово активізовані в різні епохи, про що, зокрема, свідчить розташування ізометричних магнітних аномалій, пов'язаних з інтрузіями основного складу юрського віку в вузлах розломів або в самих розломах.

#### **4.2. Північно-східний шельф**

Північно-східний шельф Чорного моря (рис. 4.11) є одним з перспективних регіонів України на нафту і газ. В його межах сейсмічними дослідженнями виявлено більше двох десятків антиклінальних локальних піднять у нафтогазоносних відкладах майкопської серії і надмайкопських утвореннях регіону, 11 із яких занесено до фонду структур Південного нафтогазоносного регіону України [Карта 2004].

Підвищення ефективності прогнозування нафтогазоносності і, відповідно, більш повна оцінка вуглеводневого потенціалу північно-східного шельфу Чорного моря, може бути виконано з залученням даних інтерпретації потенціальних полів, що виконується на сучасному методичному рівні, з урахуванням глибинної будови земної кори, отриманої в результаті комплексної інтерпретації геолого-геофізичної інформації та аналізу зв'язку нафтогазоносності з розломною тектонікою регіону [Старостенко 2007].

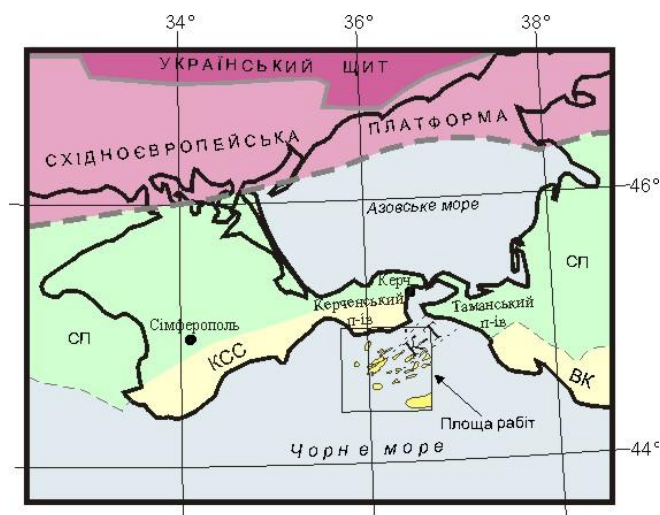


Рис. 4.11. Оглядова тектонічна схема, за [Туголесов и др. 1985; Nikishin et al. 2003, 2015] (див. Розділ 1). Скорочення: КСС – Кримська складчаста система, ВК – Великий Кавказ, СП – Скіфська плита, К-Т – Керченсько-Таманський прогин.

Оцінка вуглеводневого потенціалу цього регіону базується переважно на даних сейсморозвідки, результати якої дозволяють встановлювати геометричну конфігурацію структур.

Одним з факторів, що визначають будову земної кори і утворення покладів вуглеводнів на північно-східному шельфі Чорного моря, є наявність глибинних розломів, які відіграють ключову роль в формуванні структур осадового чохла і накопиченні в них вуглеводнів [Шнюков 1987] (див. Розділ 1). Однак інформація про розломну тектоніку консолідованої кори північно-східної частини українського сектора Чорного моря обмежена і суперечлива. Відомі лише три розломи [Пустовитенко и др. 1999], які можна пов'язати з фундаментом земної кори [Старостенко та ін. 2011] (див. Розділ 1). Тому зроблена спроба скласти карту розломів консолідованої кори масштабу 1:200 000 і проаналізувати їх вплив на нафтогазоносність акваторії, що дасть змогу підвищити ефективність планування розвідувально-пошукових робіт. Для цього насамперед потрібно отримати залишкове гравітаційне поле, яке являє собою різницю між спостереженим полем і сумарним гравітаційним ефектом води, осадового чохла і мантийної компоненти гравітаційного поля [Starostenko et al. 2004] (див. Розділ 1).



### 4.2.1. Вихідні дані

Для підготовки основи 3D гравітаційного моделювання осадового чохла північно-східного шельфа Чорного моря вхідну інформацію було сформовано в масштабі 1:200 000. Було підготовлено цифрові каталоги рельєфу дна, карт осадових горизонтів та аномалій гравітаційного поля в редукції в вільному повітрі. Дані отримано по сітці  $2,0 \times 2,0$  км.

*Гравітаційне поле.* При формуванні каталогу аномалій гравітаційного поля було використано карти і окремі профілі НПО «Кримгеологія», ГУНіО МО СРСР, НЦ «Південморгеологія» (Росія), тресту «Дніпргеофізика», ДГП «Укргеофізика» Інституту геофізики НАН України, які побудовані в масштабі 1:100 000, 1:500 000 і 1:1 000 000 [Старостенко 2007].

Карта гравітаційного поля в редукції у вільному повітрі північно-східного шельфу Чорного моря масштабу 1:200 000 з перетином ізоліній 1 мГл представлено на рис. 4.12. Інтенсивність поля коливається від +10 до +62 мГл.

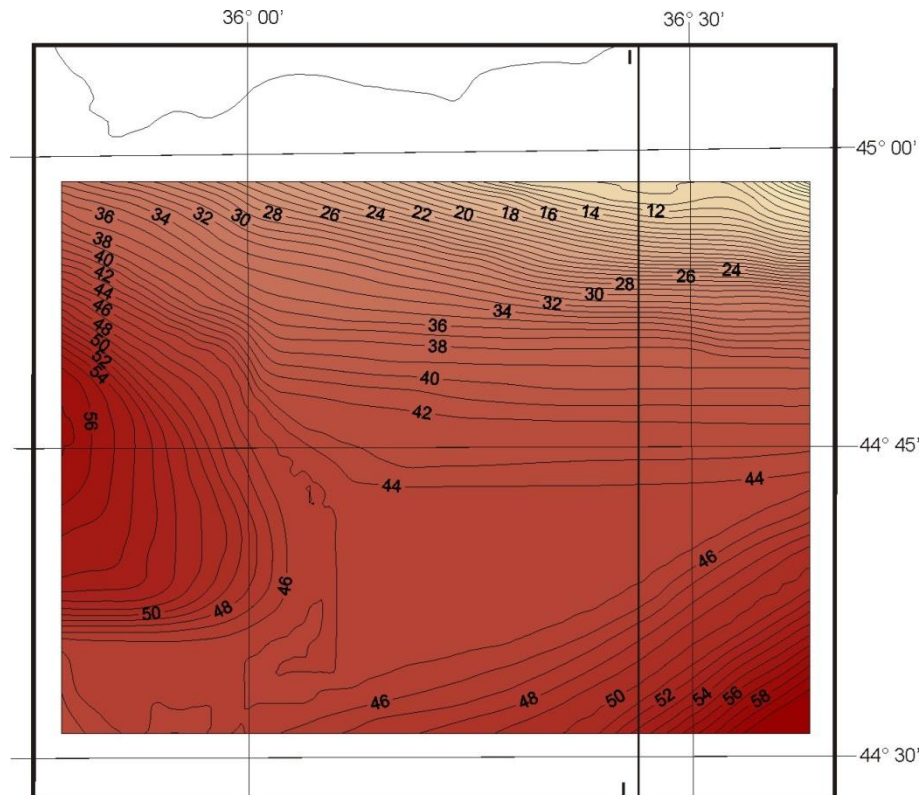


Рис. 4.12. Карта гравітаційного поля в редукції у вільному повітрі масштабу 1:200 000, мГал.

Оскільки аномалії в вільному повітрі на морських акваторіях дуже чутливі до змін в рельєфі дна, ізолінії поля здебільшого плавні, як ізобати на рис. 4.13. Але наявність ізольованих аномалій вказує на те, що на структуру гравітаційного поля впливають глибинні геологічні фактори. Загалом ізоаномали та ізобати до широти  $44^{\circ}45'$  простягаються з заходу на схід, за винятком невеликої за розміром позитивної аномалії інтенсивністю до 58 мГл на заході акваторії. Її простягання ортогональне до загального.

*Рельєф дна.* В роботі використано офіційну карту рельєфу дна ГУНіО МО СРСР масштабу 1:200 000 [Старостенко 2007] (рис 4.13, а). Рельєф дна акваторії робіт спокійний. В міру віддалення від берегової лінії глибина моря збільшується, досягаючи позначки 1657 м. В східній частині акваторії простежується долина, максимальна ширина якої зафіксована ізолінією 1000м. Її борти збігаються з двома підводними каньйонами. Невеликі вигини ізоліній 100-1000 м фіксують вузькі довгі підводні каньйони.

Кarti ізопакіт осадових відкладів масштабу 1:200 000 складено на основі карт масштабу 1:100 000 і 1:1000 000 [Туголесов и др. 1985, див. Розділ 1; Цьоха та ін. 2003] (рис. 4.13, б–д).

#### 4.2.2. 3D гравітаційна модель осадової товщі

Вперше 3D гравітаційне моделювання було виконано по сітці  $1,25 \times 1,25$  км, коли одна точка обчислення гравітаційного ефекту припадає на площу  $1,56 \text{ км}^2$ . Така щільність визначення гравітаційного ефекту середовища у 4 рази більша, ніж у найбільш детальних попередніх дослідженнях геологічної будови акваторії Чорного моря [Старостенко и др. 2005] (див. Розділ 1).

Оскільки густина осадових порід північно-східного шельфу Чорного моря не вивчалася, величини цього параметру окремих осадових шарів були прийняті такими же, як для північно-західного шельфу Чорного моря (див. Табл. 4.1).

3D гравітаційна модель представлена водою і чотирма осадовими шарами (див. рис. 4.6). Гравітаційний ефект кожного осадового шару було обчислено з

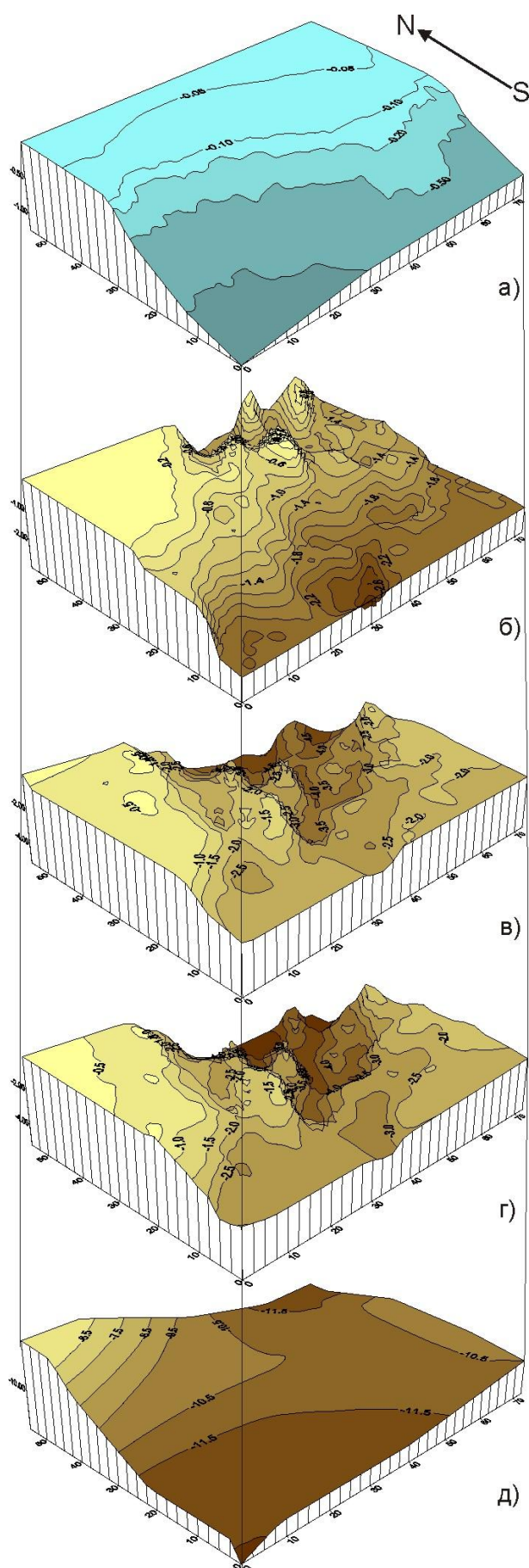


Рис. 4.13. Вихідні дані для побудови тривимірної густинної моделі (ізопахіти, км): а – рел'єф дна; чотири горизонти осадового чохла ( б – поверхня відкладів майкопської серії; в – підосва відкладів майкопської серії; г – покрівля верхньої крейди; д – поверхня консолідованого фундаменту.

урахуванням топографії його покрівлі і підосви, тому що густина осадків різної потужності дуже відрізняється одна від одної. Така процедура обчислень забезпечила високу точність визначення вкладу осадків в спостережене поле.

Розрахунки модельного поля кожного шару проводились відносно густини приведення ( $2,68 \text{ г/см}^3$ ) по аналогії з північно-західним шельфом.

Гравітаційний ефект товщі води (рис. 4.14) змінюється від  $-5$  до  $-75$  мГал. Його максимальні величини ( $-75$  мГал) спостерігаються в південно-західній частині акваторії і відповідають найбільшій глибині залягання поверхні дна ( $>1$  км). Пліоцен-антропогенові відклади характеризуються мінімальними значеннями гравітаційного ефекту від  $-5$  до  $-10$  мГал (рис. 4.15) в областях найменшої потужності ( $0,2\text{--}0,3$  км). Шар майкопських відкладів має найбільшу потужність в північно-східній частині акваторії, гравітаційний ефект якого (рис. 4.16) тут має максимальні значення ( $-45$  мГал). В південно-західному напрямі модельний ефект зменшується до  $-5$  мГал, тому що потужність майкопських відкладів в цій частині мінімальна і становить менше  $100$  м.

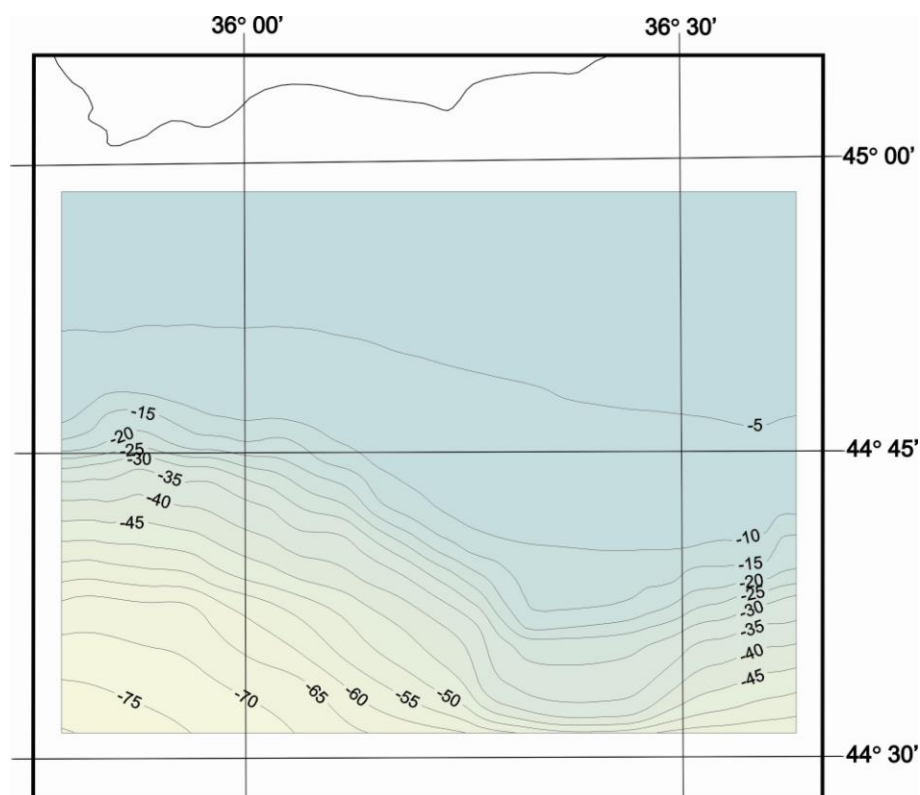


Рис. 4.14.  
Гравітаційний  
ефект товщі води,  
мГал.

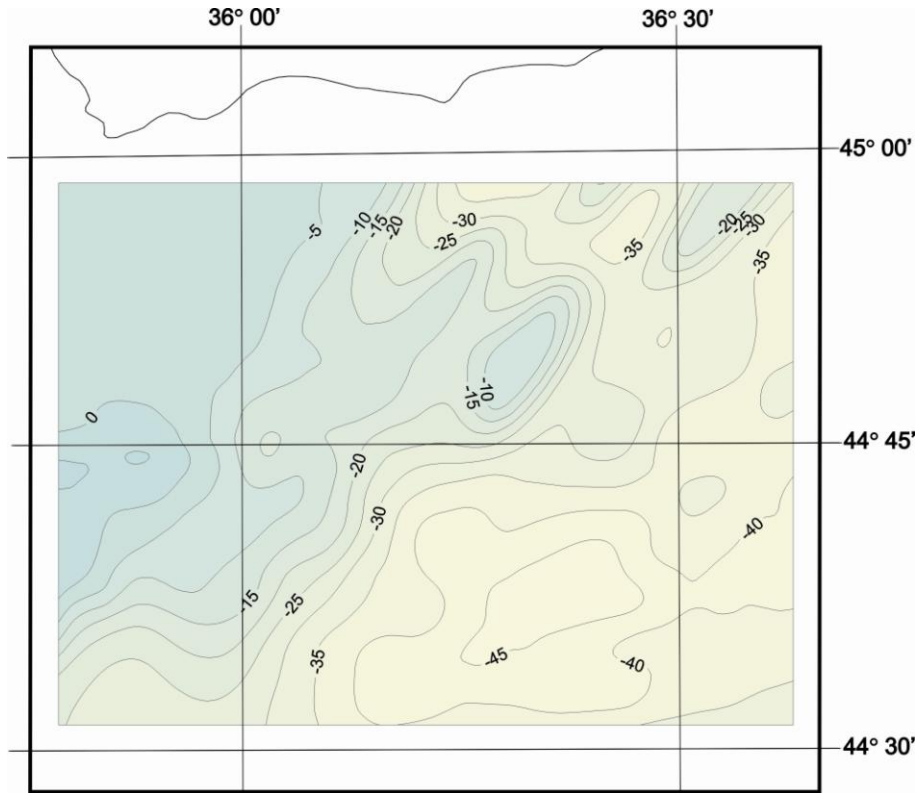


Рис. 4.15.  
Гравітаційний  
ефект пліоцен-  
антропогенових  
відкладів, мГал.

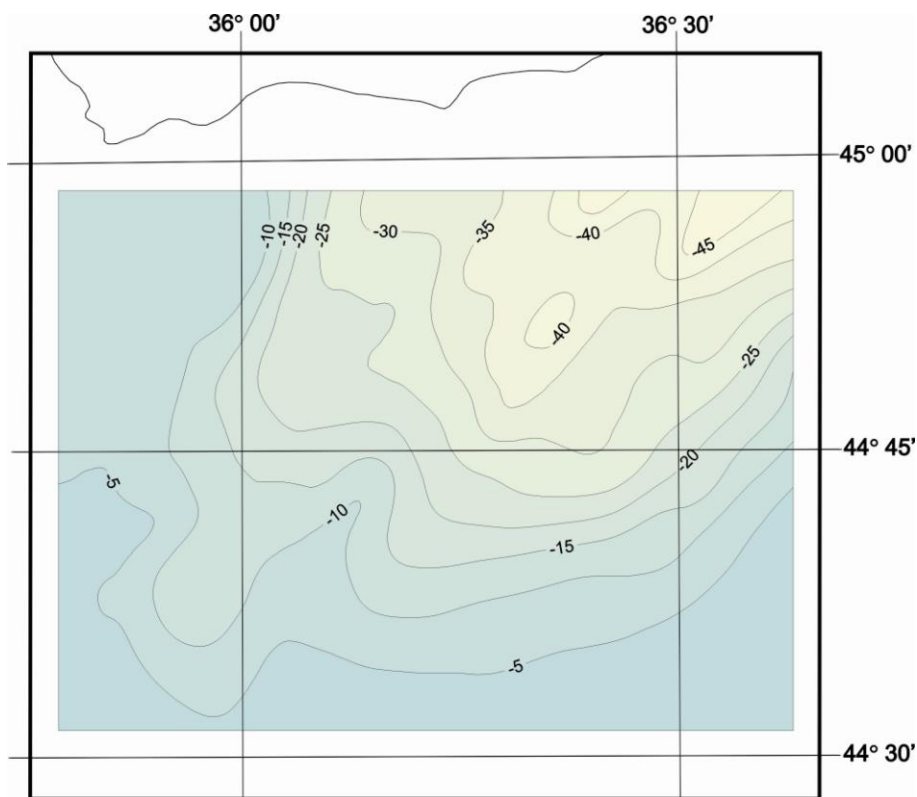


Рис. 4.16.  
Гравітаційний  
ефект  
майкопських  
відкладів  
відкладів, мГал.

Гравітаційний ефект палеоцен-еоценових відкладів (рис. 4.17) на всій акваторії характеризується дуже малими значеннями (до  $-2,4$  мГал), оскільки вони мають мінімальну потужність серед усіх осадових відкладів (600–800 м).

Гравітаційний ефект відкладів крейдового віку (рис. 4.18) змінюється повільно від  $-9$  мГал на північному сході до  $-12$  мГал на півдні і  $-14$  мГал на заході.

Це пов'язано з тим, що потужність цього шару досить велика (більше 10 км). Мінімальні значення ефекту відповідають області підйому фундаменту до 10,5 км. Шари верхньої і нижньої крейди були об'єднані в один, тому що різниця між їхніми густинами складає  $0,02$  г/см<sup>3</sup>. Зважаючи на це, при моделюванні було використано середнє значення густини для шару усіх відкладів крейди, яке становить  $2,645$  г/см<sup>3</sup>.

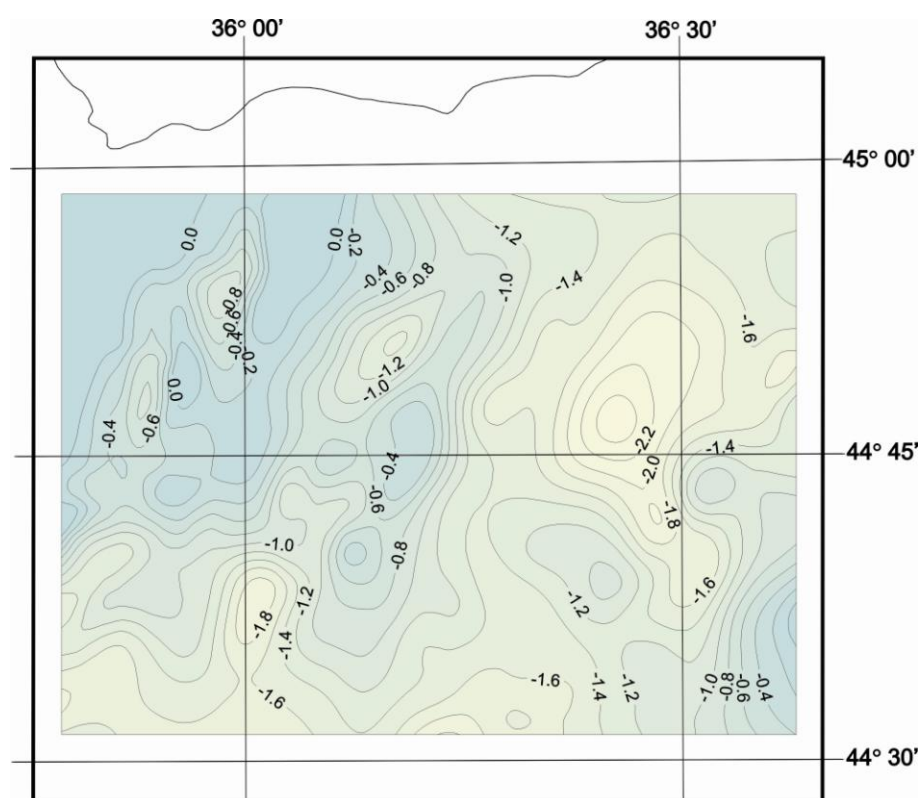


Рис. 4.17.  
Гравітаційний  
ефект палеоцен-  
еоценових  
відкладів, мГал.



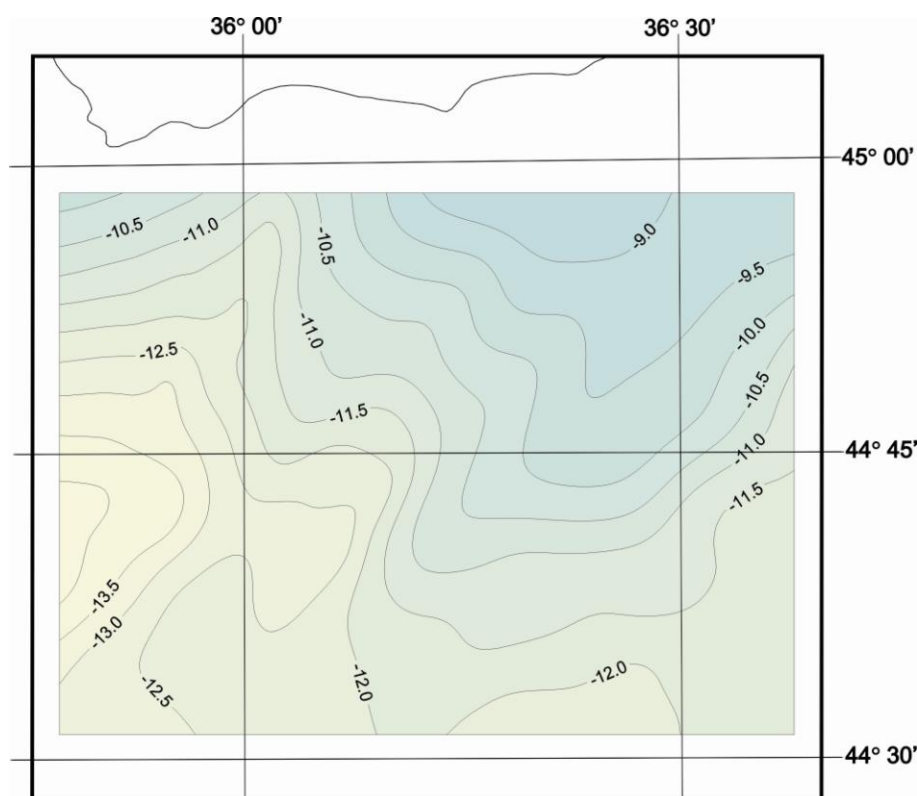


Рис. 4.18.  
Гравітаційний  
ефект відкладів  
крейдового віку,  
мГал.

Сумарний гравітаційний ефект осадової товщі представлено на рис. 4.19. Структури проявляються в цьому полі по різному. Більшість структур відповідають негативним аномаліям (Керченська, Лучицького, Абіха, Субботіна, Союзна і південно-західна частина Моряної) або належать до зон градієнтів (Паласа, Дрейфова, Благодарна, Якірна, Північнокавказська з невеликим мінусом на заході, Південнокерченська з невеликим мінусом на півночі). Структури Керч, Соколова і північно-східна частина Моряної відповідають позитивним аномаліям невеликої інтенсивності. В деяких випадках зв'язок між аномаліями поля і структурами відсутній.

Залишкове поле, яке являє собою різницю між спостереженим полем і сумарним гравітаційним ефектом води, осадового чохла і мантийної компоненти гравітаційного поля [Starostenko et al. 2004] (див. Розділ 1) показано на рис. 4.20.

Оскільки саме воно відображає неоднорідності розподілу густини в консолідованому фундаменті, його використано для побудови схеми розломної тектоніки. Такий підхід до детального обчислення гравітаційного ефекту води і



осадового чохла дав змогу отримати інформацію відносно консолідованої кори, яка не доступна при аналізі спостереженого поля.

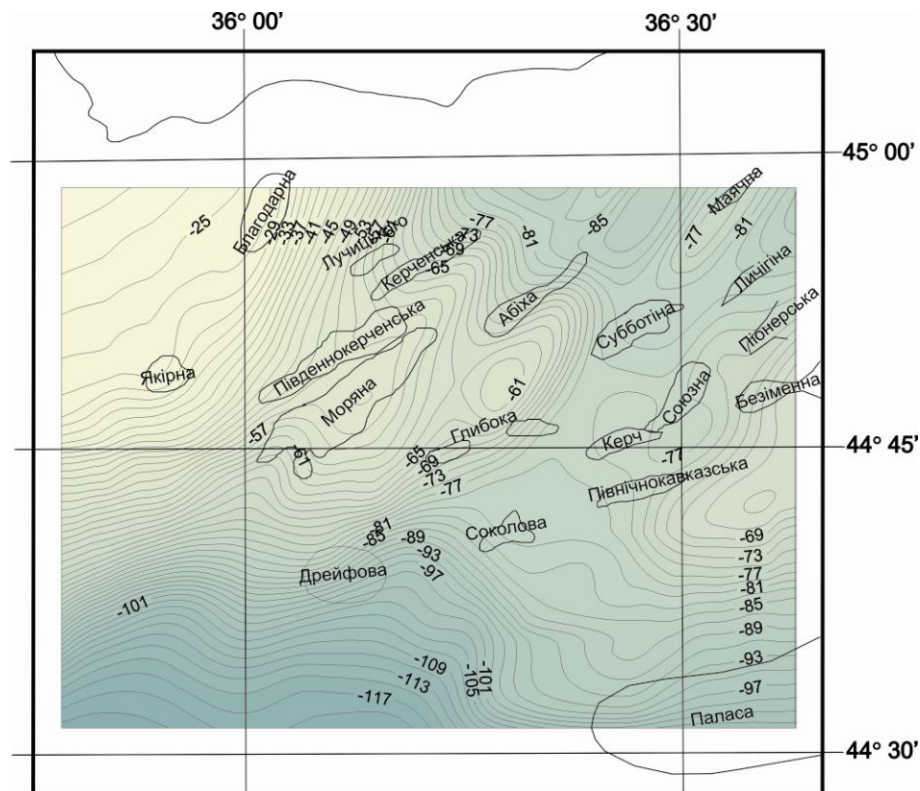


Рис. 4.19.  
Сумарний  
гравітаційний  
ефект осадової  
товщі, мГал.

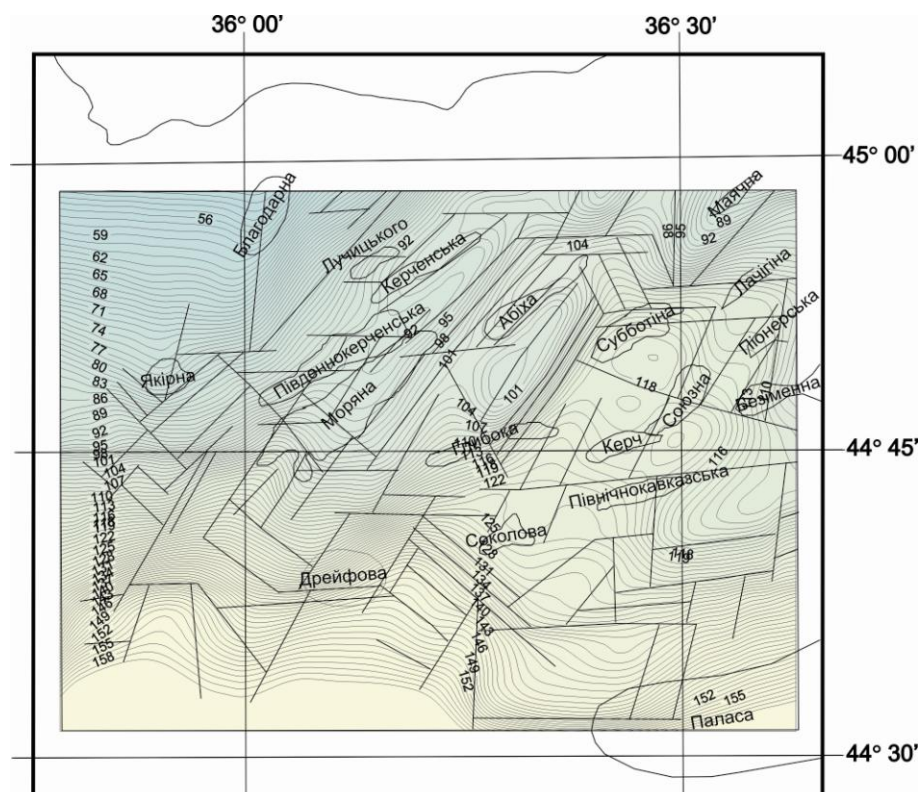


Рис. 4.20.  
Залишкове  
гравітаційне поле  
(ізолінії в мГал)  
та елементи його  
порушення, що  
ідентифікуються  
як розломи.

Детальне залишкове поле (див. рис. 4.20) дозволило при урахуванні осадків з середньою густиною отримати безпосередні ефекти від структур, які можуть залишатися в залишковому полі. Щодо прояву перспективних структур в цьому полі, то більшість з них розташована в зонах градієнтів (Дрейфова, Глибока, Безіменна, Личагіна, Благодарна, Якірна, Північнокавказська, Лучицького, Паласа).

Додатково було розраховано 3D гравітаційну модель осадової товщі масштабу 1: 1 000 000, аби виявити регіональні особливості розломної тектоніки з урахуванням зон високих градієнтів і їх осей (рис. 4.21).

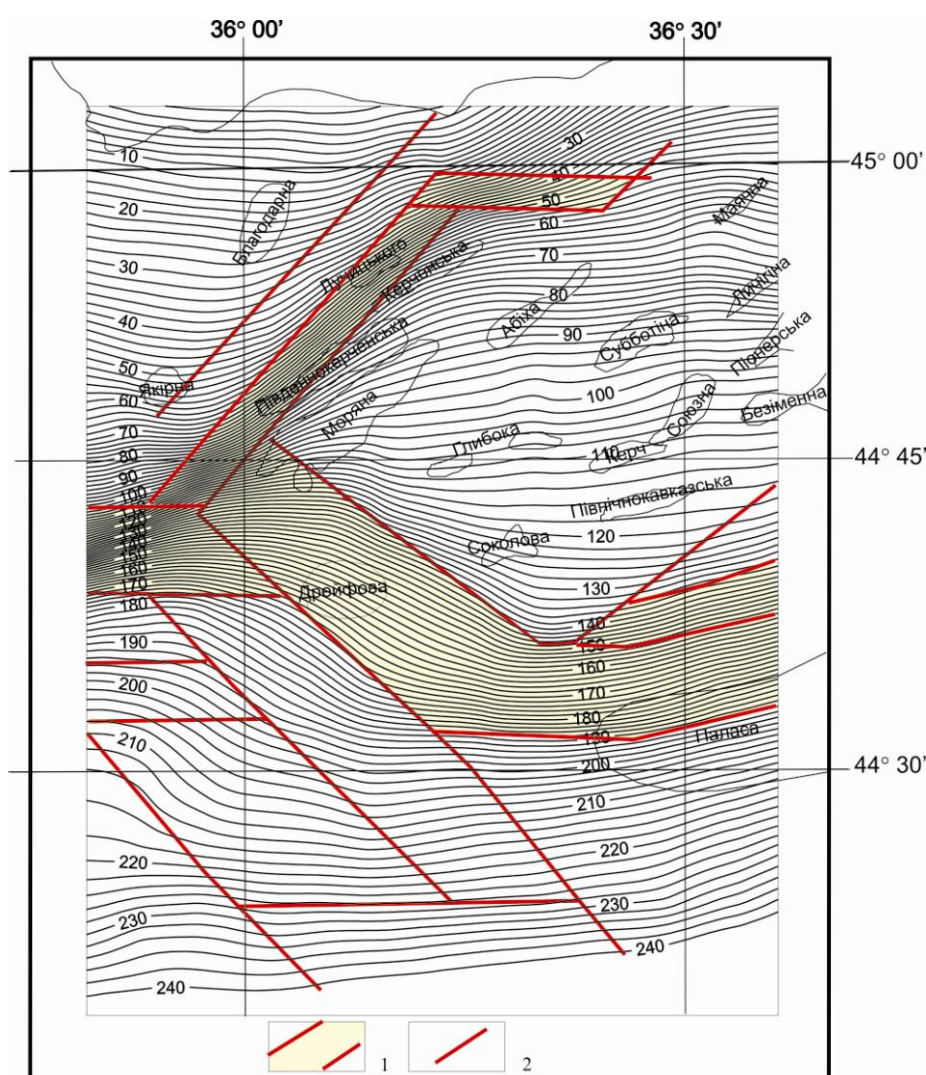


Рис. 4.21. Регіональне залишкове гравітаційне поле (ізолінії в мГал) акваторії досліджень: 1 – зони високих градієнтів; 2 – осі максимальних градієнтів.

В залишковому регіональному полі в зоні градієнтів знаходяться тільки деякі структури (Дрейфова, Паласа і північно-західна частина Південнокерченської). Усі інші належать до блоку земної кори з густиною  $2,94 \text{ г/см}^3$ , який обмежено зонами високих градієнтів залишкового гравітаційного поля.

#### 4.2.3. Схема розломної тектоніки консолидованої кори

Для побудови схеми розломної тектоніки консолидованої кори масштабу 1:200 000 було використано поле локальних магнітних аномалій [Старостенко 2007], що відображає інтегральний ефект земної кори, і гравітаційне залишкове поле (див. рис. 4.20), пов'язане з консолидованим фундаментом.

Елементи потенціальних полів, які можуть бути ототожнені з фрагментами розломів, зображені на рис. 4.20 та рис. 17 [Старостенко 2007]. Простягання і протяжність таких елементів були узгоджені за даними обох полів на площі, що охоплює дані масштабу 1:100 000, а згодом з характерними рисами полів в регіональному плані за картами масштабу 1:500 000.

Оскільки переважна більшість фрагментів розломів за магнітними ознаками співпадає з зафіксованими в залишковому гравітаційному полі, з якого вилучено вплив осадового чохла, отримана схема відображає розміщення розломів консолидованої кори. Скупченість окремих розломів одного простягання в поєднанні з регіональними особливостями полів, як-от наприклад, регіональні зони високих градієнтів гравітаційного поля (рис. 4.22), або наявність зони лінійних аномалій, стали підставою для виділення зон розломів.

Акваторія досліджень досить складно порушена розривами різних простягань і рангів (рис. 4.22). Встановлено діагональну і ортогональну системи розломів. В них переважають розломи північно-східного і широтного простягання відповідно. Більшість розломів широтного простягання, які можна розглядати як наскрізні, сконцентрована в східній частині площі.



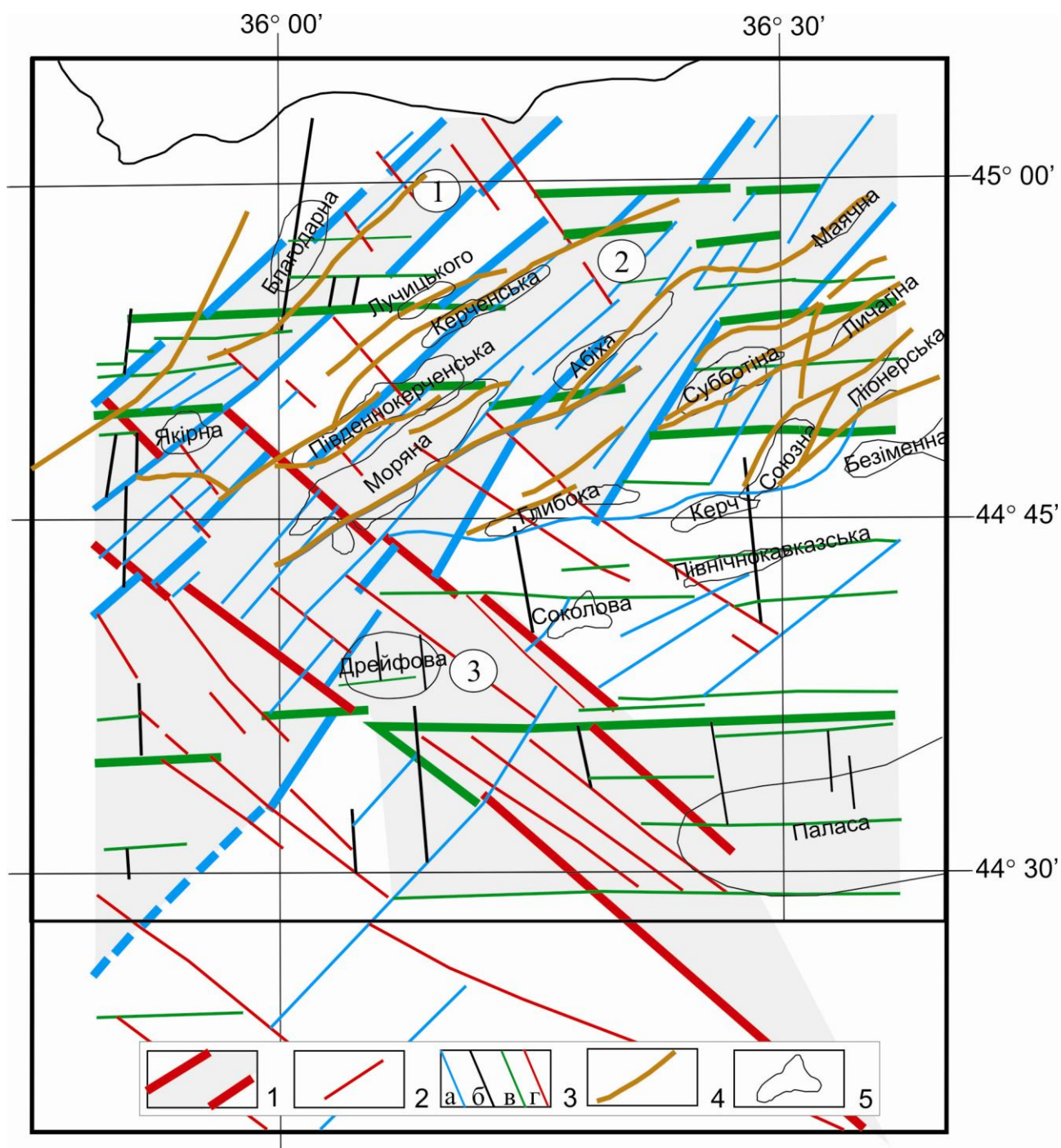


Рис. 4.22. Схема розломної тектоніки консолідованої кори північно-східного шельфу Чорного моря в зіставленні з розломами в осадовому чохлі [Старостенко 2007; Старостенко и др. 2005 (див. Розділ 1)]. 1 – головні зони розломів; 2 – розломи більш високого порядку; 3 – напрямки розломів (а – північно-західний, б – меридіональний, в – широтний, г – північно-східний); 4 – розломи по підшві палеогену; 5 – структури осадового чохла по підшві палеогену і їх назви. Цифри в кружках – головні зони розломів (1 – Узурларсько-Горностаївська, 2 – Правдинська, 3 – Молбайська).

Ці порушення, ймовірно, є молодшими за віком, ніж розломи діагональної системи, оскільки вони дуже часто зміщують останні.

Виділені тектонічних порушення чітко співвідносяться з відомими головними зонами розломів на площі робіт. Узурларсько-Горностаївська зона відома як розлом [Шнюков 1987 (див. Розділ 1); Пустовитенко и др. 1999] північно-східного простягання практично однакової ширини приблизно 7 км. Саме до цієї зони розломів відносяться вулканічні утворення, припустимо рського віку, прямої та оберненої намагніченості [Самсонов и др. 2003], які чітко фіксуються в магнітному полі смугою локальних аномалій різного знаку.

На схід від неї серіями розривів північно-східного простягання чітко картується зона, яка відповідає відомому Правдинському розлому. Її ширина змінюється від 10 до 20 км, а напрям підкреслюється простяганням лінійних аномалій залишкового гравітаційного поля в межах зйомки масштабу 1:100 000 і зоною градієнтів регіонального гравітаційного поля в її північно-західній крайовій частині. Розломи північно-західного простягання складають зону шириною 10–15 км, яка може ідентифікуватися як Молбайська зона розломів [Пустовитенко и др. 1999]. В залишковому гравітаційному полі – це одна з найбільш виразних зон високих градієнтів.

На деяких тектонічних схемах широтні зони розглядаються як поперечні розломи [Попович, 2000] і, без сумніву, існують в консолідованій земній корі, особливо в східній частині акваторії, оскільки вони чітко фіксуються широтними лінійними локальними позитивними і негативними магнітними аномаліями. В залишковому регіональному гравітаційному полі є тільки дві широтні зони високих градієнтів (див. рис. 4.22). На підставі цих характеристик виділено три широтні зони різної ширини. Частково фрагменти цих зон спостерігаються і на заході акваторії.

Окрім зон розломів на схемі зображено розломи більш високого рангу, які субпаралельні зонам і розглядаються як супутні. Описані зони розломів безумовно є глибинними, можливо, мантійними, оскільки вони характеризуються зонами великих градієнтів залишкового гравітаційного поля, а

за даними регіональних тектонічних побудов простягаються на велику відстань, перетинаючи різні за походженням геологічні структури.

Найбільш важливим результатом вивчення розломної тектоніки з погляду пошуків вуглеводнів є успадкування розломів консолідованої кори розломами осадової товщі. Цю інформацію несе сумарний гравітаційний ефект від усього осадового чохла (див. рис. 4.19). Так, порушення по підшві палеогену, показані на схемі розломної тектоніки консолідованої кори (див. рис. 4.22), мають переважно північно-східне простягання, яке в деяких місцях переходить в широтне. Це стосується північно-східного сектора акваторії, де поширені широтні розломи консолідованої кори. Тут слід відзначити, що перспективні нафтогазові локальні підняття мають також переважно північно-східне і субширотне простягання і ускладнені розривними порушеннями тих же простягань в осадовому чохлі. Вони зазвичай тяжіють до вузлів їх перетину. Виняток становить тільки субмеридіональне підняття Благодарне, яке пов'язане з розломом, що не входить в жодну з виділених систем. На підставі аналізу отриманих матеріалів можна обґрунтовано стверджувати, що всі перспективні структури за винятком Якірної, Благодарної і Дрейфової, належать до автономного блоку земної кори, який обмежений зонами високих градієнтів залишкового регіонального гравітаційного поля (див. рис. 4.21). Беручи до уваги його відокремленість і концентрацію в ньому практично всіх локальних піднять, він названий Мітрідатським блоком, щоб вирізнити його з поміж інших структур [Starostenko et al. 2011] (див. Розділ 2).

Подальші можливості використання результатів 3D гравітаційного моделювання подібних структур, поряд з новими технологічними розробками оцінки вуглеводневого потенціалу, вимагають більш детального вивчення гравітаційного поля і густинних властивостей осадових відкладів, картування розривних структур і формованих ними систем, а також оцінки їх ролі в формуванні родовищ вуглеводнів. Однак виконане 3D гравітаційне моделювання північно-східного шельфу Чорного моря масштабу 1: 200000 із застосуванням нового комплексу автоматизованої інтерпретації потенціальних полів *GMT-Auto* і

складена схема розломної тектоніки консолідованої земної кори показали, що досліджувана територія може розглядатися як сприятлива для накопичення вуглеводнів і рекомендуватися для пошуків і розвідки нафтогазоносних покладів, незважаючи на складні геологічні і технічні умови в Чорному морі.

## **Висновки до розділу 4**

### ***Північно-західний шельф Чорного моря***

- Вперше спільний аналіз аномального магнітного і залишкового гравітаційного, звільненого від впливу товщі води і осадового шару, полів дав нову інформацію про системи розломів консолідованої кори північно-західного шельфу Чорного моря, їх співвідношенні між собою і вплив на формування основних структур осадового чохла.
- Встановлено дві головні системи розломів – діагональну і ортогональну. Додатково до них в західній частині шельфу виділено серію дугоподібних розламів північно-західного простягання і ортогональних до них порушень. Діагональна система відіграє головну роль у розвитку краю СЄП і формуванні сучасного південного обмеження власне докембрійської платформи. Дугоподібна серія розломів розділяє досліджуваний регіон на дві частини, що відрізняються часом і ступенем тектонічної активності.
- Визначено сучасне положення південної границі СЄП. Встановлено складну будову границі, окремі ділянки якої ступінчато зміщені на південний схід.

### ***Північно-східний шельф Чорного моря***

- Вперше побудовано 3D гравітаційну модель північно-східного шельфу Чорного моря масштабу 1:200 000.
- Складено детальну схему розломної тектоніки консолідованого фундаменту земної кори північно-східного шельфу Чорного моря масштабу 1:200 000.



- Більшість локальних структур, а саме: Дрейфова, Глибока, Безіменна, Личагіна, Благодарна, Якірна, Південнокавказська, Лучицького, Паласа, виявлених сейморозвідкою, розташована в зонах градієнтів детального гравітаційного поля, обумовленого осадовим чохлам і тяжіють до вузлів перетинів розломів північно-східного і субширотного простягання різних рангів.
- Перспективні локальні антиклінальні структури розташовані в автономному блоці земної кори, названому Мітрідатським, а структури Якірна, Благодарна і Дрейфова тяжіють до його крайових зон розломів і до вузлів перетинів розломів різних рангів північно-східного і субширотного простягання.
- Глибинні розломи, успадковані більш молодими розломами, в тому числі і осадового чохла, створюють сприятливі умови для транспортування глибинних вуглеводневих потоків крізь різні поверхи кори. Отже, досліджувана акваторія може розглядатися як сприятлива для накопичення вуглеводнів.

#### **Перелік використаних джерел до розділу 4**

1. Карпенко ІВ (2005) Нарис історії тектонічного розвитку Чорноморського регіону. В: Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона. Форма, Симферополь, с 30–33
2. Карта фонду структур Південного нафтогазоносного регіону України станом на 01.2001 р. УкрДГРІ, Львів, 2004.
3. Котляр О Ю, Верховцев ВГ (2009) Виявлення критеріїв сучасного положення південно-західної межі Східноєвропейської платформи за даними дистанційного зондування Землі. Геологічний журнал 3:58–63
4. Кутовая ДВ (1972) Основные закономерности изменения плотности осадочных пород с глубиной. В: Вопросы геологии нефтегазоносных регионов Украины. Техника, Киев, с 169–173
5. Пустовитенко БГ, Кульчицкий ВЕ, Борисенко ЛС, Поречнова ЕИ (1999) Общее сейсмическое районирование территории Крыма (ОСР-98). Геофизический журнал 21(6):3–15

6. Радзивилл АЯ, Радзивилл ВЯ (2000) Особенности развития магматических структур Азово- Черноморского шельфа. В: Шнюков Е.Ф. (ред) Геология Черного и Азовского морей. ГНОЗІС, Киев, с 41–49.
7. Самсонов ВИ, Присяжный ВМ, Иванов ВГ и др. (2003) Особенности геодинамики и тектоники акваториального обрамления Горного Крыма в связи с перспективами нефтегазоносности. Мінеральні ресурси України 322:22–25
8. Самсонов ВИ, Шашорин ЮН, Чепижко АВ (2002) Генетическая характеристика северочерноморской континентальной окраины и основные элементы ее тектоники. В: Материалы III Междунар. конф. «Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона», Гурзуф, 17–21 сентября 2001. Таврия-Плюс, Симферополь, с 122–124
9. Старостенко ВІ (ред) (2007) Прогнозування нових нафтогазоносних ділянок в межах Керченсько-Таманського прогину Чорного моря, звіт. Інститут геофізики НАН України, Київ
- 10.Цюха О. Сайганов А. Слободянюк С. (2003) Звіт про геологічне вивчення надр «Геофізичні дослідження на підготовлених нафтогазоперспективних об'єктах в межах прикерченсько-таманського шельфу Чорного моря в 2002-2003 роках». Книг 2, папок 1. ДГП «Укргеофізика», Київ
- 11.Юдин ВВ (2002) Предскифский краевой прогиб. В: Материалы III Междунар. конф. «Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона», Гурзуф, 17–21 сентября 2001. Таврия-Плюс, Симферополь, с 177–191
- 12.Artemieva IM, Thybo H (2013) EUNaseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region. Tectonophysics 609:97–153
- 13.Finetti I, Bricchi G, Del Ben A, Pipan M, Xuan Z (1988) Geophysical study of the Black Sea. Bull.Geof. Teor. ed Appl. 30(117–118):197–324
- 14.Grant FS, West GF (1966) Interpretation Theory in Applied Geophysics.

Instituto de libro, Habana

- 15.Okay A, Nikishin A (2015) Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *Int. Geol. Rev.* 57(5-8):1051–1076
- 16.Rusakov OM, Pashkevich IK (2017) The decisive role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening. *Геофизический журнал* 39(1):3–16.

## РОЗДІЛ 5. ГУСТИННА НЕОДНОРІДНІСТЬ ЗЕМНОЇ КОРИ УКРАЇНИ І СУМІЖНИХ РЕГІОНІВ

За результатами 3D гравітаційного моделювання окремих регіонів (УЩ, ДДЗ і Донбасу, Чорноморської мегазападини і прилеглих територій, ВПП) [Купrienko и др. 2005; Купrienko и др. 2007 а, б, 2010 (див. Розділ 1); Старостенко и др. 2013, 2015б, 2017б, 2018 (див. Розділ 3); Орлюк и др. 2018; Пашкевич и др. 2018; Розділ 3] для території України і суміжних регіонів побудовано схеми розподілу густини на поверхні фундаменту, 10, 20, 30 км і розділі Мохо, а також схеми умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів, коромантійної суміші і типів кори.

### 5.1. Схеми розподілу густини на різних глибинах

*Поверхня фундаменту.* В структурах України і суміжних регіонів виділяються кілька фундаментів різного віку. У межах СЄП до фундаменту віднесено дорифейські кристалічні утворення, в межах молоді СП – дислоковані відклади байкальського, герцинського і кіммерійського віку, а в районі складчастої зони Добруджі – дислоковані відклади герцинського і байкальського віку. Кожен з перерахованих фундаментів характеризується своїми властивостями [Соллогуб 1986] (див. Розділ 1).

Дорифейський (архей-протерозой) фундамент в межах УЩ на багатьох ділянках виходить на земну поверхню і складений древніми, глибоко метаморфізованими породами. В середньому потужність осадових відкладів змінюється на щиті від 0 до 100–200 м.

На західному схилі УЩ розвинені древні, дорифейські породи, які представлені метаморфізованим комплексом різних гнейсів, сланців і гранітоїдів [Соллогуб 1986] (див. Розділ 1). На захід і південний захід від УЩ поверхня дорифейського фундаменту має складну будову і занурюється від щита на захід або південний захід, від нульових позначок до 4–5 км поблизу границі СЄП.

Густина на поверхні кристалічного фундаменту УЩ змінюється від 2,60 до 2,80 г/см<sup>3</sup> (рис. 5.1). Максимальні значення (2,75–2,80 г/см<sup>3</sup>) притаманні областям прогинів розділу Мохо північно-західного простягання в Подільському, Бузькому мегаблоках і Голованівській шовній зоні. Мінімальне значення (2,60 г/см<sup>3</sup>) зумовлено гранітами рапаківі, що складають Коростенський плутон. Подільський і Росинський мегаблоки характеризуються підвищеними значеннями густини (2,70–2,75 г/см<sup>3</sup>). Середньопридніпровському, Приазовському мегаблокам, східній частині Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнському масиву відповідає густина 2,65 г/см<sup>3</sup>. На крайньому заході Інгульського мегаблоку її значення збільшуються у напрямку до Голованівської шовної зони. Загалом, західна частина УЩ на поверхні фундаменту ущільнена, за винятком Коростенського плутону, а східна – розущільнена.

Докембрійський фундамент в межах ВПП знаходиться на глибині 2,0–2,5 км, на північ від неї занурюється до 3,0–7,0 км. На його нерівній поверхні, порушеній тектонічними розломами, залягають відклади палеозою. Породи кембрію, ордовіку, силуру і девону на окремих ділянках виходять на поверхню і представлені карбонатними пісковиками, вапняками, сланцями і доломітами. Волино-Подільська плита на поверхні фундаменту характеризується значеннями густини 2,65–2,70 г/см<sup>3</sup>.

Кристалічний фундамент ДДЗ складається з архейсько-протерозойських метаосадочно-вулканогенних, ультраметаморфічних і інтрузивно-метасоматичних утворень, сформованих в різних структурно-тектонічних режимах [Чебаненко и др. 2002] (див. Розділ 3). В ньому виділяють два структурних поверхи: нижній, представлений гнейсами і амфіболітами архею, і верхній, утворений залізисто-кременистими і сланцево-карбонатними породами.

В рельєфі поверхні бортових зон фундаменту виділяються численні виступи і западини, межами яких є тектонічні порушення з амплітудою до 3 км [Стовба и др. 2006] (див. Розділ 1).

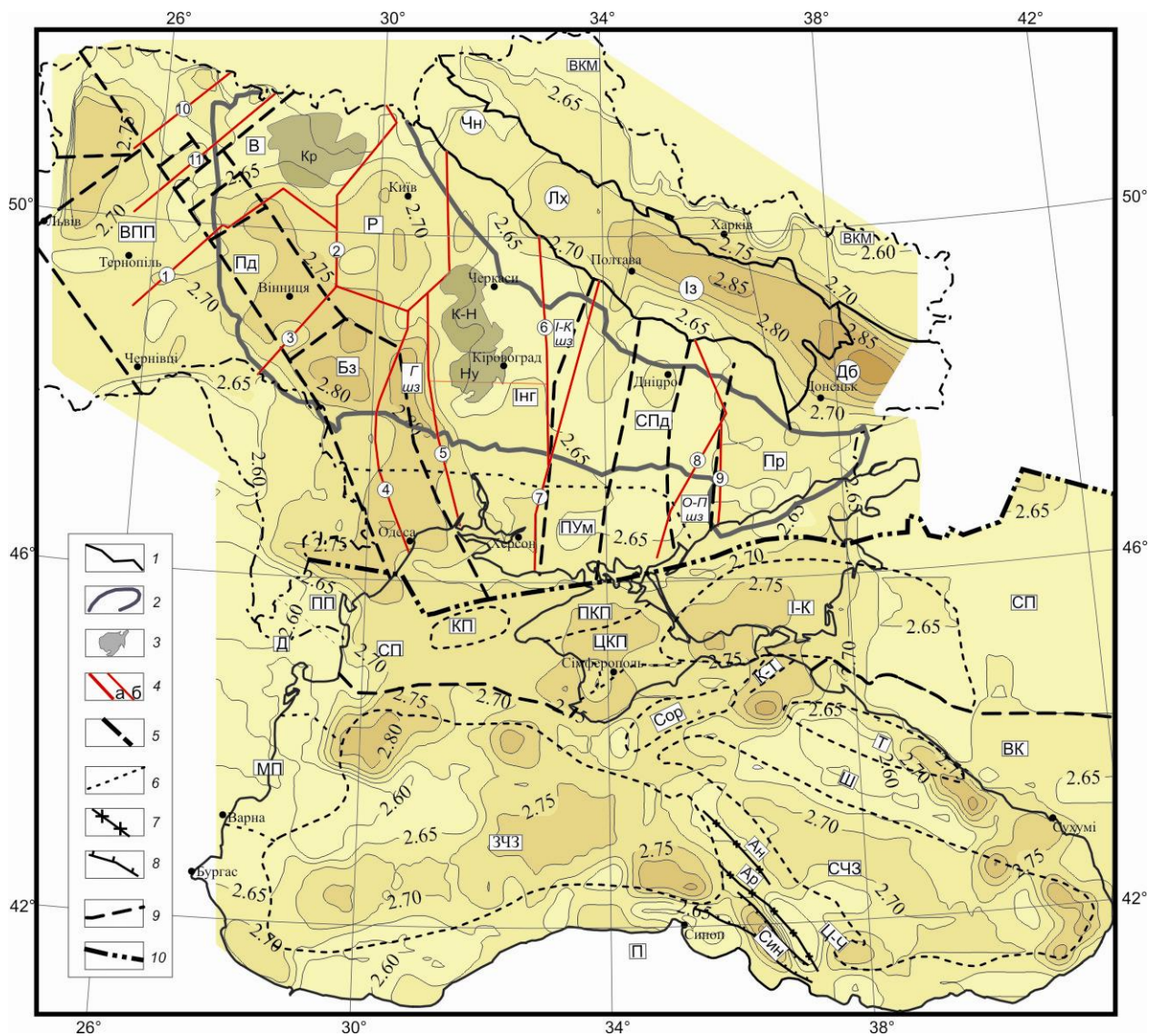


Рис. 5.1. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на поверхні фундаменту: 1 – границя ДДЗ; 2 – контур УЩ; 3 – плутони габро-анортозит-рапаківі (Коростенський (Кр), Корсунь-Новомиргородський (К-Н); Новоукраїнський масив (Ну)); 4 – головні розломи (а – міжмегаблокові, б – інші); 5 – проекції на земну поверхню зон різкого зсуву розділу Мохо; 6 – основні структури Чорноморської мегазападини та прилеглих територій; 7 – осі хребтів Андрусова (Ан) та Архангельського (Ар), за [Rangin et al., 2002, див. Розділ 1]; 8 – границя Синопської (Син) западини; 9 – південна границя СП; 13 – південна границя ССП. Мегаблоки УЩ: В – Волинський; Пд – Подільський; Р – Росинський; Бз – Бузький; Ін – Інгульський; СПд – Середньопридніпровський; Пр – Приазовський. Шовні зони: Гшз – Голованівська; І-Кшз – Інгулецько-Криворізька; О-Пшз – Оріхів-Павлоградська. Розломи (цифри в кружках): 1 – Тетерівський, 2 –

Брусилівський, 3 – Немирівський, 4 – Тальнівський, 5 – Первомайський, 6 – Західноінгулецький, 7 – Криворізько-Кременчуцький, 8 – Оріхів-Павлоградський, 9 – Азово-Павлоградський, 10 – Луцький, 11 – Суцано-Пержанський. ВПП – Волино-Подільська плита; ВКМ – Воронежський кристалічний масив. *Головні сегменти в межах ДДЗ*: Чн – Чернігівський, Лх – Лохвицький, Із – Ізюмський, Дб – Донбаський. Структури Чорноморської мегазападини та прилеглих територій: МП – Мізійська плита, Д – Добруджа; *прогини*: ПП – Преддобруджинський, КП – Каркінітський, ПКП – Північнокримський, І-К – Індоло-Кубанський, К-Т – Керченсько-Таманський; *западини*: ЗЧЗ – Західночорноморська, СЧЗ – Східночорноморська, Сор – Сорокіна, Т – Туапсинська, ПУм – Південноукраїнська монокліналь. Підняття: Ш – Шацького, Ц-Ч – Центральночорноморське.

Поверхня фундаменту занурюється в бік грабена, де ряд блоків і депресій зумовили різку розчленованість рельєфу фундаменту. Глибина поверхні кристалічного фундаменту збільшується від 2 км на околиці північно-західної частини ДДЗ до 22 км в Донбасі. Густина на поверхні фундаменту поступово збільшується з північного заходу на південний схід від  $2,65 \text{ г/см}^3$  в Чернігівському сегменті до  $2,70 \text{ г/см}^3$  в Лохвицьку,  $2,80\text{--}2,85 \text{ г/см}^3$  в Ізюмському і  $2,90 \text{ г/см}^3$  в районі Донбасу, де дорифейського фундаменту як такого немає. Тут осадові відклади залягають безпосередньо на сейсмічній границі з  $V_r=7,0 \text{ км/с}$ , тобто на породах основного складу [Соллогуб 1986] (див. Розділ 1).

Південноукраїнська монокліналь, в якій мезозойсько-кайнозойські відклади залягають на складчастому фундаменті СП або на платформних палеозойських відкладах, складається з двох частин. Західна більш ущільнена на поверхні фундаменту ( $2,70\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$ ), східна представлена породами зі зниженою густиною ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ).

Глибина залягання молодого фундаменту СП, який характеризується великими коливаннями глибин і різкою структурною розчленованістю, змінюється від максимальних значень в межах Каркінітського прогину (до 12 км)



до мінімальних в районі Сімферопольського виступу (0,2–0,3 км) [Соллогуб 1986] (див. Розділ 1).

На думку багатьох авторів фундамент СП гетерогенний і представлений метаморфізованими дислокованими породами палеозою і байкальським комплексом. Вище розташовується не скрізь розвинений, менш дислокований тріас-юрський комплекс [Чекунов 1972; Буланже и др. 1975; Nikishin et al. 2011] (див. Розділ 1).

Для західної частини СП (північно-західний шельф Чорного моря) характерна густина  $2,70 \text{ г/см}^3$ . У центральній частині Криму і західній частині Індоло-Кубанського прогину густина на поверхні фундаменту підвищена і становить  $2,75 \text{ г/см}^3$ . Східна частина прогину розущільнена до  $2,65 \text{ г/см}^3$ .

У ЗЧЗ, в області поширення океанічної кори, відсутній «гранітний» шар і відклади палеоцен-еоцену залягають на «базальтовому» шарі, тому подошва еоцену в цій області є поверхнею фундаменту. Шар дислокованих відкладів, який за складом аналогічний прилеглим районам суші [Шнюков 1987] (див. Розділ 1), тут виклинюється, а на решті площі Чорноморської мегазападини присутній і є поверхнею фундаменту (або покрівлею «гранітного» шару), за винятком областей, в яких докрейдяні відклади виходять на поверхню. Наприклад, в північній частині Добруджі це палеозойські і тріас-середньоярські складчасті комплекси [Шнюков 1987] (див. Розділ 1), в Західних Понтидах це палеозойські теригенно-карбонатні породи, що перекривають докембрійські метаморфічні серії, в Східних Понтидах переважають мезозойські і кайнозойські відклади [Козловский 1991] (див. Розділ 3).

Найбільші значення густини на поверхні фундаменту ( $2,80\text{--}2,90 \text{ г/см}^3$ ) спостерігаються на периферії Чорного моря, в областях інтенсивних позитивних аномалій гравітаційного поля. Високими значеннями густини ( $2,90 \text{ г/см}^3$ ) характеризується Синопська западина і її продовження в бік ЗЧЗ ( $2,85 \text{ г/см}^3$ ), безгранітній області якої притаманні значення густини  $2,75 \text{ г/см}^3$ . У СЧЗ густина нижча і складає  $2,65\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$ . Підняття Шацького і хребти Андрусова і

Архангельського характеризуються низькими значеннями густини на поверхні фундаменту: 2,2,60–2,65 г/см<sup>3</sup> в перших двох і менше ніж 2,50 г/см<sup>3</sup> в останньому.

*Глибина 10 км* (рис. 5.2) в ДДЗ, Донбасі, Каркінітському і Індоло-Кубанському прогинах, а також в глибоководній частині Чорноморської мегазападини розташована в осадовій товщі. На решті території – в кристалічній частині кори. Найбільші значення густини на глибині 10 км спостерігаються в Криму (2,85–2,90 г/см<sup>3</sup>), на периферії Чорноморської мегазападини (2,75–2,80 г/см<sup>3</sup>), в областях прогинів розділу Мохо північно-західного простягання на УЩ та Голованівській шовній зоні (2,80–2,85 г/см<sup>3</sup>), на ВПП (2,75–2,80 г/см<sup>3</sup>), а також в Чернігівському, Лохвицькому та східній частині Ізюмського сегмента ДДЗ (2,75 г/см<sup>3</sup>). Мінімальними значеннями густини вирізняється північна частина Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів (2,65 г/см<sup>3</sup>), східна частина Південноукраїнської монокліналі (2,65 г/см<sup>3</sup>), північно-східна частина ЗЧЗ і хребет Архангельського (2,55 г/см<sup>3</sup>), а також північно-західна частина Туапсинської западини (2,60 г/см<sup>3</sup>).

Росинський мегаблок УЩ на глибині 10 км представлений густиною 2,75 г/см<sup>3</sup>. В західній частині Ізюмського та в області на межі Ізюмського та Донбаського сегментів ДДЗ, західній частині Середньопридніпровського і на півночі Приазовського мегаблоків УЩ густина знижується до 2,70 г/см<sup>3</sup>, а в східній частині Середньопридніпровського і більшій частині Приазовського мегаблоків до 2,65 г/см<sup>3</sup>. Західна частина Індоло-Кубанського прогину ущільнена до 2,70 г/см<sup>3</sup>, а східна розущільнена до 2,60–2,65 г/см<sup>3</sup>. У південно-західній частині ЗЧВ присутня область підвищених значень густини до 2,70 г/см<sup>3</sup>. СЧЗ характеризується значеннями 2,65–2,70 г/см<sup>3</sup>, які витримані по всій площі западини.

*Глибина 20 км* в Донбаському сегменті ДДЗ розташована в осадовій товщі. Область в центральній частині ЗЧЗ є верхньою мантиєю, оскільки розділ Мохо залягає тут на глибині менше 20 км. На решті території глибина 20 км знаходиться в кристалічній частині кори. Максимальні значення густини







Виняток становить область, в якій на цій глибині присутні осади з густиною  $2,72 \text{ г/см}^3$  і аномальна область, розташована в південно-східній частині западини, з густиною  $3,05 \text{ г/см}^3$ .

Більша частина площі ВПП на глибині 20 км характеризується густиною  $2,80 \text{ г/см}^3$ , за винятком північної частини, де її значення збільшуються до  $2,85$ – $2,90 \text{ г/см}^3$ .

На УЩ Бузький, Подільський мегаблоки, західна частина Волинського, північно-західна частина Росинського, південна частина Середньопридніпровського і крайня східна частина Приазовського мегаблоків на глибині 20 км ущільнені до  $2,85 \text{ г/см}^3$ . Максимальні значення густини ( $2,90 \text{ г/см}^3$ ) приурочені до Голованівської і Інгулецько-Криворізької шовних зон. В Оріхівсько-Павлоградській значення густини знижені до  $2,85 \text{ г/см}^3$ . Мінімальні значення ( $2,80 \text{ г/см}^3$ ) притаманні північній частині Коростенського плутону та північно-східній частині Придніпровського мегаблока.

*Глибина 30 км* розташована в кристалічній частині кори за винятком тих областей Чорноморської мегазападини, в яких розділ Мохо залягає на глибинах менше 30 км (рис. 5.3). Це ЗЧЗ, СЧЗ, Туапсинська западина і Центральнорноморське підняття. Під цими структурами на глибині 30 км знаходиться верхня мантія.

У межах ДДЗ і Донбасу на глибині 30 км спостерігається збільшення густини з північного заходу на південний схід від мінімальних значень ( $2,95$ – $3,00 \text{ г/см}^3$ ) в Чернігівському сегменті до аномально високих ( $3,15 \text{ г/см}^3$ ) в центральній частині Донбасу. Південна прибортова зона Лохвицького та східна частина Ізюмського мегаблоків ускладнена витягнутими замкнутими неоднорідностями, густина яких знижена до  $2,90 \text{ г/см}^3$  на фоні  $2,95 \text{ г/см}^3$ .

ВПП на 30 км характеризується густиною  $2,90 \text{ г/см}^3$ . Лише на крайній півночі структури вона збільшується до  $3,00 \text{ г/см}^3$ , а на півдні, на північ від м. Чернівці, присутня замкнута неоднорідність з густиною менше  $2,90 \text{ г/см}^3$ . Західна і центральна частини УЩ ущільнені до  $2,90$ – $2,95 \text{ г/см}^3$ .

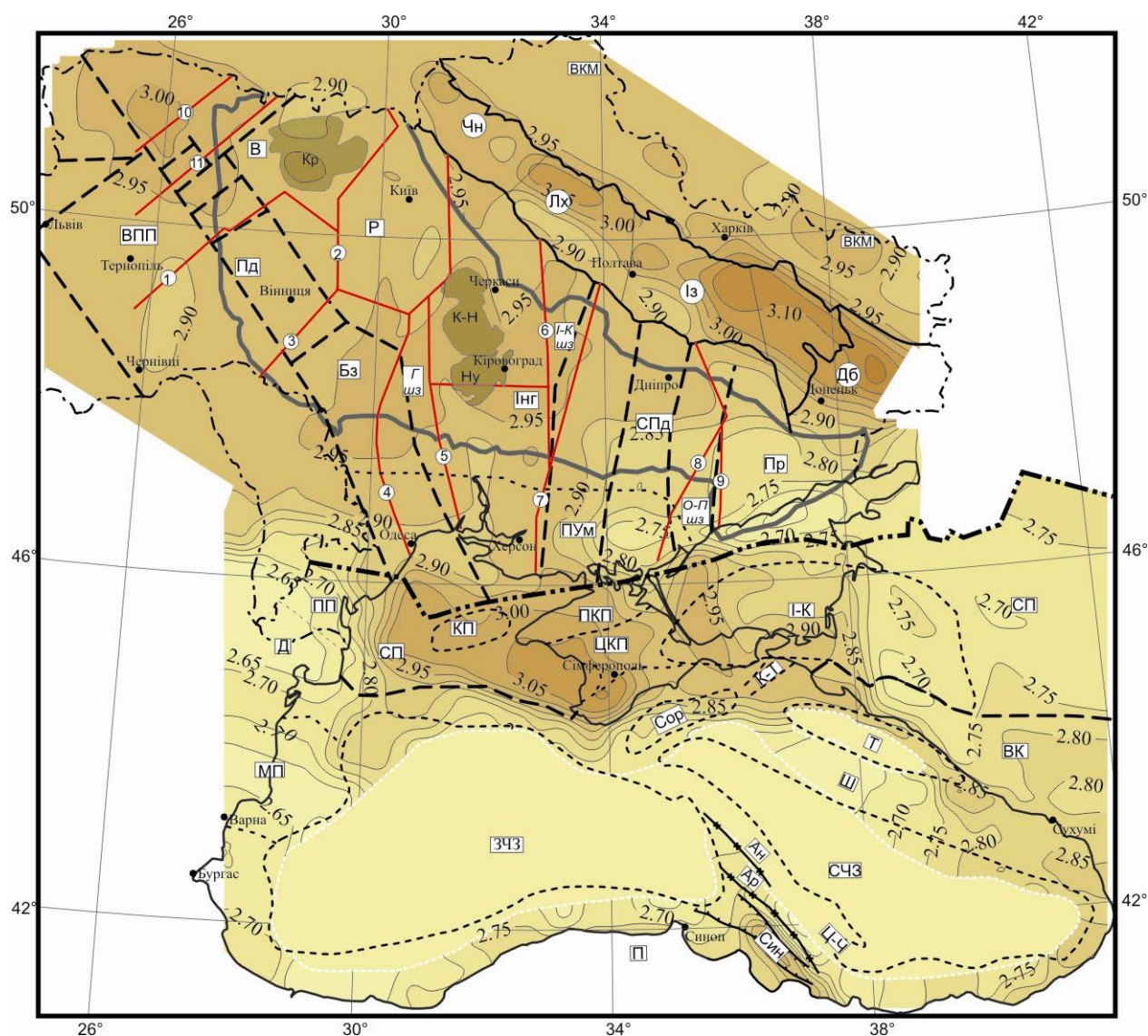


Рис. 5.3. Схема розподілу густини ( $\text{г/см}^3$ ) на глибині 30 км. Білою штриховою лінією позначені області верхньої мантії в Чорноморській мегазападині. Умовні позначення див. на рис. 5.1.

У південно-східній частині Придніпровського і в Приазовському мегаблоках значення густини знижені до  $2,75\text{--}2,80 \text{ г/см}^3$ . Голованівська і Інгулецько-Криворізька шовні зони ущільнені на глибині 30 км до  $2,95 \text{ г/см}^3$ , а Оріхівсько-Павлоградська, навпаки, характеризується зниженою густиною  $2,80\text{--}2,85 \text{ г/см}^3$ .

У східній частині Південноукраїнської монокліналі на 30 км присутня замкнута область знижених значень густини ( $2,75 \text{ г/см}^3$ ). Решта цієї структури ущільнена до  $2,90 \text{ г/см}^3$ . Високими значеннями густини ( $3,00 \text{ г/см}^3$ )

характеризується східна частина СП в районі північно-західного шельфу Чорного моря, а також східна і південна частини Криму, де густина ще вище ( $3,05 \text{ г/см}^3$ ). Західна частина Індоло-Кубанського прогину ущільнена до  $2,90 \text{ г/см}^3$ , східна розущільнена до  $2,70\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$ .

На розділі *Мохо* густина змінюється від  $2,95 \text{ г/см}^3$  в районі Мізійської плити і Добруджі до  $3,20\text{--}3,25 \text{ г/см}^3$  в районі Голованівської, на південному продовженні в бік Азовського моря Оріхів-Павлоградської шовної зони, в східній частині Середньопридніпровського мегаблоку УЩ, а також в Донбаському сегменті ДДЗ (рис. 5.4). У південно-східній частині останнього спостерігається аномальна область з густиною  $3,35\text{--}3,40 \text{ г/см}^3$ . У 2D гравітаційній моделі вздовж профілю DOBRE'99 густина на підшві неоднорідності становить  $2,39 \text{ г/см}^3$  [Старостенко и др. 2008] (див. Розділ 3).

В ДДЗ підвищені значення густини на розділі *Мохо* ( $3,10\text{--}3,15 \text{ г/см}^3$ ) спостерігаються в Лохвицькому, в північній частині Ізюмського і північно-західній Чернігівського сегмента. Мінімальні значення ( $3,00 \text{ г/см}^3$ ) зафіксовані в південно-східній частині Ізюмського. На УЩ знижені значення густини ( $3,00 \text{ г/см}^3$ ) на розділі *Мохо* приурочені до Приазовського мегаблоку, північно-східної частини Коростенського плутону і крайньої північно-західної частини Росинського мегаблоку УЩ. На решті території щита, за винятком областей підвищених значень, густина дорівнює  $3,05 \text{ г/см}^3$ . Слід зазначити, що область низької густини в межах Коростенського плутону, яка присутня на всіх зрізах земної кори, підтверджена результатами раніше виконаних робіт [Макаренко и др. 2003; Bogdanova et al. 2004] (див. Розділ 1), 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 *Мохо*.

На ВПП густина на розділі *Мохо* плавно збільшується з півдня на північ від  $3,05$  до  $3,15 \text{ г/см}^3$ . Знижені значення густини ( $3,05 \text{ г/см}^3$ ) спостерігаються в східній частині Південноукраїнської монокліналі. Решта територія структури ущільнена до  $3,10\text{--}3,15 \text{ г/см}^3$ .



У ЗЧЗ густина збільшується з південного заходу на північний схід від 3,00 до 3,05 г/см<sup>3</sup>. СЧЗ більш ущільнена: на тлі густини 3,05 г/см<sup>3</sup> в її центральній частині розташована область з густиною 3,10–3,15 г/см<sup>3</sup>. Підвищеними значеннями характеризується західна частина Індоло-Кубанського прогину (3,05–3,15 г/см<sup>3</sup>), південна і західна частини Криму (3,15–3,20 г/см<sup>3</sup>) і західна частина СП в межах північно-західного шельфу Чорного моря (3,20 г/см<sup>3</sup>). У Чорноморській мегазападині зони більш низької густини (2,95–3,00 г/см<sup>3</sup>) розташовані в південно-західній частині (на болгарському шельфі і кордоні з

Західними Понтидами) і на захід від Синопської западини. На хребті Архангельського густина знижена до 2,90–2,95 г/см<sup>3</sup>.

## 5.2. Прогнозний склад консолідованої земної кори

Методика виділення «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шарів докладно описана в Розділі 2. Схеми потужностей умовно виділених шарів окремих регіонів (УЩ, ДДЗ і Донбасу, Чорноморської мегазападини і прилеглих територій) висвітлені в Розділі 3 і роботах [Купrienko и др. 2007а, б; 2010; Старостенко и др. 2013, 2017 б (див. Розділ 1); Орлюк и др. 2018; Пашкевич и др. 2018]. У цьому розділі представлені об'єднані схеми для території України і суміжних регіонів.

Потужність *«гранітного» шару* змінюється від 0 до 25 км (рис. 5.5). Найбільші значення відзначаються під центральною частиною Великого Кавказу, північною частиною Азовського моря, центральною і східною частинами Південноукраїнської монокліналі, а також під структурами, суміжними з Чорноморською мегазападиною із заходу.

На УЩ на північ від Коростенського плутону, в східній частині Середньопридніпровського і на крайньому півдні Інгульського мегаблоку потужність «гранітного» шару більше 15 км. У центральній і східній частинах УЩ потужність шару становить 10–15 км. Придніпровський, Бузький, південно-західна частина Росинського мегаблоку і велика частина Голованівської шовної зони характеризуються відсутністю «гранітного» шару або малою його потужністю (до 5 км).

В ДДЗ «гранітний» шар відсутній в центральних частинах Ізюмського і Лохвицького сегментів, а в Чернігівському сегменті його потужність менше 5 км. У напрямку до ВКМ і УЩ потужність «гранітного» шару збільшується до 10 км. Зона відсутності гранітного шару в Донбасі відповідає відкритому Донбасу, де безпосередньо на поверхні стародавнього фундаменту залягають рифейські відклади [Соллогуб и Чекунов 1985].

В Чорноморській мегазападині «гранітний» шар стоншений, а в її центральній частині він повністю виклинюється. Тут осадові відклади залягають безпосередньо на «базальтовому» шарі. Зона мінімальних значень потужності поширюється звідси на захід до Балканід і Мізійської плити, та на схід до Аджаро-Тріалетії. На півдні Чорноморської мегазападини потужність «гранітного» шару збільшується до 10–15 км у напрямку до Понтид. Під західною частиною СП потужність шару досягає значень 10–15 км, а під східною частиною шар стоншено до 5 км, в південній частині Азовського моря він відсутній.



Райони, в яких відсутній «гранітний» шар розташовані в різних за віком тектонічних регіонах. Цілком ймовірно, що причиною відсутності шару є рифтогенез (розтягнення кори і часткове впровадження порід основного складу в верхні частини земної кори) [Чекунов 1989] (див. Розділ 2).

Потужність «діоритового» шару змінюється від 0 до 25 км (рис. 5.6). Максимальні її значення спостерігаються в західній частині УЩ, в Подільському і південній частині Росинського мегаблоків. Шар істотно потовщений в Голованівській шовній зоні, а також на захід від Південноукраїнської монокліналі.

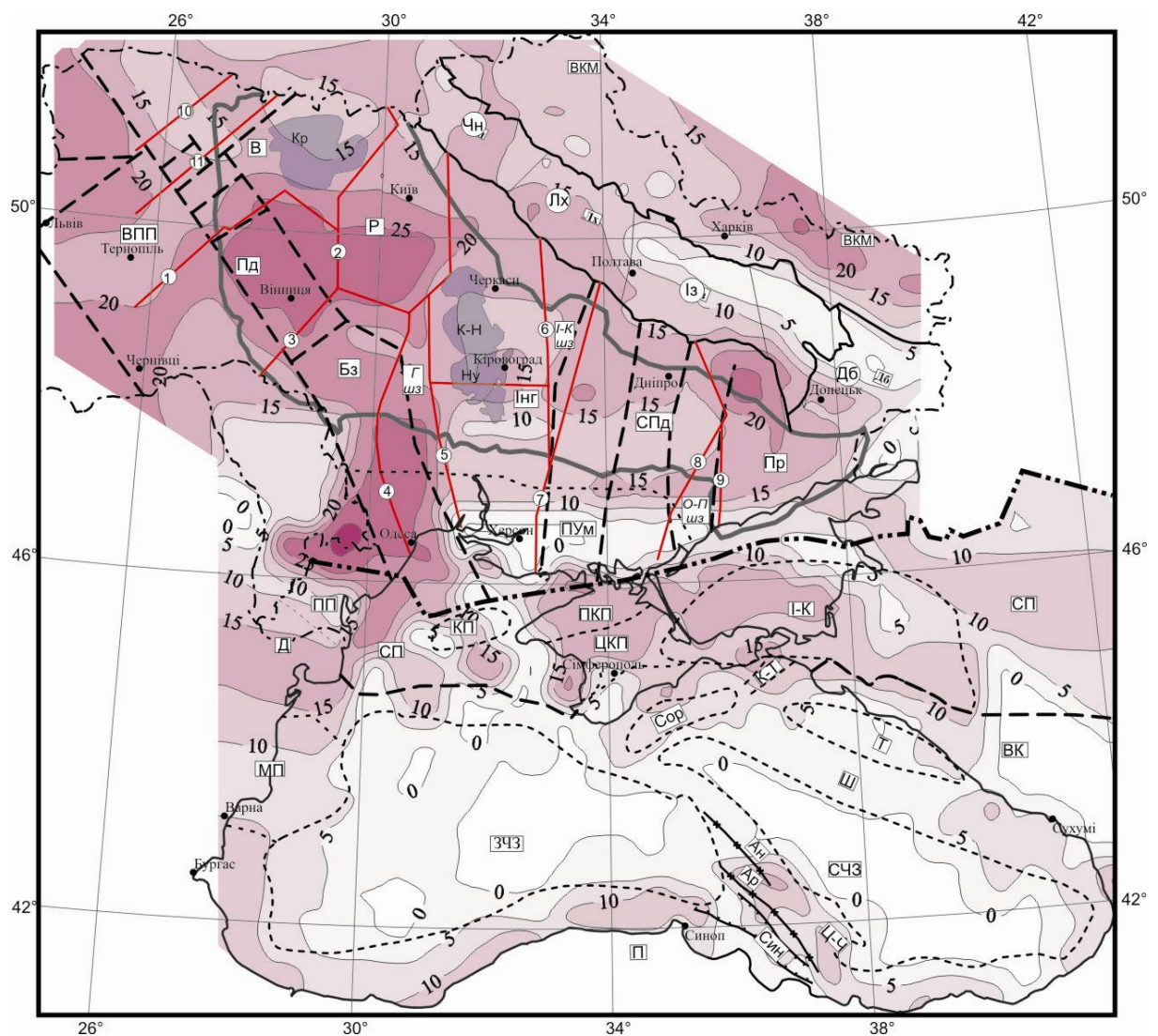


Рис. 5.6. Схема потужності «діоритового» (середня кора) шару земної кори, км. Умовні позначення див. на рис. 5.1.

Великою потужністю «діоритового» шару характеризується область, розташована на північний захід від Приазовського мегаблоку УЩ.

Мінімальні значення потужності «діоритового шару» спостерігаються в Донбасі, Ізюмському сегменті ДДЗ, центральній та східній частинах Південноукраїнської монокліналі і в центральній частині Чорноморської мегазападини, де в СЧЗ і окремих областях ЗЧЗ він повністю виклинюється. В Степовому Криму, південній частині Азовського моря і в Добруджі потужність «діоритового» шару складає 15 км.

На ВКМ шар потовщений до 20–25 км в південно-східній частині, в північно-західній потужність зменшується до 10–15 км. На ВПП потужність «діоритового» шару становить 15–20 км.

*«Базальтовий» шар* істотно потовщений (до 30–35 км) в окремих зонах УЩ переважно субмеридіонального простягання, які тяжіють переважно до районів проекції на земну поверхню зон різкого зсуву розділу Мохо (рис. 5.7). Великі потужності шару також відзначені в Донбасі, Великому Кавказі, південній частині Криму та вздовж північної периферії Чорноморської мегазападини, де спостерігаються інтенсивні позитивні аномалії гравітаційного поля.

В ДДЗ «базальтовий» шар стоншено до 10–15 км. Найменша потужність шару (менше 10 км) спостерігається в західній частині Ізюмського сегменту. В межах УЩ потужність «базальтового» шару зменшується до 5 км на північ від Коростенського плутону, в Приазовському, центральній частині Середньопридніпровського і південно-східній Інгульського мегаблока. В південно-східній частині ВКМ шар стоншено до 5 км, а в північно-західній потужність шару зростає до 15 км.

В Чорноморській мегазападині шар стоншений в центральній частині: в ЗЧЗ – до 5 км, в СЧЗ – до 10 км. Мінімальна потужність «базальтового» шару також спостерігається на хребті Архангельського. СП характеризується чергуванням блоків більшої і меншої потужності.



або область розосередженого багатокілометрового «дифузного» переходу. Виникнення цього переходу, на думку автора роботи [Минц 2016], найімовірніше, пов'язане з мантийно-плюмовими процесами. Розплави більш-менш безперешкодно пересувалися до поверхні, і перетворення кори визначалося виключно інтенсивним високотемпературним метаморфізмом, в результаті якого в обстановці відносно слабких деформацій породи нижньої кори ставали акустично прозорими, подібними породам мантиї. Аналогічні зміни акустичних характеристик кори, які підстеляють стародавні рифти і депресії, були встановлені і при дослідженні молодих структур того ж типу (див., наприклад, [Collier et al. 1994; Krawczyk et al. 1999]). За даними сейсмометрії цей перехід має проміжні швидкості проходження сейсмічних хвиль (7,2–7,7 км/с), які є аномально великими для кори, але малими для мантиї; підвищену потужність земної кори; появу в останній мінералогічних асоціацій підвищених тисків і проявів ультраосновного магматизму [Соллогуб 1986] (див. Розділ 1).

Автори робіт [Чекунов и Соллогуб 1979; Соллогуб 1986 (див. Розділ 1); Чекунов 1989 (див. Розділ 2)] виділяють п'ять типів такого переходу. *Перший* характеризується однією границею розділу Мохо, де швидкість стрибкоподібно змінюється до 8,0–8,4 км/с. Цей тип спостерігається рідко в спокійних тектонічних регіонах і на ділянках дуже тонкої кори. *Другий* переважає на древніх платформах, в тому числі і щитах, і має два різновиди: для першого характерна наявність чіткого сейсмічного горизонту зі швидкістю 8,1 км/с і потужного шару з безліччю відбиваючих майданчиків; другий складається виключно з «хмари» таких майданчиків, що ускладнюють можливість однозначного проведення границі кора–мантия. Коровий і мантийний матеріал тут перемішаний, а роль мантийної компоненти зростає зі збільшенням глибини. Тому в 3D гравітаційній моделі коромантийна суміш завжди приймається з градієнтним наростанням густини з глибиною. *Третій* тип відзначається наявністю границі кора–мантия в низах кори, що властиво рифтовим структурам. Для *четвертого* типу характерна наявність двох і більше границь розділу Мохо (відмінність в глибині досягає 8–10 км). Виникнення дублікатів розділу Мохо



притаманне регіонам, що зазнали перебудови тектонічних планів, і відзначається на ділянках, де раніше існували геосинклінальні області. Можливо, один розділ Мохо є більш молодим, другий утворився в період формування більш древніх структур і зберігся до нашого часу. *П'ятий* тип переходу пов'язаний з дією механічних причин, які призвели до латерального переміщення блоків з перекриттям сейсмічних горизонтів. Цей тип територіально розвинений мало і спостерігається на ділянках контрастного зчленування різновікових структур.

В роботі [Чекунов и Соллогуб 1979] ДДЗ відносять до четвертого типу переходу кора–мантія, який має більше однієї різкої границі Мохо з відповідними значеннями швидкісних параметрів. Однак на думку [Старостенко и др. 2012] (див. Розділ 2), для 3D гравітаційних моделей УЩ [Куприенко и др. 2007а] (див. Розділ 1) і ДДЗ [Куприенко и др. 2010] (див. Розділ 1) найбільш відповідний третій тип, для якого характерна поява в низах кори потужного шару коромантії суміші зі швидкостями 7,4–7,7 км/с, обмеженого знизу горизонтом зі швидкістю 8,1 км/с. Ймовірно, наявність КМ пов'язана з процесами перетворення речовини і відповідає формуванню нового розділу Мохо, становлення якого ще не закінчено. Верхня межа шару коромантії суміші, на думку авторів [Чекунов и Соллогуб 1979], – «дифузія». Для закріплення цієї межі в 3D гравітаційній моделі вельми умовно їй присвоєно значення  $3,04 \text{ г/см}^3$ , що відповідає швидкості 7,2 км/с і окреслює зону зі швидкістю 7,4–7,7 км/с.

3D гравітаційне моделювання доповнило існуючі двовимірні дані ГСЗ і дало можливість побудувати схему розповсюдження коромантії суміші по площі (рис. 5.8). КМ більш поширена в західній частині УЩ, де присутні деякі розходження в картуванні її за швидкісними ( $V_p > 7.2 \text{ км/с}$ ) і гравітаційними ( $\rho > 3,04 \text{ г/см}^3$ ) даними. Сейсмічні швидкості  $V_p > 7,2 \text{ км/с}$  фіксуються в розрізі кори потужністю більше, ніж 45 км, тобто в товстій корі за прийнятою типізацією. За гравітаційним моделюванням коромантіїна суміш виявилась на деяких ділянках нормальною за потужністю (40–45 км) кори і, навпаки, не всюди високошвидкісні частини розрізу в товстій корі мають густину більшу ніж 3,04

г/см<sup>3</sup>, характерну для коромантійної суміші [Старостенко 2006] (див. Розділ 1). КМ в межах нормальної кори фіксується в районах, де встановлені похилі внутрішньокорові і мантийні розломи, які є складовою довгоживучої та складно побудованої зони зчленування (колізії) Феноскандії і Сарматії [Bogdanova et al. 2001; Thybo et al. 2003] (див. Розділ 1). З цією зоною пов'язано формування таких значних структур, як Волино-Подільський (Осницько-Мікашевичський) вулканічний пояс і Волино-Оршанський рифт північно-східного простягання.

На території Волинського мегаблоку коромантійна суміш фіксується в західній частині. Значення густини на покрівлі 3,04 г/см<sup>3</sup>, а на підшві 3,20 г/см<sup>3</sup>.

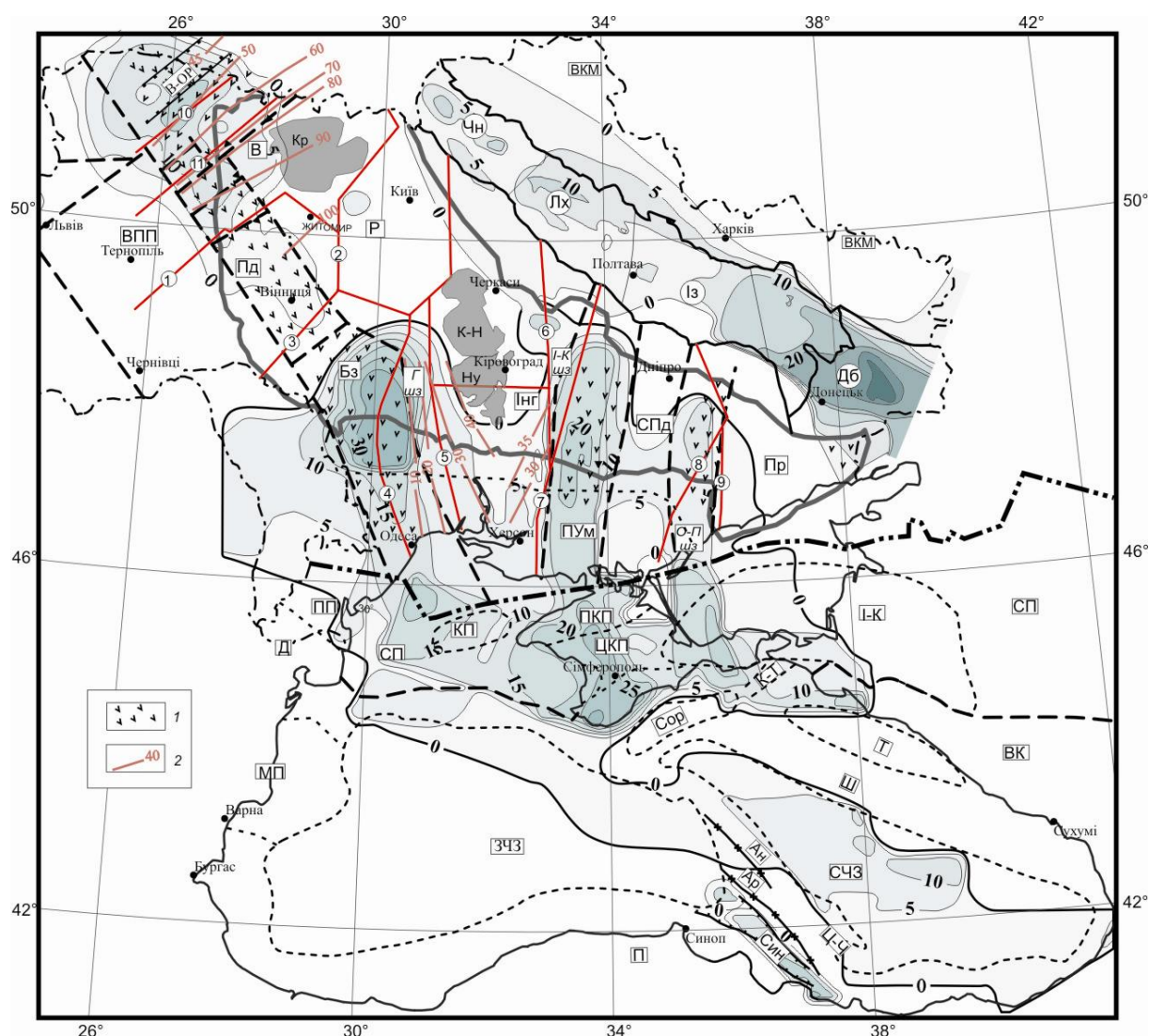


Рис. 5.8. Схема розповсюдження і потужності коромантійної суміші, км: 1 – коромантійна суміш, за даними ГСЗ; 2 – ізолінії глибин залягання поверхні полого нахилених глибинних розломів (імовірно типу насув-підсув), км за [Старостенко и др. 2007]. Інші умовні позначення див. на рис. 5.1.

На значній площі КМ поширена в межах західної частини Волинського мегаблока (густина на підшві шару  $3,18 \text{ г/см}^3$ ), в Голованівській шовній зоні та на заході Середньопридніпровського мегаблока (густина на підшві шару  $3,20 \text{ г/см}^3$ ). На захід від Оріхів-Павлоградської шовної зони, між Девладівською і Конкською зоною розломів, розташована коромантійна суміш, присутність якої встановлена по геотраверсу ІІІ [Чекунов 1993] (див. Розділ 1). Покрівля її з глибини 41 км на північному сході занурюється в південно-західному напрямку до 43 км. Підшва суміші залягає на глибині 45 км і має густину  $3,07 \text{ г/см}^3$ . Коромантійна суміш розповсюджена на території Східноприазовського блоку [Омельченко 2005]. Глибина залягання покрівлі суміші коливається в межах 38–40 км. Підшва суміші занурюється в східному напрямі від 40,5 км до 47 км, густина на підшві  $3,17 \text{ г/см}^3$ .

В межах ДДЗ і Донбасу коромантійна суміш поширена з різною потужністю практично повсюдно. Відсутня на більшій частині південного схилу ВКМ, а також в південно-західній частині Ізюмського сегмента. Найбільша потужність (10–30 км) спостерігається в Донбасі.

На УЩ (південний і західний схили) і в Південноукраїнській монокліналі коромантійна суміш приурочена до ступенів на розділі Мохо. Далі вона поширюється на південь в район СП, південна границя якої обмежує її розповсюдження в межі Чорноморської мегазападини, де суміш присутня тільки в Синопській і центральній частині СЧЗ.

За перевагою частини (частки) «гранітного», «діоритового» і «базальтового» шару в потужності кристалічної кори для України і прилеглих територій побудовано схему типів кори (рис. 5.9). Визначено наступні типи кори.

*Гранітний* характерний для Коростенського плутону; окремих частин південного схилу УЩ, що примикають до Інгульському і центральній частини Середньопридніпровського мегаблока; блоків Південноукраїнської монокліналі, які розташовані між областями ступенів в розділі Мохо; області, розташованої на північ від Індоло-Кубанського прогину, що примикає до Приазовському

мегаблоку УЩ; окремих блоків Скіфської і Мізійської плит; хребта Архангельського і окремих областей на півдні Чорноморської мегазападини.

*Гранітно-діоритовий* тип кори присутній у Волинському, Інгульському і Середньопридніпровському мегаблоках УЩ. У Волинському мегаблоці він окреслює із заходу, півдня і сходу область поширення кори гранітного типу. У Інгульському мегаблоці гранітно-діоритовий тип кори поширений на півночі, в центральній і східній частинах Новоукраїнського масиву, в південно-західній частині мегаблока, яка зі сходу обмежена Західноінгулецьким розломом, а також в області, розташованій на північний схід від Корсунь-Новомиргородського плутону (в районі м. Черкаси). У західній і східній частинах Середньопридніпровського мегаблока гранітно-діоритовий тип кори поширений вузькими смугами, які продовжуються на північний схил УЩ.

Гранітно-діоритовий тип кори також присутній в Добруджі, в шельфовій частині Мізійської плити, в північно-східній частині ВКМ. Окремі невеликі фрагменти цього типу кори спостерігаються в Чорноморській мегазападині, в східній частині СП, а також в південно-західній частині Приазовського мегаблока УЩ.

*Діоритовий тип* кори поширений на більшій частині України. Він присутній в південно- та північно-західній частинах Волинського, на значній частині Росинського, Інгульського, Середньопридніпровського і Приазовського мегаблоків УЩ; в бортових частинах ДДЗ і на більшій частині ВКМ і ВПП.

Діоритовий тип кори спостерігається в східній частині Південноукраїнської монокліналі і в окремих блоках СП: в районі північно-західного шельфу Чорного моря, в центральній частині Індоло-Кубанського прогину і на схід від нього. Цей тип кори фрагментарно присутній на західному шельфі і на південь від ЗЧЗ, а також на північний схід від хребта Архангельського.

*Підтип 1 базальтоїдного типу* найпоширеніший в північній частині ВПП, Подільському, східній частині Бузького, і на значній частині Росинського мегаблока УЩ, в ГШЗ, центральній частині ДДЗ (в Лохвицькому, Ізюмському та

Донбаському сегментах), східній частині Південноукраїнської монокліналі, в Криму, західній частині СП, на північно-східному шельфі Чорного моря, в східній частині ЗЧЗ і в Синопській западині. Окремими фрагментами цей тип кори зафіксовано в Росинському, Середньопридніпровському і східній частині Приазовського мегаблока УЩ, Чернігівському сегменті ДДЗ, на піднятті

Шатського, в східній частині ЗЧЗ та Східночорноморській западині (СЧЗ), а також в східній частині СП.

*Підтип 2 базальтоїдного типу* найпоширеніший в Ізюмському та Донбаському сегментах ДДЗ, ЗЧЗ та СЧЗ. Фрагментарно він фіксується на піднятті Шатського, а також в западинах Сорокіна і Туапсинській.

*Підтип 3 базальтоїдного типу* розповсюджений в Ізюмському та Донбаському сегментах ДДЗ, а також в СЧЗ і ЗЧЗ. В СЧЗ він охоплює практично всю акваторію, а в ЗЧЗ присутній в двох областях: на сході (великій за розмірами) і південному заході (незначних розмірів). У вигляді окремих локальних ділянок він спостерігається на північній периферії Чорного моря в області інтенсивних позитивних гравітаційних аномалій.

Областям сильнорозтягнутої континентальної кори в ЗЧЗ і СЧЗ, які виділені в роботі [Nikishin et al. 2015a] (див. Розділ 1), відповідають підтипи 1 і 2 базальтоїдного типу кори. У ЗЧЗ присутні включення діоритового типу і поширення типів кори має мозаїчний вигляд, що вказує на меншу ущільненість ЗЧЗ порівняно з СЧЗ. Області океанічної кори, за [Nikishin et al. 2015a] (див. Розділ 1) також по-різному проявляються в обох западинах. У СЧЗ їм відповідає підтип 3 базальтоїдного типу кори з вмістом в ньому базальту 100 %. У ЗЧЗ такий тип кори присутній тільки в північно-східній і південно-західній частинах, а на решті території, в області поширення океанічної кори, спостерігаються підтипи 1 і 2 базальтоїдного типу кори. Можна зробити висновок про те, що основність кори СЧЗ більше, ніж ЗЧЗ. Області океанічної кори в роботі [Nikishin et al. 2015a] (див. Розділ 1) представлені в узагальненому вигляді. За даними 3D гравітаційного моделювання вони дефференційовані, розбиті на блоки, які мають різний вміст базальту. Це не суперечить сейсмічним даним, згідно з якими океанічна кора може складатися з серпентинізованої верхньої мантії [Nikishin et al., 2015a] (див. Розділ 1).

Таким чином, в Чорноморській мегазападині і прилеглих територіях переважають підтипи 1 і 2 базальтоїдного типу кори. Виняток становлять західна і південна її частини, а також східна частина СП.



На заході УЩ переважає базальтоїдний (підтип 1) тип кори, на сході – діоритовий і гранітно-діоритовий. Таким чином, присутня регіональна закономірність зменшення основності кори щита із заходу на схід. Це підтверджують дані роботи [Старостенко и др. 2002] (див. Розділ 1), в якій йдеться про те, що УЩ входить до складу Західного, Центрального і окраїнної частини Східного надструктурних елементів південно-західної частини СЄП, які відрізняються середньою потужністю кори, її складом, структурним планом і диференціацією рельєфу розділу Мохо. Зменшення основності спостерігається і в шовних зонах: від базальтоїдного (підтип 1) і діоритового типів кори в ГШЗ та Інгулецько-Криворізькій шовних зонах до діоритового типу кори в Оріхівсько-Павлоградській.

В ДДЗ на тлі діоритового переважає підтип 1 базальтоїдного типу, який в Лохвицькому та Донбаському сегментах переходить в підтипи 2 і 3. Основність кори збільшується з північного заходу на південний схід, підпорядковуючись сегментації структури.

На південному заході Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів і в західній частині Корсунь-Шевченківського масиву рапаківіідних гранітів в Інгульському мегаблоці УЩ, в північній прибортовій зоні ДДЗ, на ВЕП на північ від Криму, в західній частині СП, в центральній частині ЗЧВ та на північний захід від Синопської западини фіксується особливий тип кори, який характеризується присутністю в розрізі «базальтового» і «гранітного» шарів (при відсутності або дуже малій потужності «діоритового»).

## Висновки до Розділу 5

- Вперше для всієї платформної частини України і суміжних територій за результатами 3D гравітаційного моделювання побудовано:
  - схеми розподілу густини на певних глибинах (поверхня фундаменту, 10, 20, 30 км, розділ Мохо);



- схеми потужностей умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів (в зарубіжній літературі це верхня, середня, нижня кора) та коромантійної суміші.
- Найпотужніший шар коромантійної суміші спостерігається на півночі ВПП, в Донбаському сегменті ДДЗ, в ГШЗ, західній частині Середньопридніпровського мегаблока УЩ, західній частині Криму. На УЩ, його південному і західному схилах і в Південноукраїнській монокліналі коромантійна суміш приурочена до ступенів на розділі Мохо. Далі вона поширюється на південь в район СП, південна границя якої обмежує її розповсюдження в межі Чорноморської мегазападини, де суміш присутня тільки в Синопській і центральній частині СЧЗ.
- Вперше для України і прилеглих територій визначено гранітний, гранітно-діоритовий, діоритовий і базальтоїдний типи кори. Останній представлений підтипами з різним вмістом в ньому базальту: підтип 1 – 40–70%, підтип 2 – 70–90%, підтип 3 – 100 %. На заході УЩ переважає базальтоїдний тип кори. На сході – діоритовий і гранітно-діоритовий. Таким чином, присутня регіональна закономірність зменшення основності кори щита із заходу на схід. Зменшення основності спостерігається і в шовних зонах: від підтипа 2 базальтоїдного і діоритового типів кори в Голованівській шовній зоні до підтипа 1 базальтоїдного і діоритового типів в Інгулецько-Криворізькій шовній зоні та діоритового в Оріхів-Павлоградській. В ДДЗ основність кори збільшується з північного заходу на південний схід, підпорядковуючись сегментації структури. У Чорноморській мегазападині і прилеглих територіях переважає базальтоїдний тип кори. Виняток становлять західна і південна її частини, а також східна частина СП. Основність кори СЧЗ більше, ніж ЗЧЗ.
- Вперше виділено тип кори, який характеризується присутністю в розрізі «базальтового» і «гранітного» шару (при нульовій або дуже малій потужності «діоритового» шару). Подібний тип кори присутній в Інгульському мегаблоці УЩ, в північній бортовій зоні ДДЗ, а також в Чорноморській мегазападині.

### Перелік використаних джерел до Розділу 5

1. Кук КЛ (1970) Рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов. В: Беляевский Н.А. (ред) Система рифтов земли. МИР, Москва, с 150–173
2. Куприенко ПЯ, Красовский АС, Пономарева ТИ (2005) Плотностная модель земной коры юго-западной части Украинского щита и прилегающих структур по данным объемного гравитационного моделирования. В: Тезисы 32-ой сессия международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики комплексной интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Горный институт УрО РАН, Пермь, с 146–148
3. Минц МВ (2016) Сейсмические образы коромантийной границы как отражение геодинаміки докембрийского корообразования. Геофизические исследования 17(1):65–82
4. Омельченко ВД (ред) (2005) Анотований звіт «Геофізичні дослідження літосфери вздовж профілю ГСЗ Маріуполь – Феодосія - Чорне море (проект DOBRE-2)». Інститут геофізики НАН України, Київ
5. Орлюк МИ, Пашкевич ИК, Бурахович ТК, Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Цветкова ТА (2018) Украинский щит. В: Старостенко ВИ, Гинтов ОБ (ред) Очерки геодинамики Украины. ВІ ЕН ЕЙ, Киев, с 24–36
6. Пашкевич ИК, Куприенко ПЯ, Макаренко ИБ, Савченко АС (2018) Геодинамика Днепровско-Донецкой впадины. В: Старостенко ВИ, Гинтов ОБ (ред) Очерки геодинамики Украины. ВІ ЕН ЕЙ, Киев, с 310–323
7. Соллогуб ВБ, Чекунов АВ (1985) Принципиальные черты строения литосферы Украины. Геофизический журнал 7 (6):43–54
8. Старостенко ВИ, Гинтов ОБ, Пашкевич ИК, Бурахович ТК, Кулик СН, Куприенко ПЯ, Кутас РИ, Макаренко ИБ, Орлюк МИ, Цветкова ТА (2007) Металлогения Украинского щита: закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых, связь с глубинным строением и динамикой литосферы. Геофизический журнал 29(6):3–31

9. Чекунов АВ, Соллогуб ВБ (1979) Земная кора – вопросы структуры и эволюции. Геофизический журнал 1(1):19–35
10. Bogdanova S and EUROBRIDGE Seismic Working Group (2001) Major geological and geophysical records of Paleoproterozoic accretionary tectonics in the western part of the East European Craton. In: Joint meeting of EUROBRIDGE and SVEKALAPKO projects, St.Petersburg, Russia, 1-3 November 2001, p 7–9
11. Collier JS, Buhl P, Tome M, Watts AB (1994) Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean). Geophys J Inter 118:159–180
12. Krawczyk CM, Stiller M (1999) DEKORP–BASIN Research Group. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. Tectonophysics 314:241–253

## РОЗДІЛ 6. НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ І РУДНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

### 6.1. Розломна тектоніка консолідованого фундаменту і нафтогазоносність північно-західного шельфу Чорного моря

Зважаючи на велику ступінь виснаження основних родовищ Східного і Західного нафтогазоносних регіонів, існує нагальна потреба наукового обґрунтування та виділення першочергових об'єктів на акваторіях Південного регіону [Толкунов и Гаврилюк 2018]. За підрахунками [Мельничук та ін. 2003] вуглеводневий потенціал північно-західного шельфу Чорного моря становить близько 46 % нерозвіданих запасів акваторій українського сектора. Ресурсна база акваторій Чорного моря перебуває ще на початковій стадії освоєння. В шельфовій зоні Чорного моря прогнозується більше 20 % від усіх ресурсів України, але розвідано всього 3–5 %, видобуто не більше 5 %. За 40 років інтенсивних геологорозвідувальних робіт відкрито лише вісім газових і газоконденсатних родовища [Толкунов и Гаврилюк 2018]. За розвіданими запасами тільки три із них (Голіцинське, Штормове та Одеське) є середніми, а решта (Південнохоліцинське, Архангельське, Шмідтівське, Кримське, Безіменне) дрібні.

Причиною невдачі поточних результатів розвідки покладів вуглеводнів є відсутність наукового обґрунтування вибору об'єктів пошукового буріння. Хоча на утворення вуглеводів впливають термодинамічні і фізико-хімічні фактори, а формування їх скупчень залежить від характеру колекторів, покриток і пасток, рекомендації виробничих організацій щодо розміщення свердловин традиційно ґрунтуються переважно на даних детальних сейсмозвідувальних робіт. Але за своєю роздільною здатністю МСГТ спроможний в кращому випадку фіксувати лише геометричну конфігурацію горизонтів відбиття в осадовій товщі без будь-якої оцінки можливої присутності вуглеводнів. Іншими словами, при використанні для підготовки структур тільки сейсмічної інформації висвітлюються умови для кінцевої стадії утворення родовищ, до якої справа

може не дійти, якщо для цього бракує вуглеводнів. На структурах північно-західного шельфу, які були підготовлені детальною сейсморозвідкою, лише в 10 виявили родовища або ознаки вуглеводнів [Кабанов и др. 2004].

З огляду на цю ситуацію вирішальним чинником успішного прогнозування покладів нафти і газу на північно-західному шельфі Чорного моря є вивчення глибинної будови і зв'язку з нею розміщення покладів вуглеводнів, їхніх джерел, шляхів міграції, умов накопичення та збереження. Це завдання може бути найбільш ефективно вирішено спільним аналізом потенціальних полів.

### **6.1.1. Зіставлення газових родовищ і їх аналогів з розломною тектонікою**

Комплексним підходом до прогнозування перспективних газonosних об'єктів, виділених сейсморозвідкою на північно-західному шельфі, вирізняється інтерпретація даних гравіметрії, магнітометрії і супутникової альтиметрії поверхні моря з використанням удосконаленого методу аналогії [Кабанов и Беланов 2001; Кабанов и др. 2004]. Для 74 структур було визначено рейтинг, за яким рекомендована черговість подальших робіт, проте не врахували важливий елемент прогнозування – розгляд глибинної будови району робіт. Тому зроблена спроба зіставити оцінку перспектив структур і виділення аналогів родовищ [Кабанов и др. 2004] з системами розломів, що детально описані в роботі [Старостенко и др., 2005] (див. Розділ 1) та Розділі 4. Насамперед було проаналізовано розташування структур-аналогів Голіцинського, Архангельського і Штормового родовищ відносно різних систем розломів.

За класифікацією [Кабанов и др. 2004], до аналогів Голіцинського родовища належать Південноголіцинське родовище та структури: Гордієвича, Міжводненська, Тарханкутська, Бортова, Південна Бортова, Каламітська, Західна Крейдяна, Нахімовська, Корніловська і Губкіна Південна. Аналогами Архангельського та Одеського родовищ є Комсомольська, Губкіна Східна і Губкіна Центральна. Тільки структура Катран класифікована як аналог родовища Штормове (рис. 6.1).

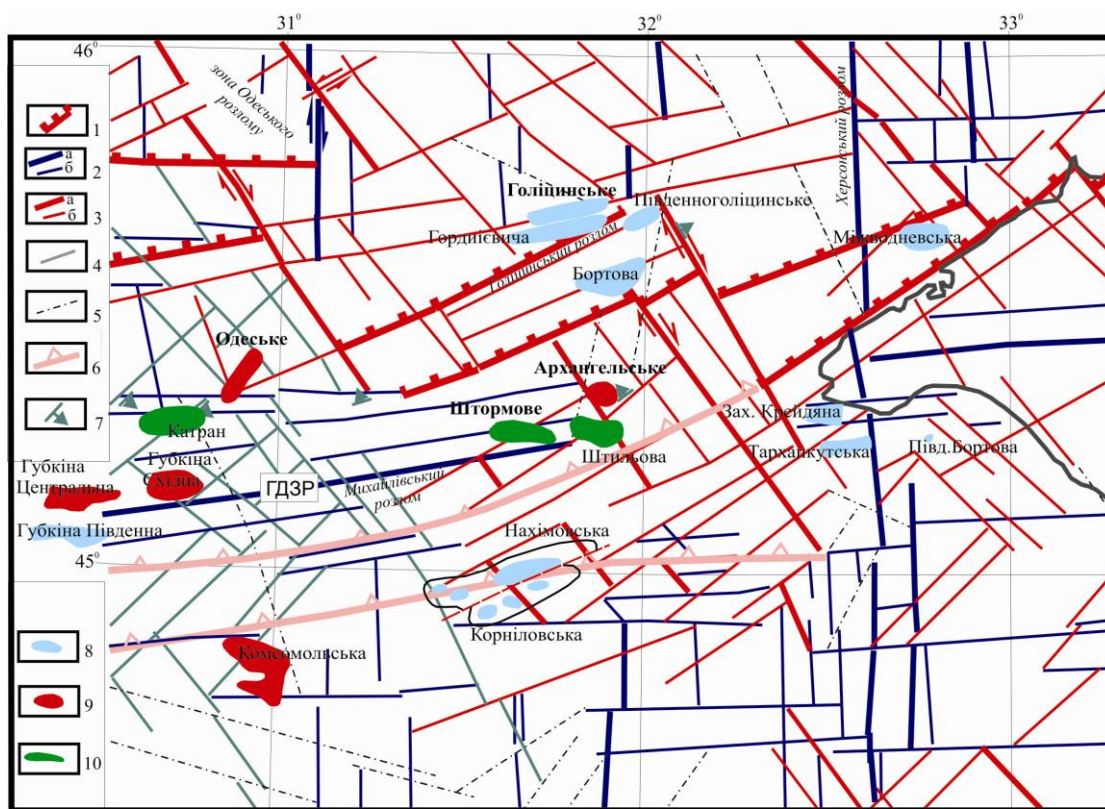


Рис. 6.1. Зіставлення аналогів родовищ, за [Кабанов и др. 2004] з системами розломів, за [Старостенко и др. 2005] (див. Розділ 1): 1 – границя ССП як зміна структурного плану консолідованої кори; 2 – розломи діагональної системи (а – головні, б – інші); 3 – розломи ортогональної системи (а – головні, б – інші); 4 – дугоподібні та ортогональні до них розломи; 5 – інші розломи; 6 – фронт неоальпійських насувів, за [Finetti 1988] (див. Розділ 4); 7 – напрямок падіння розломів за даними ГСЗ; 8–10 – аналоги родовищ: 8 – Голіцинського; 9 – Архангельського і Одеського; 10 – Штормового. ГДЗР – Губкінсько-Донузлавська широтна зона розломів.

Родовища Штормове і Архангельське та їхні структури-аналоги належать до субширотних розломів відомої Губкінсько-Донузлавської зони розломів. Виняток складає Одеське родовище, яке, імовірно, відноситься до вузла перетину цієї зони з розломами північно-східного простягання. Аналоги Голіцинського родовища досить чітко тяжіють до північно-східних розломів, субпаралельних границі ССП, за винятком структури Губкіна Південна, яка, імовірно, знаходиться в Губкінсько-Донузлавській широтній зоні. Водночас

такі родовища, як Голіцинське, Гордієвича, і структури Бортова, Міжводненська, локалізуються в зоні зчленування СЄП із СП, а структура Бортова розташована в крайовій частині Каркінітського прогину.

Структури-аналоги Голіцинського родовища (Нахімовська, Корніловська, Західна Крейдяна, Тарханкутська і, можливо, Південна Бортова) пов'язані з тією ж північно-східною системою розломів, але в межах Каламітського валу.

### **6.1.2. Зіставлення систем розломів, особливостей геофізичних полів і газоносності**

Приуроченість структур, які є аналогами одних і тих самих родовищ [Кабанов и др. 2004] до різних систем розломів, нафтогазових районів і зон [Бондарчук и Герасимов 2004] показала, що типізацію структур потрібно розробляти на іншій інформаційній базі. Для цього було визначено, які риси магнітного (локального і регіонального) і гравітаційного (залишкового і регіонального) полів є характерними для всіх родовищ і структур району дослідження. В таблицях 6.1, 6.2 (див. додатки 1, 2) для кожного родовища і структури відображені ці характерні риси полів: мінімуми, максимуми, градієнти, інтенсивність регіонального гравітаційного поля і простягання розломів, до яких вони тяжіють. Відповідні позначення присвоєні всім родовищам і структурам в межах району досліджень, які містяться на карті фонду структур південного нафтогазового регіону України [Карта 2004] (див. Розділ 4).

На рис. 6.2 зображено схему розломної тектоніки консолідованої кори сумісно з цими родовищами і структурами. Поєднання різних ознак прояву родовищ і структур в потенціальних полях створили дев'ять «типів», які так само були розглянуті на регіональному гравітаційному фоні.

Найрозповсюдженішим «типом» є поєднання мінімуму магнітного поля з максимумом гравітаційного (17 структур); градієнт магнітного і максимум



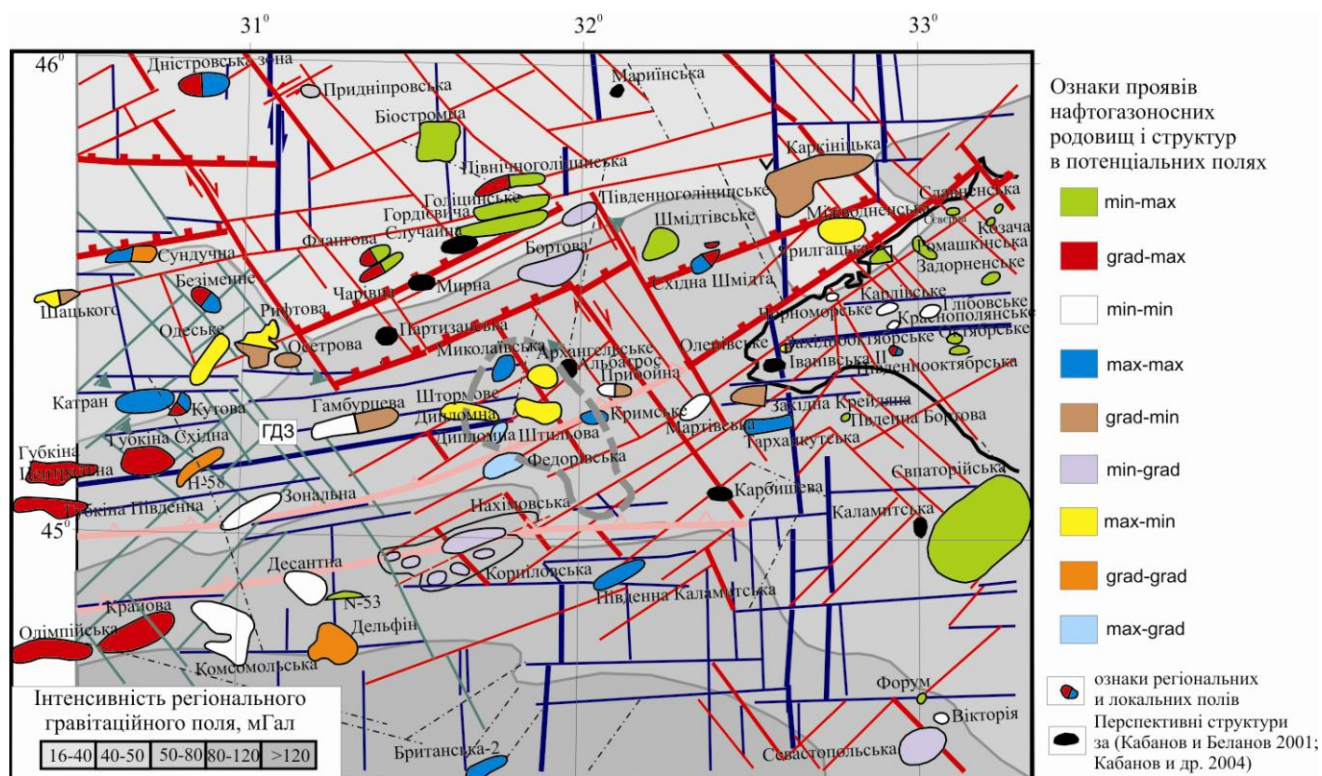


Рис. 6.2. Співвідношення родовищ вуглеводнів і структур, типізованих за ознаками їх проявів в потенціальних полях, і розломної тектоніки. Умовні позначення див. на рис. 6.1.

гравітаційного (14 структур); мінімум обох полів (11 структур); максимум обох полів (11 структур); градієнт магнітного і мінімум гравітаційного (6 структур); мінімум магнітного і градієнт гравітаційного (6 структур); максимум магнітного і мінімум гравітаційного (7 структур); градієнт обох полів (3 структури); максимум магнітного і градієнт гравітаційного (3 структури). Подвійним кольором показано структури, які мають різні співвідношення ознак регіонального магнітного поля і гравітаційного та локального магнітного і гравітаційного полів. Зазначимо, що набір ознак, де зустрічаються градієнти обох полів, чи будь якого з них, свідчить про розташування структури чи родовища безпосередньо в зонах розломів. Таких структур виявилося 29. Мінімуми гравітаційного поля, якщо вони локальні і лінійні, як відомо, можуть вказувати на роздробленість порід в зонах розломів. В такій ситуації зафіксовано 24 структури. Дійсно, такі родовища тяжіють до розломів діагональної системи,

або вузлів їх перетинання, а також до широтних розломів і зон розломів. В цих випадках таке положення підтверджується навіть морфологією структур і родовищ та їх простяганням.

Аналіз приналежності газових родовищ і їх аналогів до різних систем тектонічних порушень спільно з ознаками в геофізичних полях дав зовсім інші результати, ніж отримані раніше [Кабанов и др. 2004]. Так, до аналогів Голіцинського родовища віднесено Шмідтівське родовище, Північноголіцинська, Гордієвича, Біостромна, Флангова, Чарівна, Євпаторійська структури на акваторії, а в межах Кримського півострова – структури Ромашкінська, Северна, Славненька, Козача, Південнооктябрська і родовища – Ярилгадське і Задорнинське. За попередньою класифікацією [Кабанов и др. 2004] лише структура Гордієвича зарахована до аналогів Голіцинського родовища, у якого є найбільший добовий дебіт газу, бо воно складається з чотирьох продуктивних горизонтів в інтервалі від 500 до 2190 м. Іншими словами, оцінка газонасності інших згаданих структур занижена.

Всі без винятку родовища і структури в різній мірі пов'язані з розломами, субпаралельними границі СЄП і з самою границею СЄП та з вузлами їх перетину з північно-західними розломами, і розташовані на сході від західної гілки Одеської зони розломів. Вони належать до областей з регіональним гравітаційним полем інтенсивністю 16–40 мГл, який характеризує власне платформу. До тієї ж системи північно-західних розломів належать Південноголіцинське родовище, Нахімовська, Корніловська і Південна Бортова структури. Однак останні дві розташовані в області більш інтенсивного гравітаційного фону (80–120 мГл), який корелюється з відносно зниженим магнітним полем.

Західна група структур і родовищ практично не корелює з північно-східними розломами системи границі СЄП. Ця група більш тісно пов'язана з широтними розломами Губкінсько-Донузлавської зони, до яких належать Безіменне родовище та структури: Губкіна Східна, Губкіна Центральна, Катран,

Олімпійська і Крайова. Більшість з них фіксується градієнтами магнітного поля і максимумами гравітаційного.

Губкінсько-Донузлавська зона розломів як наскрізна на акваторії і в Криму концентрує різні типи родовищ і структур субширотного простягання. До неї належать Архангельське і Штормове родовища, Штильова структура (всі три фіксуються поєднанням магнітних максимумів і гравітаційних мінімумів), Кримське родовище (максимум, максимум), Прибойна (максимум, мінімум і регіональний магнітний градієнт), Західна Крейдяна (градієнт, мінімум) структури і в межах Кримського півострова Краснополянське, Глібовське (все в магнітних і гравітаційних мінімумах), Октябрьське родовища і Південнооктябрьська структура (магнітний мінімум і гравітаційний максимум). Наявність різних типів родовищ і структур в різних частинах цієї зони може бути зумовлена декількома причинами. По-перше, зона, ймовірно, була неодноразово активізована різною мірою і в різних структурах, які вона перетинає. По-друге, закладена на структурах різного складу кори, про що свідчить диференційованість інтенсивності магнітного поля, в тому числі і його регіональної компоненти, нарешті, низка родовищ і структур належить до вузлів перетинання широтних розломів цієї зони з північно-східними розломами.

Найбільш виразним і великим із таких вузлів є перетин Губкінсько-Донузлавської і Одеської зон розломів, який в магнітному полі фіксується позитивною регіональною аномалією з інтенсивністю близько 200 нТл (рис 6.2, сіра пунктирна лінія), ускладненою локальними ізометричними максимумами в південній частині. Цей максимум міститься в центрі так званої Одеської зони корової проникності, тобто «труби» дегазації глибоких горизонтів земної кори, в якій виділено канал вертикальної міграції глибинних метановміщувальних флюїдів [Лукін 2000; Кабанов и др. 2004; Старостенко и др. 2015]. Магнітна неоднорідність земної кори може бути пов'язана з надходженням вуглеводневих флюїдів крізь зону підвищеної проникності земної кори в вузлі перетину розломів, в якій відновлення мінералів заліза флюїдами призводить до утворення вторинного магнетиту [Кравченко и др. 2003]. Якщо взяти до уваги слабку

інтенсивність залишкового регіонального гравітаційного поля і те, що більшість газових родовищ України, за даними [Орлюк 2005], розташовані в областях магнітних максимумів, то, дійсно, цей вузол можна розглядати як один з перспективних на пошуки газових родовищ.

На користь перспективності вузлу перетину Губкінсько-Донузлавської і Одеської зон розломів вказують результати роботи [Корчин и Русаков 2019], в якій автори вперше встановили просторовий зв'язок між зонами низьких швидкостей (ЗНШ), які виявлені сейсмічними дослідженнями північно-західного шельфу Чорного моря у кристалічній корі на глибинах 6–16 км [Баранова и др. 2011] (див. Розділ 1), і трубою дегазації, до якої тяжіють родовища вуглеводнів. Вперше описано новий термобаричний механізм їх утворення, на користь якого свідчать активний температурний режим літосфери і глибинні геодинамічні процеси регіону. Для пород ЗНШ характерні підвищені значення тріщинуватості й пористості та знижена густина, пружні параметри і теплопровідність. Оскільки породи проникні й гігроскопічні, вони можуть більш вільно трансформувати, поглинати і локалізувати мантіїні вуглеводневі флюїди, які так само додатково руйнують гірське середовище. Отже, ЗНШ слід розглядати як новий критерій пошуку термобаричних пасток вуглеводнів. Сприятливі умови для накопичення абіогенного метану існують на глибині 6–16 км, що може істотно розширити вуглеводневий потенціал шельфу при використанні сучасної технології буріння.

В підсумку, аналізуючи тектонічне розташування родовищ і структур, слід зазначити, що виділені раніше перспективні структури [Кабанов и Беланов 2001; Кабанов и др. 2004] пов'язані, насамперед, з північно-східною системою розломів границі СЄП та з вузлами їх перетину з північно-західними розломами, за винятком структури Іванівська II, що тяжіє до широтних розломів (табл. 6.1, 6.2, див. додатки 1, 2).

Таким чином, головними розломами консолідованої кори, які можуть контролювати нафтогазові родовища і структури, є розломи діагональної системи, особливо північно-східного простягання, субпаралельні границі СЄП,

та широтні розломи і їх зони, які утворюють вузли перетину з розломами північно-західного напрямку і супроводжуються регіональними магнітними максимумами.

Загалом, в межах північно-західного шельфу спостерігається своєрідна симетрія положення родовищ і структур різного типу за ознаками прояву їх в потенціальних полях і приналежності до певних систем розломів відносно Голицинсько-Донузлавської зони розломів.

За ознаками покладів вуглеводнів в потенціальних полях і їх співвідношенням з системами розломів насамперед на увагу заслуговують структури Біостромна, Північноголицинська, Гордієвича, Флангова, Чарівна, Євпаторійська, які є аналогами середнього за запасами Голіцинського родовища, а також структури: Альбатрос, Федорівська, Дипломна, Міжводненська, Карбишева, Губкіна Східна, Штильова, Іванівська II, Корніловська, Нахимовська, Крайова, Бортова, Мирна, Кутова, Партизанська, Західна Крейдяна, Прибійна, Гамбурцева, Дельфін, Н-58, Случайна. Відповідно до рейтингової оцінки підготовлених до буріння нафтогазоперспективних об'єктів північно-західного шельфу Чорного моря [Толкунов и Гаврилюк 2018] структури Чарівна та Штильова відносяться до першочергових об'єктів, Мирна до другої черги, а Дипломна – до третьої.

## **6.2. Зіставлення областей поширення родовищ і рудопроявів корисних копалин гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису в межах УЩ з результатами 3D гравітаційного моделювання**

### **6.2.1. Широтні зони розломів**

Система широтних зон розломів, яка яскраво проявляється в межах УЩ і Волино-Подільської плити, грає важливу роль в історії становлення сучасної структури всієї СЄП [Bogdanova et al. 2001]. Вона молодша в порівнянні з аналогічними докембрійськими зонами розломів діагональної системи. Час її

закладення відноситься до кінця палеопротерозою – початку мезопротерозою [Гинтов 2005] (див. Розділ 1), а значна активність мала місце в неопротерозої і фанерозої, що зробило істотний вплив на формування сучасної морфоструктури південно-західної частини платформи [Алехин и Гинтов 2004].

Особливістю широтних зон розломів є їх чітка прямолінійність, яка добре простежується на картах аномального магнітного та гравітаційного полів. Однак зони не однозначно виділяються за всіма ознаками потенціальних полів і не розмежовують великі блоки земної кори. Деякі з них виявляються фрагментарно і виділяються тільки за даними магнітометри. Особлива прямолінійність широтних зон розломів пов'язана з їх відносною молодістю. Після Субботсько-Мошоринського етапу розломоутворення в межах щита не спостерігалися потужні деформаційні процеси, які змогли б змінити орієнтацію цих зон. Спільними рисами широтних зон розломів є протяжність в сотні кілометрів, глибинність до 100–200 км і їх накладений характер щодо мегаблоків і міжмегаблокових розломів [Гинтов 2004; Єнтін 2005 (див. Розділ 3)].

До широтних зон розломів відносяться відомі металогенічні зони, рудні райони і поля, в межах яких концентрується 80 % родовищ і великих рудопроявів кольорових, рідкісних, рідкісноземельних і благородних металів [Алехин и Гинтов 2004; Старостенко и др. 2011]. На перспективність широтних зон розломів УЩ вказують автори роботи [Горлицкий и др. 2003], які на основі аналізу 22000 геохімічних аномалій виділили найбільш поширені асоціації аномальних рудогенних елементів (рідкоземельних, рідкісних, сідерофільних) і золота, приурочені до широтних зон. За результатами досліджень Інгульського мегаблоку УЩ в роботі [Калашник 2003] зроблено висновок про належність уранового зруденіння до широтних зон розломів.

#### **6.2.1.1. Густинна неоднорідність земної кори**

За даними 3D гравітаційного моделювання [Куприенко и др. 2007а, 2010] (див. Розділ 1) побудовано густинні розрізи земної кори в смузі широтних зон

розломів ВПП, УЩ і ДДЗ, а також уздовж розрахункових профілів, які січуть широтні зони розломів під прямим кутом (рис. 6.3). Спрямованість розрахункових профілів субмеридіональна. Аналіз розподілу густини уздовж розрізів дає можливість прослідкувати поведінку широтних зон розломів в глибинній частині земної кори і виявити (якщо такі є) їх загальні закономірності. Розрізи представлені у вигляді ізоліній густини з перетином  $0,05 \text{ г/см}^3$ .

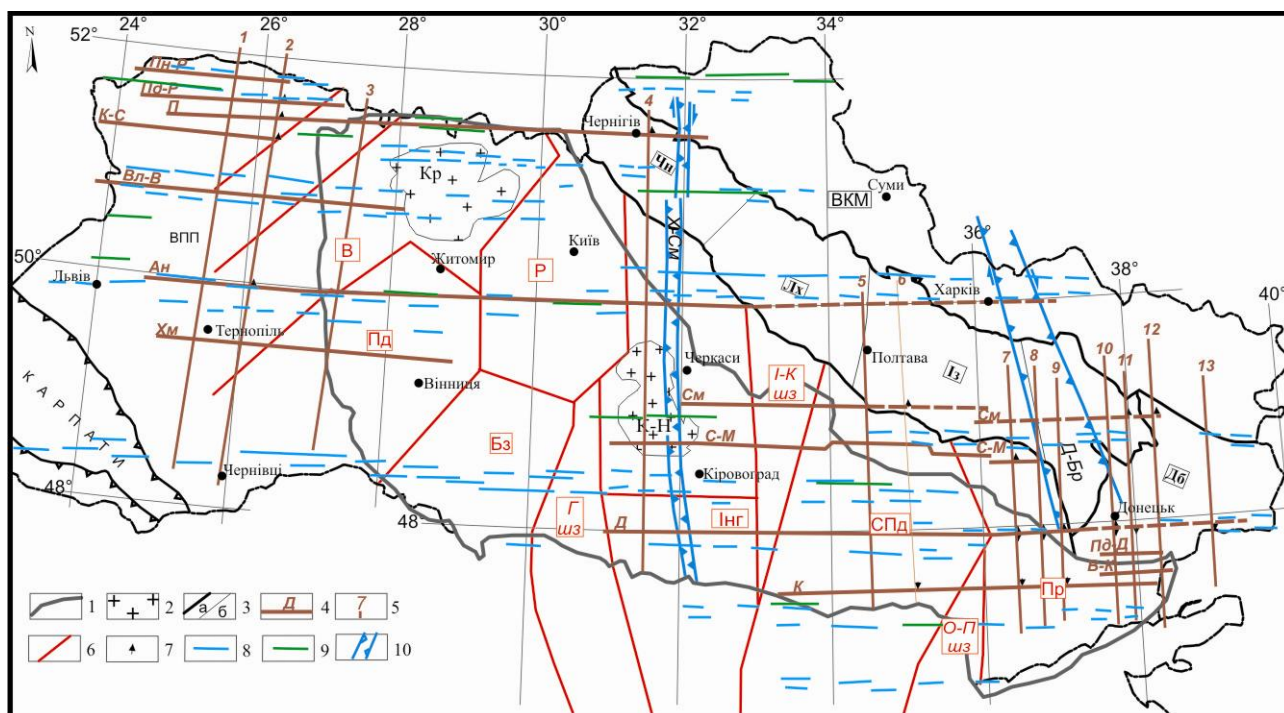


Рис. 6.3. Широтні зони розломів: 1 – границя УЩ; 2 – плутони (Кр – Коростенський, К-Н – Корсунь-Новомиргородський); 3 – границі (а – ДДЗ, б – між сегментами ДДЗ); 4 – широтні зони розломів (Пн-Р – Північноратнівська, Пд-Р – Південноратнівська, П – Поліська, К-С – Ковельсько-Сарненська, Вл-В – Володимир-Волинська, Ан – Андрушівська, Хм – Хмельницька, См – Смілянська, С-М – Субботсько-Мошоринська, Д – Девладівська, Пд-Д – Південнодонбаська, В-К – Верхньокамишевахська, К – Конкська); 5 – розрахункові профілі вхрест широтних зон розломів; 6 – міжмегаблокові розломи УЩ; 7 – напрям падіння розломів за даними густинного моделювання; 8–9 – широтні лінементи (зони розломів) (8 – за аерокосмічними і морфометричними даними (активні в новітній час) [Верховцев 2006]; 9 – за геоморфологічними даними (активні в пліоцен-четвертиний час) [Руденко 2007]; 10 –



трансрегіональні тектонічні шви (Х-С – Херсон-Смоленськ, Д-Бр – Донецьк-Брянськ). Мегаблоки УЩ: В – Волинський, Пд – Подільський, Р – Росинський, Бз – Бузький, Ін – Інгульський, СПд – Середньопридніпровський, Пр – Приазовський. Шовні зони: Гшз – Голованівська, І-Кшз – Інгулецько-Криворізька, О-Пшз – Оріхів-Павлоградська. Сегменти ДДЗ: Чн – Чернігівський, Лх – Лохвицький, Із – Ізюмський, Дб – Донбаський. ВПП – Волино-Подільська плита; ВКМ – Воронежський кристалічний масив.

Густинні розрізи побудовано для великих Поліської, Андрушівської, Субботсько-Мошоринської, Девладівської і Конкської широтних зон розломів, які витягнуті на сотні кілометрів, а також менш масштабних – Північно- і Південноратнівської, Володимир-Волинської, Хмельницької, Лисогірської, Бобринецької, Ковельсько-Сарненської, Південнодонбаської і Верхньокамишевахської. Розглянемо густинні розрізи в порядку розташування широтних зон розломів – з північного заходу на південний схід.

*Північно- і Південноратнівська* широтні зони розломів розташовані в північній частині ВПП. Характер розподілу густини в них подібний. Присутнє незначне ущільнення порід в центральній частині по всьому розрізу, а в західній і східній частинах зон спостерігається зниження густини до периферії, яке приурочене переважно до середніх горизонтів. У верхній частині земної кори обох зон спостерігається ущільнення, зростаюче в східному напрямку. КМ, покрівля якої фіксується на глибині 32–37 км, має потужність 12–15 км (рис. 6.4).

*Поліська* широтна зона розломів простежується в північній частині ВПП і УЩ, а також в центральній і південній прибоєвих зонах Чернігівського мегаблока ДДЗ (див. рис. 6.3). Для порід цієї зони розломів притаманне значне розущільнення в районі, до якого близько розташований Коростенський плутон, та ущільнення в західному і менш інтенсивне у східному напрямку від нього (рис. 6.3, 6.4).

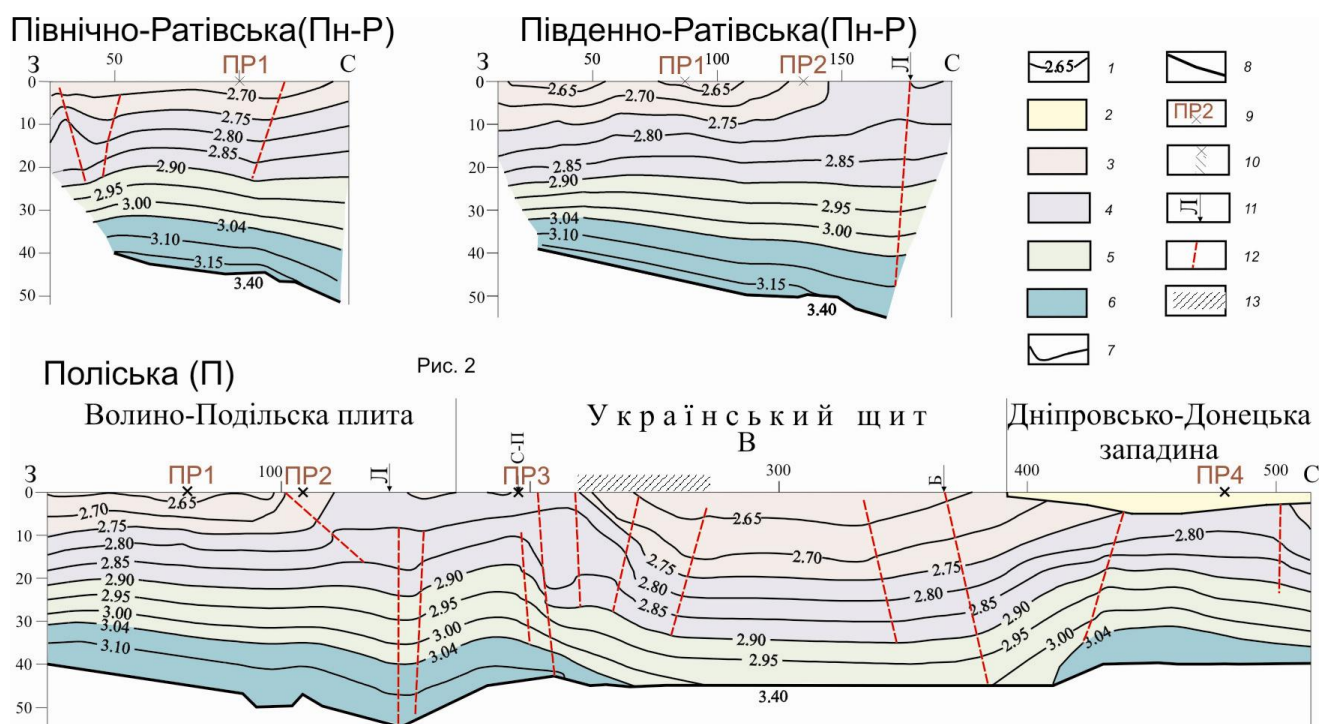


Рис. 6.4. Густинні розрізи Північно-, Південноратнівської та Поліської широтних зон розломів: 1 – ізолінії густини в кристалічній частині земної кори,  $\text{г/см}^3$ ; 2–5 шари земної кори (2 – осадовий, 3 – «гранітний», 4 – «діоритовий», 5 – «базальтовий»); 6 – коромантійна суміш; 7 – межа поширення осадової товщі за даними сейсмометрії; 8 – глибина залягання розділу Мохо; розташування на густинних розрізах: 9 – розрахункових профілів; 10 – широтних зон розломів; 11 – відомі глибинні розломи, які є міжблоковими або розділяють структури меншого порядку; 12 – передбачувані порушення за даними гравітаційного моделювання; 13 – області поширення рудних родовищ на лінії густинного розрізу. Розломи: Л – Луцький, С-П – Суцано-Пержанський, Б – Брусилівський, Т – Тетерівський, Тн – Тальнівський, З-Ін – Західноінгулецький, Кр-К – Криворізько-Кременчуцький, О-П – Оріхів-Павлоградський, А-П – Азово-Павлоградський. Інші умовні позначення див. на рис. 6.3.

В межах ДДЗ породи ущільнені по всьому розрізу. В низах земної кори присутня КМ (з максимальною потужністю 10 км на сході зони і близько 15 км в західній частині), покрівля якої фіксується на глибині 32–38 км.

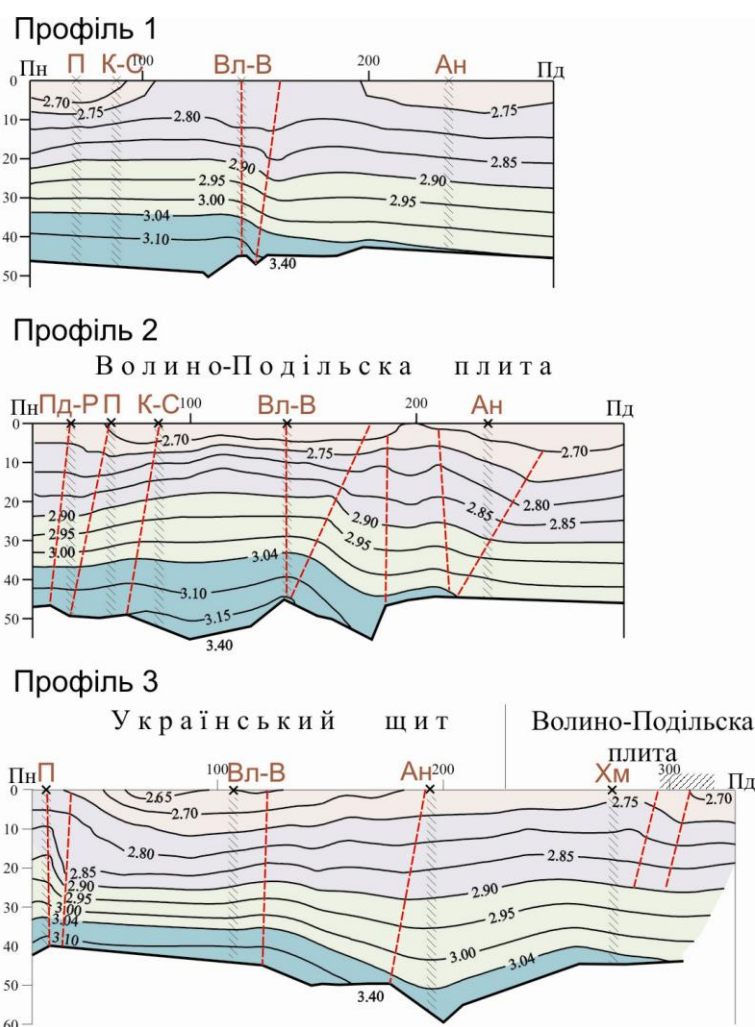


Рис. 6.5. Густинні розрізи вздовж розрахункових меридіональних профілів 1–3. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

Поліська широтна зона пересічена чотирма розрахунковими профілями (див. рис. 6.3). Розподіл густини вздовж профілів 1–3 (рис. 6.5), які перетинають зону в її західній частині, індивідуальний на кожному з них, незважаючи на їх близьке розташування. Так, за профілем 1 до глибини 20–22 км густина порід зростає в південному напрямку, потім до розділу Мохо спостерігається горизонтальне залягання ізоліній густини з обох сторін від зони. Уздовж профілю 2 ситуація дещо інша: до глибини 10–12 км спостерігається незначне ущільнення на північ. Глибше і до розділу Мохо ущільнення порід фіксується з південного боку від зони, що може обумовлювати її падіння на північ. За розрахунковим профілем 3 з глибини 5 км і до 30 км спостерігається інтенсивне

розушільнення з південного боку від зони, а глибше 30 км зона проходить по «гребеню» підвищених значень густини і розушільнення порід присутнє на півночі від зони. Характер розподілу густини порід по розрахунковому профілю 4, який січе зону в її східній частині (рис. 6.6), вказує на розушільнення порід по всій земній корі на південь від зони.

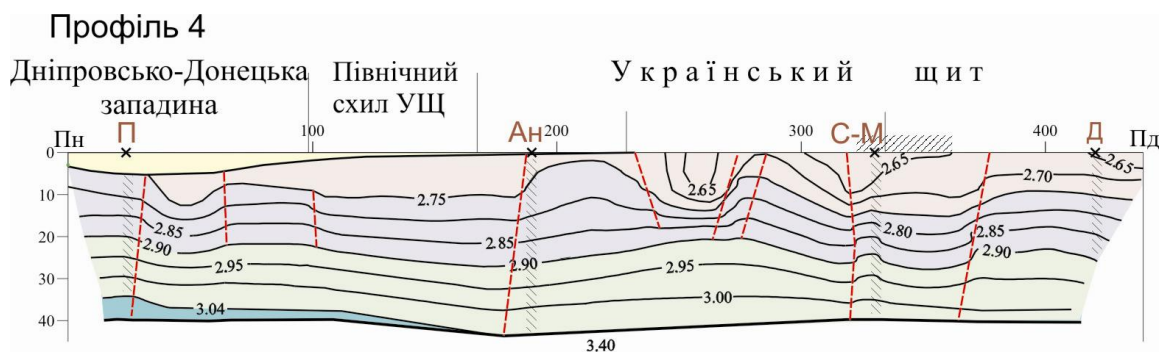


Рис. 6.6. Густинний розріз вздовж розрахункового меридіонального профілю 4. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

*Ковельсько-Сарненська* широтна зона розломів розташована в 35 км на південь від Поліської широтної зони і проявляється в північній частині ВПП (див. рис. 6.3).

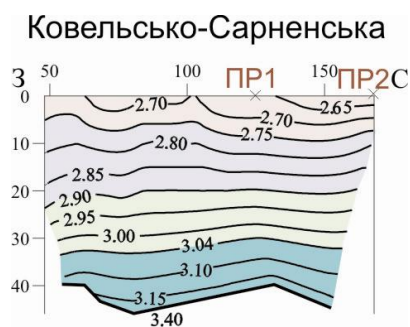


Рис. 6.7. Густинний розріз Ковельсько-Сарненської широтної зони розломів. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

Центральна частина зони (рис. 6.7) характеризується горизонтальним розташуванням ізоліній густини в інтервалі глибин 5–25 км. На сході до глибини 25 км фіксується ущільнення порід, а з 25 км до розділу Мохо – зниження густини. Для західної частини зони характерне розушільнення по всьому розрізу земної кори. КМ присутня повсюдно вздовж зони.

За розрахунковим профілем 1 з поверхні і до глибини 22 км, а за профілем 2 з глибин 5–8 км і до 37–38 км спостерігається ущільнення порід на південь від Ковельсько-Сарненської широтної зони розломів. У поверхневому шарі вздовж профілю 2 фіксується ущільнення порід в південному напрямку. Аналогічно Поліській зоні розломів за профілем 2 можливий нахил Ковельсько-Сарненської зони на північ (див. рис. 6.5).

*Володимир-Волинська* широтна зона розломів простежується на південь від Ковельсько-Сарненської в межах північної частини ВПП, а також незначною частиною в межах самого щита (див. рис. 6.3). Породи західної частини Володимир-Волинської зони розломів до глибини 15 км ущільнені в порівнянні з центральною і східною частинами. Глибше 15 км і до розділу Мохо породи ущільнені в центральній частині зони, а на сході і заході на цих глибинах присутні породи з меншою густиною. КМ потужністю від 7 до 18 км присутня по всьому розрізу (рис. 6.8).

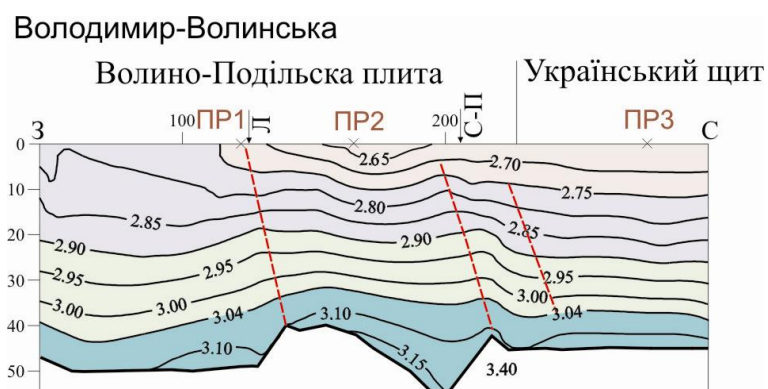


Рис. 6.8. Густинний розріз Володимир-Волинської широтної зони розломів. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

За розрахунковим профілем 1 в приповерхневому шарі, а за профілем 2 з поверхні до глибини 30 км спостерігається підвищення значень густини на північ від зони. За розрахунковим профілем 3 ущільнення порід тяжіє до півдня по всій потужності земної кори (див. рис. 6.5).

*Андрушівська* широтна зона розломів простежується в центральній частині ВПП. За існуючими геолого-геофізичними даними на території УЩ зона проявляється фрагментарно, але густинний розріз побудовано уздовж



безперервної лінії, яка також перетинає і ДДЗ (Лохвицький і крайню північно-західну частину Інгульського сегментів) (див. рис. 6.3). Частина Андрушівської широтної зони розломів, яка розташована на ВПП, характеризується зниженою густиною порід до глибини 15–18 км. З поверхні і до глибини 28–30 км густина порід збільшується на захід, глибше ізолінії густини залягають горизонтально (рис. 6.9). В області перетину з розрахунковим профілем 1 на північ від зони фіксується незначне збільшення густини порід по всьому розрізу. За профілем 2 густина порід зростає в цьому ж напрямку, але більш інтенсивно, особливо до глибини 30 км.

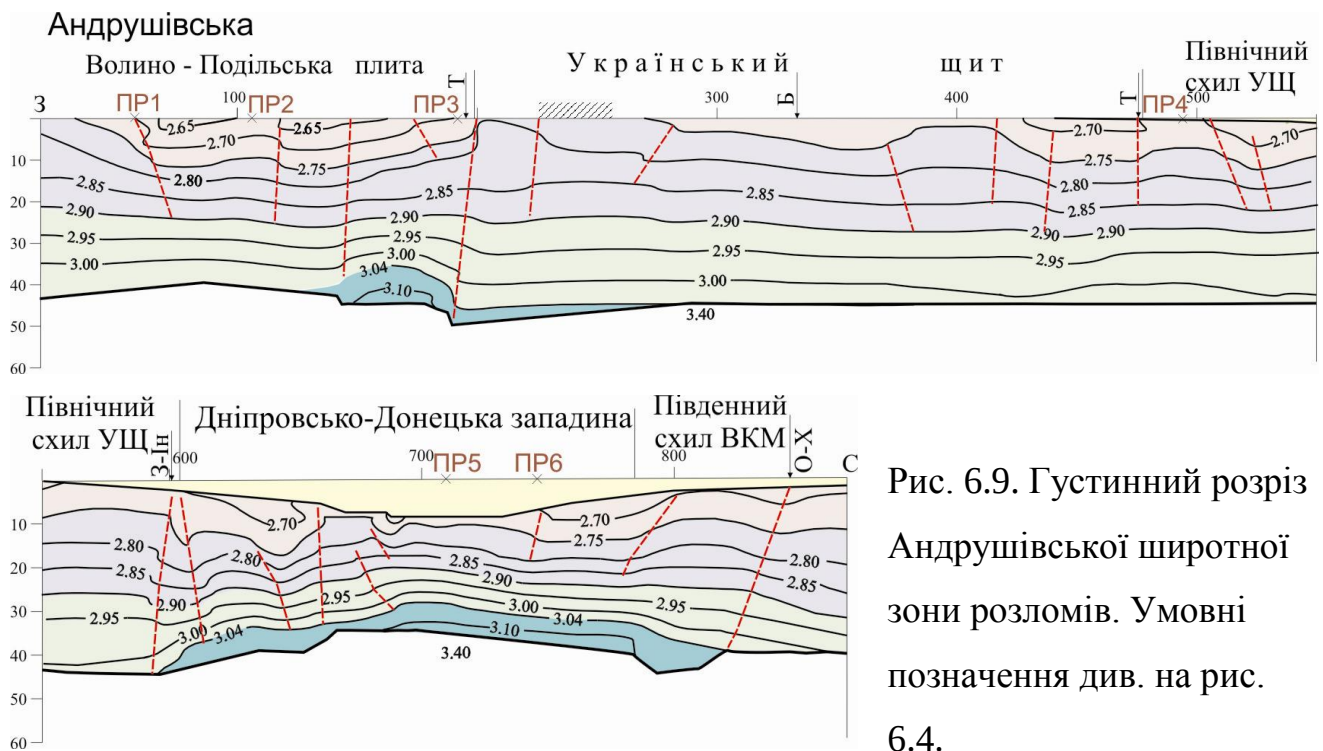


Рис. 6.9. Густинний розріз Андрушівської широтної зони розломів. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

За профілем 3 Андрушівська широтна зона розломів проходить в районі максимального занурення розділу Мохо (див. рис. 6.5). В межах ДДЗ спостерігається загальне ущільнення порід в низах консолідованої земної кори (в інтервалі глибин 24 км – розділ Мохо). Східна частина Андрушівської зони розломів характеризується ущільненням порід в центральній частині і розущільненням на схід і захід від неї. За даними розрахункового профілю 5 (рис. 6.10), що перетинає східну частину зони, фіксується підвищення густини

порід на північ і зниження на південь від широтної зони, а за профілями 4 і 6 (рис. 6.6, 6.10), навпаки, підвищення густини на південь спостерігається по всьому розрізу, що вказує на можливий нахил зони в північному напрямку. КМ зафіксовано по профілям 3, 5, 6 з покрівлею на глибині 30–37 км (див. рис. 6.6, 6.10).

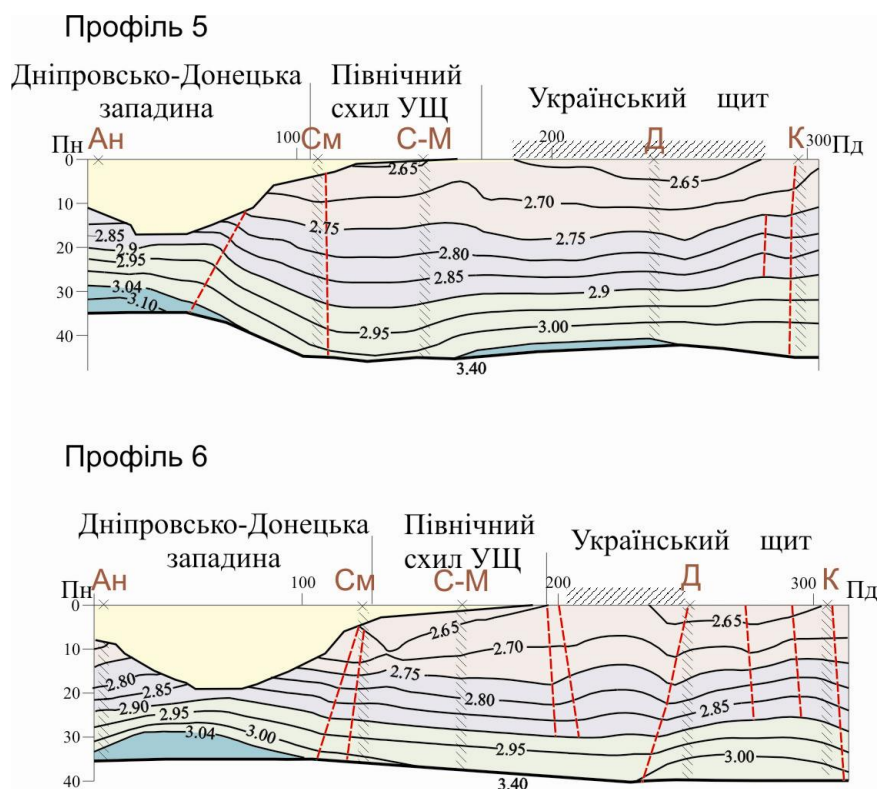


Рис. 6.10. Густинні розрізи вздовж розрахункових меридіональних профілів 5 і 6. Умовні позначення на рис. 6.4.

Хмельницька широтна зона розломів простежується на ВПП і УЩ (див. рис. 6.3). Характеризується значним ущільненням порід в східній частині по всьому розрізу (рис. 6.11). В центральній частині, в інтервалі глибин від 5–7 до 37–38 км, спостерігається зниження густини, а в західній – її незначне підвищення. Потужність КМ менше, ніж уздовж широтних зон розломів, розташованих на північ від Хмельницької. За розрахунковим профілем 3 (див. рис. 6.6) фіксується зниження густини порід на південь від зони по всьому розрізу.



## Хмельницька

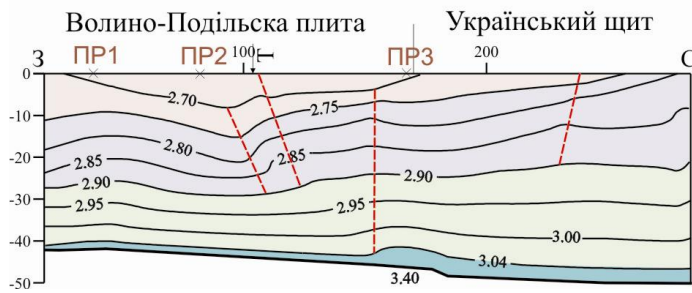


Рис. 6.11. Густинний розріз Хмельницької широтної зони розломів. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

Смілянська широтна зона простежується в північно-східній частині Інгульського мегаблоку УЩ, в межах Інгулецько-Криворізької шовної зони, північного схилу УЩ, а також в межах Ізюмського і північно-західної частини Донбаського сегментів ДДЗ (див. рис. 6.3). В межах ДДЗ широтна зона проявляється фрагментарно зі зміщенням в південному напрямку на відстань близько 13 км по відношенню до розташування на УЩ. Максимальне ущільнення по всьому розрізу (рис. 6.12) спостерігається в західній частині

## Смілянська

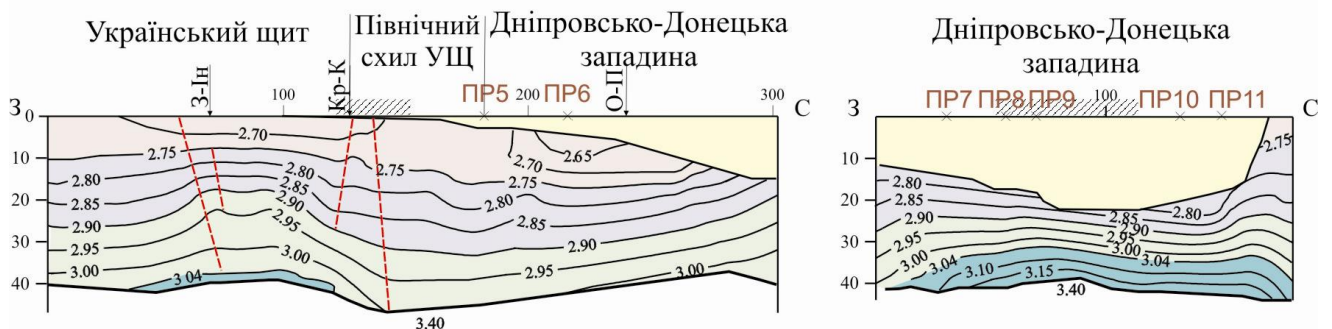


Рис. 6.12. Густинні розрізи Смілянської широтної зони розломів. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

Інгулецько-Криворізької шовної зони, яка обмежена Західноінгулецьким і Криворізько-Кременчуцьким розломами. На захід з глибини 10 км і на схід густина порід знижена. В зміщеній на південь частині Смілянської широтної зони в низах кори присутня КМ потужністю до 10 км.

Смілянська широтна зона розломів пересічена вісім'ю розрахунковими профілями 5–12 (див. рис. 6.3) і проявляється на них по-різному. За профілями 5–

9 (див. рис. 6.10, 6.13) визначення поведінки зони ускладнене. На профілях 10–12 (рис. 6.13) простежується нахил зони на північ.

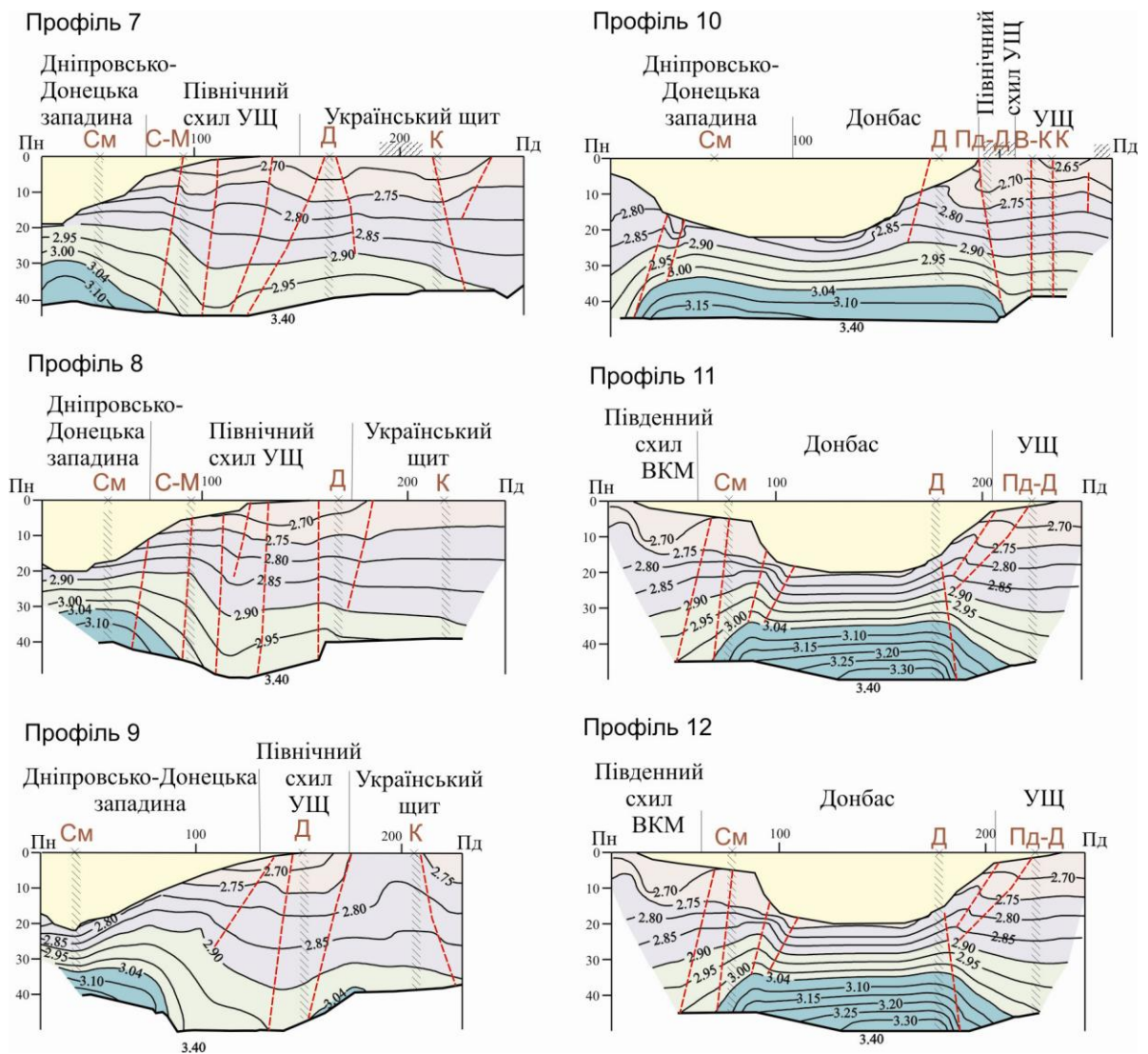


Рис. 6.13. Густинні розрізи вздовж розрахункових меридіональних профілів 7–12. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

Субботсько-Мошоринська широтна зона розломів по геофізичним даним витягнута на 200 км і перетинає Інгульський і Середньопридніпровський мегаблоки УЩ (див. рис. 6.3). Вона характеризується підвищеною густиною порід в центральній частині і зниженою на захід і схід від неї. Східна частина, що відноситься до північного схилу УЩ в межах Середньопридніпровського мегаблоку, найбільш розущільнена по всьому розрізу земної кори, а західна в

межах цього блоку, навпаки, характеризується загальним ущільненням порід. У низах кори присутня КМ потужністю понад 10 км (рис. 6.14).

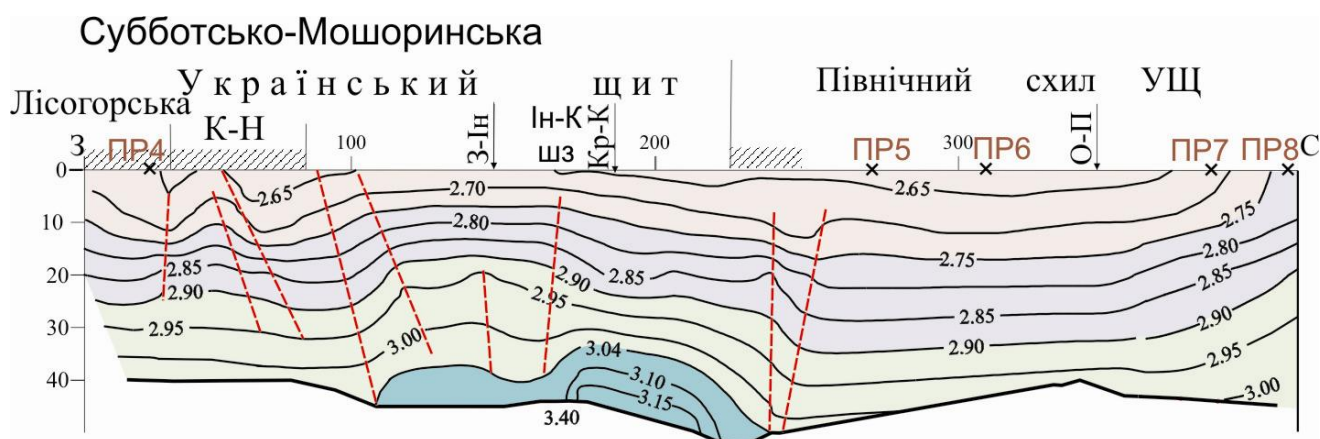


Рис. 6.14. Густинний розріз Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

Широтна зона розломів в межах Інгульського мегаблоку УЩ характеризується загальним збільшенням густини порід в західному напрямку, за винятком Корсунь-Новомиргородського плутону, в межах якого густина порід знижена по всьому розрізу земної кори. На території Інгульсько-Криворізької шовної зони породи уздовж Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів по всьому розрізу ущільнені.

За деякими визначеннями західна частина Субботсько-Мошоринської зони розломів є Лисогірською зоною розломів, східне закінчення якої збігається з трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ (див. рис. 6.3). В центральній частині Лисогірської зони розломів спостерігається зниження густини до глибини 25–27 км, а на захід і схід від неї – ущільнення.

Субботсько-Мошоринська зона розломів пересічена серією розрахункових профілів 4–8 (див. рис. 6.6, 6.10, 6.13). За профілем 4 (див. рис. 6.6) на північ від зони присутнє різке збільшення густини до глибини 16–18 км. За розрахунковим профілем 5 (див. рис. 6.10) в глибинній частині спостерігається незначне зменшення густини порід на північ. У верхній частині розрізу профілю 6 (див. рис. 6.10) густина також зменшується на північ і незначно підвищується в

глибинній частині в тому ж напрямку. За профілями 7 і 8 (див. рис. 6.13) на південь і на північ від зони присутня область інтенсивного ущільнення. Слід зазначити особливість Субботсько-Мошоринської зони розломів, а саме, за профілями 4 і 7 внутрішня частина зони представлена породами зниженої густини в порівнянні зі структурами, що оточують її. Такий контраст в густині не дає можливості однозначно визначити нахил зони за профілем 4, а за профілем 7 вона падає в сторону ДДЗ (див. рис. 6.13).

Девладівська широтна зона розломів простежується в межах Середньопридніпровського мегаблоку УЩ, Інгулецько-Криворізької і Оріхів-Павлоградської шовних зон, Приазовського мегаблоку УЩ, на північному схилі УЩ і в Донбасі (див. рис. 6.3). В межах Середньопридніпровського мегаблоку УЩ зона вирізняється зниженням густини порід в східному напрямку (рис. 6.15).

### Девладівська

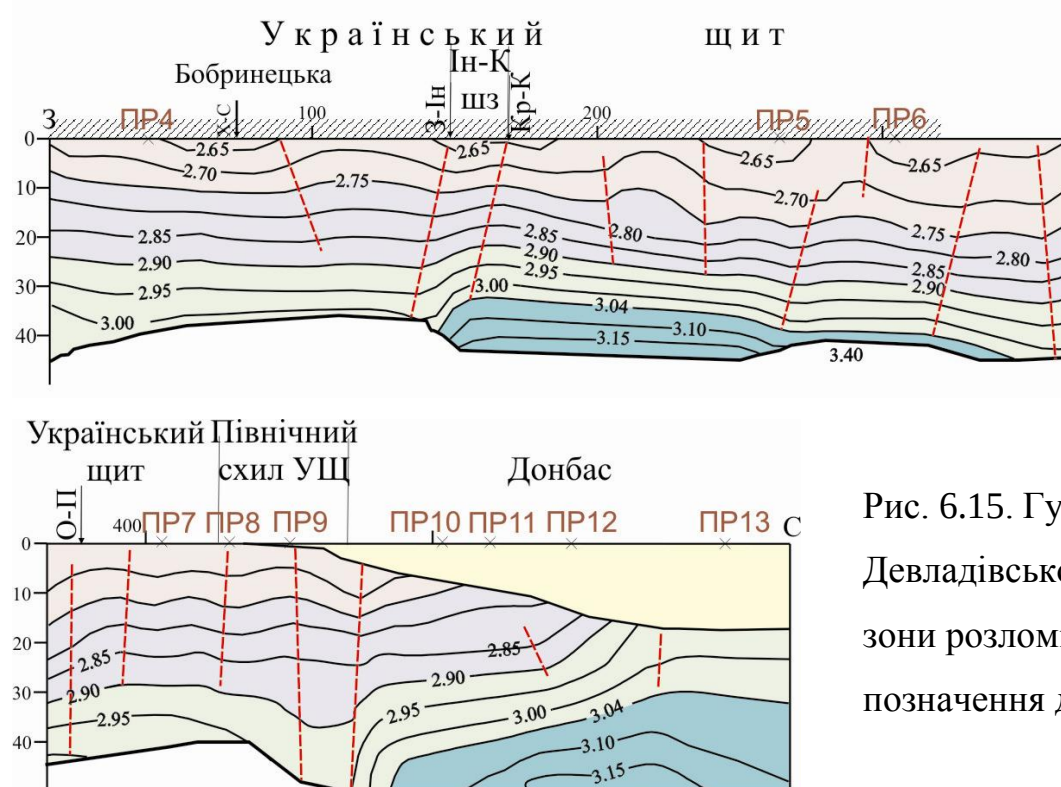


Рис. 6.15. Густинні розрізи Девладівської широтної зони розломів. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

В Приазовському мегаблоці густина по всьому розрізу підвищена по відношенню до густини порід східного Середньопридніпров'я. Північний схил



УЩ характеризується зниженням густини порід в східному напрямку в глибинній частині земної кори. В Донбасі густина порід інтенсивно наростає в східному напрямку. КМ присутня в західній частині Середньопридніпровського мегаблоку УЩ та Донбасі, де потужність її зростає в східному напрямку до 20 км і більше.

Перетинають Девладівську широтну зону розломів розрахункові профілі 4–13 (див. рис. 6.6, 6.10, 6.13, 6.16). За профілями 6, 7 і 9 (див. рис. 6.10, 6.13) для зони характерне найбільше занурення ізоліній густини з глибиною, що спричинює її чітке падіння на північ. За профілями 4 і 12 (див. рис. 6.6, 6.13) і, можливо, за профілем 13 (рис. 6.16) фіксується незначний нахил зони на південь, зумовлений розуцільненням порід в цьому напрямку.

### Профіль 13

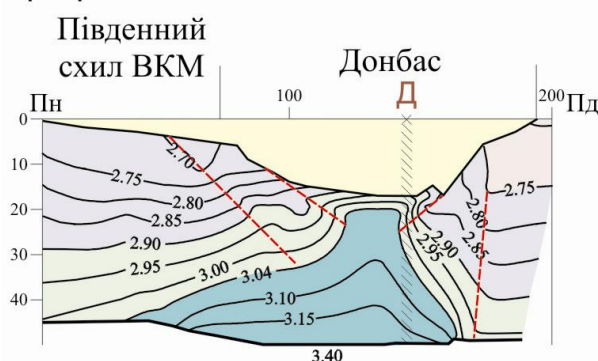


Рис. 6.16. Густинний розріз вздовж розрахункового меридіонального профілю 13. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

На заході Девладівська широтна зона розломів межує з Бобринецькою, яка розташована в межах Інгульського мегаблоку УЩ (рис. 6.15). Вона характеризується горизонтальним розташуванням ізоліній густини в глибинній частині. У приповерхневих шарах на заході і сході густина порід зростає, а в глибинній частині, навпаки, знижується.

*Південнодонбаська* широтна зона розташована в межах півдня Донбасу (див. рис. 6.3) і характеризується горизонтальним розташуванням ізоліній густини в середній частині розрізу (рис. 6.17). За даними розрахункових профілів

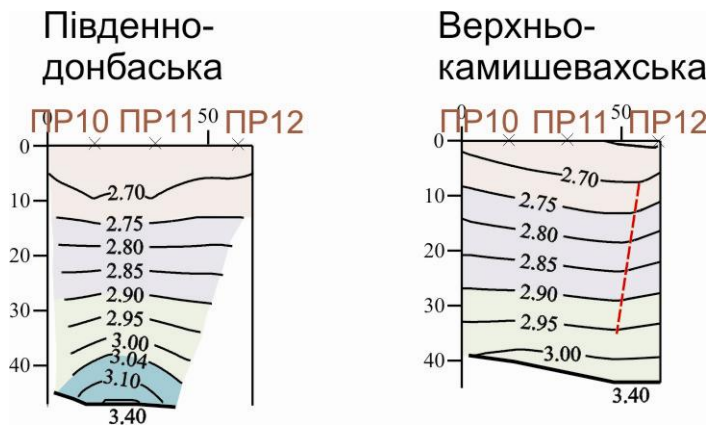


Рис. 6.17. Густинні розрізи Південнодонбаської і Верхньокамишевахської широтних зон розломів. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

10–12 фіксується значне підвищення густини порід на північ від зони по всьому розрізу земної кори. КМ присутня в низах кори за профілями 10 і 11 (див. рис. 6.13).

*Верхньокамишевахська* широтна зона розломів простежена в межах Східного Приазов'я (див. рис. 6.3). В приповерхневих і середніх шарах розрізу характеризується збільшенням густини порід в західному напрямку (рис. 6.17). У низах земної кори ізолінії густини розташовані горизонтально. В областях перетину широтної зони розломів з розрахунковими профілями 10 і 11 (див. рис. 6.13) не спостерігається зміни густини в бік збільшення або зменшення.

*Конкська* широтна зона розломів простежується в межах Середньопридніпровського і Приазовського мегаблоків УЩ (див. рис. 6.3). На поверхні фундаменту (рис. 6.18) вона представлена породами з низькою

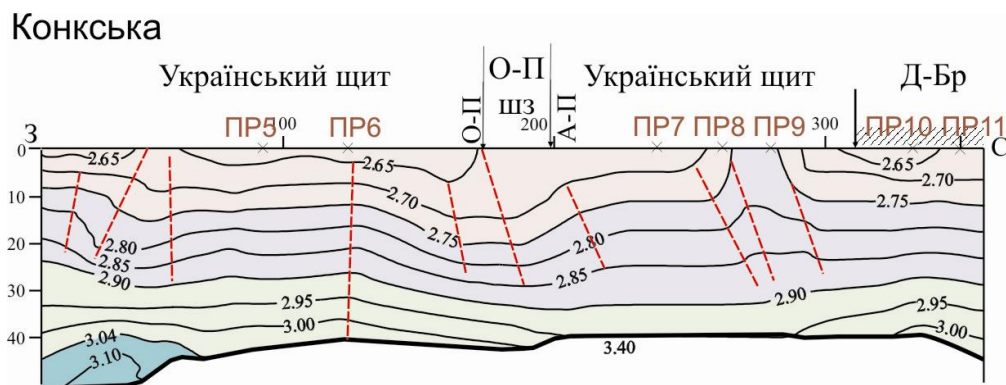


Рис. 6.18. Густинний розріз Конкської широтної зони розломів. Умовні позначення див. на рис. 6.4.

густиною, характерною для гранітів, за винятком центральної частини Приазовського мегаблоку УЩ, в якій породи ущільнені. В західній частині зони присутня КМ, покрівля якої розташована на глибині 40 км.

Конкська широтна зона розломів пересічена розрахунковими профілями 5–11 (див. рис. 6.10, 6.13). За профілями 6 та 9 (див. рис. 6.10, 6.13) спостерігається разущільнення порід на південь, що може свідчити про нахил зони в цьому напрямку. На інших профілях простежування зони з глибиною утруднено.

Як показують результати гравітаційного моделювання, для широтних зон розломів характерне інтенсивне ущільнення порід в низах земної кори. Можливо, такі області пов'язані з каналами, за якими з верхньої мантиї в земну кору надходила ультраосновна магма.

#### **6.2.1.2. Зіставлення областей поширення родовищ і рудопроявів корисних копалин уздовж широтних зон розломів зі схемою типів кори УЩ**

Важливу роль широтної системи зон розломів УЩ у формуванні та розміщенні корисних копалин відзначають багато авторів [Быстревская и Пашкевич 1979; Алехин и Гинтов, 2004; Гинтов 2005 (див. Розділ 1) і ін.]. Вплив системи широтних зон розломів на активізацію рудоутворюючих процесів і локалізацію зруденіння знаходить пояснення в вікових і кінематичних особливостях широтних розривних структур. Широтна система розломів більш молода, час її закладення відноситься до кінця палео- початку мезопротерозою, а значна активність спостерігалася в неопротерозої і фанерозої [Старостенко и др. 2007] (див. Розділ 5). Наявність молодих активізаційних процесів, які вплинули на динаміку широтних зон розломів УЩ, сприяла перерозподілу рудної речовини в рудних і рудоносних полях в районі широтних зон.

Оскільки одним з важливих чинників для оцінки перспективності на рудні корисні копалини є склад кори, передусім її основність, проведено зіставлення областей поширення родовищ і рудопроявів корисних копалин гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису [Гошовський 2003; Старостенко и



Гинтов 2013 (див. Розділ 1)] зі схемою типів кори УЩ та проаналізовано їх розташування уздовж широтних зон розломів [Старостенко и др. 2012] (див. Розділ 2) (рис. 6.19, табл. 6.3, Додаток 3).

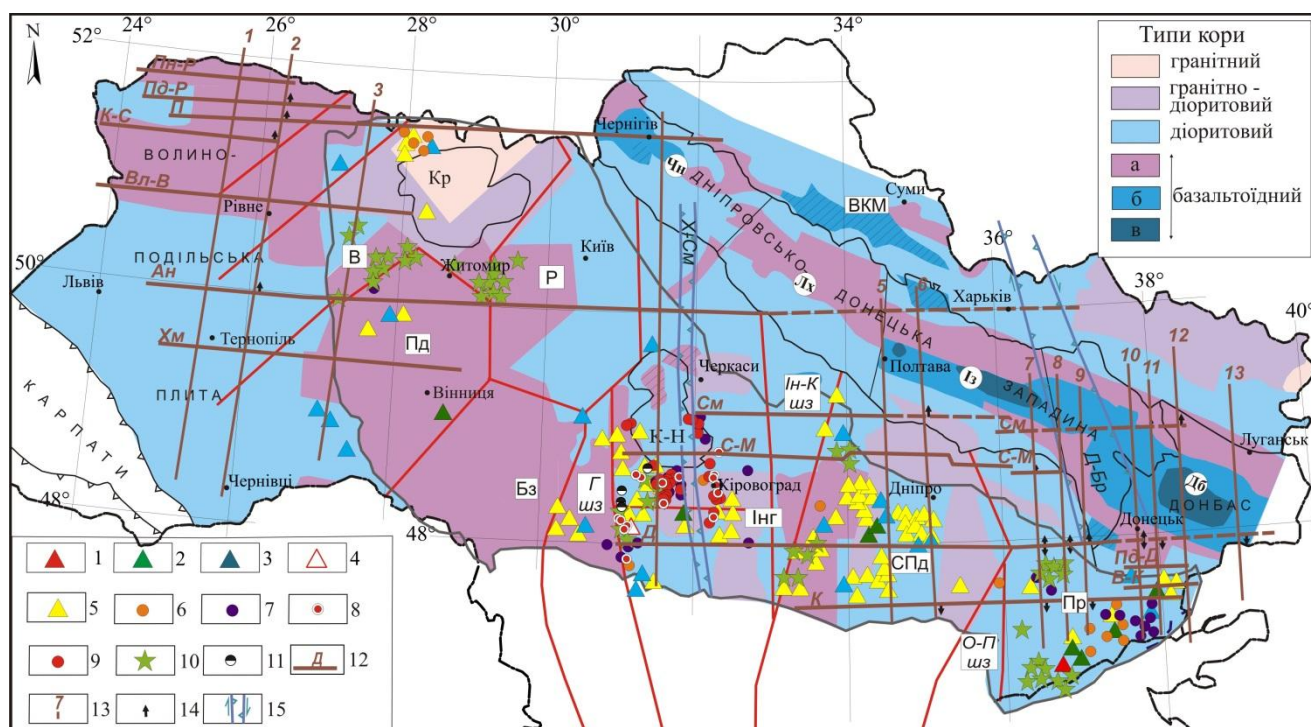


Рис. 6.19. Схема зіставлення розташування родовищ і рудопроявів корисних копалин гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису зі схемою типів кори УЩ. Рудні корисні копалини, за [Гошовський 2003; Старостенко и Гинтов 2013 (див. Розділ 1)]: 1–5 – гідротермальні (1 – ніобій; 2 – мідь; 3 – молибден, свинець, цинк; 4 – уран; 5 – золото, срібло); 6,7 – гідротермально-метасоматичні (6 – ніобій, тантал, рідкісні землі, цирконій; 7 – рідкісні землі, уран, апатит, скандій, ванадій); 8 – уранові родовища і рудопрояви; 9 – ураново-рудні поля; 10 – рудопрояви пегматитового типу; 11 – родовища літію. Підтипи базальтоїдного типу кори з вмістом в ньому базальту: підтип 1 – 40–70% (а), підтип 2 – 70–90% (б), підтип 3 – 100 % (в). Інші умовні позначення див. на рис. 6.3.

Родовища ніобію, танталу, рідкісних земель, цирконію, золота і срібла (гідротермально-метасоматичного генезису) в межах Поліської широтної зони розломів сконцентровані в північній частині Волинського мегаблоку УЩ та

приурочені до гранітного, гранітно-діоритового та діоритового типів кори (рис. 6.19).

Уздовж Андрушівської широтної зони розломів родовища молібдену, свинцю, цинку, золота і срібла (гідротермального генезису) належать до підтипу 1 базальтоїдного типу кори.

Уздовж Девладівської широтної зони розломів більше всього родовищ гідротермального генезису сконцентровано в Середньопридніпровському мегаблоці УЩ, в його центральній і західній частинах. В першій родовища золота, срібла, міді, молібдену, свинцю, цинку пов'язані з гранітно-діоритовим і діоритовим типами кори. В другій родовища золота і срібла розташовані в блоках підтипу 1 базальтоїдного типу кори. В крайній західній частині Девладівської широтної зони, яка примикає до ГШЗ, родовища урану, апатиту, скандію, ванадію и рідкісні землі (гідротермально-метасоматичного генезису) належать до гранітно-діоритового і діоритового типу кори. У східній частині зони, в районі Приазовського мегаблока УЩ родовища ніобію, танталу, цирконію, урану, апатитів, скандію, ванадію (гідротермально-метасоматичного генезису) і міді, золота, срібла (гідротермального генезису) відносяться до діоритового типу кори (див. рис. 6.19).

Уздовж розрахункових профілів 4–7, 10, 11 (див. рис. 6.6, 6.10, 6.13) та на рис. 6.19 добре видно, що райони родовищ і рудопроявів концентруються навколо широтних зон розломів: Субботсько-Мошоринської, Девладівської, Конкської, Південнодонбаської і Верхньокамишевахської.

Більшість родовищ і рудороявів тяжіють до розломів земної кори, що пояснюється існуванням прямого зв'язку між будовою зон розломів і проникненням в верхні шари земної кори рудної речовини. Це добре видно на густинних розрізах (див. рис. 6.4, 6.6, 6.9, 6.10, 6.12, 6.14, 6.15, 6.18).

Як видно з Табл. 6.4 (див. Додаток 4), більша частина родовищ і рудопроявів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису в межах широтних зон УЩ відноситься до гранітно-діоритового і діоритового типів земної кори. Родовища молібдену, свинцю, цинку (гідротермального

генезису) – до діоритового і підтипу 1 базальтоїдного типу кори. Родовища і рудопрояви золота і срібла, а також рудопрояви пегматитів пов'язані з усіма типами кори.

### 6.2.2. Інгульський мегаблок

Інгульський мегаблок в сучасній структурі УЩ займає центральне положення і має важливе металогенічне значення. Передусім це відноситься до його урановорудної, залізорудної, золоторудної та рідкометально-рідкоземельної спеціалізації: тут відомі багаточисельні уранові родовища, родовища і рудопрояви золота, залізистих кварцитів та залізисто-карбонатних руд, рідкісних металів і рідкісних земель.

Зв'язок родовищ і рудопроявів УЩ з розломною тектонікою фіксується багатьма дослідниками [Алехин и Гинтов 2004; Гинтов 2005 і ін.]. Інгульський мегаблок перетинається великими зонами розломів північно-західного, субширотного і субмеридіонального простягання (рис. 6.20), а також численними зонами розломів менших розмірів і окремими зонами сколювання. Це визначає сильну роздробленість земної кори мегаблоку і приуроченість рудопроявів і родовищ, що мають гідротермальний і гідротермально-метасоматичний генезис, до зон розломів, оскільки саме вони є головними провідниками магматичних розплавів, гідротерм, еманцій і рудних розчинів, а отже, найбільш проникними структурами, що зв'язують земну кору і мантію. Найбільш істотне місце по металогенічній значущості займають Тальнівська, Криворізько-Кременчуцька міжмегаблокові зони розломів, а також Голованівська і Інгулецько-Криворізька шовні зони. Велику роль відіграють також Первомайська і Звенигородсько-Братська внутрішньомегаблокові зони розломів та Кіровоградська, яка пов'язана з трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ [Старостенко и др. 2007 (див. Розділ 5); 2011].

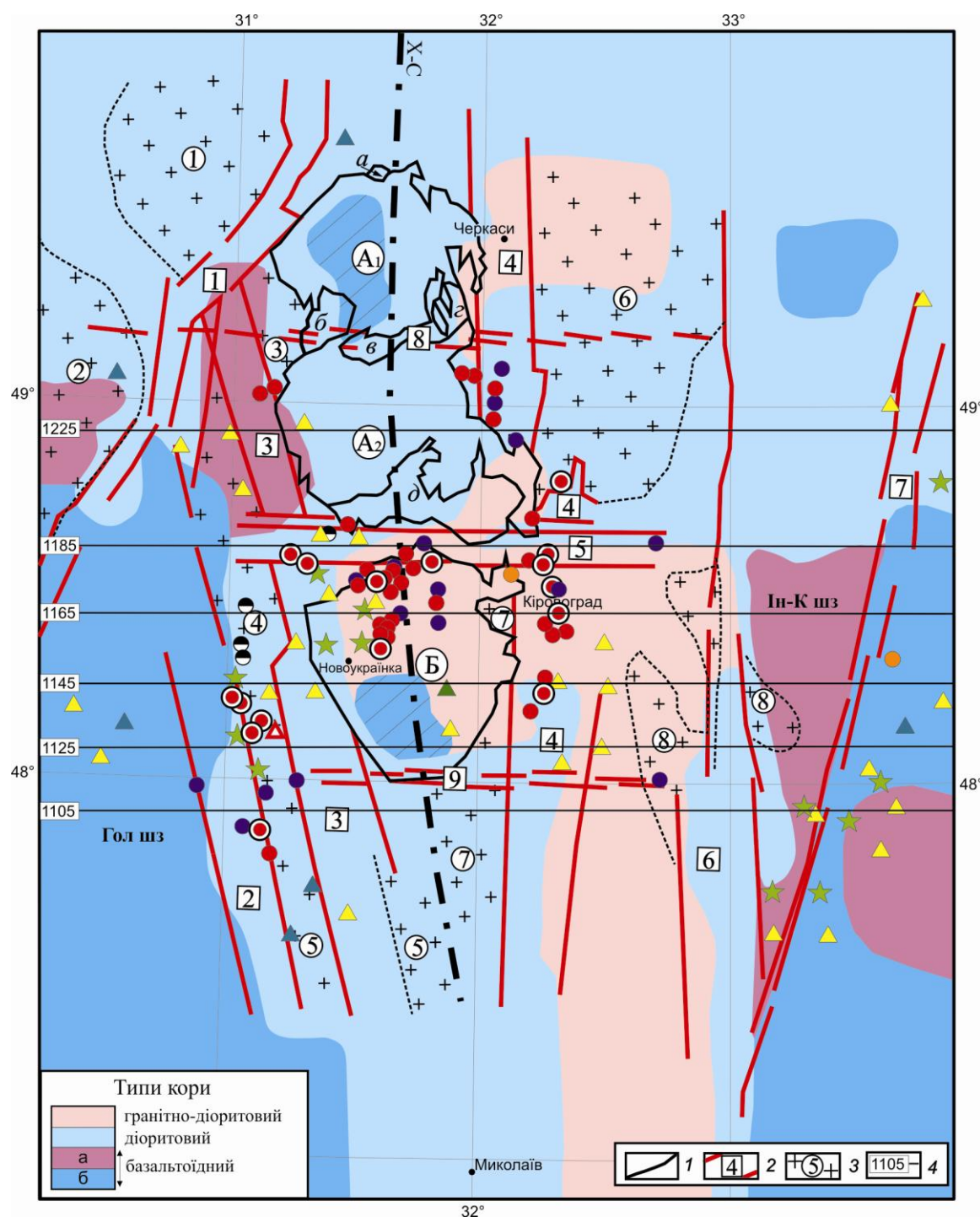


Рис. 6.20. Схема типів земної кори Інгільського мегаблока УЩ в співставленні з родовищами і рудопроявами гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису, за [Гошовський 2003; Старостенко и Гинтов 2013 (див. Розділ 1)]: 1 – контур Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву; 2 – зони розломів (цифри в квадратах) (1 – Тальнівська, 2 – Первомайська, 3 – Звенигородсько-Братська, 4 – Кіровоградська, 5 – Субботсько-Мошоринська, 6 – Західно-Інгuleцька, 7 – Криворізько-

Кременчуцька, 8 – Смілянська, 9 – Бобринецька); 3 – масиви гранітоїдів (цифри в кружках) (1 – Богуславський, 2 – Уманський, 3 – Шевченківський, 4 – Ліпняжський, 5 – Вознесенський, 6 – Чигиринський, 7 – Кіровоградсько-Бобринецький, 8 – Долинський); 4 – профілі, уздовж яких побудовано густинні розрізи земної кори. Масиви рапаківівідних гранітів: Корсунь-Шевченківський (А1), Шполянський (А2); Новоукраїнський масив трахітоїдних гранітів (Б); масиви габро-анортозитів: Межирічанський (а), Городищенський (б), Смілянський (в), Руськополянський (г), Новомиргородський (д); шовні зони: Голованівська (Гол шз), Ингулецько-Криворізька (Ін-К шз); Х–С – трансрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ. Штрихуванням показано області, умовно віднесені до базальтового типу кори, в яких спостерігається мінімальна потужність (або відсутність) «діоритового» шару і значна потужність «базальтового» і «гранітного» шарів. Підтип 1 базальтового типу кори з вмістом в ньому базальту: 50 % (а), 50–70 % (б). Умовні позначення гідротермальних і гідротермально-метасоматичних родовищ і рудопроявів див. на рис. 6.19.

Для Інгульського мегаблока виконано зіставлення областей поширення рудних родовищ зі схемою типів земної кори (рис. 6.20), як по площі, так і вздовж розрахункових профілів, на які винесені контури і густина розрахункових тіл, речовинні шари, границі гранітоїдних масивів, місця розташування зон розломів і родовищ, а також можливі розривні порушення, які виділені за даними 3D гравітаційного моделювання (див. рис. 6.21, Додаток 5).

З'ясовано, що більшість рудних родовищ тяжіють до Первомайської, Звенігородсько-Братської, Кіровоградської, Криворізько-Кременчуцької зон розломів і розташовані на захід від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ. Їх утворення пов'язане з глибинними розплавами, флюїдами і розчинами, які супроводжували інтенсивний процес активізації в зоні шва [Старостенко и др. 2007] (див. Розділ 5).

В районі Первомайської та Звенігородсько-Братської зон розломів розташовані родовища і рудопрояви урану гідротермально-метасоматичного генезису, рудопрояви золота і срібла, рідкісних, рідкісноземельних і кольорових (молібден, свинець, цинк) металів (див. рис. 6.20). Всі вони зазвичай пов'язані з тілами метасоматитів, пегматоїдних і кварцевих жил серед магматизованих, катаклазованих і мілонітизованих гнейсів [Старостенко и др. 2007] (див. Розділ 5).

Велика частина родовищ і рудопроявів зосереджена на південь від Суботсько-Мошоринської широтної зони розломів і приурочена до діоритового типу кори. На північ від цієї зони присутні рудопрояви золота і срібла, які відносяться до підтипу 1 базальтоїдного типу кори з вмістом базальту 50 %.

Для Кіровоградської зони розломів характерні родовища і рудопрояви урану, золота і срібла, рідкісних (ніобій, тантал, цирконій, ванадій) і рідкоземельних металів. Всі вони сконцентровані в двох областях: між Субботсько-Мошоринською і Бобринецькою широтними зонами розломів на півдні і Субботсько-Мошоринською і Смілянською широтними зонами на півночі і тяжіють до гранітно-діоритового і діоритового типів кори. Родовища і рудопрояви розміщені в метасоматитах, катаклазованих, мілонітизованих і окварцьованих породах і жильних тілах, які є типовим виконанням зон розломів [Гинтов 2005 (див. Розділ 1); Старостенко и др. 2007 (див. Розділ 5)].

В районі Криворізько-Кременчуцької зони розломів присутні родовища і рудопрояви золота і срібла, а також ніобію, танталу, цирконію і рідкоземельних металів. Перші розташовані в блоках діоритового і підтипу 1 базальтоїдного типу кори з вмістом базальту 50 %, другі відносяться теж до підтипу 1, але з вмістом базальту 50–70 %, мають гідротермально-метасоматичний генезис і приурочені до ділянок розвитку тектонітів [Старостенко и др. 2007] (див. Розділ 5).

Родовища і рудопрояви кольорових металів (молібден, свинець, цинк) розташовані уздовж Тальнівської зони розломів (діоритовий тип кори), а також присутні в ГШЗ (підтип 1 базальтоїдного типу кори з вмістом базальту 50–70 %).

Рідкоземельні метали, уран, апатит, скандій, ванадій спостерігаються практично по всьому Інгульському мегаблоку і відносяться до гранітно-діоритового і діоритового типів кори (див. рис. 6.20). Найбільше скупчення цих родовищ присутнє в трьох областях: у вузлі перетину Смілянської широтної зони розломів з Первомайською зоною розломів (див. рис. 6.20, 6.21а, Додаток 5), Субботсько-Мошоринської з трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ (див. рис. 6.20, 6.21г, див. Додаток 5) і в районі Кіровоградської зони розломів, на південь від Смілянської широтної зони (див. рис. 6.20).

Родовища і рудопрояви золота і срібла також поширені по всьому Інгульському мегаблоку і пов'язані з усіма типами кори (див. рис. 6.20). Розташовані на захід і схід від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ між Субботсько-Мошоринською і Бобринецькою шовними зонами відносяться до гранітно-діоритового і діоритового типів кори. В межах південної частини Криворізько-Кременчуцької та північної частини Звенигородсько-Братської зон розломів родовища золота і срібла відносяться до блоків підтипу 1 базальтоїдного типу кори з вмістом базальту 50 %. Окремі родовища і рудопрояви розташовані на півдні Криворізько-Кременчуцької зони розломів, на схід від неї в межах Середньопридніпровського мегаблока УЩ, а також в Голованівській шовній зоні. Всі вони приурочені до підтипу 1 базальтоїдного типу кори з вмістом базальту 50–70 %. Більшість родовищ і рудопроявів золота і срібла тяжіють до розривних порушень і контактів між блоками (див. рис. 6.21, Додаток 5).

Родовища літію розташовані в районі Ліпняжського масиву гранітоїдів, що примикає до Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів і зосереджені в блоках діоритового типу кори (див. рис. 6.20, 6.21г, Додаток 5).

Родовища міді фіксуються в центральній частині Новоукраїнського масиву на схід від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ і приурочені до гранітно-діоритового типу кори (див. рис. 6.20). На цій території збільшена потужність «гранітного» і «базальтового» шарів, присутній різкий стрибок густини на глибині 17 км [Старостенко и др. 2015б] (див. Розділ 3).



Рудопрояви пегматитового типу, які розташовані на захід від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ і на південь від Субботсько-Мошоринської широтної зони розломів пов'язані з гранітно-діоритовим і діоритовим типами кори (див. рис. 6.20, 6.21б, г, Додаток 5). Сконцентровані в межах південної частини Криворізько-Кременчуцької зони розломів (в межах Середньопридніпровського мегаблока УЩ) – з підтипом 1 базальтоїдного типу кори (див. рис. 6.20, 6.21а, Додаток 5).

Уранові родовища, урановорудні поля і рудопрояви приурочені до гранітно-діоритового і діоритового типів кори. Їх велике скупчення зосереджено в двох областях. Перша розташована в північній частині Новоукраїнського масиву в районі трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ в безпосередній близькості від Субботсько-Мошоринської зони розломів (див. рис. 6.20, 6.21г, Додаток 5). Друга спостерігається в межах Кіровоградської зони розломів і розташована між Бобринецькою і Субботсько-Мошоринською широтними зонами розломів (див. рис. 6.20, 6.21д, Додаток 5). Менша кількість уранових рудопровів зосереджена поблизу Смілянської широтної зони розломів в районі Звенигородсько-Братської та Кіровоградської зон розломів, а також в Первомайській (див. рис. 6.20).

Таким чином, родовища корисних копалин в Інгульському мегаблоці УЩ розташовані переважно між Субботсько-Мошоринською і Бобринецькою широтними зонами розломів, на захід від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ, а також уздовж розломних зон (див. рис. 6.21, Додаток 5).

Можна зробити загальний висновок про те, що більша частина родовищ і рудопровів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису в межах УЩ сконцентрована поблизу широтних зон розломів і відноситься до гранітно-діоритового і діоритового типів, а менша тяжіє до блоків гранітного та базальтоїдного типів кори. Родовища і рудопрояви золота і срібла, а також рудопрояви пегматитів пов'язані з усіма типами кори.

## Висновки до розділу 6

### *Північно-західний шельф*

- Використовуючи ознаки прояву родовищ і структур в потенціальних полях (мінімуми, максимуми, градієнти, інтенсивність регіонального гравітаційного поля і простягання розломів, до яких вони тяжіють), проведена їх типізація і знайдені аналоги некласифікованих раніше структур.
- Всі без винятку родовища і структури тією чи іншою мірою пов'язані з самою границею СЄП, з розломами, субпаралельними до неї, і з вузлами їх перетину з розломами північно-західного простягання. Вони розташовані на сході від західної гілки Одеської зони розломів. Саме до цих розломів відносять виділені раніше перспективні структури [Кабанов и Беланов, 2001; Кабанов и др. 2004], за винятком структури Іванівська II, яка тяжіє до широтних розломів.
- Західна група структур і родовищ більш тісно пов'язана з широтними розломами Губкінсько-Донузлавської зони, яка як наскрізна на акваторії і в Криму концентрує різні типи родовищ і структур субширотного простягання. Наявність цих типів родовищ і структур в різних частинах зони може бути зумовлена: її неодноразовою активізацією в різній мірі і в різних структурах, які вона перетинає (1); тим, що вона закладена на структурах різного складу кори (2). Низка родовищ і структур належить до вузлів перетинання широтних розломів цієї зони з північно-східними розломами.

### *Український щит*

- Побудовані густинні розрізи дозволили простежити зміну (поведінку) густинної неоднорідності широтних зон розломів УЩ. Згідно з отриманими даними Південноратнівська, Поліська, Ковельсько-Сарненська, Андрушівська, Смілянська та Субботсько-Мошоринська широтні зони розломів мають північне падіння, а Південнодонбаська і Конкська – південне. Девладівська широтна зона розломів проявляється особливо: спостерігається

нахил її на північ і на південь на окремих ділянках, а також одночасне падіння її гілок в обидва напрямки.

- Райони родовищ і рудопроявів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису концентруються навколо широтних зон розломів УЩ – Субботсько-Мошоринської, Девладівської, Конкської, Південнодонбаської і Верхньокамишевахської, що чітко видно по розрахунковим профілям. В Інгульському мегаблоці найбільше родовищ і рудопроявів знаходиться між Бобринецькою і Субботсько-Мошоринською широтними зонами розломів, тяжіють до Первомайської, Звенигородсько-Братської, Кіровоградської, Криворізько-Кременчуцької зон розломів і розташовані на захід від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ.

- З'ясовано, що більша частина родовищ і рудопроявів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису УЩ приурочена до блоків гранітно-діоритового і діоритового типів кори, а менша тяжіє до блоків гранітного та базальтоїдного типів. Родовища і рудопрояви золота і срібла, а також рудопрояви пегматитів пов'язані з усіма типами кори.

### **Перелік використаних джерел до Розділу 6**

1. Алехин ВИ, Гинтов ОБ (2004) Кинематические особенности, фазы развития и металлогения системы широтных зон разломов Украинского щита. Геофизический журнал 26(6): 83–101
2. Бондарчук ГЛ, Герасимов МС (2004) Нафтогеологічне районування, продуктивні комплекси і перспективи нафтогазоносності Азово-Чорноморського регіону. В: Сборник докладов V межд. конф. «Крым-2003». Симферополь, с 48–60
3. Быстревская СС, Пашкевич ИК (1979) О глубинной трансрегиональной зоне длительной активизации в пределах Восточно-Европейской платформы. Геологический журнал 6:106–112

4. Верховцев В (2006) Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами. В: Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. КНУ, Київ, с 129–137
5. Гинтов ОБ (2004) Зоны разломов Украинского щита. Влияние процессов разломообразования на формирование структуры земной коры. Геофизический журнал 26(3):3–24
6. Горлицкий БА, Занкевич БА, Шмелев ЕГ (2003) Типизация геохимических аномалий Украинского щита и их структурно-геологическое положение. В: Збірник наукових праць Ін-ту геохімії навколишнього середовища. Вып. 8. Киев, с 202–215
7. Гошовський С.В. (ред) (2003) Комплексна металогенічна карта України масштабу 1:500000 та пояснювальна записка до неї. УкрДГРІ, Київ
8. Кабанов В, Беланов В (2001) Прогноз нефтегазоперспективных структур северной части шельфа Чорного моря на базе комплексной интерпретации геолого-геофизической информации с использованием компьютерных технологий. Геофизический журнал 23(3):49–60
9. Кабанов В, Поливцев А, Чепиль П, Филатова Т, Щербина В (2004) Прогноз газоперспективных объектов украинской зоны шельфа Чорного моря. В: Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона. Стрижак, Севастополь, с 107–116
10. Калашник АА (2003) Перспективы алмазоносности Кировоградского геоблока. Наук. вісник Нац. гірн. ун-ту. Днепропетровск 6:55–59
11. Корчин ВА, Русаков ОМ (2019) Зона разуплотнения термобарического типа в кристаллической коре северо-западного шельфа Чорного моря — потенциальный региональный коллектор абиогенного метана. Геофизический журнал. 41(2):99–111
12. Кравченко СН, Орлюк МИ, Русаков ОМ (2003) Новый подход к интерпретации региональной Западно-Черноморской магнитной аномалии. Геофизический журнал 25(3):135–144

- 13.Лукін ОЮ (2000) Дегазація Землі, хімічний мутагенез, макроеволюція. Геологический журнал 1:49–60
- 14.Мельничук П, Полухтович Б, Федішин В (2003) Пріоритети геологорозвідувальних робіт в акваторії Чорного моря. В: Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Гук, Симферополь, с 197–202
- 15.Орлюк МИ Магнитная неоднородность земной коры нефтегазоносных бассейнов в свете неорганического и органического происхождения углеводородов. В: Тезисы докладов «Геодинамики, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона». Форма, Симферополь, с 124–126
- 16.Руденко ЛГ (ред) (2007) Національний Атлас України. НАН України, ДНВП «Картографія», Київ
- 17.Старостенко ВИ, Гинтов ОБ, Кутас РИ (2011) Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. Геофизический журнал 33(3):3–22
- 18.Старостенко ВИ, Лукин АЕ, Русаков ОМ, Пашкевич ИК, Лебедь ТВ (2015) Углеводородный сквозьформационный флюидоподводящий канал на северо-западном шельфе Черного моря по данным трехмерного магнитного моделирования. Геология и полезные ископаемые Мирового океана 2:147–158
- 19.Толкунов АА, Гаврилюк РО (2018) Перспективи реалізації інвестиційних проектів з освоєння вуглеводневих ресурсів українського сектору північно-західного шельфу Чорного моря. Геологія і корисні копалини Світового океану 1:97–102
- 20.Bogdanova SV, Page LM, Skridlaite G, Taran LN (2001) Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constrains. Tectonophysics 339:39–66

## ВИСНОВКИ

Представлена дисертаційна робота, основна частина якої присвячена вивченню густинної неоднорідності земної кори України і суміжних регіонів, є наступним кроком в гравіметричному вивченні великих територій, що враховує сучасний стан геофізичної науки – автоматизований комплекс інтерпретації потенціальних полів *GMT-Auto*, який дозволяє будувати тривимірні моделі з безперервним розподілом в них фізичних параметрів, оскільки наближення розрахункового поля до модельного значною мірою залежить від апроксимації середовища в моделі.

Нове вирішення наукової проблеми, що полягає у виявленні густинної неоднорідності різноманітних структур земної кори України і суміжних регіонів досягнуто застосуванням сучасного програмного комплексу *GMT-Auto*, уніфікованою параметризацією геологічного середовища і єдиним рівнем прив'язки розрахункових полів. Вирішення даної задачі має практичне значення, оскільки деталізований об'ємний розподіл густини блоків земної кори, шарів, що їх складають, і зон розломів дали нову інформацію, а також значно доповнили сучасні уявлення про глибинну будову як окремих тектонічних структур, так і всього регіону загалом.

Основними результатами, отриманими автором у процесі роботи над дисертацією, є:

1. Реалізовано подальший розвиток методики і технології кількісної інтерпретації спостережного гравітаційного поля методом підбору в модифікаціях, застосованих для розвідувальних робіт, регіональних досліджень, або використання їх в комплексі.

2. Вперше отримано розподіл густини земної кори України і суміжних регіонів 3D гравітаційним моделюванням з використанням комплексу *GMT-Auto*, який істотно полегшує і прискорює процес інтерпретації гравітаційного поля і суттєво збільшує роздільну здатність і інтерпретаційні можливості об'ємного геологічного середовища.

3. Найважливішим результатом виконаного 3D гравітаційного моделювання є схеми розподілу густини земної кори України і суміжних регіонів на певних глибинах (поверхня фундаменту, 10, 20, 30 км, розділ Мохо). Отримана густинна неоднорідність стала основою для побудови схем потужностей умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів та схеми типів земної кори, що відображають її склад. Визначено наступні типи кори: гранітний, гранітно-діоритовий, діоритовий і базальтоїдний з вмістом в ньому базальту: підтип 1 – 40–70 %, підтип 2 – 70–90 %, підтип 3 – 100 %. Встановлено, що основність складу земної кори УЩ змінюється з заходу на схід, відповідно, від підтипу 2 базальтоїдного до діоритового типу. В ДДЗ основність кори збільшується з північного заходу на південний схід відповідно до сегментації структури. Основність кори СЧЗ більша, ніж ЗЧЗ. Вперше виділено тип кори, який характеризується присутністю в розрізі «базальтового» і «гранітного» шарів (при відсутності або дуже малій потужності «діоритового»). Подібний тип кори притаманний Інгульському мегаблоку УЩ, північній бортовій зоні ДДЗ, а також Чорноморській мегазападині.

4. Побудовано 3D гравітаційні моделі земної кори різного масштабу з подальшою геологічною інтерпретацією як тектонічних регіонів, так і окремих структур. Використання результатів моделювання у вигляді розподілу густини в земній корі разом з магнітними, швидкісними, температурними та іншими моделями підвищує надійність визначення особливостей будови земної кори.

- Для ДДЗ і Донбасу підтверджено наявність осьового ущільнення в їх центральних частинах. Вперше в консолідованій корі ДДЗ за характером редукованого за вплив осадових порід гравітаційного поля, морфологією магнітного поля і особливостями глибинної будови виділено Чернігівський, Лохвицький, Ізюмський і Донбаський сегменти. У прибортових зонах ДДЗ оконтурено зони розущільнення на різних поверхах консолідованої кори, які є одним з головних ознак нафтогазоносності в кристалічному фундаменті. Побудовано схему поширення і потужності коромантії суміші, яка відображає ступінь перетворення порід на границі кора–мантія і вплив



мантіїних флюїдів.

- В *Інгульському 358ранс регі УЩ* земна кора Корсунь-Шевченківського, Шполянського масивів рапаківівидних гранітів і Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів розділена на два шари зі стрибком густини на глибинах 12 і 17 км відповідно. У верхньому шарі залягають розущільнені породи, а в нижньому – ущільнені. Земна кора Корсунь-Новомиргородського плутону розділена 358ранс регіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ на західну і східну частини. В першій присутні три стрибки густини на глибинах 2, 5 і 12 км, а в другій – тільки на глибині 12 км. Деталізовано розподіл густини за глибиною і по площі в масивах гранітоїдів і габро-анортозитів.
- Для центральної частини *Голованівської шовної зони УЩ* підтверджено блокову будову верхнього шару земної кори. З'ясовано, що з поверхні до глибини 20 км ГШЗ за своєю будовою ділиться на центральну, східну і західну частини: центральна, що відповідає більшій частині зони, представлена породами, густина яких значно вище, ніж в західній і особливо в східній. Наявність значно розущільнених порід у східній і північній частинах зони до глибини 10 км засвідчує перебіг тут у минулому процесів гранітизації. Отримано розподіл густини в земній корі локальних структур з аномально високою густиною на поверхні фундаменту (габро, амфіболіти, залізисті кварцити, кристалосланці та гнейси гранат-біотитові). За попередніми даними ці структури простежуються до глибини 3–5 км.
- Для *Чорноморської мегазападини і прилеглих територій* за даними 3D гравітаційного моделювання вперше побудовано схеми розподілу густини на покрівлі палеоцен-еоценових і крейдяних відкладів та з'ясовано, що густина зазнає змін як по площі, так і з глибиною. Побудовано схему поширення і глибин залягання підосви дислокованих відкладів, а також розраховано густину на цій поверхні. Проаналізовано густинну неоднорідність у верхньому шарі кристалічної кори, а також на покрівлі і підосві нижнього шару. Уточнено області відсутності «гранітного» шару в ЗЧЗ і СЧЗ.

5. Завдяки використанню принципово нового комплексу потенціальних полів (залишкового гравітаційного, звільненого від впливу товщі води і осадового шару, та аномального магнітного) виділено розломи консолідованої кори північно-західного і північно-східного шельфів Чорного моря. Отримано нову інформацію про системи розломів консолідованої кори, їх співвідношення між собою і вплив на формування основних структур осадового чохла, до яких, і особливо до вузлів перетину розломів, приурочені родовища вуглеводнів. На північно-західному шельфі Чорного моря визначено сучасне положення південної границі ССП, окремі ділянки якої ешелоновано зміщені на південний схід.

6. Вперше для північно-західного шельфу Чорного моря виконано аналіз розміщення структур-аналогів відомих родовищ (Голіцинського, Архангельського, Одеського, Штормового) відносно різних систем розломів та типізацію родовищ вуглеводнів і структур за ознаками їх проявів в потенціальних полях. Більшість родовищ і структур контролюється системами розломів, які пов'язані з границею ССП і Губкінсько-Донузлавською зоною розломів, і вузлами їх перетинів.

7. Простежено зміну густинної неоднорідності земної кори в напрямку захід–схід і північ–південь за широтними зонами розломів УЩ. Згідно з одержаними даними, Південноратнівська, Поліська, Ковельсько-Сарненська, Андрушівська, Смілянська і Суботсько-Мошоринська широтні зони розломів мають північне падіння, а Південнодонбаська і Конкська – південне.

8. З'ясовано, що райони родовищ і рудопроявів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису концентрується поблизу широтних зон розломів УЩ, як-от Субботсько-Мошоринська, Девладівська, Конкська, Південнодонбаська і Верхньокамишевахська. В Інгульському мегаблоці найбільше родовищ і рудопроявів сконцентровані між Бобринецькою і Субботсько-Мошоринською широтними зонами розломів, тяжіють до Первомайської, Звенигородсько-Братської, Кіровоградської, Криворізько-Кременчуцької зон розломів і розташовані на захід від трансрегіонального тектонічного шва Херсон–Смоленськ.

9. Зіставлення схеми типів кори і її густинної неоднорідності з областями поширення родовищ і рудопроявів корисних копалин гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису УЩ продемонструвало, що більша частина родовищ і рудопроявів приурочена до блоків гранітно-діоритового і діоритового типів кори, а менша тяжіє до блоків гранітного і базальтоїдного типів. Родовища і рудопрояви золота і срібла, а також рудопрояви пегматитів пов'язані з усіма типами кори.

## Додаток 1

Таблиця 6.1. Ознаки проявів нафтогазоносних родовищ і структур та їх аналогів, за [Кабанов и др. 2004], в потенціальних полях.

| Родовища і структури                               |                     | Розломи<br>(вузли)    | $\Delta T$ | $\Delta g$ | Фон поля<br>$\Delta g$ , мГл |
|----------------------------------------------------|---------------------|-----------------------|------------|------------|------------------------------|
| <i>Аналоги Голіцинського родовища</i>              |                     |                       |            |            |                              |
| 1                                                  | Голіцинське         | ПС, вузол             | min        | max        | 16–40                        |
| 2                                                  | Гордієвича          | ПС, ПЗ,<br>вузол      | min        | max        | 16–40                        |
| 3                                                  | Південноголіцинське | ПС, ПЗ,<br>вузол      | min        | grad       | 50–80                        |
| 4                                                  | Бортова             | ПС, ПЗ,<br>вузол      | min        | grad       | 50–80                        |
| 5                                                  | Губкіна Південна    | шир.                  | grad       | max        | 50–80                        |
| 6                                                  | Міжводненська       | ПЗ, ПС,<br>вузол      | max        | min        | 16–40                        |
| 7                                                  | Нахімовська         | ПЗ, ПС                | min        | grad       | 80–120                       |
| 8                                                  | Корніловська        | ПЗ, ПС,<br>шир.       | min        | grad       |                              |
| 9                                                  | Західна Крейдяна    | ПС, ПЗ,<br>шир, вузол | grad       | min        | 50–80                        |
| 10                                                 | Південна Бортова    | ПЗ, ПС,<br>вузол      | min        | max        | 50–80                        |
| 11                                                 | Тарханкутська       | ПС, ПЗ,<br>мерід.     | max        | max        | 50–80                        |
| <i>Аналоги Архангельського і Одеського родовищ</i> |                     |                       |            |            |                              |
| 1                                                  | Архангельське       | ПЗ, ПС,               | max        | min        | 50–80                        |

|                                    |                    |                        |              |     |        |
|------------------------------------|--------------------|------------------------|--------------|-----|--------|
|                                    |                    | субшир.                |              |     |        |
| 2                                  | Одеське            | ПЗ, ПС,<br>субшир.     | max          | min | 40–50  |
| 3                                  | Губкіна Центральна | ПЗ, ПС,<br>субшир.     | grad         | max | 50–80  |
| 4                                  | Губкіна Східна     | ПЗ, ПС,<br>шир., вузол | grad         | max | 50–80  |
| 5                                  | Комсомольська      | шир., ПЗ,<br>ПС        | min          | min | 80–120 |
| <i>Аналоги Штормового родовища</i> |                    |                        |              |     |        |
| 1                                  | Штормове           | ПС, шир.               | max          | min | 50–80  |
| 2                                  | Штильова           | ПЗ, ПС                 | max          | min | 50–80  |
| 3                                  | Катран             | ПЗ, ПС,<br>шир.        | max          | max | 40–50  |
| <i>Не мають аналогів</i>           |                    |                        |              |     |        |
| 1                                  | Кримське           | ПЗ                     | max          | max | 50–80  |
| 2                                  | Шмідтівське        | ПС, ПЗ,<br>вузол       | min          | max | 50–80  |
| 3                                  | Безіменне          | ПС, ПЗ                 | max,<br>grad | max | 40–50  |

Примітка. ПС – північний схід, ПЗ – північний захід,  $\Delta g$  – залишкове гравітаційне поле,  $\Delta T$  – локальне магнітне поле.

## Додаток 2

Таблиця 6.2. Ознаки проявів нафтогазоносних структур, за [Кабанов и др. 2004] в потенціальних полях.

| Структури         | Розломи<br>(вузли)     | $\Delta T$                                    | $\Delta g$ | Фон<br>поля $\Delta g$ ,<br>мГл |
|-------------------|------------------------|-----------------------------------------------|------------|---------------------------------|
| Дністровська зона | ПЗ, вузол<br>ПС        | $\Delta T(\text{per}) \text{ max,}$<br>grad   | max        | 16–40                           |
| Сундучна          | ПС, ПЗ,<br>вузол       | $\Delta T(\text{per}) \text{ max,}$<br>grad   | grad       | 40–50                           |
| Шацького          | ПС<br>(субшир.)        | $\Delta T(\text{per}) \text{ max,}$<br>grad   | min        | 40–50                           |
| Рифтова           | ПС, ПЗ                 | grad                                          | min        | 40–50                           |
| Осетрова          | ПС, ПЗ<br>шир.         | grad                                          | min        | 40–50                           |
| Кутова            | ПЗ шир.,<br>вузол      | $\Delta T_a(\text{per}) \text{ max,}$<br>grad | max        | 40–50                           |
| Н-58              | ПЗ, ПС, 3-<br>ПЗ вузол | grad                                          | grad       | 50–80                           |
| Зональна          | ПС, ПЗ,<br>вузол       | min                                           | min        | 50–80                           |
| Олімпійська       | ПЗ, ПС,<br>шир. вузол  | grad                                          | max        | >120                            |
| Крайова           | ПС вузол               | grad                                          | max        | >120                            |
| Придніпровська    | ПС, ПЗ,<br>вузол       | $\Delta T(\text{per}), \text{ min}$           | grad       | 16–40                           |
| Біостромна        | СЗ, мерид.<br>СЗ.      | min                                           | max        | 16–40                           |
| Північно-         | ПЗ, ПС,                | grad, min                                     | max        | 16–40                           |

|                         |                                       |           |      |                |
|-------------------------|---------------------------------------|-----------|------|----------------|
| ГОЛИЦИНСЬКА             | вузол                                 |           |      |                |
| Флангова                | вузол ПС                              | grad, min | max  | 16–40          |
| Чарівна                 | вузол ПС                              | grad, min | max  | 16–40          |
| Миколаївська            | Суб. шир.                             | max       | max  | 50–80          |
| Гамбурцева              | Суб. шир.                             | grad, min | min  | 50–80          |
| Штильова                | ПЗ, вузол                             | max       | min  | 50–80          |
| Федорівська             | ПЗ, ПС,<br>вузол                      | max       | grad | 50–80          |
| Десантна                | Мерид., ПЗ                            | min       | min  | 80–120         |
| N-53                    | Вузол,<br>шир.,<br>мерид.)            | min       | max  | 80–120         |
| Дельфін                 | Вузол<br>шир.,<br>мерид., ПЗ          | grad      | grad | 80–120<br>>120 |
| Каркінітська            | ПС, ПЗ<br>(вузол),<br>шир.,<br>мерид. | grad      | min  | 16–40          |
| Східна Шмідта           | ПС, ПЗ,<br>вузол                      | max       | max  | 50–80          |
| Прибойна                | Шир.                                  | grad, min | min  | 50–80          |
| Мартівська              | Вузол, ПС,<br>ПЗ                      | min       | min  | 50–80          |
| Південна<br>Каламітська | Шир, ПС<br>вузол                      | max       | max  | 80–120         |
| Євпаторійська           | Шир., ПС,<br>ПЗ (вузол)               | min       | max  | 50–80          |
| Форум                   | ПЗ, шир.                              | min       | max  | 80–120         |



|                                                               |                  |      |      |        |
|---------------------------------------------------------------|------------------|------|------|--------|
| Вікторія                                                      | ПС, шир.         | min  | min  | 80–120 |
| Севастопольська                                               | ПС               | min  | grad | 80–120 |
| Британська -2                                                 | ПС               | max  | max  | >120   |
| Перспективні за [Кабанов и Беланов, 2001; Кабанов и др. 2004] |                  |      |      |        |
| Каламітська                                                   | ПС, ПЗ,<br>вузол | grad | grad | 40–50  |
| Случайна                                                      | ПС, ПЗ,<br>вузол | grad | grad | 16–40  |
| Мирна                                                         | ПС               | min  | grad | 16–40  |
| Партизанське                                                  | ПЗ               | grad | max  | 50–80  |
| Іванівська II                                                 | Шир.             | max  | grad | 40–50  |
| Карбишева                                                     | ПЗ, ПС,<br>вузол | grad | grad | 50–80  |
| Маріїнська                                                    | Субмерид.        | min  | min  | 16–40  |
| Альбатрос                                                     | ПС               | grad | min  | 50–80  |

Примітка. ПС – північний схід, ПЗ – північний захід, З-ПЗ – захід – північний захід,  $\Delta g$  – залишкове гравітаційне поле, магнітне поле:  $\Delta T$  – локальне,  $\Delta T(\text{per})$  – регіональне.

## Додаток 3

Таблиця 6.3. Зіставлення розташування родовищ і рудопроявів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису УЩ [Гошовський 2003] уздовж широтних зон розломів зі схемою типів земної кори.

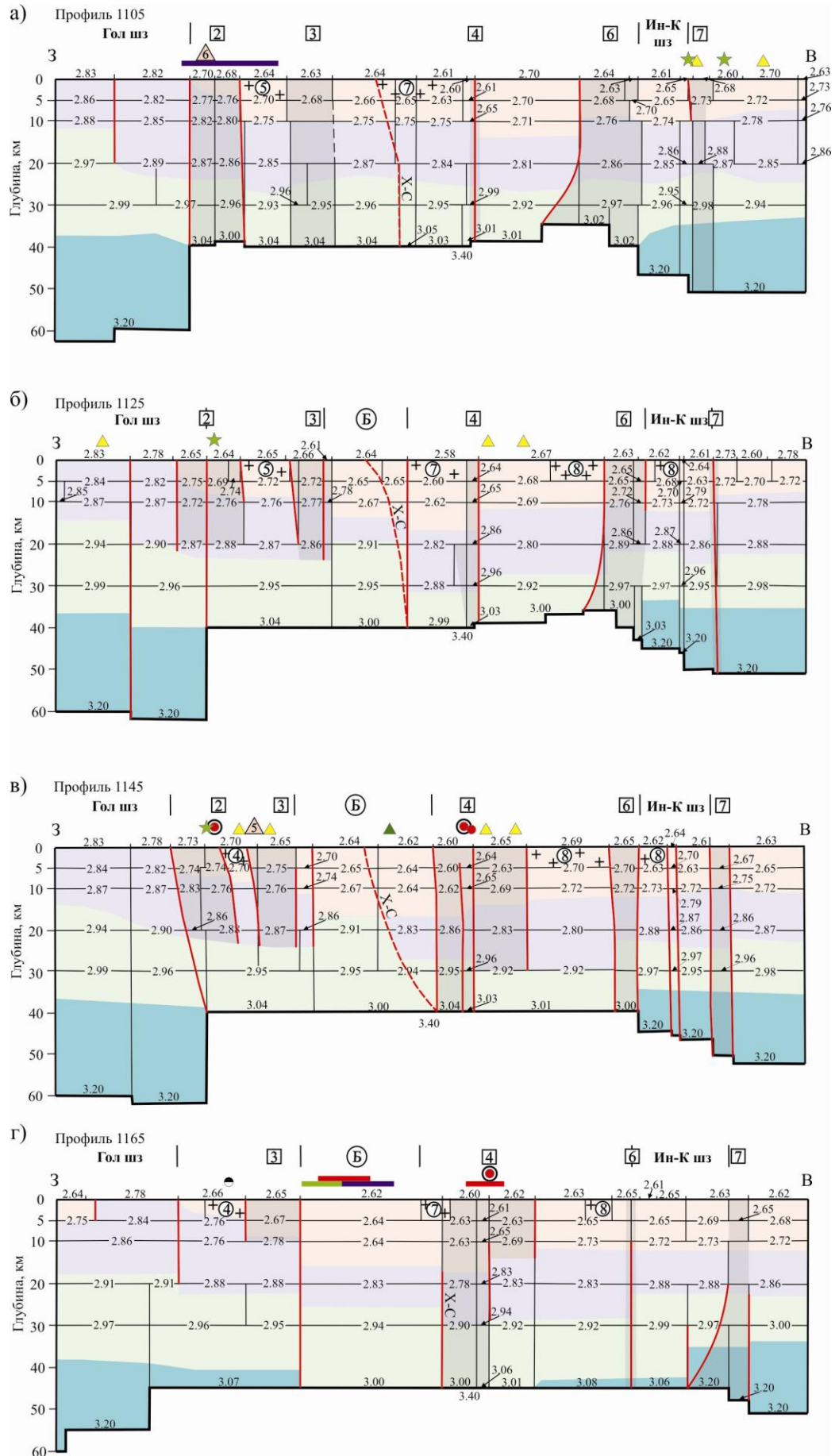
| Широтні зони розломів  | Типи кори                      | Родовища і рудопрояви корисних копалин                         |                                                                                |
|------------------------|--------------------------------|----------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|
|                        |                                | Гідротермальні                                                 | Гідротермально-метасоматичні                                                   |
| Поліська               | гранітний, гранітно-діоритовий | золото, срібло                                                 | ніобій, тантал, рідкісні землі, цирконій                                       |
| Андрушівська           | підтип 1 базальтоїдного типу   | молібден, свинець, цинк, золото, срібло                        | рідкісні землі, уран, апатит, скандій, ванадій                                 |
| Смелянська             | діоритовий                     | —                                                              | рідкісні землі, уран, апатит, скандій, ванадій, урановорудні поля              |
| Субботсько-Мошоринська | діоритовий                     | —                                                              | уранові родовища і рудопрояви, урановорудні поля                               |
|                        | підтип 1 базальтоїдного типу   | золото, срібло                                                 | —                                                                              |
| Девладівська           | гранітно-діоритовий            | —                                                              | рідкісні землі, уран, апатит, скандій, ванадій, мідь, золото, срібло           |
|                        | діоритовий                     | молібден, свинець, цинк, золото, срібло                        | рідкісні землі, уран, апатит, скандій, ванадій                                 |
|                        | підтип 1 базальтоїдного типу   | золото, срібло                                                 | —                                                                              |
|                        |                                | рідкісні землі, уран, апатит, скандій, ванадій, золото, срібло | рідкісні землі, уран, апатит, скандій, ванадій                                 |
| Конкська               | гранітно-діоритовий            | золото, срібло                                                 | —                                                                              |
|                        | діоритовий                     | золото, срібло, мідь                                           | рідкісні землі, уран, апатит, скандій, ванадій, ніобій, тантал, рідкісні землі |

## Додаток 4

Табл. 6.4. Зіставлення розташування родовищ і рудопроявів гідротермального і гідротермально-метасоматичного генезису УЩ, за [Гошовський 2003], з типами консолідованої земної кори.

| Родовища корисних копалин    |                                                | Типи земної кори                                                                                               |
|------------------------------|------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Гідротермальні               | Мідь                                           | Гранітно-діоритовий, діоритовий                                                                                |
|                              | Молібден, свинець, цинк                        | Діоритовий, підтип 1 базальтоїдного типу з вмістом базальту 50% та 50–70 %                                     |
|                              | Уран                                           | Діоритовий                                                                                                     |
|                              | Золото, срібло                                 | Гранітно-діоритовий, діоритовий, підтип 1 базальтоїдного типу з вмістом базальту 50% та 50–70 %                |
| Гідротермально-метасоматичні | Ніобій, тантал, рідкісні землі, цирконій       | Гранітний, гранітно-діоритовий, діоритовий, підтип 1 базальтоїдного типу з вмістом базальту 50–70 % (одиничні) |
|                              | Рідкісні землі, уран, апатит, скандій, ванадій | Гранітно-діоритовий, діоритовий, підтип 1 базальтоїдного типу з вмістом базальту 50% та 50–70 % (одиничні)     |
|                              | Уранові родовища і рудопроявлення              | Гранітно-діоритовий, діоритовий                                                                                |
|                              | Урановорудні поля                              | Гранітно-діоритовий, діоритовий                                                                                |
|                              | Рудопрояви пегматитів                          | Гранітно-діоритовий, діоритовий, підтип 1 базальтоїдного типу з вмістом базальту 50% та 50–70 %                |
|                              | Літій                                          | Діоритовий                                                                                                     |

## Додаток 5



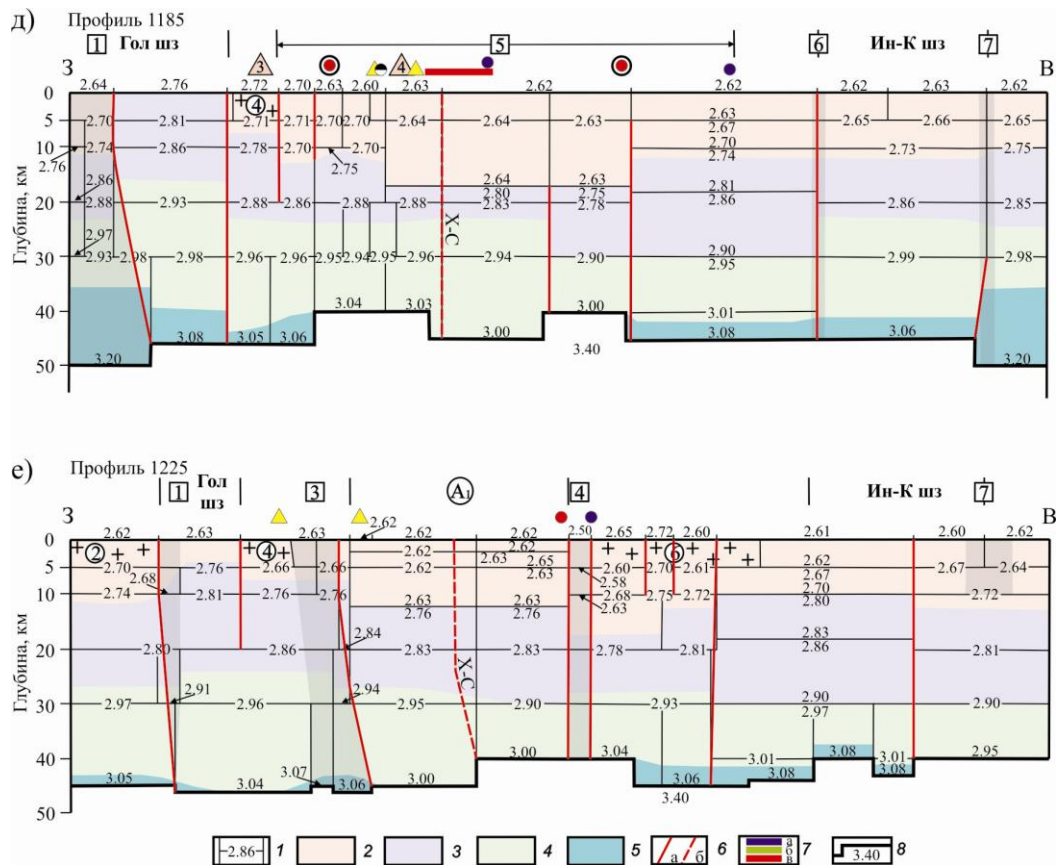


Рис. 6.21. Густинні розрізи земної кори уздовж профілів 1105 (а), 1125 (б), 1145 (в), 1165 (г), 1185 (д), 1225 (е): 1 – контури і значення густини (г/см<sup>3</sup>) розрахункових тіл; 2–4 – шари прогнозного складу земної кори (2 – «гранітний», 3 – «діорітовий», 4 – «базальтовий»); 5 – коромантійна суміш; 6 – передбачувані порушення (а) і положення трансрегіонального тектонічного шву Херсон – Смоленськ (Х–См) (б) за даними 3D гравітаційного моделювання; 7 – скупчення родовищ поблизу профілю (а – рідкісних земель, урану, апатитів, скандію, ванадію, б – рудопроявлень пегматитового типу, в – урану); 8 – розділ Мохо. Положення профілів та інші умовні позначення див. на рис. 6.20.

**Додаток 6**

до дисертації Макаренко І.Б.

«Неоднорідність земної кори України і суміжних регіонів за результатами 3D гравітаційного моделювання», яка представлена на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2019.

**СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА****Монографії**

1. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС (2013) Плотностная модель. В: Старостенко ВИ, Гинтов ОБ (ред) Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Прастыи луды, Киев, с 109–133
2. Старостенко ВИ, Русаков ОМ, Пашкевич ИК, Кутас РИ, Орлюк МИ, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Максимчук ПЯ, Козленко ЮВ, Козленко МВ, Легостаева ОВ, Лебедь ТВ, Савченко АС (2015) Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины. Галактика, Киев
3. Пашкевич ИК, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС (2018) Геодинамика Днепровско-Донецкой впадины. В: Старостенко ВИ, Гинтов ОБ (ред) Очерки геодинамики Украины. ВІ ЕН ЕЙ, Киев, с 310–323

## Статті в наукових виданнях

1. Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Оровецкий ЮП, Старостенко ВИ (1998) Геологическая природа Крымско-Кавказской аномальной зоны. Геофизический журнал 20(6): 45–53
2. Оровецкий ЮП, Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ (1998) Геологическая природа «пунктирных» гравитационных аномалий и тектоническая модель Черноморья. Доповіді НАН України 11:130–135
3. Бурьянов ВБ, Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ**, Оровецкий ЮП, Старостенко ВИ (1999a) Геологическая природа Радильной и Губкинской гравитационных аномалий Западного Черноморья. Геофизический журнал 21(1):95–106
4. Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (1999б) Восточная часть Днепровско-Донецкой впадины и Донбасс: новая плотностная модель земной коры. Геофизический журнал 21(4):20–39
5. Старостенко ВИ, Коболев ВП, Оровецкий ЮП, Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ (2000) Глубинное строение и геологическая природа Черноморской впадины. В: Шнюков ЕФ (ред) Геология Черного и Азовского морей. ГНОЗИС, Киев, с 175–184
6. **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, Special issue, September 53 (CD)
7. Старостенко ВИ, **Макаренко ИБ**, Русаков ОМ, Легостаева ОВ (2003) Плотность осадочных комплексов Черного моря. Геофизический журнал 25(2):54–69
8. **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2003) Строение земной коры Коростенского плутона (северная часть Украинского щита) по результатам трехмерного плотностного моделирования. Доповіді НАН України 11:113–120
9. Старостенко ВИ Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ**, Павлюк ЕВ, Шарыпанов ВМ (2004a) Об автоматизированном вводе в компьютер изображений геолого-



геофизических карт с разрывами первого рода и визуализации в интерактивном режиме трехмерных геофизических моделей и их полей. Геофизический журнал 26(1):3–13

10.Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ** (2004б) ВМ Новоселицкий и задача для пласта. Горное эхо (Вестник Горного Института) 4(18):51–56

11.Bogdanova SV, Pashkevich IK, Buryanov VB, **Makarenko IB**, Orlyuk MI, Skobelev VM, Starostenko VI, Legostaeva OV (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

12.Bielik M, **Makarenko I**, Legostaeva O, Starostenko V, Dérerova J, Šefara J (2004) Stripped gravity map of the Carpathian–Pannonian Basin region. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik 31:107–114

13.Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, **Макаренко ИБ**, Русаков ОМ, Кутас РИ, Легостаева ОВ (2005) Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. Геофизический журнал 27(2):195–207

14.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

15.Bogdanova Svetlana, Gorbatshev R, Grad M, Guterch A, Janik T, Kozlovskaya E, Motuza G, Skridlaite G, Starostenko V, Taran L, Astapenko VN, Belinsky AA, Garetsky RG, Karatayev GI, Terletsky VV, Zlotski G, Jensen SL, Knudsen ME, Thybo H, Sand R, Komminaho Luosto U, Tiira T, Yliniemi J, Giese R, Makris J, Cecys A, Jacyna J, Korabliova L, Nasedkin V, Rimsa A, Seckus R, Czuba W, Gaczynski E, Sroda P, Wilde-Piorko M, Bibikova E, Claesson S, Elming S-A, Lund C-E, Mansfeld J, Page L, Sundblad K, Doody JJ, Downes H, Buryanov VB, Egorova TP, Il'chenko TV, Kharitonov OM, Lysynchuk DV, Legostayeva OV, **Makarenko IB**, Omel'chenko VD, Orlyuk MI, Pashkevich IK, Skobelev VM, Stepanyuk L M, Keller GR, Miller KC (2006) EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East

European Craton. In: Gee DG, Stephenson RA (eds) European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs 32, p 599–625. doi: 0435-4052/06/\$15.00

16.**Makarenko IB**, Kuprienko PYa, Starostenko VI, Legostaeva OV (2006) Density heterogeneities of the consolidated crust and main latitudinal zones of the north part of Volhyno-Podolian plate. Геофизический журнал 28(6):141–143

17.Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2007а) Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского мегаблока Украинского щита. Геофизический журнал 29(2):17–41

18.Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2007б) Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. Геофизический журнал 29(5):28–39

19.Старостенко ВИ, Гинтов ОБ, Пашкевич ИК, Бурахович ТК, Кулик СН, Куприенко ПЯ, Кутас РИ, **Макаренко ИБ**, Орлюк МИ, Цветкова ТА (2007) Металлогения Украинского щита: закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых, связь с глубинным строением и динамикой литосферы. Геофизический журнал 29(6):3–31

20.Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ (2008) Плотностная модель земной коры вдоль профиля DOBRE. Геофизический журнал 30(1):28–41

21.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

22.Старостенко ВИ, **Макаренко ИБ**, Русаков ОМ, Пашкевич ИК, Кутас РИ, Легостаева ОВ (2010) Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря. Геофизический журнал 32(5):3–20. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i5.2010.117496>

23.Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, Савченко АС (2010) Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней

мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Геофизический журнал 32(6):175–214. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117461>

24.Старостенко ВИ, Шарыпанов ВМ, Савченко АС, Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ (2011) Об автоматизированной интерактивной обработке геофизических изображений геологических и геофизических объектов. Геофизический журнал 33(1):54–61. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325>

25.Старостенко ВІ, Крупський БЛ, Пашкевич ІК, Русаков ОМ, **Макаренко ІБ**, Кутас РІ, Гладун ВВ, Легостаєва ОВ, Лебідь ТВ (2011) Розломна тектоніка і перспективи нафтогазоносності українського сектора північно-східної частини Чорного моря. Нафтова і газова промисловість 1:7–10

26.Starostenko VI, Krupskyi BL, Pashkevich IK, Rusakov OM, **Makarenko IB**, Kutas RI, Gladun VV, Legostaeva OV, Lebed TV, Maksymchuk PYa (2011) Fault Tectonics of the NE Black Sea Shelf and Its Relevance to Hydrocarbon Potential. Search and Discover Article 30155 (2011), Posted March 25

27.Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС (2012) Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Геофизический журнал 34(6):113–132. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116718>

28.Krajnak Martin, Bielik Miroslav, **Makarenko Irina**, Legostaeva Olga, Starostenko Vitaly I, Bosansky Marian (2012) The first stripped gravity map of the Turcianska Kotlina Basin. Contributions to Geophysics and Geodesy 42(2):181–199

29.Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС (2013а) Средняя плотность земной коры Кировоградского рудного района и слагающих его структур (центральная часть Украинского щита). Доповіді НАН України 11:103–108

30.Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС (2013б) Листрические разломы и их взаимосвязь с кольцевыми структурами на Украинском щите. Геодинаміка 2(15):45–47

31. Bielík Miroslav, Krajňák Martin, **Makarenko Irina**, Legostaeva Olga, Starostenko Vitaly, Bošanský Marian, Grinč Michal, Hok Jozef (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. doi: 10.2478/geoca-2013-0027

32. Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС (2015а) Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT–auto). *Геофизический журнал* 37(1):42–52  
doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>

33. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС, Легостаева ОВ (2015б) Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофизический журнал* 37(3):3–21.  
doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111089>

34. Старостенко ВИ, Шарыпанов ВМ, Шарыпанов АВ, Савченко АС, Легостаева ОВ, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ (2016) Интерактивный программный комплекс Isohypse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование. *Геофизический журнал* 38(1):30–42. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107720>

35. Starostenko VI, Rusakov OM, Pashkevich IK, Kutas RI, **Makarenko IB**, Legostaeva OV, Lebed TV, Savchenko AS (2015) Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофизический журнал* 37(2):3–28. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111298>

36. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС, Легостаева ОВ (2017а) Состав земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита (типы коры) и закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых. *Геофизический журнал* 39(5):27–46.  
doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112338>

37.Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Савченко АС (2017б) Геодинамическая интерпретация геолого-геофизической неоднородности литосферы Днепровско-Донецкой впадины. Доповіді НАН України 9:84–94. doi: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2017.09.084>

38.Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Савченко АС (2017в) Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. I. Глубинное строение. Геодинаміка 1(22):125–138. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.125>

39.Старостенко ВИ, Пашкевич ИК, **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Савченко АС (2017г) Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. II. Геодинамическая нтерпретация. Геодинаміка 2(23):83–103. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.083>

40.Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Савченко АС, Легостаева ОВ (2018) Трехмерная плотностная модель земной коры центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. Геофизический журнал 40(3):27–53. doi: 10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137172

41.Bielik Miroslav, **Makarenko Irina**, Csicsay Kristian, Legostaeva Olga, Starostenko Vitaly, Savchenko Aleksandra, Simonova Barbora, Dererova Jana, Fojtikova Lucia, Pasteka Roman, Vozar Jozef (2018) The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. Contributions to Geophysics and Geodesy 48(2):179–190. doi: 10.2478/congeo-2018-0007

### Тези доповідей і матеріали конференцій

1. Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Оровецкий ЮП, Старостенко ВИ (1998) Интерпретация гравитационного поля Черноморской впадины и некоторых ее локальных структур. В: Тезисы докладов 25-й сессии международной конференции-семинара им. Д. Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», Ухта, Россия, 29 января–3 февраля 1998

2. **Makarenko IB**, Buryanov VB, Orovetsky YuP, Starostenko VI, Legostaeva OV (1999) Black Sea Basin: gravity field and crustal structure. In: Book of Abstracts, II Balkan Geophysical Congress and Exhibition, Istanbul, Turkey, 5–9 July 1999

3. Buryanov VB, **Makarenko IB**, Orovetsky YP, Starostenko VI, Legostaeva OV (1999) 3-D analysis of the gravity field of the NW Black Sea and the adjacent land (Dobrogea). In: Dobrogea – the interface between the Carpathians and the Trans-European Zone. Proceedings of Joint Meeting EUROPROBE TESZ, PANCARDI and GEORIFT PROJECTS, Tulcea, Romania, 25 September–6 October 1999.

4. **Makarenko IB**, Buryanov VB, Orovetsky YP, Starostenko VI, Legostaeva OV (2000) An analysis of positive gravity anomalies of the Black Sea periphery. In: Book of Abstracts, International Geophysical Conference & Exposition, Bucharest, Romania, 10–14 April 2000

5. Бурьянов ВБ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Старостенко ВИ, Русаков ОМ (2001) Методика изучения земной коры акваторий с большой мощностью осадочной толщи 3-Д гравитационным моделированием (на примере северо-западного шельфа Черного моря). В: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей, Тезисы докладов 28-й сессии международной конференции-семинара им. Д. Г. Успенского, ОИФЗ, Москва, 2001

6. Buryanov VB, **Makarenko IB**, Starostenko VI, Legostaeva OV (2001) Structure of the Earth's crust of the Korosten Pluton (the northern part of the Ukrainian Shield) based on 3-D gravity modelling. In: Abstracts of a joint meeting of the EUROBRIDGE and SVEKALAPKO projects on «Archean and Proterozoic Plate Tectonics: Geological and Geophysical Records», VSEGEI, St.-Petersburg, 1–3 November 2001

7. Старостенко ВИ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Русаков ОМ, Пиповаров ВЛ (2002) Плотностные свойства осадочной толщи Черноморской впадины. В: Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона. Тезисы докладов IV Межд. конференции «Крым-2002», Симферополь, 2002

8. Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ, Красовский АС (2006) Глубинное строение центральной части Украинского

щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. В: Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, 30 января–3 февраля 2006

9. **Makarenko I**, Pashkevich I, Starostenko V, Legostaeva 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. In: WIGFR 2006, Proceedings of 2-nd Workshop on International Gravity Field Research, Smolenice, Slovak Republic, 8–9 May, 2006

10. Старостенко ВИ, Русаков ОМ, **Макаренко ИБ**, Пашкевич ИК, Кутас РИ, Легостаева ОВ (2007) Строение литосферы Черного моря по геофизическим данным. В: Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Тезисы докладов VII международной конференции Украины «Крым–2007», Симферополь, 2007

11. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ (2008) Распределение плотности в земной коре в сечении профиля ГСЗ DOBRE. В: Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 35-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, УГТУ, Ухта, 28 января–2 февраля 2008

12. Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС (2008) Основные типы земной коры Украинского щита по результатам оценки вклада каждого вещественного слоя в полную мощность коры. В: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV Международной конференции, ч. II, Петрозаводск, 27–31 октября 2008

13. Bogdanova SV, Starostenko VI, Gintov OB, Pashkevich IK, Kuprienko PYo, Kutas RI, **Makarenko IB**, Tsvetkova TA (2008) Long-lived E-W fault zones in the lithosphere of western Sarmatia. In: Geophysical Research Abstracts, vol.10, EGU General Assembly, CD-ROM, Vienna, Austria, 13–18 April, 2008



14.Пашкевич ИК, **Макаренко ИБ**, Русаков ОМ, Старостенко ВИ, Кутас РИ, Легостаева ОВ (2009) Разломная тектоника консолидированной коры Керченско-Таманского прогиба Черного моря по данным анализа потенциальных полей. В: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Тезисы докладов VIII международной конференции «Крым-2009», Ялта, 14–18 сентября 2009

15.Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС (2010) Основные типы земной коры Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса по данным трехмерного гравитационного моделирования. В: Свойства, структура, динамика и минералогения литосферы Восточно-Европейской платформы, Материалы XVI международной конференции, Том.2, Воронеж, 20–24 сентября 2010

16.Starostenko V, Kuprienko P, **Makarenko I**, Legostaeva O, Savchenko A (2010) Variations in the crustal types of the Dnieper-Donets Basin and surrounding areas from 3D gravity modeling. In: Geodynamical Phenomena: From Observations and Experiments to Theory and Modelling. Proceedings of International Conference, Kiev, Ukraine, September 20–24, 2010

17.Starostenko VI, Krupskyi BL, Pashkevich IK, Rusakov OM, **Makarenko IB**, Kutas RI, Gladun VV, Legostaeva OV, Lebed TV, Maksymchuk PYa (2010) Fault tectonics of the NE Black Sea shelf and its relevance to hydrocarbon potential. In: AAPG European Region Annual Conference and Exhibition, CD-ROM. Kiev, Ukraine, 17–19 October 2010

18.**Макаренко ИБ**, Пашкевич ИК, Русаков ОМ, Старостенко ВИ, Кутас РИ, Легостаева ОВ, Лебедь ТВ (2012) Газоносность северо-западного шельфа Черного моря, системы разломов и особенности потенциальных полей. В: Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Тезисы докладов X Международной конференции «Крым-2012», Ялта, 9–14 сентября 2012

19.Старостенко ВИ, Куприенко ПЯ, **Макаренко ИБ**, Легостаева ОВ, Савченко АС, Надежка ЛИ, Золототрубова ЭИ, Ипполитов ОМ (2013) Основные

типы земной коры Украинского щита и Воронежского кристаллического массива по результатам трехмерного гравитационного моделирования. В: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 40-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г.Успенского, ИФЗ РАН, Москва, 28 января–1 февраля 2013

20.Srebrov B, Pashova L, Orlyuk M, **Makarenko I**, Marchenko A, Savchenko A (2014) Gravity and geomagnetic data for studying geological structures and geodynamical processes in the Black Sea region. In: GEOSCIENCES 2014, Sofia, 11–12 December 2014

21.Starostenko V, Legostaeva O, **Makarenko I**, Savchenko A, Kuprienko P (2015) Automated software system for interpretation of the potential fields (GMT-Auto). In: 7<sup>th</sup> BgGS National Conference With International Participation “GEOPHYSICS 2015”, CD-ROM, Sofia, 20–23 May 2015

22. Bielik Miroslav, Grinc Michal, Zeyen Ytrmann, Starostenko Vitalij, **Makarenko Irina**, Legostaeva Olga, Bosansky Marian, Krajnak Martin, Pasteka Roman, Dererova Jana, Hlavnova Petra (2015) Intergrated interpretation of gravity field: case studies from Western Carpathians and Central Europe. In: 11<sup>th</sup> Slovak Geophysical Conference, Bratislava, Slovak Republic, 8–9 September 2015

23. **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Савченко АС, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2018) Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. В: Геологія і корисні копалини України. Тези доповідей конференції, Київ, 2–4 жовтня 2018

24. **Макаренко ИБ**, Куприенко ПЯ, Савченко АС, Старостенко ВИ, Легостаева ОВ (2019) Плотностная неоднородность осадочной толщи Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. В: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Сборник научных трудов, ГИ УрО РАН, ПГНИУ, Пермь, 20–26 января. 2019