

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

Кваліфікаційна наукова праця

на правах рукопису

Друкаренко Вікторія Володимирівна

УДК 550.382.3:553.98(477)

ДИСЕРТАЦІЯ

**Магнітна сприйнятливність порід осадового чохла та нафтогазоносність
Чернігівського сегменту Дніпровсько-Донецького авлакогену**

Спеціальність 04.00.22 – «Геофізика» (103 – Науки про Землю)

10 Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук.

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

----- *В.В. Друкаренко*

Науковий керівник – **Орлюк Михайло Іванович**,

доктор геологічних наук, професор

Київ-2017

АНОТАЦІЯ

Друкаренко В.В. Магнітна сприйнятливість порід осадового чохла та нафтогазоносність Чернігівського сегменту Дніпровсько-Донецького авлакогену. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук (доктора філософії) за спеціальністю 04.00.22 «Геофізика» (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, 2017.

Викладено результати лабораторних досліджень магнітної сприйнятливості та густини порід осадового чохла та кристалічного фундаменту Борківської (4776 м), Борзнянської (4508 м), Строївської (3803 м), Ніжинської (5337 м), Гужівської (5501 м), Петрівської (5501 м), Зорківської (6200 м) та Савинківської (6005 м) свердловин, пробурених в північно-західній частині ДДА, в межах якої знаходиться Чернігівський сегмент, з метою встановлення зв'язку з його структурно-речовинними комплексами, а також з можливими шляхами проходження та місцями скупчення вуглеводнів. Для цього проведено лабораторні вимірювання вищезазначених параметрів для встановлення їх просторової неоднорідності; співставлено розподіл магнітних порід в межах досліджених свердловин зі структурно-стратиграфічними комплексами осадового чохла, проведено експериментальні дослідження впливу вуглеводневих флюїдів на величину магнітної сприйнятливості порід; проаналізовано структурно-генетичні особливості приналежності магнітних порід осадового чохла та кристалічного фундаменту до можливих шляхів проходження та місць накопичення вуглеводнів.

Вимірювання в лабораторних умовах вперше для даного регіону проводились на 900 зразках верхнього девону та карбону. Крім осадкових порід, туфопісковиків, туфоаргілітів, керн представлений ефузивами (Строївська свердловина), базальтами (Борківська свердловина), конкреціями Савинківської свердловини, гнейсами та гранітогнейсами докембрійського кристалічного фундаменту Строївської свердловини.

Магнітна сприйнятливість і густина порід є важливими параметрами, чутливими до складу і будови геологічного розрізу, а також до процесів, що відбуваються в земній корі в цілому і в осадовому чохлі зокрема. Еволюція нафтогазоносного басейну пов'язана зі складними процесами формування літолого-тектонічних умов для міграції, накопичення і збереження вуглеводнів. Під впливом проходження вуглеводнів відбувається зміна параметрів середовища (магнітної сприйнятливості, густини і т. д.), що має фізико-геологічні пояснення. В геофізичному комплексі досліджень цього напрямку (3D сейсмічні дослідження, гравітаційний метод, різні модифікації електромагнітного методу і т.д.) пріоритетну роль відіграє геомагнітний метод, для якого виконано теоретичне і експериментальне фізико-геологічне обґрунтування взаємозв'язку намагніченості земної кори з її нафтогазоносністю [Орлюк, 1994; 1999; Дмитриевский и др., 2004; Smith, 2012 та багато інших].

З встановленням факту наявності в колекторах нафти і газу дисперсних самородно-металевих частинок [Лукин, 2009] та експериментальні дослідження перетворень залізовмісних мінералів дозволили отримати нові можливості встановлення генетичного та структурного зв'язків магнітної неоднорідності консолидованої і осадової частин земної кори з родовищами вуглеводнів і шляхами їх міграції [Bucha, 1980; Орлюк, 1994; 1999; Орлюк и др., 1990; 1996]. Максимальне збільшення інтенсивності намагніченості відбувається при температурах вище 150–200°C і може перевищувати початкову величину в десятки і навіть сотні разів. Таким чином, збільшення намагніченості в зонах розломів в порівнянні з намагніченістю вміщуючих порід, дозволяє прогнозувати нафтогазоконтролюючі розривні структури. Отже, глибинно-магнітний аспект нафтогазоносності земної кори обумовлений новоутворенням або перетворенням залізовмісних мінералів в магнітні різновиди (в основному, магнетит Fe_3O_4 , самородне залізо і піротин) в ослаблених зонах Землі (зонах глибинних розломів) під впливом відновлювальних флюїдів.

Велика кількість дослідників схиляється до думки, що більшість родовищ вуглеводнів контролюються глибинними розломами, а також регіональними і локальними джерелами магнітного поля (T)_a, які отримані за даними 3D магнітного моделювання [Порфирьев, 1987; Орлюк, 1996, 2011; Расковалов, 2009; Тимурзиев, 2012; Багдасарова, 2013; Тектоника..., 2015]. Глибинні регіональні джерела фіксують режим розтягу земної кори та пов'язані з глибинними розломами і проявом їх активізації у вигляді магматичних утворень в різних поверхах кори, а також у поєднанні з локальними приповерхневими джерелами вони можуть бути безпосереднім індикатором шляхів проходження флюїдів і скупчення вуглеводнів внаслідок впливу останніх на магнітну сприйнятливості порід всього розрізу кори. Ці дані в комплексі з інформацією про розуцільнення порід в розрізі кори дають можливість оцінити шляхи міграції вуглеводнів.

В Україні магніторозвідка не знайшла ще широкого застосування при пошуках родовищ вуглеводнів. Мало вивчаються магнітні властивості гірських порід осадової товщі у контурі та поза контуром нафтогазоносності.

Чернігівський сегмент Дніпровсько-Донецького авлакогену являє собою сприятливий об'єкт для таких досліджень, оскільки тут є багато свердловин, які розкрили глибокі горизонти не тільки карбону і девону, а й кристалічного фундаменту. Слід зазначити, що лабораторні дослідження магнітної сприйнятливості та густини порід для даного регіону ще не проводились. Таким чином, експериментальне дослідження магнітної сприйнятливості та густини осадових порід досліджуваної території дозволить вперше вивчити просторову неоднорідність осадового чохла в магнітному відношенні, проаналізувати її в зв'язку з намагніченістю кристалічного фундаменту, дослідити умови осадконагромадження, спрогнозувати шляхи міграції та скупчення вуглеводнів. Це і визначає актуальність проведеної роботи.

Виконані дослідження магнітної сприйнятливості і густини порід осадового чохла Чернігівського сегменту в комплексі з іншими геолого-геофізичними

даними дозволяють проаналізувати його магнітну і густинну неоднорідність та вплив на них глибинних вуглеводнів, що може істотно підвищити оцінку перспективності цього регіону, особливо глибинних частин осадового чохла і кристалічного фундаменту.

Таким чином, в результаті проведених досліджень, вперше в лабораторних умовах вивчена об'ємна магнітна сприйнятливості і густина порід осадового чохла і кристалічного фундаменту для 900 зразків з 8 свердловин Чернігівського сегменту.

Вперше для даного регіону експериментально показано підвищення магнітної сприйнятливості вивчених порід і трансформацію магнітних мінералів під впливом вуглеводневих флюїдів, тобто генетичний зв'язок областей підвищених значень намагніченості зі шляхами міграції та місцями накопичення вуглеводнів. Трансформація обумовлена перетворенням окислів і сульфідів заліза.

Вперше для даного регіону виконана магнітно-літологічна характеристика структурно-формаційних комплексів осадового чохла, показана приуроченість змін магнітної сприйнятливості і густини порід до границь девону і карбону, а також до окремих ярусів і світ.

Встановлено приуроченість значно диференційованих і аномально підвищених величин магнітної сприйнятливості до границь структурно-формаційних комплексів та показано їх зв'язок з перевідкладенням магнітних мінералів, а також з проявом магматичної і вулканічної діяльності, широко розвиненої в цьому регіоні.

Цікавим фактом є виявлення в свердловинах на різних глибинах інтервалів з розущільненими різнотиповими породами з підвищеною магнітною сприйнятливостю в Борзнянській (4150-4550 м) для туфопісковиків, аргілітів та вапняків Строївської (1700-2000 м) свердловин, а також аргілітів поблизу кристалічного фундаменту в Ніжинській (5000-5300 м), Савинківській (4900-5300 м, 5400-5700 м) та Зорківській (5500-6000 м) свердловинах. Вони можуть

бути маркерами проходження, а також можливого скупчення глибинних вуглеводнів. Це підтверджується припливами флюїдів на сусідніх ділянках в Стрৌвській, Борзнянській та Зорківській свердловинах.

Перспективність виявлених зон розущільнення і підвищеної магнітної сприйнятливості в межах осадового чохла обгрунтовано приуроченістю цих зон до магнітних джерел в кристалічному фундаменті, а також зв'язком з глибинними крайовими розломами ДДА, трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ і супутніми їм розломами, які розглядаються як шляхи надходження глибинних вуглеводнів.

Виявлені закономірності зміни фізичних параметрів осадових порід, в тому числі збільшення магнітної сприйнятливості під впливом вуглеводнів, встановлених по розрізам глибоких свердловин, в комплексі з даними про глибинну будову земної кори, дозволяють розглядати їх як локальні ознаки нафтогазоносності, що доповнюють регіональні прогностичні критерії.

Отримані за допомогою лабораторних досліджень дані магнітної сприйнятливості та густини доповнюють інформацію про петрофізичні властивості гірських порід досліджуваного регіону. Вивчені закономірності в комплексі з іншими геолого-геофізичними дослідженнями та глибинною будовою земної кори можуть бути використані при локальному прогнозуванні нафтогазоносності в Чернігівському сегменті, який довгий час вважався безперспективним на нафту і газ в контексті суто біогенного походження вуглеводнів, для доповнення регіональних прогностичних оцінок. Значення магнітної сприйнятливості та густини порід доцільно застосовувати для побудови геофізичних моделей при вивченні нафтогазоносності геологічних структур, для стратифікації геологічних розрізів, виявленні літомагнітних маркуючих горизонтів.

Ключові слова: Чернігівський сегмент, Дніпровсько-Донецький авлакоген, магнітна сприйнятливість, нафтогазоносність, природа вуглеводнів.

Список публікацій здобувача

В яких опубліковані основні наукові результати дисертації

1. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Магнитная восприимчивость пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический журнал*. 2010. Т.32. №1. С.78-91.
2. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Физические параметры пород осадочного чехла северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический журнал*. 2013. Т. 35. №2. С. 127-136.
3. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Вивчення фізичних параметрів порід осадового чохла північно-західної частини ДДЗ у зв'язку з її нафтогазоносністю. *Нафтова і газова промисловість*. 2013. №2. С.69-72.
4. Орлюк М.И., Ентин В.А., Гуськов С.И., **Друкаренко В.В.**, Федоров А.В., Павлюк В.Н. Геофизические аспекты строения и генезиса Ильинецкой структуры: импакт или вулкан? *Геофизический журнал*. 2013. Т. 35, №1. С. 100-113.
5. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Теоретические и экспериментальные обоснования глубинной нефтегазоносности земной коры по геомагнитным данным. *Электронный журнал "Глубинная нефть"*. 2014. Том 2. №8. С.1242-1258. Режим доступа: URL: http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-2-8-2014/4_Orlyuk-Drukarenko_2-8-2014.pdf
6. Бакаржиева М.И., Марченко А.В., Розыган Т.В., Гадяцкая Е.П., **Друкаренко В.В.** Магнитное поле и дайковые пояса Восточно-Приазовского блока Украинского щита. *Геофизический журнал*. 2016. Т. 38. №2. С. 19-34.
7. **Друкаренко В.**, Орлюк М. О структурно-генетической связи путей миграции и накопления углеводородов с магнитной неоднородностью земной коры северо-западной части Днепровско-Донецкого авлакогена. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка*.

Геологія. 2017. №1. С. 33-41. *Входить до міжнародної наукометричної бази Web of science*

Які засвідчують апробацію результатів дисертації

8. **Drukarenko V.**, Orlyuk M. Experimental studying of magnetic susceptibility of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets depression. *11th "Castle Meeting" New Thends in Geomagnetism: Paleo, Rock and Environmental Magnetism*, June 22-28, 2008, Bojnice, Slovak Republic. *Contributions to Geophysics & Geodesy*. Special issue. Geophysical Institute Slovak Academy of Sciences. 2008. Vol. 38. P. 20-21.
9. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Магнитная характеристика пород осадочного чехла северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. "Моніторинг геологічних процесів": матеріали ІХ Міжнародної конференції, Київ, 14-17 жовтня. Київ, 2009. С. 227-228.
10. Orliuk M., **Drukarenko V.** Magnetic susceptibility experimental study of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets Depression. *The IAGA 11th Scientific Assembly*, Sopron, August 23-30, 2009. CD-ROM, електронний носій. iaga_abstracts.zip\Div1.
11. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Экспериментальное изучение магнитной восприимчивости пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. "Нафтогазова геофізика – стан та перспективи": збірник матеріалів та тез доповідей міжнар. науково-практичної конференції, Івано-Франківськ, 25-29 травня 2009р. С. 218-223.
12. Orliuk M., **Drukarenko V.** Magnetic susceptibility and density of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets Depression. *12th "Castle Meeting" New Thends in Geomagnetism Paleo, Rock and Environmental Magnetism Travaux Geophysiques XXXIX: Abstracts*, Nové Hrady, August 29- September 4, 2010. Institute of Geophysucs, Acad. Sci. Czech Republic, 2010. P. 56-57.

13. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Фізичні властивості порід осадового чохла північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини. “*Нафтогазова геофізика – інноваційні технології*”: збірник матеріалів та тез доповідей Міжнародної науково-практичної конференції, м. Івано-Франківськ, 25-29 квітня 2011р. 5 с.
14. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Изучение физических параметров пород осадочного чехла северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины в связи с ее нефтегазоносностью. “*Крым – 2013*”: тезисы докладов XI Международной конференции, 16-17 сентября, Симферополь, 2013. С. 42-43.
15. Orliuk M., V. Yentyn, S. Guskov, **V. Drukarenko**, A. Fedorov, V. Pavliuk Geomagnetic view of Ilinty structure: impact or volcano? *14th Castle Meeting – New Trends on Paleo, Rock and Environmental Magnetism: Abstracts*, August 31 – September 6, Evora, Portugal, 2014. Електронне видання.
https://www.fc.ul.pt/sites/default/files/fcul/public/14Castle_meeting/Orlyuk%20Drukarenko_Castle2014.pdf
16. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Глубинные углеводороды и магнитная восприимчивость пород земной коры северо-западной части Днепровско-Донецкого авлакогена: Сборник научных материалов XVI Уральской молодежной научной школы по геофизике, Пермь, РФ, 16-20 марта, 2015 г. С. 239-244. <http://pts.mi-perm.ru/conf/downloads/SbornikUYS2015.pdf>
17. **Друкаренко В.В.**, Розиган Т.В. Аналіз фізичних параметрів порід осадового чохла та магнітолінеаментів північно-західної частини Дніпровсько-Донецького авлакогену стосовно прогнозування глибинних вуглеводнів. “*Сучасні проблеми геологічних наук*”: Матеріали VI Всеукраїнської молодіжної наукової конференції – школи, Київ, 14-16 квітня, 2016. С. 108-111.

ABSTRACT

Drukarenko V.V. Magnetic susceptibility of sedimentary cover and oil-and-gas content of Chernihiv segment of Dnieper-Donets Aulacogene. - Qualifying scientific work on the rights of manuscript.

The thesis for the degree of Candidate of Geological Sciences (Doctor of Philosophy), specialty 04.00.22 – “Geophysics” (103 - Earth sciences) – S.I. Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2017.

The results of laboratory studies of the magnetic susceptibility and density of the sedimentary cover and the crystalline basement rocks of Borkivska (4776 m), Borznyanska (4508 m), Stroyivska (3803 m), Nizhynska (5337 m), Guzhivska (5501 m), Petrivska (5501 m), Zorkivska (6200 m) and Savynkivska (6005 m) wells drilled in the northwestern part of the DDA, within the boundaries of which the Chernihiv segment is located, are presented to establish the connection with the structure-formation complexes of the sedimentary cover, as well as with the hydrocarbons probable routes of passage and places of accumulation. It needs the experimentally investigations of these parameters from sedimentary cover of the Chernihiv segment of the DDA and to analyze them in order to establish their spatial heterogeneity; to compare the distribution of magnetic rocks within the wells studied with the structural – stratigraphic complexes of the sedimentary cover; to carry out experimental studies of hydrocarbon fluids effects on magnetic susceptibility of the rocks; to analyze the structural and genetic features of the connection of the sedimentary cover and the crystalline basement magnetic rocks with possible paths and places of hydrocarbons accumulation.

Laboratory studies of nearly 900 specimen were done for the first time for this region. Despite sedimentary differences (sandstones, argillites, aleurolites, marls), tuffstones and tuffargillites, rocks are presented by effusive rocks (Stroyivska well), basalts (Borkivska), concretes (Savynkivska), gneisses and granite-gneisses of

Precambrian crystalline basement from Stroyivska well.

The magnetic susceptibility and density of the rocks are important parameters that are sensitive to the composition and structure of the geological section, as well as to the processes occur in the earth's crust as a whole and in the sedimentary cover in particular. The evolution of the oil and gas basin is associated with complex processes of lithological and tectonic conditions formation for the migration, accumulation and preservation of hydrocarbons. The changes of the environmental parameters (magnetic susceptibility, density, etc.) occur under the influence of the passage of hydrocarbons. It has either physical or geological explanations. Geomagnetic method is in priority among the geophysical complex of methods applying in this direction (3D seismic researching, gravitational method, various modifications of the electromagnetic method, etc.) in case of the theoretical and experimental physical and geological substantiation of the magnetization interrelation with the earth's crust and oil-gas-bearing [Orliuk, 1994; 1999; Dmitriyevskiy et al., 2004; Smith, 2012 and so on].

With the establishment of the presence of dispersed native-metal particles in the oil and gas collectors and experimental studies on the transformation of iron-containing minerals [Lukin, 2009], it was possible to obtain new possibilities for establishing the genetic and structural connections of the magnetic inhomogeneity of the consolidated and sedimentary parts of the earth's crust with deposits of hydrocarbons and the ways of their migration [Bucha, 1980; Orliuk, 1994; 1999; Orliuk et. al, 1990; 1996]. The maximum increase of the intensity of magnetization occurs at temperatures above 150–200°C and it may exceeds the initial value in tens and even hundreds of times. Thus, an increase of the magnetization in fault zones compared with the magnetization of the surrounding rocks, allows us to predict the oil and gas control bursting structures. As a result, the deep-magnetic aspect of the earth's crust oil and gas content is determined by formation or transformation of iron-containing minerals into magnetic species (mainly Fe_3O_4 magnetite, native iron $\alpha\text{-Fe}$ and pyrrhotite) in weakened zones of the Earth (zones of deep faults) under the influence of reducing

fluids.

A large number of researchers tends to believe that most hydrocarbon deposits are controlled by deep faults, as well as regional and local sources of magnetic field (T)_a, which are derived from data of 3D magnetic modeling [Porfiryev, 1987; Orliuk, 1996, 2011; Raskovalov, 2009; Timurziev, 2012; Bagdasarova, 2013; Tektonika..., 2015]. The deep regional sources fix the crustal extension and associated with deep faults and display of their activation in the form of magmatic formations in different crustal floors. They may be considered as a direct indicator of the paths of fluids and their accumulation due to the hydrocarbon influence on the magnetic susceptibility of the crustal rocks in combination with local near-surface sources. These data in combination with data of earth crust rocks decompression permit to evaluate the migration paths of hydrocarbons.

Magnetometry has not yet been widely used in the search for hydrocarbon deposits in Ukraine. Magnetic properties of the rocks of the sedimentary layer in and out of the oil and gas potential area were little studied.

The Chernihiv segment of the Dnieper-Donets aulacogene represents a good object for such research, due to large number of wells that reveal the deep horizons of Carbon and Devonian as well as crystalline basement. It should be noted that laboratory investigations of magnetic susceptibility and density of rocks have not yet been carried out for this region. Thus, an experimental study of the magnetic susceptibility and density of sedimentary rocks of the investigated area allow to study the spatial heterogeneity of the sedimentary cover in a magnetic relation for the first time, to analyze it in connection with the magnetization of the crystalline basement, to study the conditions of sediment accumulation, to predict the migration paths and the accumulation of hydrocarbons. This determines the relevance of the work.

The performed studies of magnetic susceptibility and density of sedimentary cover rocks of the Chernihiv segment enable to analyze its magnetic and dense heterogeneity by influence of deep hydrocarbons in combination with other geological and geophysical data, which can significantly improve the assessment of

the prospects of this region, especially the deep parts of the sedimentary cover and crystalline basement.

The main results are as follows. Laboratory researches of the volumetric magnetic susceptibility and density of sedimentary rocks and crystalline basement rocks were studied for the first time on 900 samples from 8 wells from the Chernihiv segment. The increase of magnetic susceptibility and the transformation of magnetic minerals under the influence on the hydrocarbon-saturated fluid were demonstrated for the first time for this region, i.e., the genetic connection of regions of increased magnetization with migration and hydrocarbon accumulation. Transformation is associated with the conversion of iron oxides and sulfides. For the first time, the magnetic-lithological characteristic of the structure-formation complexes of the sedimentary cover has been performed, the confinement of changes of the magnetic susceptibility and density of rocks to the Devonian and Carboniferous boundaries, as well as to separate stages and formations, was shown. The association of strongly magnetic and significantly differentiated rocks to the boundaries of structural-formation complexes is connected with the redeposition of magnetic minerals, as well as with magmatic and volcanic activity which is widespread in this region.

The interesting fact is that intervals with decompressed rocks having increased values of magnetic susceptibility in Borznyanska (4150-4550 m) for tuffstones, for argillites and marls of Stroyivska (1700-2000 m) wells, including mudstones near the crystalline basement in Nizhynska (5000-5300 m), Savynkivska (4900-5300 m, 5400-5700 m) and Zorkivska (5500-6000 m) wells were identified at different depths. These intervals can be hydrocarbons passing markers, as well as a possible accumulation of deep hydrocarbons as evidenced by the appearance of fluids on the squares adjacent to Borznyanska, Stroyivska and Zorkivska wells.

The established regularities of changes in the magnetic susceptibility and density of the rocks were analyzed in combination with local magnetic anomalies and deep structure of the region. Perspectives of identified areas of decompression and high magnetic susceptibility values of the rocks within the boundaries of sedimentary

cover are associated with magnetic sources in the crystalline basement and their connection with DDA deep boundary faults, translitospheric tectonic suture Kherson-Smolensk and associated faults, which makes it possible to consider them as the routes of the inflow of deep hydrocarbons.

The established regularities of changes of physical parameters, as well as the increase of magnetic susceptibility under hydrocarbons effects along the sections of deep wells in combination with the data on the deep structure of the earth's crust are proposed for use as local forecasting criteria for oil and gas content, complementary to regional forecast criteria.

Laboratory data of studies of magnetic susceptibility and density supplement information about the petrophysical properties of rocks of the region studied. The established regularities in combination with other geological and geophysical researches and the deep structure of the earth's crust are proposed for use as local forecasting criteria for oil and gas in the Chernihiv segment in addition to regional forecast estimates, which have been considered hopeless for oil and gas in the context of biogenic hydrocarbon origin.

The obtained values of magnetic susceptibility and density of rocks can be used for constructing geophysical models in the study of oil and gas content of geological structures, for stratification of geological sections, to detect the litomagnetic marking horizons.

Key words: Chernihiv segment, Dnieper-Donets Aulacogene, magnetic susceptibility, oil-and-gas content, nature of hydrocarbons.

List of author's publications

In which major scientific results of the thesis are published

1. Orlyuk M.I., **Drukarenko V.V.** Magnetic susceptibility of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets depression. *Geofizicheskij zhurnal*. 2010. T.32. №2. P.78–91. [In Russian]
2. Orlyuk M.I., **Drukarenko V.V.** Physical parameters of the rocks of the sedimentary cover from north-western part of Dnieper-Donets depression. *Geofizicheskij zhurnal*. 2013. T.35. №2. P.127–136. [In Russian]
3. Orlyuk M.I., **Drukarenko V.V.** Study of physical parameters of the rocks of the sedimentary cover from north-western part of Dnieper-Donets depression in connection with it's oil-and-gas content. *Naftova i hazova promyslovisht.* 2013. №2. C.69-72. [In Ukrainian]
4. Orliuk M., V. Yentin, S. Guskov, **V. Drukarenko**, A. Fedorov, V. Pavliuk Geophysical aspects of the structure and genesis of the Illinets structure: impact or volcano? *Geofizicheskij zhurnal*. 2013. T. 35, №1. P. 100-113. [In Russian]
5. Orlyuk M.I., **Drukarenko V.V.** Theoretical and experimental justifications of deep oil-and-gas content of the earth crust on the grounds of geomagnetic data. *Elektronnyj zhurnal "Glubinnaya neft"*. 2014. T. 2. №8. P.1242-1258. РЕЖИМ доступу: URL: http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-2-8-2014/4_Orlyuk-Drukarenko_2-8-2014.pdf [In Russian]
6. Bakarzhijeva M.I., Marchenko A.V., Rozyhan T.V., Gadyatskaya E.P., **Drukarenko V.V.** Magnetic field and dike belts of eastern Azov block of the Ukrainian shield. *Geofizicheskij zhurnal*. 2016. T. 38. №2. P. 19-34. [In Russian]
7. **Drukarenko V.**, Orlyuk M. About structural-genetic connection of migration routes and accomodation of hydrocarbons with magnetic heterogeneity of the earth crust of north-western part of Dnieper-Donets aulacogene. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*. 2017. №1. P. 33-41.

[In Russian]. *Is included in the international scientometric database Web of science*

That confirm the approbation of the thesis materials

8. **Drukarenko V.**, Orlyuk M. Experimental studying of magnetic susceptibility of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets depression. *11th "Castle Meeting" New Thends in Geomagnetism: Paleo, Rock and Environmental Magnetism*, June 22-28, 2008, Bojnice, Slovak Republic. *Contributions to Geophysics & Geodesy. Special issue*. Geophysical Institute Slovak Academy of Sciences. 2008. Vol. 38. P. 20-21.
9. Orlyuk M.I., **Drukarenko V.V.** Magnetic characteristics of sedimentary cover rocks from north-western part of Dnieper-Donets depression. "Monitoring of geological processes": materials of IX International conference, October 14-17. Kyiv, 2009. P. 227-228. [In Russian]
10. Orliuk M., **Drukarenko V.** Magnetic susceptibility experimental study of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets Depression. *The IAGA 11th Scientific Assembly*, Sopron, August 23-30, 2009, Hungary. CD-ROM, електронний носій. iaga_abstracts.zip\Div1.
11. Orlyuk M.I., **Drukarenko V.V.** Experimental study of magnetic susceptibility of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets depression. "Oil and gas geophysics – conditions and perspectives": book of materials and thesis of the reports of international science and practice conference, Ivano-Frankivsk, May 25-29, 2009. P. 218-223. [In Russian]
12. Orliuk M., **Drukarenko V.** Magnetic susceptibility and density of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets Depression. *12th "Castle Meeting" New Thends in Geomagnetism Paleo, Rock and Environmental Magnetism. Travaux Geophysiques XXXIX: Abstracts*, Nové Hradý, August 29- September 4, 2010. Institute of Geophysucs, Acad. Sci. Czech Republic, 2010. P. 56-57.
13. Orlyuk M.I., **Drukarenko V.V.** Physical properties of the rocks of the

- sedimentary cover from north-western part of Dnieper-Donets depression. “*Oil and gas geophysics – innovational technologies*”: book of materials and thesis of the reports of international science and practice conference, Ivano-Frankivsk, April 25-29, 2011. 5 p. [In Ukrainian]
- 14.** Orlyuk M.I., **Drukarenko V.V.** Study of physical parameters of the rocks of the sedimentary cover from north-western part of Dnieper-Donets depression in connection with its oil-and-gas content. “*Crimea – 2013*”: thesis of reports of XI international conference, September 16-17, Simferopol, 2013. P. 42-43. [In Russian]
- 15.** Orliuk M., V. Yentin, S. Guskov, **V. Drukarenko**, A. Fedorov, V. Pavliuk Geomagnetic view of Illinty structure: impact or volcano? *14th Castle Meeting – New Trends on Paleo, Rock and Environmental Magnetism*, August 31 – September 6, Evora, Portugal, 2014. Elektronne vydannia.
https://www.fc.ul.pt/sites/default/files/fcul/public/14Castle_meeting/Orlyuk%20Drukarenko_Castle2014.pdf
- 16.** Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Deep hydrocarbons and magnetic susceptibility of rocks of the earth crust from north-western part of Dnieper-Donets aulacogene: book of scientific materials of XVI Ural Youth scientific school in geophysics, Perm, Russian Federation, March 16-20, 2015. P. 239-244. <http://pts.mi-perm.ru/conf/downloads/SbornikUYS2015.pdf> [In Russian]
- 17.** **Drukarenko V.V.**, Rozyhan T.V. Analysis of physical parameters of sedimentary cover rocks and magnetic lineaments of north-western part of Dnieper-Donets aulacogene with regards for forecasting of deep hydrocarbons. *Modern problems of geological sciences: Materials of VI All-Ukrainian youth conference-school*, April 14-16, 2016. Kyiv. P.108-111. [In Ukrainian]

ЗМІСТ

| | |
|---|---------|
| ВСТУП | 20-25 |
| Розділ 1. МАГНІТНІ ВЛАСТИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД ТА АНАЛІЗ ПОПЕРЕДНІХ ДОСЛІДЖЕНЬ | |
| 1.1 Магнітні властивості гірських порід та мінералів | 26-36 |
| 1.2 Густина гірських порід | 37-38 |
| 1.3 Огляд попередніх досліджень | 39-55 |
| Список використаних джерел | 55-65 |
| Розділ 2. ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕРНІГІВСЬКОГО СЕГМЕНТУ ДДА | |
| 2.1. Особливості будови кристалічного фундаменту та осадового чохла північно-західної частини ДДА | 66-70 |
| 2.2. Етапи формування ДДА | 71-75 |
| 2.3. Стратиграфічна і літологічна характеристика відкладів | 75-77 |
| 2.4. Розломна тектоніка досліджуваного регіону | 78-79 |
| 2.4.1. Схема розломної тектоніки консолідованої кори | 79-82 |
| 2.5. Характеристика магнітного поля та розломів досліджуваного регіону | 82-83 |
| 2.6. Розподіл густини в земній корі досліджуваного регіону за даними тривимірного моделювання | 83-85 |
| 2.7. Перспективи нафтогазоносності відкладів | 85-89 |
| 2.8. Структура та склад порід осадового чохла в районах розташування пошуково-параметричних свердловин | 89-94 |
| Список використаних джерел | 94-99 |
| Розділ 3. РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ ТА ГУСТИНИ ПОРІД | |
| 3.1. Методика вимірювання магнітної сприйнятливості та густини порід | 100-102 |
| 3.2. Результати досліджень | 102-122 |

| | |
|--|---------|
| 3.3. Дослідження впливу вуглеводнів на магнітну сприйнятливість гірських порід | 123-136 |
| 3.4. Мінералогічні дослідження | 137-144 |
| Список використаних джерел | 144-148 |
| Розділ 4. АНАЛІЗ ПРИУРОЧЕНОСТІ МОЖЛИВИХ ШЛЯХІВ ПРОХОДЖЕННЯ ВУГЛЕВОДНІВ ТА МІСЦЬ ЇХ НАКОПИЧЕННЯ ДО МАГНІТНИХ УТВОРЕНЬ І ГЛИБИННОЇ СТРУКТУРИ ЗЕМНОЇ КОРИ | |
| Список використаних джерел | 149-163 |
| ВИСНОВКИ | 163-167 |
| Додаток 1 | 168-169 |
| Додаток 2 | 170-172 |
| | 173-175 |

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Магнітна сприйнятливість порід є важливим параметром, чутливим до складу і будови геологічного розрізу, а також до процесів, що відбуваються в земній корі в цілому і в осадовому чохлі зокрема. Еволюція нафтогазоносного басейну пов'язана зі складними процесами формуванням літолого-тектонічних умов для міграції, накопичення і збереження вуглеводнів. Під впливом проходження вуглеводнів відбувається зміна параметрів середовища (магнітної сприйнятливості, густини і т. д.), що має фізико-геологічні пояснення. В геофізичному комплексі досліджень цього напрямку (3D сейсмічні дослідження, гравітаційний метод, різні модифікації електромагнітного методу і т.д.) пріоритетну роль відіграє геомагнітний метод, для якого виконано теоретичне і експериментальне фізико-геологічне обґрунтування взаємозв'язку намагніченості земної кори з її нафтогазоносністю. В Україні магніторозвідка не знайшла ще широкого застосування при пошуках родовищ вуглеводнів. Мало вивчаються магнітні властивості гірських порід осадової товщі у контурі та поза контуром нафтогазоносності.

Чернігівський сегмент Дніпровсько-Донецького авлакогену являє собою сприятливий об'єкт для таких досліджень, оскільки тут є багато свердловин, які розкрили глибокі горизонти не тільки карбону і девону, а й кристалічного фундаменту. Слід зазначити, що лабораторні дослідження магнітної сприйнятливості порід для даного регіону ще не проводились. Досліджуваний регіон вважається малоперспективним на вуглеводні, тому проведені дослідження магнітної сприйнятливості та густини порід в комплексі з іншими геолого-геофізичними даними можуть підвищити перспективність Чернігівського сегменту, особливо низів осадового чохла та кристалічного фундаменту. Виконані дослідження магнітної сприйнятливості та густини порід дозволять вперше вивчити їх просторову неоднорідність для даного регіону,

охарактеризувати в магнітно-літологічному плані структурно-формаційні комплекси осадового чохла, встановити структурно-генетичний зв'язок між магнітною сприйнятливістю та шляхами проходження глибинних вуглеводнів, проаналізувати структурно-генетичні особливості приналежності виявлених магнітних утворень в осадовому чохлі та кристалічному фундаменті до можливих шляхів проходження та місць накопичення вуглеводнів. Це і визначає актуальність проведеної роботи.

Мета і задачі досліджень. Метою роботи є дослідження магнітної сприйнятливості та густини порід осадового чохла Чернігівського сегменту ДДА для встановлення зв'язку з його структурно-речовинними комплексами, а також з ймовірними шляхами проходження та місцями накопичення вуглеводнів.

Для досягнення мети необхідно вирішити наступні **задачі**:

1. експериментально дослідити магнітну сприйнятливість та густину порід осадового чохла Чернігівського сегменту ДДА та провести аналіз з метою встановлення їх просторової неоднорідності;
2. співставити розподіл магнітних порід в межах досліджених свердловин зі структурно-стратиграфічними комплексами осадового чохла;
3. провести експериментальні дослідження впливу вуглеводневих флюїдів на величину магнітної сприйнятливості порід при підвищених температурах, щоб прискорити цей довготривалий в природі процес, який неможливо штучно відтворити в лабораторних умовах.
4. проаналізувати структурно-генетичні особливості приналежності магнітних порід осадового чохла та кристалічного фундаменту до можливих шляхів проходження та місць накопичення вуглеводнів.

Об'єкт досліджень – породи осадового чохла та кристалічного фундаменту докембрію, верхнього девону та карбону Чернігівського сегменту Дніпровсько-Донецького авлакогену.

Предмет досліджень – магнітна сприйнятливість та густина порід осадового

чохла та кристалічного фундаменту докембрію, верхнього девону та карбону Чернігівського сегменту ДДА.

Методи досліджень. При виконанні робіт було застосовано магнітно-мінералогічні методи – проводились лабораторні вимірювання магнітної сприйнятливості та густини порід досліджуваного регіону, емпіричні методи – експериментальні дослідження зразків порід, мінералогічні дослідження прозорих шліфів порід, теоретичні – методи статистичної обробки використовувались для аналізу та інтерпретації отриманих даних. Достовірність отриманих результатів забезпечується використанням високоточної сучасної апаратури, на якій проводились виміри, методикою проведення досліджень, застосуванням сучасних методів обробки результатів. Отримані дані співставлялися з результатами інших геолого - геофізичних досліджень, в тому числі з геолого - тектонічними картами.

Наукова новизна одержаних результатів:

1. Вперше в лабораторних умовах отримано дані про магнітну сприйнятливість та густину порід осадового чохла та кристалічного фундаменту із 8 свердловин Чернігівського сегменту ДДА.
2. Вперше для порід даного регіону експериментально встановлено генетичний зв'язок між магнітною сприйнятливістю та місцями можливого скупчення та проходження вуглеводнів
3. В 5 свердловинах на різних глибинах виділені розущільнені різнотипні породи з підвищеною магнітною сприйнятливістю, в тому числі аргіліти поблизу кристалічного фундаменту. Вони можуть слугувати індикаторами проходження, а також можливого скупчення глибинних вуглеводнів.
4. Підтверджено взаємозв'язок нафтогазових родовищ і перспективних структур з наявністю магнітних порід у всьому розрізі кори або її окремих інтервалах (шарах), з глибинними крайовими розломами ДДА, літосферним трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ та

супутніми їм розломами, які можуть розглядатися як шляхи надходження глибинних вуглеводнів.

Особистий внесок здобувача. Автором безпосередньо проведено лабораторні вимірювання магнітної сприйнятливості та густини близько 900 зразків порід, виконано експериментальні дослідження зміни магнітної сприйнятливості під впливом температури. В публікаціях у співавторстві за темою дисертації особистий внесок автора полягає в наступному. Здобувачем опрацьовано літературні джерела, виконано вимірювання магнітних характеристик порід [Орлюк, Друкаренко, 2010; 2013; Орлюк и др., 2013; Бакаржиева и др., 2016], виконано постановку задачі, проведено вимірювання магнітних характеристик та густини порід, експериментальні дослідження, графічна візуалізація отриманих даних та їх статистичний аналіз [Орлюк, Друкаренко, 2010; 2013; 2014; Друкаренко, Орлюк, 2017]; автор приймала участь в інтерпретації та обговоренні результатів, формулюванні висновків у всіх перерахованих роботах.

Публікації. Результати дисертаційної роботи висвітлено в 7 наукових публікаціях, що входять до затвердженого МОН Переліку наукових фахових видань України з геологічних наук (5 статей), в тому числі 1 стаття проіндексована у наукометричній базі Web of Science, 1 стаття входить до списку видань РІНЦ. Робота апробована на міжнародних та всеукраїнських конференціях та представлена в 10 тезах.

Апробація результатів дисертації. Основні результати досліджень роботи доповідалися та пройшли апробацію на 11-ій Міжнародній науковій конференції «11th Castle Meeting: Paleo, Rock and Environmental Magnetism» (22-28 червня, м. Бойніце, Словаччина, 2008), Міжнародній конференції «The IAGA 11th Scientific Assembly» (23-30 серпня, м. Шопрон, Угорщина, 2009), ІХ Всеукраїнській конференції КНУ ім. Тараса Шевченка «Моніторинг геологічних процесів» (14-17 жовтня, м. Київ, Україна, 2009), Міжнародній науково-практичній конференції «Нафтогазова геофізика – стан та

перспективи» (25-29 травня, м. Івано-Франківськ, Україна, 2009), Міжнародній конференції «14th Castle Meeting – New Trends on Paleo, Rock and Environmental Magnetism» (Nové Hrady, 29 серпня – 4 вересня, Чехія, 2010), Міжнародній науково-практичній конференції «Нафтогазова геофізика – інноваційні технології», (25-29 квітня, м. Івано-Франківськ, Україна, 2011), Міжнародній конференції «Крым – 2013» (16-17 вересня, м. Сімферополь, Україна, 2013), Міжнародній конференції «14th Castle Meeting – New Trends on Paleo, Rock and Environmental Magnetism» (31 серпня – 6 вересня, Evora, Португалія, 2014), XVI Уральській молодіжній науковій школі з геофізики (16-20 березня, м. Пермь, Росія, 2015), VI Всеукраїнській молодіжній науковій конференції-школі «Сучасні проблеми геологічних наук» (14-16 квітня, м. Київ, Україна, 2016).

Структура і обсяг роботи. Дисертація складається з анотації, вступу, 4 розділів, висновків, списку використаних джерел після кожного розділу основної частини і містить 175 сторінок загального обсягу, в складі якого 20 рисунків, 2 додатки. Робота виконана у відділі геомагнетизму Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційна робота підготована здобувачем в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України під час навчання в аспірантурі (відділ геомагнетизму) та упродовж подальшої наукової праці. Дисертація пов'язана з науково-дослідними роботами за бюджетними темами: 1) РК 0112U003233 II-1-12: «Геофізичні свердловинні дослідження техногенних колекторів метану у розрізі вуглеводневого масиву» (2011–2015 рр.); 2) 0112U003044 III-21-12: «Геодинамічний розвиток літосфери України та формування і розміщення родовищ корисних копалин» (2012–2016 рр.); 3) 0114U000235 III-16-14: «Прогнозування шляхів міграції та місць накопичення вуглеводнів Дніпровсько-Донецького авлакогену за результатами 3D геофізичного моделювання» (2014–2016 рр.). 4) 0113U000344 III-3-13: «Літосферні і зовнішні джерела геомагнітного поля території України: проблеми геологічної

еволюції земної кори, рудо- та нафтогазоносності і екологічного стану довкілля» (2013–2017 рр.).

Практичне значення одержаних результатів. Отримані за допомогою лабораторних досліджень дані магнітної сприйнятливості та густини доповнюють інформацію про петрофізичні властивості гірських порід Чернігівського сегменту. Вивчені закономірності в комплексі з іншими геолого-геофізичними дослідженнями та глибинною будовою земної кори потрібно використати як локальні ознаки нафтогазоносності в Чернігівському сегменті, який довгий час вважався безперспективним на нафту і газ в контексті суто біогенного походження вуглеводнів, для доповнення регіональних прогностичних оцінок. Отримані значення магнітної сприйнятливості та густини порід можуть бути застосовані для побудови геофізичних моделей при вивченні нафтогазоносності геологічних структур, для стратифікації геологічних розрізів, виявленні літомагнітних маркуючих горизонтів.

Подяки. Автор висловлює щирі подяки науковому керівникові доктору геологічних наук, професору, зав. відділом геомагнетизму Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАНУ Орлюку Михайлу Івановичу за всебічне сприяння та підтримку. Автор вдячна професору, доктору геологічних наук Іванишину Володимирі Андрійовичу за надання досліджуваного матеріалу. Особлива вдячність професору, доктору геолого-мінералогічних наук Русакову Олегу Максимовичу, кандидату геолого-мінералогічних наук Пашкевич Інні Костянтинівні за консультації, цінні поради та зауваження. Автор висловлює величезну подяку Цикорі Всеволоду Миколайовичу за допомогу в підготовці зразків, а також всьому колективу відділу геомагнетизму Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАНУ за допомогу і підтримку.

РОЗДІЛ 1. МАГНІТНІ ВЛАСТИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД ТА АНАЛІЗ ПОПЕРЕДНІХ ДОСЛІДЖЕНЬ

1.1. Магнітні властивості гірських порід та мінералів

Теорії магнетизму присвячена велика кількість робіт, в яких викладена природа магнітних властивостей речовин та мінералів, їх залежність від намагнічуючих полів, температури, тиску та інших факторів [Вонсовский, 1953; Нагата, 1965; Справочник..., 1969; Физические..., 1984].

Магнетизм речовини пов'язаний з особливостями будови зовнішніх та внутрішніх атомних орбіт, а магнетизм гірських порід, крім того, і з кристалохімією мінералів, що входять до їх складу. У речовині в магнітному полі з'являється внутрішнє магнітне поле, яке накладається на зовнішнє (намагнічуюче). Напруженість сумарного магнітного поля (внутрішнього і зовнішнього) називається магнітною індукцією – $B = \mu_0 (H+J)$. Намагніченість речовини J є функцією зовнішнього поля. Для парамагнетиків зв'язок між H та J носить лінійний характер у широкій області полів: $J = \chi H$, тобто магнітна сприйнятливість (χ) служить коефіцієнтом пропорційності між інтенсивністю намагніченості обсягу речовини і напруженістю, що намагнічує поле і є, відповідно, безрозмірною величиною. Для феромагнетиків умовно застосовують ту ж форму запису, але їх χ складним чином залежить від поля [Физические..., 1984].

В якості одиниць виміру магнітної сприйнятливості використовуються одиниці СГСМ і одиниці СІ. Числові значення цієї величини в різних системах різні. На відміну від СІ, де відносна магнітна проникність μ_r пов'язана з магнітною сприйнятливістю χ співвідношенням $\mu_r = 1 + \chi$, в системі СГС зв'язок між магнітною проникністю μ та магнітною сприйнятливістю χ' визначається за допомогою співвідношення $\mu = 1 + 4\pi\chi'$. При цьому $\mu_r = \mu$, отже $\chi = 4\pi\chi'$, тобто значення магнітної сприйнятливості в системі СГС в 4π разів менше, ніж в СІ. Таким же чином як і в СІ, в СГС магнітна сприйнятливість – величина

безрозмірна і виражається в безрозмірних одиницях, однак її одиниця в 4π разів більше, ніж в СІ [Савін, 1985].

Магнітні властивості речовини обумовлені головним чином магнітними моментами електронів. Магнітні моменти протонів та нейтронів в багато разів менші. Одночасно з обертанням електронів навколо своєї вісі (спіновий рух) вони рухаються також по орбіті позитивно заряджених ядер (орбітальний рух). Обидва види руху еквівалентні коловому струму, що створює магнітний момент. Зовнішнє магнітне поле взаємодіє з магнітними полями атомів, в результаті чого виникає додатковий момент, що співпадає з напрямком зовнішнього поля, та протилежний йому (діамагнетики). Сприйнятливість діамагнітних речовин від'ємна, тобто наведені магнітним полем магнітні моменти послаблюють його. Типовими представниками є багато органічних речовин, наприклад нафта, деякі метали - вісмут, хімічно чиста мідь та ін. У неоднорідному магнітному полі діамагнетики виштовхуються полем (діамагнітний ефект), а в однорідному полі циліндричні зразки вишикуються перпендикулярно до силових ліній поля. Сприйнятливість парамагнетиків додатна, і магнітні моменти підсилюють зовнішнє поле. Абсолютне значення магнітної сприйнятливості коливається в межах $10^{-2} - 10^{-5}$ од. СІ. Типовими парамагнетиками є гази, солі рідких земель та елементів групи заліза, лужні метали. У неоднорідному магнітному полі зразки з парамагнетиком втягуються полем, а в однорідному полі циліндричні зразки встановлюються вздовж ліній магнітного поля. Однак положення циліндра залежить не від абсолютного значення його магнітної сприйнятливості, а від відносного. Серед парамагнітних речовин виділяється особлива група речовин – феромагнетики. Внаслідок особливості будови внутрішніх електронних орбіт у речовин цієї групи взаємодія між атомами настільки велика, що магнітні моменти всіх атомів навіть при відсутності зовнішнього магнітного поля розташовуються паралельно один одному, оскільки сили, що обумовлюють взаємодію атомів (обмінні сили) при температурах, нижчих за критичну, виявляються

сильнішими за тепловий рух, що їх дезорієнтує [Физические..., 1984, Магниторазведка, 1990]. Антиферомагнетики мають впорядковане антипаралельне розташування магнітних моментів сусідніх катіонів, що обумовлене від'ємною обмінною взаємодією між ними.

Отже, в магнітному відношенні всі речовини поділяються на діамагнетики, парамагнетики, антиферомагнетики, феромагнетики (ферити) та феромагнетики. Останні два класи об'єднують в один. Величина магнітної сприйнятливості діамагнетиків змінюється в межах ($10^{-7} - 10^{-6}$) од. СІ. Їх магнітна сприйнятливість, як і парамагнетиків, визначається хімічним складом, структурою решітки та типом кристалічного зв'язку. Реальні значення магнітної сприйнятливості мінералів можуть варіювати в досить широких межах внаслідок впливу мінеральних та ізоморфних домішок, а також дефектів. Величина магнітної сприйнятливості антиферомагнетиків змінюється в межах від 0,2 до $100 \cdot 10^{-6}$ од. СІ [Физ. свойства... 1966; Ефимов, 1969; Дортман, 1976; Кудрявцева, 1988; Добрынин и др., 1991].

Більшість хімічних елементів є діа- та парамагнітними за рахунок орбітальних та спінових магнітних моментів електронів. Магнітні моменти протонів та нейтронів набагато менші за магнітні моменти електронів. Елементи першої половини таблиці Менделєєва мають парамагнітні властивості у зв'язку з незаповненістю електронами зовнішньої орбіти, елементи другої половини діамагнітні, у них орбіти повністю заповнені. Діамагнітна сприйнятливості більшості елементів знаходиться в межах $(-10-0) \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Елементи групи заліза (залізо, нікель, кобальт) феромагнітні, їх внутрішні орбіти незаповнені електронами. Установлено також зв'язок магнітної сприйнятливості хімічних елементів з валентністю, яка обумовлена їх загальною залежністю від вільних елементів. Наприклад, мідь (Cu), титан (Ti), вуглець (C), які мають вільні електрони на внутрішніх орбітах, характеризуються підвищеним магнітним моментом і є парамагнетиками. У

зв'язках ${}^2\text{Cu}$, ${}^6_2\text{C}$, ${}^4\text{Ti}$ не мають зв'язаних електронів і в цьому випадку утворюють діамагнітні мінерали [Физические..., 1984].

В роботах [Landolt-Bornstein, 1986; 1966-1984; Tables de Constantes..., 1957] наводяться значення молярної магнітної сприйнятливості основних елементів та їх сполук, а також неорганічних сполук. Найменшим значенням молярної магнітної сприйнятливості характеризується вісмут – $(-280,1) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \text{ мол}^{-1}$, найбільшим – гадоліній (Gd) – $(+185000) \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \text{ мол}^{-1}$.

Більшість мінералів діа- та парамагнітні. Їх магнітна сприйнятливість залежить від хімічного складу, структури решіток та типу кристалічного зв'язку. Беззалісті породоутворюючі мінерали (кварц, КПШ, плагіоклази, хлорит) є діамагнітними або слабо парамагнітними. Парамагнітну сприйнятливість залізовмісних алюмосилікатів та силікатів обумовлює дво- та тривалентне залізо, яке входить до складу слюд, олівінів, гранатів, піроксенів. Для більшості таких мінералів характерна параферромагнітна природа магнетизму. Вона обумовлена парамагнітною сприйнятливістю чистих мінералів та феромагнітною сприйнятливістю феромагнітних домішок [Физические..., 1984]. Магнітна сприйнятливість діамагнітних та беззалістистих парамагнітних мінералів знаходиться в межах $(2,6-17) \cdot 10^{-6}$ од. СІ [Круглякова, 1954; Поваренных, 1957; Сухорада и др., 1981; Физические..., 1984]. Реальні значення магнітної сприйнятливості мінералів можуть варіювати в досить широких межах внаслідок впливу мінеральних та ізоморфних домішок, а також дефектів [Голстой та ін., 2006].

Магнітна сприйнятливість порід змінюється в широких межах - від $(10^{-4}-10^{-6})$ до десятків одиниць СГСМ [Физические..., 1984]. Осадіві гірські породи слабо диференційовані за магнітними властивостями і рідко бувають причиною магнітних аномалій. Осадіві породи, які не містять помітних включень феромагнітних мінералів, мають слабку магнітну сприйнятливість, яка дорівнює $(0-40) \cdot 10^{-5}$ од. СІ.

Магнітна сприйнятливість порід обумовлена, головним чином, наявністю феромагнітних мінералів – магнетиту і титаномагнетиту [Вешев, 1950]. Також найбільш поширеними феромагнітними мінералами є магеміт, гематит та піротин. Їх магнітна сприйнятливість змінюється від 10^{-6} до 2 од. СІ. Деякі автори наводять значення магнітної сприйнятливості магнетиту до 25 од. СІ [Физические..., 1984; Добрынин и др., 1991].

Магнітна сприйнятливість, розрахована на одиницю маси речовини, називається питомою магнітною сприйнятливістю. Питому магнітну сприйнятливість порід можна розділити на наступні діапазони: діамагнітний (магнітна сприйнятливість змінюється від -10^{-7} до -10^{-6} од. СІ), парамагнітний – (від -10^{-6} до 10^{-4} од. СІ), феромагнітний – (від 10^{-4} до 1 і більше од. СІ) [Нагата, 1965; Физические..., 1984]. В даній роботі вимірювалася і аналізувалася об'ємна магнітна сприйнятливість, яку можна використовувати в подальшому для розрахунків аномалій магнітного поля від досліджуваних об'єктів.

Оскільки феромагнітні мінерали, особливо магнетит, широко поширені в природі, то їх присутність в складі гірських порід підвищує сприйнятливість останніх. Серед осадових порід магнітні породи, особливо з високими значеннями сприйнятливості, зустрічаються вкрай рідко. Магнітні характеристики осадових порід обумовлені головним чином акцесорними мінералами, які мають чітко виражені феромагнітні особливості (магнетитом і його різновидами, магемітом, гематитом і гідрооксидами заліза). Найбільш поширені породоутворюючі мінерали осадових порід (кварц, кальцит, польові шпати, ангідрит) є діамагнетиками або слабкими парамагнетиками, і вони не впливають в значній мірі на магнітну сприйнятливість порід. До сильних парамагнітних мінералів відносяться сидерит, хлорит, пірит, ільменіт, біотит, іноді глинисті мінерали, що в значній мірі обумовлено домішками, реліктами і новоутвореннями залізо-окисних мінералів з феромагнітними властивостями. З цими включеннями і домішками пов'язані підвищені значення магнітної

сприйнятливості, феромагнітні властивості зазначених мінералів, чисті різновиди яких відносяться до парамагнетиків [Физическ..., 1984; Третьяк, 1983].

Найточніше вміст феромагнітних мінералів в породах можна оцінити за величиною намагніченості насичення, вплив на яку парамагнетиків, а також розміру і форми зерен феромагнетиків є мінімальним. Ця властивість широко використовується для визначення концентрації магнетиту в породах.

Недостатня чутливість хімічних аналізів до змін, які впливають на магнітні властивості порід, ускладнює вивчення зв'язку між магнітною сприйнятливістю та хімічним складом порід. Вміст Fe^{3+} та Fe^{2+} та коефіцієнт окислення заліза є важливими чинниками, які дозволяють прогнозувати величину магнітних параметрів у складі породи. Коефіцієнт окислення заліза дозволяє прогнозувати величину парціального тиску кисню, який і визначає можливість кристалізації мінералів заліза. За низького тиску кисню утворюється ульвошпінель та ільменіт, при підвищеному – магнетит, при високому – гематит [Толстой та ін, 2006].

Мінерали-носії феромагнітних властивостей осадових порід зустрічаються в трьох формах. Перша форма – рудні зерна магнетиту, мартиту і гематиту. Вони відносяться до піщано-алевритової фракції, до цієї ж фракції відносяться зерна кварцу та біотит з магнетитовими включеннями. Друга форма – тонкорозсіані в природі гематит, магеміт, іноді магнетит, а також скупчення гідроокислів заліза. Вони потрапляють до глинистої фракції. Третя форма – різноманітні пізньодіагенетичні та епігенетичні утворення лімоніту, продукти окислення та заміщення сидериту, піриту та магнетиту [Физические..., 1984].

Магнітні мінерали осадів та осадових порід утворюються в результаті хімічних реакцій при температурі, близької до кімнатної та тиску близько 1 атм в окисних умовах «гематитової зони». Відповідно для осадів характерні різноманітні гідроокисли заліза, що переходять в гематит та магеміт при втраті води. Рідше, у відновних умовах, з'являються магнетит і навіть сульфіди заліза, такі як пірит, піротин, грейгіт. Таким чином, за окисно-відновними умовами

осадові породи переважно відповідають «гематитовій» зоні, у меншій мірі – «магнетитовій» та «силікатній». Крім того, в осадах широко поширені магнітні мінерали іншого генезису, що потрапляють в осад у вигляді уламків в результаті руйнування гірських порід. Часто вони належать породам інших термодинамічних зон та нестійкі у приповерхневих умовах. Великий вплив на мінеральний склад осадових порід має присутність органічних речовин, які створюють активно-відновне середовище та сприяють утворенню таких мінералів як пірити, троїліт та ін. [Яновский, 1978].

Магнетит (Fe_3O_4) є типовим феромагнетиком, має найбільшу магнітну сприйнятливність серед феромагнітних мінералів та намагніченість насичення. Є головним продуктом процесів метаморфізму, гідротермальних змін, гетерофазної зміни титаномагнетиту та ін. В якості аутигенного мінералу осадів та як первинний магматичний мінерал утворюється значно рідше. Магнетит в окислювальних умовах змінюється: 1) в низькотемпературних, зазвичай водних умовах проходить однофазне окислення магнетиту з утворенням катіондефіцитного магнетиту аж до магеміту; 2) гетерофазне окислення, що призводить до розпаду магнетиту, появи ламелей гематиту (мартитизація) аж до повного заміщення магнетиту гематитом [Печерский, 1985]. Магнетит утворюється різними шляхами в результаті окислення $\text{Fe}(\text{OH})_2$; із розчинів, що містять Fe^{2+} і Fe^{3+} в зонах окислення сульфідних родовищ; при повільному окисленні зелених розчинених комплексів і осадків, які містять Fe^{2+} і Fe^{3+} . Магнетит утворюється також із сполук FeCO_3 або $(\text{Fe}, \text{Mn}^{2+})\text{CO}_3$, а також $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ (для ґрунтів та кори вивітрювання) [Нагата, 1965]. Встановлена американськими вченими наявність над покладами вуглеводнів вторинного (епігенетичного) магнетиту пояснюється перетворенням гематиту в породах вище покладу в результаті відновних реакцій, що обумовлені дією сірководню, який виробляють сульфатредуючі бактерії в присутності вуглеводневих газів [Магниторазведка, 1990]. Утворення вторинного магнетиту можливе до глибин 1500 м.

Титаномагнетит являє собою розчин магнетиту і ульвошпінелі змінного складу. За високих температур обидві складові можуть змішуватись у різних пропорціях. Склад титаномагнетитів досить чутливий до умов утворення, особливо окислювальних, та температури і є індикатором глибини магмowego джерела. Здатність титаномагнетиту утворювати тверді розчини різного складу дозволяє вивчати його за допомогою термомагнітного аналізу [Печерский, 1985].

Магеміт утворюється при частковому окисленні магнетиту і має подібні магнітні властивості, це головний продукт однофазного окислення магнетиту в природі. При нагріванні до температур 275–800°C переходить в гематит. При нагріві магеміту у вакуумі утворюється магнетит. Це один з найбільш поширених феромагнітних мінералів зони окислення (вивітрювання), високочутливий індикатор низькотемпературного окислення [Печерский, 1985].

Гематит є типовим антиферомагнетиком зі слабо вираженими при кімнатній температурі магнітними властивостями. Має високу магнітну жорсткість та температуру Кюрі. Присутній в гідротермальних родовищах, де може переходити в магнетит. В природних умовах часто зустрічається з ільменітом. Широко поширений у природі в приповерхневих зонах високого окислення.

Піротин при гексагональній структурі є парамагнітним. Моноклінний піротин є феромагнетиком за рахунок утворення вільних зв'язків заліза. Від кількості іонів заліза в моноклінному піротині залежить величина магнітної сприйнятливості $(80-2000) \cdot 10^{-5}$ од. СІ) та залишкової намагніченості. При нагріванні піротинів або вміщуючих їх порід в них відбуваються незворотні мінеральні перетворення зі зміною магнітних властивостей. При нагріванні на повітрі утворюється магнетит за рахунок окислення піротину і, відповідно, збільшується магнітна сприйнятливість [Физические..., 1984].

Пірит – найпоширеніший в природі сульфід, парамагнетик. Часто зустрічається в асоціації з піротином та магнетитом. При нагріванні піриту в

окислювальних умовах по ньому утворюється магнетит, кінцевим продуктом окислення є гематит. При нагріванні піриту у вакуумі вище 200°C з нього виділяється піротин [Печерский, 1985].

Діагенетичні та епігенетичні перетворення, окисно-відновні процеси, а також умови утворення відкладів впливають на кінцевий вигляд заліза у відкладах. Значення магнітної сприйнятливості осадових порід залежать від вмісту і складу акцесорних мінералів та варіюють в широких межах. Це зумовлено типом порід, їх генезисом та фаціальними умовами утворення.

В осадових породах, які відкладаються поблизу місць розмиву метаморфічних та магматичних порід, найбільш яскраво виражені властивості феромагнітних мінералів, які слабшають при віддаленні від джерела зносу. Це частково відноситься до алевролітів і глин, оскільки в них присутні піщано-алевритові фракції. Одна частина феромагнітних мінералів входить до складу теригенних піщано-алевритових порід у вигляді рудних зерен магнетиту, гемоільменіту та мартиту у складі важкої фракції. Це стосується в основному пісковиків та пісків. Наявність у складі алевролітів і глин дрібних частинок магнетиту, гематиту та мегаміту визначає феромагнітні властивості цих порід. Інші оксиди заліза здатні переміщуватись далеко від області зносу з водними потоками від прісноводних басейнів до морських і утворювати великі концентрації заліза у відкладах [Чухров, 1953; Страхов, 1962]. Розподіл заліза обумовлюється величиною частинок. Враховуючи те, що морська вода є електролітом, вміст оксидів заліза в глинах поблизу морського узбережжя буде вищим. Це пояснюється нестійкістю розчинів оксидів заліза у морській воді у порівнянні з прісною. Тут з гідроксидів заліза утворюються гетит, лімоніт, гематит, магнетит. Окислювальні умови змінюються на відновлювальні, водні розчини збагачуються аміаком, сіркою, воднем, вуглекислою. В результаті цього утворюються сульфідні та карбонатні заліза.

Прямої функціональної залежності між концентрацією залізо-окисних мінералів і магнітною сприйнятливістю осадових порід не спостерігається,

однак статистична залежність такого роду існує. Високі значення магнітної сприйнятливості для пісковиків і алевролітів можна відзначити поблизу джерел зносу, вони обумовлені підвищеним вмістом магнетиту (у вигляді рудних зерен), а також їх доброю збереженістю. З цієї ж причини спостерігаються відмінності в магнітних характеристиках осадових порід складчастих і платформних районів. За величиною магнітної сприйнятливості можна судити про напрямок і довжину лінії зносу, а також в деякій мірі про склад порід живильної провінції [Физические..., 1984]. Останнім часом виявлені пляжні магнітні піски, поширені в багатьох районах світу, з концентрацією феромагнетика більше 2,5%, які представлені в основному магнетитом і, відповідно, мають високу магнітну сприйнятливість [Курников та ін., 2005; 2007; Орлюк та ін., 2005]. Такі розсипи магнітних пісків відомі на узбережжі Чорного моря у Грузії та на півдні Болгарії, на Камчатському узбережжі Тихого океану, наявність магнітних пісків виявлено біля Севастополя.

Майже всі осадові породи в природному середовищі мають залишкову намагніченість I_n , яку можна виміряти за допомогою сучасної апаратури. Найбільш поширені значення I_n знаходяться в межах 10^{-3} – 10^{-1} А/м.

Природа залишкової намагніченості осадових порід досить складна. При розмиванні материнської породи часточки-носії I_n цієї породи подрібнюються та зносяться водою. Найменші з них можуть мати намагніченість, притаманну доменам, більші за розмірами часточки (багато доменні) зберігають намагніченість материнської породи, тобто термозалишкову I_{rt} або хімічну I_{rc} . При потраплянні до водного середовища вектори намагніченості часточок розташовуються по магнітному полю Землі. Ступінь цієї орієнтації залежить від напруженості земного магнітного поля, залишкової намагніченості, форми, розміру часток, а також від швидкості водного потоку.

Первинна намагніченість теригенних порід за способом утворення є орієнтаційною (детритовою) і не залежить від намагніченості зерен, яка може бути термомагнітною, хімічною або однодоменною. При утворенні осадів

часточки-носії I_n відкладаються разом з немагнітними зернами, зберігаючи своє орієнтування. Під час зневоднення орієнтація часток закріплюється і обумовлює таким чином сумарний вектор намагніченості, що співпадає по напрямку з полем, який діяв при утворенні осадів.

Для багатьох осадових порід характерна хімічна (кристалізаційна) намагніченість, яку вони отримали при хімічних перетвореннях, що призводять до новоутворень окислів заліза, а також при розкристалізації та дегідратації гідроокислів заліза. Це хемогенні карбонатні породи, боксити, латерити та залізні руди осадового походження.

Залишкова намагніченість осадових порід постійно зменшується в результаті магнітного та структурного старіння. В той же час при довготривалому знаходженні породи в земному магнітному полі виникає в'язка намагніченість, яка для осадових порід відіграє велику роль, оскільки термозалишкова намагніченість значно більша за орієнтаційну при однакових концентраціях феромагнетиків в магматичних та осадових породах [Физические..., 1984].

Прямого зв'язку між літологією порід та величиною I_n немає: як високі, так і низькі значення цього параметра зустрічаються у пісковиках і вапняках. Високі значення залишкової намагніченості характерні для залізних руд осадового походження, деяких порід, розвинених в районах поширення магматичних порід та залізних руд, для багатьох теригенних порід континентального походження. Дуже низькими значеннями I_n ($3 \cdot 10^{-4}$ А/м) характеризуються гірські породи з незначним вмістом оксидів заліза: білі вапняки, доломіти, кварцеві пісковики, гіпси, кам'яна сіль та інші. Природня залишкова намагніченість (I_n) осадових порід залежить від походження породи, від вмісту окислів заліза, тобто I_n пов'язана з феромагнітними мінералами. Гематит, який входить до складу осадових порід, значно більше впливає на величину залишкової намагніченості, ніж на магнітну сприйнятливість. Це пояснює підвищені значення залишкової намагніченості червоноколірних порід порівняно з іншими.

1.2. Густина гірських порід

Густина осадових порід залежить від густини мінерального скелета, пористості, що обумовлена структурою та діагенезом порід, та густини рідкої чи газової фази, що заповнює пори. Густина породоутворюючих мінералів піщано-уламкових та глинистих порід складає $2,5\text{--}3,0 \text{ г/см}^3$, а карбонатних і гідрохімічних $1,9\text{--}3,0 \text{ г/см}^3$. Густина аргілітів змінюється в межах від 1,7 до $2,9 \text{ г/см}^3$, алевролітів – $(1,8\text{--}2,8) \text{ г/см}^3$, пісковиків – $(2,0\text{--}2,9) \text{ г/см}^3$, вапняків – $(1,8\text{--}2,9) \text{ г/см}^3$, мергелів – $(1,5\text{--}2,8) \text{ г/см}^3$, ангідритів – $(2,4\text{--}2,9) \text{ г/см}^3$, солі $(2,2\text{--}2,3) \text{ г/см}^3$ [Дортман, 1984]. Густина осадових порід змінюється в межах $1,2\text{--}3,0 \text{ г/см}^3$, але найбільш часто в межах – $1,5\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$. На зміну густини піщано-глинистих порід в основному, впливає ступінь їх діагенезу (катагенез і метагенез). Густина карбонатних порід у більшій мірі залежить від структури і ступеня тріщинуватості.

Об'ємна густина осадових порід змінюється від $1,2$ до 3 г/см^3 і набагато сильніше, ніж в інших породах, залежить від пористості, а також від густини рідинної та газової фаз. Вплив цих чинників на породи різного походження відрізняється – для уламкових порід визначальну роль відіграють гранулометричний склад, спосіб сполучення зерен та характер цементациї, для колоїдогенних – діа- та епігенетичні перетворення. Вплив порового заповнювача на величину густини контролюється величиною відкритої пористості [Толстой та ін, 2006].

Для осадового чохла платформ спостерігається 4 стадії діагенезу: ранній діагенез, що перетворює осади в породи; ранній катагенез, при якому породи зазнають ущільнення та цементациї; пізній катагенез, що призводить до утворення порід з сильно ущільненими текстурами та метадіагенез, при якому відбувається часткова зміна складу порід, що відбувається при складчастих процесах.

Діагенез та катагенез відбуваються під дією зростаючого геостатичного тиску та відображаються у поступовому зменшенні пористості та збільшенні

густини порід. Тому одновікові осадові утворення одного типу (але з різних глибин) можуть суттєво відрізнятися за пористістю та густиною. Найбільшого ущільнення зазнають глинисті породи, що мають пластичні зв'язки (тонкодисперсні системи), тому і більш пористі в початковому стані. При наявності в глинах піщаної фракції знижується мінеральна густина породи та збільшується жорсткість внутрішніх зв'язків. Серед пісковиків найбільш інтенсивне ущільнення характерне для пісковиків з глинистим цементом. Пісковики з більш жорстким кварцевим та карбонатним цементом ущільнюються значно менше. При наявності жорстких зв'язків між породоутворюючими частинками висока пористість пісковиків може зберігатися і на більших глибинах. Карбонатні породи в залежності від ступеня глинистості розрізняються за характером ущільнення, наближаючись до пластичних порід (мергелі), та до порід з жорсткими зв'язками (вапняки). Для осадових порід характерне незворотне компресійне ущільнення, інтенсивність якого уповільнюється при збільшенні глибини залягання.

Вплив тектонічного режиму на діагенез осадових порід платформи та прогинів відображається на характері зміни параметрів з глибиною в регіонах різної будови. Однак найбільш яскраво цей вплив фіксується по наявності щільнісних границь (швидкісних та електричних), обумовлених стрибкоподібними змінами літологічного складу та пористості порід. Останнє визначається підйомом глибоко занурених порід, їх розмивом та накопиченням на них менш щільних осадів, тобто при наявності різних структурних поверхів.

В складчастих регіонах густина осадових порід характеризується різкими змінами – в залежності від ступеня діагенезу в окремих структурно-тектонічних зонах і в різних структурних поверхах. Найбільшою густиною характеризуються породи, що зазнали метагенезу в період головної фази тектогенезу району, тобто породи, що утворюють ранні флішоїдні формації, найменшою – слабо дислоковані утворення (моласові та інші формації). Спостерігається також латеральна зональність густини порід [Дортман, 1984].

1.3. Огляд попередніх досліджень

Систематичне вивчення ДДА проводилось з 1851 р. К.М. Феофілактовим, А.Я. Армашевським, Г.А. Радкевичем, А.В. Роговичем, Н.Д. Борисяком, А.В. Гуровим, П.П. П'ятницьким, Н.А. Головінським, Н.А. Соколовим та ін. Вони вперше описали породи кайнозоя та мезозоя западини та привели детальне розчленування палеогенових відкладів [Клименко, 1957]. Перші відомості про будову фундаменту ДДЗ відносяться до 1930-1940 р. і містяться в роботах В.С.Завистовського, С.І.Суботіна, І.А.Балабушевича. У 1950–1960 рр. фундамент вивчався І.С.Усенком, Р.І.Андрєєвою, М.В.Чирвінською, І.С.Шараповим, В.Г.Бондарчуком, С.Є.Черпаком та іншими дослідниками. У цей період було показано подібність кристалічних утворень Українського щита, ДДЗ і Воронежської антеклізи, а також сформульовано ідею про блокову будову фундаменту ДДЗ [Малюк, 1984; Геологія..., 1989].

До 1936 р. в Україні експлуатувалась тільки одна нафтогазоносна провінція, розташована в межах Передкарпатського прогину на території Дрогобицької, Станіславської (Івано-Франківської) та Чернівецької областей.

В 1931 р. Н.С. Шатський вперше висловив думку про те, що Роменське та Ісачківське підняття представляють собою соляні куполи, з якими можуть бути пов'язані поклади нафти.

Розвідувальні роботи, виконані Інститутом геологічних наук АН УРСР в 1935–1937 рр., повністю підтвердили прогноз Н.С. Шатського: нафта була отримана як на Роменському, так і на Ісачківському куполах, що і послугувало стимулом для пошукових та розвідувальних робіт на нафту і газ в Дніпровсько-Донецькому авлакогені.

В 1938 р. відбулась перша наукова конференція з питань нафтогазоносності УРСР, в якій взяли участь В.Б. Порфір'єв, В.С. Завистовський, Д.Н. Соболев та ін.. Шатський Н.С. у своїй доповіді зробив припущення, що сіль у западині – девонського віку, що ДДЗ є нафтоносною областю, кам'яновугільні породи в западині є нафтоносними і необхідно проводити роботи щодо розвідки на

нафту не тільки соляних куполів, але й пологих структур. Ці положення в подальшому повністю підтвердилися.

До 1955 року колектив співробітників треста «Укрнефтегеофизика» здійснив геофізичну зйомку на території ДДЗ, а працівниками «Укрвостокнефтеразведка» виконано значний об'єм структурно-картувального буріння. Крім того, на деяких ділянках було проведено пошукове та глибоке розвідувальне буріння.

Науковими співробітниками Інституту геологічних наук АН УРСР та геологами-виробничниками були відкриті Радченківське та Сагайдацьке газопо-нафтові родовища, найбільше у Радянському Союзі Шебелинське родовище та дрібніші: Михайлівське, Солохське, Руновщанське та Співаковське газові родовища [Клименко, 1957].

В історії вивчення промислової нафтогазоносності ДДА виділяють 5 етапів за фактором зміни в напрямку пошуково-розвідувальних робіт [Атлас..., 1984].

Перший етап (1937–1948 рр.) пов'язаний з оцінкою продуктивності кепроків та приштокових зон соляних куполів, з закладенням окремих свердловин на пологих структурах. У післявоєнні роки широкий розвиток отримують картувальне та структурно-пошукове буріння, як основні види робіт по підготовці та виявленню об'єктів для введення їх в глибоке буріння.

Другий етап (1949–1957 рр.) характеризується масовим введенням в пошук брахіантиклінальних складок, виражених в структурному плані мезозойсько-кайнозойських і в палеозойських відкладів. Основні об'єми глибокого буріння розміщувались в південній прибортовій зоні та в південно-східній частині западини. У північно-західній частині регіону та в південній прибортовій зоні з'явилась можливість картувати палеозойські відклади за даними сейсмічних досліджень.

Третій етап (1958–1966 рр.) був періодом проведення пошукових робіт у всіх зонах зануреної частини ДДЗ на об'єктах, підготовлених переважно методом відбитих хвиль. На цьому етапі практично було завершено оцінку

промислової нафтогазоносності встановленого на той час фонду структур антиклінального типу до глибини 3000–3500 м.

Четвертий етап (1967–1980 рр.) відрізняється переходом на вивчення промислової нафтогазоносності глибоких горизонтів (3000–5000 м), як на виявлених раніше наскрізних структурах, так і на занурених палеозойських підняттях, перш за все, у Машівсько-Шебелинському районі, де 1965–1968 рр. були відкриті і розвідані родовища, в тому числі Єфремівське та Західно-Крестищенське. В цей час розпочались роботи по вивченню нових типів пасток нафти та газу: літологічних, стратиграфічних, тектонічно екранованих, комбінованих пасток, що тяжіють до малоамплітудних піднять.

П'ятий етап (з 1981 р.) пов'язаний зі збільшенням глибинності пошуково-розвідувальних робіт та поступовим їх переміщенням в маловивчені занурені ділянки, де було виявлено як окремі занурені підняття (Яблунівське газоконденсатне родовище), так і нові структурні зони (Березівсько-Котелевська). Прогнозувалось направити роботи на оцінку глибоко занурених горизонтів (більше 5000 м) в депресійних зонах і на периклінальних частинах великих валів та виступів.

Головними критеріями районування Дніпровсько-Донецької газонафтоносної області є розбіжності у тектонічній будові та стратиграфічній приналежності скупчень вуглеводнів з врахуванням їх фазового стану, типів пасток та глибини їх залягання, щільності прогнозних запасів та ступеня вивченості. Тут виділяють 15 районів: Монастирищенсько-Софіївський нафтоносний, Талалаївсько-Рибальський, Глинсько-Солохівський, та північний борт – нафтогазоносні; Рябухінсько-Північно-Голубівський та Руденківсько-Пролетарський – газонафтоносні; Машевсько-Шебелинський, Спиваківський та Краснорецький – газонаосні, а також перспективні – Чернігівсько-Брагинський, Антонівсько-Білоцерківський, Октябрсько-Лозовський, Кальміус-Бахмутський, Лисичанський та південний борт.

До району досліджень, описаних в дисертаційній роботі, входять 3 райони.

Чернігівсько-Брагинський перспективний район охоплює площу в 2,9 тис. км² крайнього північного заходу ДДА, де весь розріз пермі та карбону різко редукований, а відклади девону представлені переважно вулканогенними утвореннями. Практично всі наскрізні структури тут виявились безперспективними. У формуванні локальних піднять цього району соляний тектогенез не приймав видимої участі. Прогнозні запаси незначні та пов'язані з літологічними, стратиграфічними та комбінованими пастками девонського комплексу відкладів.

Монастирищенсько-Софіївський нафтогазоносний район займає площу 4,7 тис. км² та об'єднує усі повздовжні тектонічні зони північно-західної частини регіону. В осадовому чохлі потужністю до 6 км перспективними є відклади нижнього карбону, промислова нафтоносність яких підтверджена відкриттям тут Монастирищенського, Софіївського, Прилуцького, Малодівицького та інших родовищ. У створенні сучасної структури району прийняли участь галогенні утворення девонського віку. Подальші перспективи району пов'язують також з нижньокам'яновугільними відкладами, де вже встановлені пластові, склепінні поклади нафти, а також з літологічними, стратиграфічними та комбінованими пастками, що приурочені до зон розвитку прибережно-морських піщаних тіл верхньовізейсько-серпухівського віку.

Глинсько-Солохівський нафтогазоносний район розташований в приосьовій частині западини ДДА. Він має максимальну площу перспективних земель (12 тис. км²). Тут відкрито 28 родовищ нафти та газу, що приурочені до брахіантиклінальних складок, куполоподібним та валоподібним піднять, що ускладнені соляною тектонікою. В районі встановлені на найбільших глибинах продуктивні горизонти газу на Клиньсько-Сарському (-5800 м) та нафти на Харківцівському родовищах (-4900 м). Поклади вуглеводнів пластові, масивно-пластові, склепінні, частково обмежені (літологічно, стратиграфічно та тектонічно екрановані); отримані притоки газу з пасток не антиклінального типу (Остапівська площа) [Атлас..., 1984].

Магнітні методи при нафтопошукових роботах світовими дослідниками почали застосовуватися ще в 30-х роках ХХ ст. переважно для вивчення різних тектонічних порушень фундаменту, виявлення структур осадового чохла, картування глибинних розломів, пошуку нафтогазоперспективних пасток при сприятливих умовах. У світовій практиці магніторозвідка використовувалась разом з іншими геофізичними методами на регіональному етапі в аероваріанті. При цьому осадові товщі нафтогазоносних басейнів вважались немагнітними.

З появою високочутливих квантових і протонних магнітометрів у 60-х рр. 20-го ст. в наземному і аероваріантах при точності $\pm(0,5-2)$ нТл і збільшенні масштабів магнітних зйомок осадові породи розглядаються як магнітні комплекси. Фізико-геологічні основи застосування магніторозвідки пов'язуються з наявністю в осадових товщах магнітних мінералів (магнетит, гематит, магеміт). Було отримано можливість фіксувати локальні аномалії незначної амплітуди на фоні регіонального аномального магнітного поля у нафтогазоносних районах. Таким чином, в кінці 70-х на початку 80-х рр. минулого століття магніторозвідка починає застосовуватись для прямого прогнозування нафтогазових родовищ [Максимчук, 2009]. Застосування геомагнітного методу для виявлення локальних нафтогазоносних структур в межах осадового чохла засновано на теоретичних та експериментальних дослідженнях ряду авторів [Donovan et al, 1979; Vucha, 1980; Березкин и др., 1982; Machel et al., 1991; Schumacher, 1996; Leshak et al., 2002].

Азербайджанські вчені були одними з перших, хто займався вивченням магнітної сприйнятливості осадових відкладів, які складають продуктивну товщу надр Апшеронського півострова. Дослідниками вперше встановлено, що осадові породи можуть мати досить високі значення χ (до $5000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ для окремих зразків). Було запропоновано використати дані χ для розчленування і кореляції розрізів свердловин [Козин, 1929; Пейсик и др., 1934].

Активно займатися вивченням магнітної сприйнятливості відкладів науковці почали в 50–70 рр. ХХ століття [Капица, 1955; Березкин и др., 1978; Таруц, 1984].

Калашніков А.Г. вперше використав магнітну сприйнятливість осадових порід для вивчення умов їх утворення, а також для визначення напрямків та джерел зносу феромагнітних мінералів [Калашников и др., 1952].

К.Г. Бронштейном узагальнено дані про визначення магнітної сприйнятливості кристалічних і осадових порід Російської платформи [Бронштейн, 1954] при складанні магнітометричної карти Європейської частини СРСР. Встановлено, що середні величини χ літологічних різновидів залежать від віку відкладів, а різке її збільшення відповідає періодам збільшеного нагромадження залізних руд. Вченим запропоновано використання даного параметра для розчленування стратиграфічних розрізів.

Андреев Б.А. у роботі 1960 року робить висновки про немагнітність осадових порід у більшості випадків. Виключення становлять лише глини та пісковики деяких передгірських районів, магнітна сприйнятливість яких рідко перевищує $(100-200) \cdot 10^{-6}$ од. СІ [Андреев, 1960].

Загальні відомості про магнітну сприйнятливість порід наводить В.М. Дахнов [Дахнов, 1962]. Значення даного параметра змінюються від $170 \cdot 10^{-6}$ од. СІ до 20 од. СІ і обумовлюються вмістом діамагнітних, парамагнітних, а особливо, феромагнітних мінералів.

Праця Єфимова Ф.Н. 1969 р. по дослідженню магнітної сприйнятливості осадових відкладів базується на фактичному експериментальному матеріалі, що отриманий в результаті проведення капаметричних та магнітно-фракційно-мінералогічних досліджень кернавого матеріалу пермських, кам'яновугільних та девонських відкладів з опорних та розвідувальних свердловин в межах нафтогазоносних районів ДДА. В роботі зроблено висновок про магнітність осадових відкладів та доводиться перспективність магнітного метода в осадовій геології [Ефимов, 1969].

Н.А. Туєзова в своїй роботі 1984 р. наводить результати капаметрії та петрофізичні характеристики осадових гірських порід Західно-Сибірської плити та Сибірської платформи. Зазначено, що глинистий матеріал у відкладах головним чином впливає на зміну магнітної сприйнятливості осадових порід. Відзначається, що поступове збільшення χ спостерігається з наближенням до області зносу уламкового матеріалу, що дає змогу відстежити його напрямок. При цьому наголошується, що невеликі значення магнітної сприйнятливості осадових порід чохла платформ залежать також і від впливу нафтогазоносності (відбувається зменшення даного параметра) [Туєзова, 1984].

В роботах 1964 та 1984 рр. під редакцією Дортман також зазначено, що за величиною магнітної сприйнятливості можна судити про напрямок і довжину лінії зносу, а також в деякій мірі про склад порід живильної провінції [Физические..., 1964; 1984].

Вважається, що міграція легких фракцій вуглеводнів змінює фізичні властивості вищезалягаючих та оточуючих порід.

Дж. Харрис (1908) [Harris, 1908; Schumacher, 1996] був одним з перших, хто заявив про наявність піриту та інших сульфідів у пластах, перекриваючих нафтові родовища, які пов'язані з деякими соляними куполами Луїзіани (США). Рівз в 1922 р. зафіксував знебарвлення поверхневих червоноколірних пластів порід на родовищі Цемент на південному заході Оклахоми і відзначив інтенсивне цементування карбонатів над гребенем структури. Томпсон А. (1933) відзначив, що сірка і пірит пов'язані з присутністю нафти, а гідрокарбонівігази, гіпс та ангідрит заміщуються вапняками в соляних куполах в районі Перської затоки. Багато інших дослідників також фіксували мінералогічні зміни в породах під дією вуглеводневих флюїдів [Schumacher, 1996].

В роботі [Elmore et al., 1987] вчені наводять результати палеомагнітних, петрографічних, геохімічних досліджень порід, знайдених в пермських спелеотемах та гілсонігах ордовіка у південній Оклахомі. Магнітні методи,

засновані на виявленні концентрацій діагенетичних аутигенних магнітних мінералів у породах та ґрунтах, поєднували з аеромагніторозвідкою. В результаті було зроблено висновок про наявність генетичного зв'язку між місцями проходження вуглеводнів та відкладенням аутигенного магнетиту.

В 1979 р. американськими вченими [Donovan et al., 1979] було виявлено вторинний (епігенетичний) магнетит над покладами вуглеводнів, що відображався у магнітному полі. Його появу пояснюють перетворенням гематиту в породах вище покладу в результаті відновлювальних хімічних реакцій, що обумовлені дією сірководню. В роботі запропонована модель фізико-хімічних змін магнітної мінералогії в ґрунтах та підстиляючих гірських породах під дією вуглеводнів.

В роботі [Goldhaber et al., 1991] відзначається роль сульфідів заліза в аутогенетичних перетвореннях. Спостереження на родовищах Техасу показали, що реакції сульфідизації зруйнували магнітні мінерали, що містили оксид титану та заліза в районі основних розломів, і це призвело до зменшення магнітної сприйнятливості та залишкової намагніченості поблизу цих розломів. В статті [Machel, 1991; 2001] детально описуються мікробіологічні та термохімічні перетворення магнітних мінералів під впливом вуглеводнів. Тут зазначається, що в породах, які зазнали вуглеводневого впливу під дією бактеріальних та хімічних процесів, утворюється магнетит, піротин, сидерит та пірит, а гематит руйнується.

Робота [Schumacher, 1996] присвячена критичному погляду та всебічному вивченню питання щодо впливу вуглеводнів на ґрунти та осадові породи та їх прив'язці до наземних методів досліджень, викладені фізико-хімічні основи магнітометричного методу. Закладено методологічні основи застосування магнітометрії для пошуків вуглеводнів. Автор відзначає складність інтерпретації аномалій у ґрунтах та осадових породах, що викликані вуглеводнями, та наголошує на проведенні низки досліджень щодо розуміння причин формування цих аномалій на поверхні.

В Радянському Союзі одним з перших дослідників, хто почав застосовувати магніторозвідку в комплексі з іншими геофізичними методами, був Березкін В.М. Разом з іншими дослідниками він обґрунтував фізико-геологічні основи методу, які пов'язуються перш за все з наявністю магнітних мінералів (магнетит, магеміт, гематит) в породах осадової товщі [Березкин и др., 1982].

Всі вищеописані роботи містять лише теоретичні основи перетворення мінералів під впливом вуглеводнів. Експериментальних досліджень щодо генетичного зв'язку магнітної сприйнятливості та місць проходження нафти або газу проведено дуже мало. Експериментальні дослідження магнітної сприйнятливості порід під дією флюїдів наведені в роботі чеського дослідника Бухи В. В статті [Bucha, 1980] вивчено зміну магнітної сприйнятливості під впливом температури і вуглеводнів осадових і кристалічних порід Передкарпатського прогину для виявлення можливого генетичного зв'язку між магнітною сприйнятливістю різних типів порід і місцями скупчення або проходження вуглеводнів. Було зафіксовано значне збільшення величини χ під час нагріву. Новоутворення магнетиту в досліджуваних породах було доведено за допомогою рентгеноструктурного аналізу. Подібні експерименти проводились також Орлюком М.І., Кравченко С.М. для осадових порід (сидеритів, аргілітів, вапняків та пісковиків) зі свердловин Центральної Депресії ДДЗ [Орлюк, 1999; Орлюк та ін., 2000]. В результаті було підтверджено новоутворення магнітних мінералів під дією температури, що відображається у підвищенні магнітної сприйнятливості, за рахунок процесів відновлення.

Застосування капаметрії дозволяє вирішити низку важливих геологічних питань. Метод досить ефективно використовувався при розв'язанні широкого кола задач в багатьох країнах: при вивченні і кореляції осадових порід Західної Туркменії, флішових розрізів північного Кавказу [Любимова и др., 2003], теригенних і карбонатних товщ у Татарстані, для стратиграфічного розчленування осадових відкладів нижнього девону в Іспанії, дослідженні

приповерхневих відкладів над родовищами нафти і газу у Венесуелі, Китаї для вирішення проблем генетичного зв'язку аномального магнітного поля та нафтогазоносності [Aldana et al., 2003; Liu et al., 2006; Максимчук та ін., 2009].

М.В. Русских та ін. встановили пряму кореляційну залежність між значеннями χ і кількістю тонкодисперсної речовини при вивченні осадових відкладів в Західному Сибіру. Автори також показали можливість застосування капаметрії для оцінки окисно-відновних процесів [Русских и др., 2003]. У статті 2010 року авторами проводились дослідження магнітної сприйнятливості керну параметричних та надглибоких свердловин Західного Сибіру, пробурених на нафтогазоконденсатних родовищах [Русских и др., 2010]. На основі проведеного аналізу досліджень теригенних порід нижньої крейди, юри та тріасу було зроблено висновок про те, що на величину магнітної сприйнятливості пісковиків, алевропісковиків та глинистих порід може впливати як віддаленість цих порід від джерела зносу, так і низький вміст заліза у відкладах басейну. Пісковики та алевропісковики без глинистого матеріалу мають нижчу магнітну сприйнятливості порівняно з глинистими породами. Зроблено висновок про пряму кореляційну залежність величини χ порід від глинистості, вмісту Fe^{2+} та мінералогічної густини.

В роботах [Aldana et al., 1999; 2003; Costanzo-Álvarez et al., 2012] проведені дослідження магнітної сприйнятливості ґрунтів та гірських порід зі свердловин з родовищ Венесуели та Східної Колумбії, де було виявлено сферичні агрегати магнітних мінералів з високою магнітною сприйнятливістю у шарах з вуглеводневими флюїдами. А появу гематиту та магнетиту пояснюють як продукт пізнього діагенезу за рахунок впливу вуглеводнів.

В статті [Liu et al., 2006] було досліджено об'ємну магнітну сприйнятливості та залишкову намагніченість зразків з продуктивної та непродуктивної свердловин для пояснення вторинних перетворень залізовмісних мінералів, що пов'язані з міграцією вуглеводнів. Обидва досліджувані параметри виявились значно вищими для порід з нафтогазоносної свердловини. Дослідження

магнітних часток зі зразків продуктивних та непродуктивних пластів виявили більш великий розмір магнітних часток уламкового походження з непродуктивних пластів. Автори відмічають складність пояснення процесу формування вторинних тонкозернистих магнітних частинок під впливом вуглеводнів.

В роботі [Liu et al., 2004] наводяться дослідження об'ємної магнітної сприйнятливості зразків порід з 3 профілів на газовому родовищі в центральному Китаї для дослідження зв'язку між магнітними аномаліями та просочуванням вуглеводнів. Виявлено кореляційну залежність між об'ємною магнітною сприйнятливістю та концентрацією газу у ґрунтах. Відмічено також, що магнітні мінерали ґрунтів з підвищеною магнітною сприйнятливістю містять магнетит і мінімальну кількість титану на відміну від слабомагнітних, в яких концентрація Ti вища. Зроблено висновок про формування часточок магнетиту (магеміту) без домішок титану в результаті переробки вуглеводнями силікатів або за рахунок зменшення концентрації гематиту або гетиту.

В Україні дослідження магнітних властивостей осадових порід нафтогазоносних басейнів активно розвиваються в останнє десятиріччя в КВ ІГФ НАН України. Магнітометричні роботи на родовищах вуглеводнів у Передкарпатському прогині, у ДДЗ, на Волино-Поділлі показали, що вони супроводжуються локальними магнітними аномаліями, які характеризуються від'ємним і додатнім знаком, амплітудою до 10 нТл та шириною до 3–6 км. В роботах В. Максимчука, М. Орлюка, Р. Кудеравця, І.Кривої [Максимчук та ін., 2000; 2001; 2003; 2006; Кудеравець, 2009; Крива, 2008; 2011; Орлюк и др., 1998; 2000] досліджено магнітну сприйнятливість кам'яновугільних відкладів окремих нафтогазоносних структур ДДЗ та звертається увага на значну диференціацію цього параметру нафтогазових покладів. Зокрема, у дисертаційній роботі [Крива, 2011] автор застосовує капаметрію для розчленування літомагнітних комплексів нафтогазоносних відкладів палеозою в ДДЗ [Крива, 2008; 2011]. В. Максимчуком та Р. Кудеравцем були виконані

експериментальні вимірювання магнітної сприйнятливості гірських порід у межах родовищ вуглеводнів ДДЗ. Результати показали, що за характером розподілу магнітної сприйнятливості теригенно-карбонатних товщ нижнього карбону на родовищах вуглеводнів та перспективних структурах у межах ДДЗ виділяються фаменсько-турнейський, нижньовізейський та верхньовізейсько-серпуховський горизонти, на диференціацію χ яких, крім зміни літологічного складу порід, палеотектонічних та палеофаціальних умов утворення відкладів впливає також їх нафтогазоносність [Максимчук и др, 2001; 2003; 2006]. Костенко Д.Т. у своїй дисертаційній роботі показав чітку диференціацію вугленосних відкладів Донбасу за магнітною сприйнятливістю, яка обумовлена тонкодисперсним магнетитом. Було встановлено, що χ вугленосних порід тісно пов'язана з процесами та умовами їх формування, а також з мінералогічною густиною [Костенко, 2006].

Велика кількість робіт вітчизняних та зарубіжних авторів присвячена магнітним властивостям ґрунтів, їх ролі у формуванні локальних магнітних аномалій, що може бути використано при геомагнітних дослідженнях на нафтогазових родовищах [Shao G. et al., 2005; Rijal et al., 2012; Menshov et al., 2015; 2016; Jordanova et al., 2016].

Комплексування магніторозвідки з іншими геофізичними методами застосовується не тільки для вивчення будови геологічних структур [Орлюк и др., 2013; Orliuk et al., 2014], але також є досить перспективним у вивченні їх нафтогазоносності. Велика кількість досліджень з використанням різних геофізичних методів для оцінки перспектив на нафту і газ було зроблено в Україні. Комплексні геофізичні роботи з 1985 року по 1993 рік проводило Дніпровське Державне геофізичне підприємство "Днепрогеофизика" на території Дніпровсько-Донецької западини [Про науково..., 2002]. Роботи передбачали розв'язання регіональних задач - вивчення особливостей блокової структури регіону, виділення зон тектонічних порушень, дослідження будови осадового чохла і задач прогнозу нафтогазоносності на основі детального

аналізу локальних аномальних ефектів. Дослідження виконувались на ряді відомих родовищ нафти і газу та на перспективних площах (Східно-Мурафінська, Західно-Скворцовська, Киянівська, Гуковсько-Люботинська, Виноградівсько-Дорошевська, Харківська, Волганська, Роганська та інші).

Комплексні геофізичні дослідження із застосуванням гравімагніторозвідки та електророзвідки були проведені в 1979 році ВГО «Північукргеологія» на Чорнухівсько-Гніденській площі, де на той час бурінням була встановлена нафтогазоносність нижньовізейсько-турнейських відкладів, яка не була пов'язана з певними структурними формами [Про науково..., 2002]. В результаті виконаних робіт зроблено висновок, що більшість продуктивних свердловин тяжіють до локальних від'ємних аномалій інтенсивністю 3–20 нТл [Про науково..., 2002].

Геохімічні та геоелектричні методи в комплексі також ефективно застосовуються при прогнозуванні вуглеводнів на території України, що викладено у колективній монографії українських дослідників [Геоэлектрические..., 2016].

Застосування магніторозвідки ґрунтується на 4 типах аномалій різного генезису, що пов'язані з покладами нафти та газу: 1) Структурний тип аномалій, пов'язаних з магнітними блоками фундаменту та обмежувачими їх розломами; 2) структурні аномалії, зумовлені вулканічними породами; 3) аномалії, викликані осадовими структурними формаціями; 4) аномалії, які викликані епігенетичними змінами гірських порід під впливом вуглеводневих потоків, вони є прямими ознаками нафтогазоносності [Про науково..., 2002]. Як уже зазначалося, аномалії останнього типу викликані наявністю вторинного магнетиту в верхній частині розрізу над покладом вуглеводнів. Наявність магнітних тіл в зонах покладів вуглеводнів було встановлено для багатьох нафтогазоносних районів. Глибина їх залягання становить від декількох сотень до 2000–2500 м.

Значний досвід комплексних робіт накопичений у США, Китаї, Канаді. Так,

канадські геофізики L. A. LeSchak та D. R. Van Alstine у 2002 році опублікували статтю, в якій виклали результати застосування високоточної наземної магнітної та радіометричної зйомки на 6 перспективних нафтогазоносних площах у західній Канаді [LeSchak et al., 2002]. Результати свідчать про тісний зв'язок магнітних і радіоактивних аномалій та про подальшу перспективу використання комплексу таких методів. В більшості випадків у свердловинах, пробурених в епіцентрах магнітних аномалій, було одержано притоки вуглеводнів. Ефективність комплексування граві- та магніторозвідки при пошуках нафтогазових родовищ в Азербайджані було доведено в роботах [Гадиров, 2014; Гадиров и др., 2016; 2016].

Так, дослідження, проведені за допомогою гравімагнітних методів на різних нафтогазових площах Азербайджану, профілях Передкарпатського прогину, в районі Краковецького та Судово-Вишнянського розломів показали наступні результати. Нафтові поклади в магнітному та гравітаційному полі виділяються локальними мінімумами, інтенсивність яких більше залежить від потужності покладів, а не від їх глибини. Глибокозанурені нафтогазові поклади відображаються в даних полях завдяки додатковому аномальному ефекту, який створюється субвертикальною зоною над покладом [Гадиров и др., 2016]. Виконаний аналіз фізичних параметрів відкладів південно-східної частини Середньокуринської западини показав відмінність останніх над нафтовим покладом та поза межами контуру. Визначено, що над покладом магнітна сприйнятливість та густина значно нижче, ніж в законтурній частині, а температура навпаки. На основі вивчення керна матеріалу вулканогенних порід на площі Мурадханли встановлено, що магнітна сприйнятливість на крилах структури значно вища, ніж у склепінних частинах. Це може свідчити про здатність вуглеводнів змінювати фізичні властивості порід в зоні покладів відносно оточуючих їх покладів.

В роботі [Гадиров и др., 2016] була проаналізована локальна складова магнітного поля в межах Середньокуринської западини Азербайджану для

уточнення розподілу магнітоактивних магматичних порід. Це було пов'язано з відкриттям родовищ нафти у вулканогенних та вулканогенно-осадових товщах в Азербайджані та Грузії. Позитивні локальні аномалії були приурочені до місць розкриття вулканогенних порід (базальтів, андезитів) глибокими свердловинами. Ці локальні прояви магнітних аномалій свідчать про локальний розподіл магматичних тіл у плані на досліджуваній території, особливо на бортах западини. Зроблено висновок про результативність застосування магніторозвідки для прогнозування розподілу магматичних утворень на досліджуваній западині.

Як уже було зазначено, сучасна магніторозвідка в наземному і аеромодифікаціях дозволяє, завдяки високій точності спостережень, виділяти в магнітному полі аномалії малої інтенсивності, обумовлені не лише складом осадових порід, але їх вторинними змінами під дією епігенетичних процесів. Значний досвід подібних робіт накопичений в США [Reynold et al., 1990; 1991], Китаї, колишньому СРСР. Так, у Китаї в береговій зоні виявлено близько 1 тис. локальних магнітних аномалій, які приурочені до пасток нафти і газу [Yong-xia Zhang, 1994].

Як показали високоточні магнітні зйомки, в деяких нафтоносних регіонах при глибині фундаменту 5–6 км в аномальному магнітному полі були виявлені високочастотні магнітні аномалії (Січуанський басейн) [Yong-xia Zhang, 1994]. Встановлено, що деякі з цих аномалій відповідають відомим антикліналям, а інші пов'язані з відомими резервуарами нафти і газу. Наприклад, область поблизу Шонгкінг (Chongqing) в басейні Січуань (Sichuan), де виявлено ряд антикліналей у мезозойських відкладах. Вздовж осей цих антикліналей простягаються шари темно-червоної глини та глинистих сланців нижньотріасової формації. Шари досягають 300 м товщини та мають магнітну сприйнятливість χ в межах $(200-600) \cdot 10^{-6}$ од. СІ. Антикліналям відповідають лінійні аномалії 10–30 нТл з боковими мінімумами. В Січуанському басейні такі магнітні аномалії виявлені над більшістю структурних пасток. Над кожним

локальним підняттям на структурі Чангиуанба (Changyuanba) аномалії створюють середньоюрські пісковики потужністю 700 м з магнітною сприйнятливістю понад $100 \cdot 10^{-6}$ од. СІ. Існування магнітних осадових шарів в Січуанському басейні підтверджується каротажними діаграмами. Максимальна сприйнятливість середньоюрських пісковиків може сягати $1000 \cdot 10^{-6}$ од. СІ. Отже, антикліналі, складені такими породами навіть на значній глибині, можуть створювати на поверхні Землі відчутні магнітні аномалії.

Подібні результати отримано в западині Монкей Рівер (Monkey River), де спостерігається досить чітке співпадіння локальних залишкових магнітних аномалій з підняттями за даними сейсморозвідки [Eventov, 1997].

В аероаріанті магніторозвідка, проведена на північному борті ДДЗ, допомогла встановити, що в межах родовищ створюється аномальний ефект від покладів та зміни магнітних властивостей осадових порід під дією вуглеводнів вище покладу [Нечаева и др., 2002].

Вищенаведені приклади свідчать про тісний зв'язок аномалій магнітного поля з родовищами нафти і газу, однак не дають підстав для однозначних висновків і рекомендацій. Це відзначається і в роботі [Schumacher, 1996]. Виконані магнітометричні дослідження в межах ДДЗ виявили ряд геологічних факторів, які ускладнюють виділення локальних магнітних аномалій над покладами вуглеводнів. По-перше це широкий розвиток вулканогенних високомагнітних утворень девонського віку, а також наявність хемогенних покришок, які обмежують вплив вуглеводнів з покладу на зміну фізичних властивостей порід осадового чохла над покладом [Про науково..., 2002].

Висновки.

1. Застосування капаметрії дозволяє виконати магнітно-літологічну характеристику структурно-формаційних комплексів осадового чохла, виділити опорні магнітні горизонти.
2. Вивчення поведінки магнітної сприйнятливості під впливом температури дозволяє експериментально показати структурно-генетичний зв'язок даного

параметра зі шляхами проходження вуглеводнів або місцями їх накопичення. Теоретичні пояснення причин змін магнітних властивостей осадових порід в родовищах вуглеводнів викладені в численних роботах. Експериментальні дослідження представлені в одиничних публікаціях, а тим більше не проводились на породах в досліджуваному регіоні.

3. Вимірювання магнітної сприйнятливості порід проводились, в основному, на керносховищах. Лабораторні дослідження дуже малочисельні, а для порід зі свердловин Чернігівського сегменту ДДА, в регіоні, який довгий час вважався безперспективним на пошук нафти і газу, практично відсутні.

Список використаних джерел

Андреев Б.А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. Москва: Госгеолтехиздат, 1960. 260 с.

Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Изд. Мин-ва геологии УССР, Укр. науч.-исслед. геологоразв. ин-та, 1984. 190 с.

Березкин В.М., Киричек М.А., Кунарев А.А. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа. Москва: Недра, 1978. 222 с.

Березкин В.М., Лощаков А.М., Николаев М.И. Применение магниторазведки для поисков месторождений нефти и газа. *Прикладная геофизика*. Москва: Недра, 1982. вып. 103. С.127-136.

Бронштейн К.Г. О магнитной восприимчивости осадочных пород. *Прикладная геофизика (сб. Статей)*, 1954. Вып. II. С. 163.

Вешев А.В. Зависимость магнитной восприимчивости горных пород от содержания ферромагнитных компонентов. *Труды ВИРГ*, 1950. Вып. 2. С. 68-81.

Вонсовский С.В. Современное учение о магнетизме Москва: Гостехтеориздат, 1953. 440 с.

Гадиров В. Г. Повышение геологической эффективности гравимагниторазведки при поиске локальных структур и оценке их нефтегазоносности в Куринской впадине: автореф. дис. ... д-ра наук по наукам о Земле / Национальная Академия Наук Азербайджана. Институт геологии и геофизики. Баку, 2014. 34 с.

Гадиров В. Г., Гадиров К.В., Бекиров М.А. Локальные магнитные аномалии Среднекуринской впадины Азербайджана и их геологическое истолкование. *Геофизический журнал*. 2016. Т.38. №5. С. 146-153.

Гадиров В., Меньшов А., Кудэравец Р., Гадиров К. Грави-магниторазведка при поисках нефтегазовых месторождений в условиях Азербайджана и Украины. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2016. №3 (74). С.23-33.

Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / Отв. ред. В.К. Гавриш. Киев: Наук. думка, 1989. 208с.

Геоэлектрические и геохимические исследования при прогнозировании углеводородов в Украине: монография/ Е.М. Шеремет и др. Киев: ЦП «Компринт», 2016. 489 с.

Дахнов В.Н. Интерпретация результатов геофизических методов исследования скважин. Москва: Недра, 1962. 547 с.

Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Кожевников Д.А. Петрофизика. Москва: Недра, 1991. 368 с.

Дортман Н.Б., Васильева В.И., Вайнберг А.К. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Москва: Недра, 1964. 326 с.

Ефимов Ф.Н. Каппаметрическое и магнитно-фракционно-минералогическое изучение осадочных образований. Москва: Недра, 1969. 168 с.

Калашников А.Г., Капица С.П. Магная восприимчивость горных пород при упругих напряжениях. АН СССР, 1952. Т. 86. № 3. С. 521–523.

Капица С.П. Магнитные свойства изверженных горных пород при механических напряжениях. Изв. АН СССР: сер. геофиз., 1955. № 6. С. 489–504.

Клименко В.Я. Структура Днепровско-Донецкой впадины, условия ее формирования и закономерности образования и размещения в ней месторождений нефти и газа. Киев: Издательство Академии Наук УССР, 1957. 103 с.

Козин К.П. Опыт корреляции разрезов по магнитным свойствам пород. *Азерб. нефтяное хозяйство*, 1929. № 6-7. С. 40-47.

Костенко Д.Т. Геологические факторы дифференциации угленосных отложений Донбасса по магнитной восприимчивости: дис. ... канд. геол. Наук: 04.00.22 / Донецк, 2006. 178 с.

Крива І. Визначення статиграфічних переривів в осадконагромадженні Північної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини за даними χ -метрії. *Геологія і геохімія горючих копалин*. Львів, 2008. С. 67-71.

Крива І.Г. Літомагнітні комплекси нафтогазоносних відкладів палеозою північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини: дис. ... канд. геол. наук: 04.00.17 / Львів, 2011. 144 с.

Круглякова Г.И. К вопросу о магнитных свойствах минералов. *Минералогический сборник Львовского геологического общества*. Львов, 1954. №8. С. 279-314.

Кудеравец Р.С. Особливості аномального магнітного поля над родовищами вуглеводів (на прикладі Центральної частини Дніпровсько-Донецької западини : автореф. дис. ... канд. геол. наук: 04.00.22 / Івано-Франківськ, 2009. 21 с.

Кудрявцева Г.П. Ферримагнетизм природных оксидов. Москва: Недра, 1988. 232 с.

Курников Ю.А., Кравченко С.Н., Орлюк М.И. Магнитный песок – новый взгляд на практическое использование. *Геология и полезные ископаемые мирового океана*. 2005. №2. С.111-120.

Курников Ю.А., Кравченко С.Н., Орлюк М.И. Магнито-минералогические исследования природного песка крымского побережья. *Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины*: тезисы докладов VII международной конференции Украины Крым-2007, г. Симферополь. Изд.-во Асоц. Геологов, г. Симферополь, 2007. С. 222-224.

Любимова Т.В., Бондаренко Н.А. Использование магнитной восприимчивости пород для корреляции флишевых разрезов. *Пятые геофизические чтения им. В.В. Федынского*: тезисы докладов, г. Москва, 2003. 86 с.

Магниторазведка: Справочник геофизика / под ред. В.Е.Никитского и Ю.С.Глебовского. Москва: Недра, 1990. 470 с.

Максимчук В.Ю., Кудеравец Р.С., Просим'як В.М. Дослідження магнітних властивостей різновікових осадових товщ південно-східної частини Передкарпатського прогину. *Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища*: Матер.наук. конференції, Київ. КНУ ім.Т.Шевченка, 2006. С. 101–102.

Максимчук В.Ю., Кудеравец Р.С., Орлюк М.И. Магнітні властивості нафтогазоносних порід Селюхівського родовища. *Геологічна наука та освіта в Україні на межі тисячоліть*: збірник доповідей, м. Львів, 2000. С.52–53.

Максимчук В.Ю., Городиський Ю.М., Кудеравец Р.С. Магнітні властивості відкладів нижнього карбону Селюхівського родовища Дніпровсько-Донецької западини. *Зб.наук.пр. УкрДГРІ*, 2003. № 1. С. 120–125.

Максимчук В.Ю., Городиський Ю.М., Кудеравець Р.С. Аналіз магнітних властивостей та мінерального складу нафтогазоносних відкладів центральної частини ДДЗ. *Науковий вісник НГАУ*. 2001. № 5. С.20–21.

Максимчук В.Ю., Городиський Ю.М., Кудеравець Р.С. Характеристика магнітних властивостей та мінерального складу гірських порід на продуктивних площах центральної частини ДДЗ. *Наука про Землю-2001: тези доповідей молод.наук. конф.*, м. Львів, 19-21 жовтня 2001 р. Львів: ЛНУ ім.І.Франка, 2001. С.69.

Максимчук В.Ю., Городиський Ю.М., Кудеравець Р.С., Попов С.А. Результати дослідження аномального магнітного поля на Вовківській площі північного борту ДДЗ у зв'язку з прогнозуванням нафтогазоносності. *Праці наук.тов. ім. Шевченка*. 2006. Т. XVII. Геофізика. С. 22–35.

Максимчук В.Ю., Крива І.Г. Застосування капаметрії для кореляції стратиграфічних переривів в осадконагромадженні Дніпровсько-Донецької западини (на прикладі границі нижній-верхній візе). *Моніторинг геологічних процесів: матеріали ІХ міжнародної наукової конференції*, Київ. КНУ ім.Т.Шевченка, 2009. С. 200-202.

Максимчук В.Ю., Кудеравець Р.С. Перспективи застосування магнітометрії при пошуках родовищ нафти і газу. *Нафтогазова геофізика – стан та перспективи: збірник тез доповідей Міжнародної науково – практичної конференції*, м. Івано–Франківськ, 2009. С. 178-181.

Максимчук В.Ю. и др. Магнітні властивості гірських порід південно-східної частини Передкарпатського прогину. *Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ*. 2006. № 3. С. 41–49.

Малюк Б.І. Геологічна будова фундаменту та його вплив на формування осадового чохла Дніпровсько-Донецької западини (у зв'язку з нафтогазоносністю): автореф. дис.... канд. геол.-мін. наук: 04.00.04. / Львів, 1984. 12с.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. Москва: Мир, 1965. 346 с.

Нечаева Т.С., Дзюба Б.М., Шимків Л.М., Огарь В.В. Використання даних потенціальних полів для прогнозування покладів нафти і газу в межах ДДЗ та Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною провінції. *Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона: збірник тез.* Симферополь, 2002. С.144-145.

Орлюк М.И. Магнитная модель земной коры юго–запада Восточно–Европейской платформы: дис. ... д–ра геол. наук: 04.00.22 / Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины. Киев, 1999. 404 с.

Орлюк М.И. и др. Геофизические аспекты строения и генезиса Ильинецкой структуры: импакт или вулкан? *Геофизический журнал.* 2013. Т. 35. №1. С. 100-113.

Орлюк М.И., Курников Ю.А., Кравченко С.Н. Магнитный песок: комплексные магнито-минералогические исследования и перспективы практического использования. *Екологія і природокористування.* 2005. Вип. 8. С. 83-89.

Орлюк М.И., Максимчук В.Е., Вакарчук Г.И., Чепиль П.М. Магнитометрические исследования при региональном и локальном прогнозе нефтегазоносности земной коры Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический журнал.* 1998. №3. С. 92–102.

Орлюк М.И., Кравченко С.М., Єнтін В.А. Магнітна характеристика порід осадового чохла Центральної депресії Дніпровсько–Донецького авлакогена. *Нафта і газ України: збірник наукових праць VI міжнародної науково–практичної конференції, м. Івано–Франківськ, 2000. т.1. С. 303.*

Пейсик М., Горбенко Л. Изучение магнитной восприимчивости пород. *Азер. нефтяное хозяйство,* 1934. № 9. С. 23-34.

Печерский Д.М. Петромагнетизм и палеомагнетизм. Справочное пособие для специалистов из смежных областей науки. Москва: Наука, 1985. 127с.

Поваренных А.С. О магнитных свойствах минералов. Минералогический сборник Львовского геологического общества. Львов, 1957. №11. С.52-68.

Про науково–дослідну роботу прогнозування нафтогазоносності осадових басейнів України на основі досліджень особливостей аномального магнітного поля: звіт /керівник. В.Ю. Максимчук. Київ, 2002. 155 с.

Русских М.В., Карасева Т.В., Горбачев В.И. Информативность магнитной восприимчивости пород при исследовании осадочных отложений. *Геологическое изучение и использование недр / Информ. сб.* Москва, 2003. Вып. 2, 3. С. 13–17.

Русских М.В., Карасева Т.В., Горбачев В.И. Определение магнитной восприимчивости пород как один из методов оперативного изучения разрезов параметрических и сверхглубоких скважин в осадочных бассейнах. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений.* Москва, 2010. №10. С. 21-28.

Савин А.П. Физические величины, применяемые в разведочной геофизике, и их единицы. Ленинград: Недра, 1985. 128с.

Справочник физических констант горных пород / ред. Кларк С. мл. Москва: Мир, 1969. 543 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Москва: Изд-во АН СССР, 1962. 158 с.

Сухорада А.В., Халин В.М. Новое поколение магнитных индикаторов и их роль в магнетизме горных пород. Вопросы прикладной геохимии и петрофизики / Киев. нац. ун-т: Вища школа, 1981. С.105-109.

Таруц Г.М. Применение магниторазведки при поисках месторождений нефти и газа в Западной Сибири. *Прикладная геофизика*, 1984. Вып.109. С. 95–104.

Толстой М.І. и др. Основы геофизики: підручник. Київ: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2006. 446с.

Третьяк А.Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наук. думка, 1983. 256с.

Туезова Н.А. Петрофизика осадочных пород чехла древних и молодых платформ и нефтегазоносных структур на примере Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. Москва: Недра, 1984. 230 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) /под ред. Н.Б. Дортман. Москва: Недра, 1984. 455 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) / под ред. Н.Б. Дортман. Москва: Недра, 1976. 526 с.

Физические свойства горных пород / под ред. С.И. Субботина. Киев, 1966. 95с.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Москва: Изд-во АН СССР, 1953. 672 с.

Яновский Б.М. Земной магнетизм. Изд. Ленинградского университета, 1978. – 591 с.

Aldana M. et al. Framboidal magnetic minerals and their possible association to hydrocarbons: La Victoria oil field, southwestern Venezuela. *Geofisica Internacional*. 1999. 38. 3. P. 137–152.

Aldana M., Costanzo-Alvarez V., Díaz M. Magnetic and mineralogical studies to characterize oil reservoirs in Venezuela. *The Leading Edge*. 2003. 22(6). P. 526-529. <https://doi.org/10.1190/1.1587674>

Bucha V. Geomagnetism of the external flysch czechoslovakian Carpathians and the possible causes of anomalous geophysical manifestations. *Stud. geophys. et geod.* 1980. 24. P. 227–251.

Costanzo-Álvarez V. et. al. Rock magnetic characterization of early and late diagenesis in a stratigraphic well from the Llanos foreland basin (Eastern Colombia). *Geological Society Special Publication*. 2012. 371. 1. P. 199–216.

Donovan Terrence J, Forgey Randal L., Roberts Alan A. Aeromagnetic Detection of Diagenetic Magnetite over Oil Fields. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1979. V.63. No.9. P.245-248.

Elmore R.D. et al. Evidence for a relationship between hydrocarbons and authigenic magnetite. *Nature*. 1987. 325, 6103. P. 428–430.

Eventov L. Applications of magnetic methods in oil and gas exploration. *The Leading Edge*. May 1997. P.489-491.

Goldhaber, M.B., Reynolds, R.L. Relations among hydrocarbon reservoirs, epigenetic sulfidization, and rock magnetization: examples from the South Texas Coastal Plain. *Geophysics*. 1991. 56. P. 748–757.

Harris G. D. Salt in Louisiana, with special reference to its geologic occurrence, part II—localities south of the Oligocene. *Louisiana Geological Survey Bulletin*. 1908. v. 7. p. 18–27.

Jordanova N., Jordanova D., Petrov P. Soil magnetic properties in Bulgaria at a national scale – Challenges and benefits. *Glob. Planet. Change* 137. P. 107-122.

Landolt-Bornstein, Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, New Series, II/16, Diamagnetic Susceptibility. Springer-Verlag, Heidelberg. 1986.

Landolt-Bornstein, Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, New Series, III/19, Subvolumes a to i2, Magnetic Properties of Metals. Springer-Verlag, Heidelberg. 1986-1992.

Landolt-Bornstein, Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, New Series, II/2, II/8, II/10, II/11, II/12a, Coordination and Organometallic Transition Metal Compounds. Springer-Verlag, Heidelberg. 1966-1984.

LeSchak L. A., Van Alstine D. R. High-resolution ground-magnetic (HRGM) and radiometric surveys for hydrocarbon exploration: Six case histories in Western Canada, in Surface exploration case histories: Applications of geochemistry, magnetic, and remote sensing. *AAPG Studies in Geology*. 2002. № 48. SEG Geophys. Ref. Series №. 11. P. 67-156.

Liu Q. et al. Relationship between magnetic anomalies and hydrocarbon microseepage above the Jingbian gas field, Ordos basin, China. *AAPG Bulletin*. 2004. v. 88. no. 2. P. 241 –251.

Liu Q. et al. Magnetic enhancement caused by hydrocarbon migration in the Mawangmiao Oil Field, Jiangnan Basin, China. *J. Petrol. Sci. Eng.*. 2006. 53. P. 25–33.

Machel H.G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights. *Sediment. Geol.* 2001. 14. P. 143–175.

Machel H.G., Burton E.A. Burial-diagenetic sabkha-like gypsum and anhydrite modules. *J. Sedim. Petrol.* 1991. 61. P.349-405.

Menshov O. et al. Magnetic mapping and soil magnetometry of hydrocarbon prospective areas in western Ukraine. *Studia Geophysica et Geodaetica*. 2015. 59. 4. P. 614-627.

Menshov O. et al. Magnetic studies at Starunia paleontological and hydrocarbon bearing site (Carpathians, Ukraine). *Studia Geophysica et Geodaetica*. 2016. 60. 4. P. 731-746.

Orliuk M. et al. Geomagnetic view of Illinty structure: impact or volcano? *14th Castle Meeting – New Trends on Paleo, Rock and Environmental Magnetism*, Portugal, 2014. Електронне видання.

[https://www.fc.ul.pt/sites/default/files/fcul/public/14Castle_meeting/Orlyuk% 20Dr ukarenko_Castle2014.pdf](https://www.fc.ul.pt/sites/default/files/fcul/public/14Castle_meeting/Orlyuk%20Dr%20ukarenko_Castle2014.pdf)

Reynolds R. L., Fishman N.S., Hudson M.R. Sources of aeromagnetic anomalies over Cement oil field (Oklahoma), Simpson oil field (Alaska), and the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt. *Geophysics*. 1991. 56. P. 598-605.

Reynolds R. L., Fishman N.S., Wanty R.B., Goldhaber M.B. Iron sulfide minerals at Cement Oil Field, Oklahoma – implications for the magnetic detection of oil fields. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1990. 102. P. 362-380.

Rijal M., Porsch K., Appel E., Kappler A. Magnetic signature of hydrocarbon-contaminated soils and sediments at the former oil field Hanigsen, Germany. *Studia Geophysica et Geodaetica*. 2012. 56. P. 889-908.

Schumacher D. Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments. Hydrocarbon migration and its near-surface expression. *AAPG*, 1996. Memoir 66. P. 71—89.

Shao G. et al. Surface Loess Susceptibility Anomalies Directly Indicating Oil and Gas Reservoirs. *Applied Geophysics*. 2005. 1-2. 4. P.197-203.

Tables de Constantes et Donnees Numerique, Volume 7, Relaxation Paramagnetique. Masson, Paris. 1957.

Yong-xia Zhang. Aeromagnetic anomalies and perspective oil traps in China. *Geophysics*. 1994. Vol.59. No.10. P.1492-1499.

РОЗДІЛ 2. ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕРНІГІВСЬКОГО СЕГМЕНТУ ДДА

2.1. Особливості будови кристалічного фундаменту та осадового чохла північно-західної частини ДДА

Дніпровсько-Донецька западина разом з Прип'ятським прогином і Донбасом являє собою унікальну структуру в древній Східноєвропейській платформі - складний авлакоген, виповнений товщею до (15–22) км слабо дислокованих, нормально-осадових і вулканогенних формувань. Верхня мезо-кайнозойська частина, що має форму широкого пологого прогину типу синеклізи, добре вивчена. Палеозойські ж відклади вивчені не по всій товщині [Іванишин, 2005]. Глибина залягання кристалічного фундаменту в ДДА зростає з північного заходу на південний схід від 2-3 км до 10–15 км (до 20 км) за даними Стівби [Соллогуб и др. 1977, Чекунов 1994; Стівба, 2008 та ін.]. На північному заході ДДА відділяється від Прип'ятського прогину Брагінсько-Лосєвською сідловиною, яка представляє собою підняття фундаменту, що звужує рифтову зону і являло собою центр девонського вулканізму [Геологія... 1989; Клушин, 1994; Стівба, 2008].

На даний час запропоновано близько 25 схем будови ДДА. При районуванні за простяганням структури, за даними Арсірія А. та інших [Атлас..., 1984; Тектоника..., 2015] в поперечному розрізі ДДА складається з північного і південного бортів (крайові зони), між якими розташований центральний (Дніпровський грабен). На північний схід та південний захід від Дніпровського грабена бортові зони ДДА відділяються від нього крупними регіональними розломами [Чекунов, 1972]. В самому грабені виділено велику кількість розломів більш високого рангу, складну систему локальних блоків, області сольового діапїризму та проявів вулканізму. У роботі [Stephenson et al., 2012] у рифті виділена його осьова, найбільш глибока частина, прибортові зони, а також північне та південне плече рифта, розділені розломами більшої амплітуди зміщення та системою нахилених розломів [Тектоника..., 2015].

Іванишиним і Разніциним [Разницын и др, 1980] був запропонований новий варіант побудови кристалічного фундаменту, заснований на підкресленні відносних перевищень, тобто виділяються форми рельєфу фундаменту незалежно від їх гіпсометричного положення за абсолютними значеннями. На карті в рельєфі фундаменту простежуються валоподібні підняття, депресійні та перехідні зони, які характеризують важливі для геологів-нафтовиків деталі, що визначають тенденцію в розвитку структурних форм чохла. Визначення таких форм сприяє розумінню структур чохла і уточненню напрямків пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ. За цими даними, на північному заході ДДА вимальовується поперечна піднята зона, яка складається з Жеведського, Шелестовицького, Чернігівського, Буровського, Ловинського і Добрянського виступів (рис. 2.1). Серед негативних структур на захід від неї найбільшою є Михайло-Коцюбинська мульда. Депресії розділені виступами. На півночі описуваної території крайове порушення не трасується. У північній прибортовій зоні на північний захід від ланцюга приосьових депресій майже через всю ДДА простягається суцільна вузька гряда виступів фундаменту. На крайньому північному заході вона починається Лоївським, потім в південно-східному напрямку досліджуваної території простежуються Даницький, Буровський, Брусилівсько-Кошелівський, Плисківсько-Лисогорівський. Найбільші серед виступів – Брусилівсько-Кошелівський і Плисківсько-Лисогорівський (рис. 2.1). Всі виступи, без винятку, є складнобудованими ділянками, які розбиті численними розривними порушеннями на блоки. Будова крайньої північно-західної частини вивчена не тільки геофізичними методами, але і бурінням, тому що фундамент залягає тут не глибше 5500 м.

Кристалічний фундамент ДДА складається з архейсько-протерозойських метаосадово-вулканічних, ультраметаморфічних та інтрузивно-метасоматичних утворень, що сформувалися в різних структурно-тектонічних режимах [Чебаненко и др., 2002].

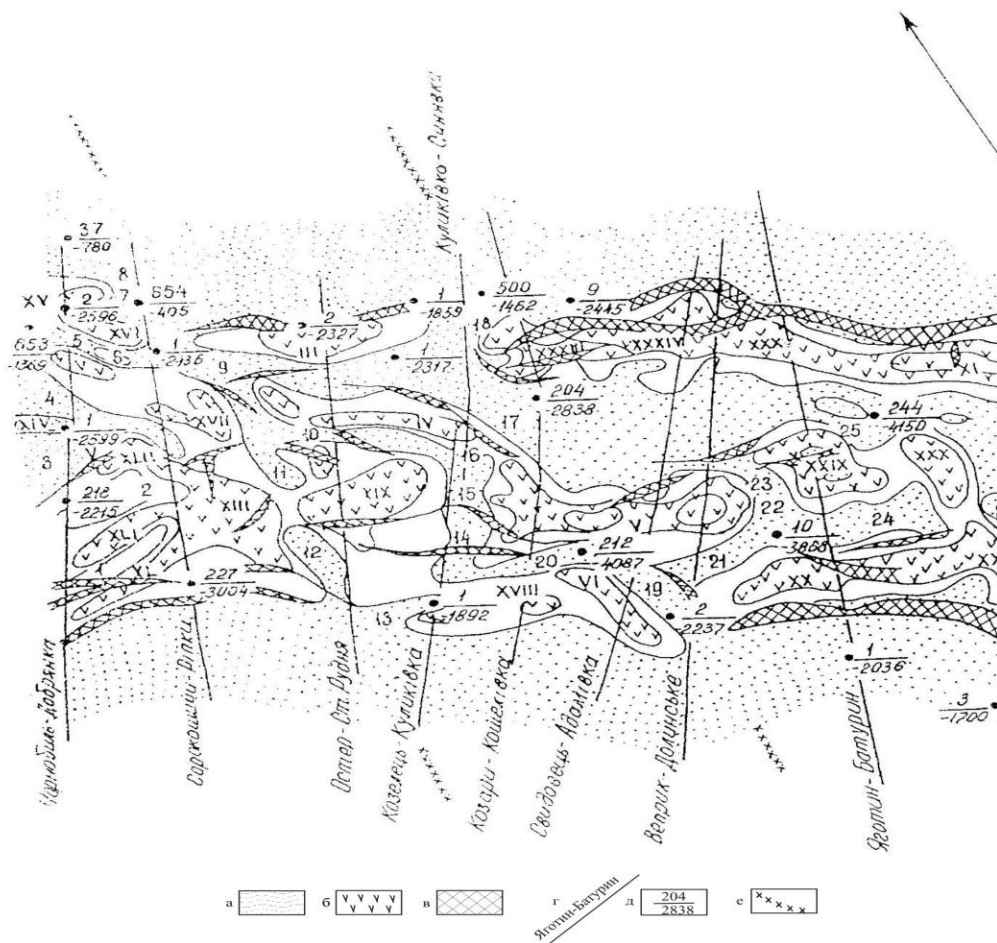


Рис.2.1. Карта рельєфу фундаменту ДДА за [Іванишин, 2005]

а – позитивні форми рельєфу – виступи: 1 – Колибанський, 2 – Ведильцівський, 3 – Любецький, 4 – Петрушинський, 5 – Лоївський, 6 – Даницький, 7 – Ловинський, 8 – Добрянський, 9 – Буровський, 10 – Чернігівський, 11 – Шелестовицький, 12 – Жеведський, 13 – Чемерський, 14 – Хрещатинський, 15 – Переходівський, 16 – Дроздівський, 17 – Брусилівсько-Кошелівський, 18 – Городищенський, 19 – Старохутірський, 20 – Київський, 21 – Лосинівський, 22 – Монастирищенський, 23 – Дорогинський, 24 – Августівський, 25 – Плисківсько-Лисогорівський, 26 – Макіївський, 27 – Переволочнянський; б – негативні форми рельєфу фундаменту з перехідними зонами (білі поля між позитивними і негативними формами) – улоговини: I – Срібнянська, III – Седнівська, IV – Горбівська, V – Ніжинська, VI – Носівська, VII – Колайдинецька, XI – Дмитрівська; мульди – XIII – Михайло-Коцюбинська, XIV

– Радульська, XV – Грибоворуднянська, XVI – Ріпкинська, XVII – Роїщенська, XVIII – Патютинська, XIX – Скорінецька, XX – Малодівицька, XXI – Мільківська, XXIX – Ічнянська, XXX – Парафіївська, XXXIII – Блистівська, XXXIV – Холмська, XXXV – Великозагорівська; затоки: XL – Чапаївська, XLI – Пакульська, XLII – Пльохівська; в – розривні порушення; г – геофізичні профілі; д – номери опорних і параметричних свердловин (чисельник) і абсолютні відмітки поверхні фундаменту (знаменник); е – зони відносних поперечних піднять.

В ньому виділяють 2 структурних поверхи: нижній, представлений гнейсами та амфіболітами архея, та верхній, утворений залізисто-кремнієвими та сланцево-карбонатними породами. За структурно-тектонічними ознаками в докембрійському фундаменті виділено наступні поперечні блоки: Чернігівський, Лохвицький, Полтавський, Зиньковський, Карловський, Ізюмський та Донбаський.

Грабен і борти вивчені не в однаковій мірі і їх осадовий чохол неоднаковий за товщиною. На бортах його потужність зростає в напрямку грабена з північного заходу на південний схід від 1 до 4 км. У грабені вона змінюється від 4–6 км на північному заході до 16–17 км, а за іншими даними, до 22 км на південному сході [Іванишин, 2005]. Грабен (рифт) має ширину від 60–70 км на північному заході ДДА до 160 – 170 км в Донбасі [Соллогуб и др. 1977; Чекунов, 1993]. Грабен відділений від Українського щита і Воронезького масиву глибинними розломами амплітудою до 2 – 4 км і більше та заповнений девонськими осадовими і вулканогенними породами потужністю до 5 км і більше. Ці відклади з кутовими і стратиграфічними незгідностями перекриваються постріфовими (синеклізними) відкладами кам'яновугільного, мезозойського і кайнозойського віку [Чирвинская и др., 1980; Геология... 1989]. Середньо- і верхньодевонські породи, а на більшій частині ДДА і турнейсько-нижньовізейські відклади практично відсутні на бортах грабена. Тому на

архейсько-нижньопротерозойському кристалічному фундаменті безпосередньо залягають нижньокам'яновугільні породи, починаючи з верхньовізейського комплексу на північному заході ДДА і турнейсько-нижньовізейського комплексу на південному сході западини і в Донбасі [Гавриш, 1987]. Породи древніше за девонські ніде в ДДА і Донбасі бурінням не виявлені [Стовба, 2008].

Районування ДДА за простяганням є неоднозначним, але базується на визнанні вирішальної ролі глибинних розломів. В основу поперечного поділу ДДА закладена схема Г.Н. Доленка та С.А. Варичева [Геология, 1989], оскільки вона, в основному, узгоджується з наявними геолого-геофізичними матеріалами та більшістю сучасних уявлень про тектоніку регіону. У цій схемі з північного заходу на південний схід виділяють 5 мегаблоків: Чернігівський, Лохвицький, Полтавський, Ізюмський та Донбаський. Вони розмежовані глибинними транскоровими розломами [Тектоника..., 2015].

Осадова частина розрізу земної кори представлена 5 структурними поверхами. На північно-західній крайовій частині переважають девонські відклади, на південно-західній – більш молоді. Девонський структурний поверх складається з 5 літолого-стратиграфічних комплексів, пов'язаних з відповідними етапами рифтоутворення. В основі верхнього поверху грабена турнейські відклади раннього карбону з кутовою та стратиграфічною незгідністю залягають на девонських породах, а на докембрійському фундаменті – в прибортових частинах западини. Породи кам'яновугільного віку представлені трьома відділами різного складу, а саме: вапняками з прошарками доломітів, теригенних утворень, глинисто-карбонатними породами, пачками аргілітів з прошарками пісковиків та вапняків, темно-сірими аргілітами та алевролітами, глинистими утвореннями [Тектоника..., 2015].

Нижньопермські відклади незгідно залягають на кам'яновугільних, причому відсутні в прибортових та крайових частинах ДДА. Вони представлені

красноцвітами, пісковиками, глинами та хемогенними утвореннями (кам'яною сіллю, ангідритами, гіпсами). Нижньопермські відклади з кутовою та стратиграфічною незгідністю перекриваються мезо-кайнозойськими піщано-глинистими утвореннями тріасу, юри та нижньої крейди [Тектоника..., 2015].

2.2. Етапи формування ДДА

Припущення про наявність в тілі ДДА гіпотетичного грабена, складеного товщею пізньопротерозойського (рифейського) віку, призвело в 70-х роках ХХ століття до кардинального перегляду поглядів на геологічну еволюцію регіону. До того в основному вважалося, що формування ДДА і Донбасу почалося в середньому або пізньому девоні [Мартынов и др., 1963; Разницын, 1974], хоча окремі дослідники і стверджували, що крайові регіональні розломи, які виникли в ранньому палеозої, продовжували активно розвиватися до девону включно [Арсирий, 1970]. Потім переважаючими стають уявлення про два основних етапи еволюції ДДА – пізньопротерозойський і пізньопалеозойський [Чекунов, 1991; Чекунов, 1993]. Так, наприклад, за даними робіт [Чекунов, 1990; 1993] перший етап формування рифту відноситься до пізнього протерозою, а глибинний мантійний процес, який призвів до формування грабена, почався, можливо, ще раніше (1,6 – 1,7 млрд років тому). Другий етап рифтогенезу стався в пізньому девоні – ранньому візе. Це призвело до виникнення структури подвійного телескопованого грабена. Вважається, що пізньопротерозойський рифт зазнав часткової інверсії тектонічного режиму. Свідченням цього є відсутність тут нижньопалеозойських відкладів. Через відсутність переконливого фактичного матеріалу, який би доводив наявність рифейського грабена, всі уявлення про особливості процесів, які могли відбуватися в пізньому протерозої на території сучасних ДДА і Донбасу, носять гіпотетичний характер [Стовба, 2008].

Останнім часом у пізньопалеозойській історії розвитку ДДА розрізняють наступні етапи: передрифтовий (дорифтовий, ранньосинеклізний, дорифтово-синеклізний), рифтовий і пострифтовий (синеклізний). На пострифтовому етапі

іноді виділяють кілька фаз: власне синеклізну, інверсійну (орогенну), постінверсійну (пізньоорогенну) і платформену [Стовба, 2008]. Є й відмінності у виділенні етапів. Так, наприклад, З.М. Ляшкевич [Ляшкевич, 1994] виділяє ранньорифтовий, пізньорифтовий та пострифтовий етапи, а І.С. Рослий [Рослий, 2000] розділяє пострифтовий етап на власне синеклізний та неосинеклізний періоди [Стовба, 2008]. Тобто на даний час існують досить різні уявлення про кількість та тривалість фаз рифтогенезу, часу початку формування розломів, а також особливостей формування ДДА.

Геологічні дані свідчать про те, що пізньопалеозойському розломоутворенню земної кори в межах майбутнього рифту передувало прогинання здебільшого Східноєвропейської платформи і накопичення середньодевонських і, швидше за все, здебільшого нижньофранських відкладів у відносно спокійній тектонічній обстановці. Тому відклади цього віку зазвичай об'єднують в дорифтовий комплекс [Геологія, 1988; Рослий, 2000]. В осадовому розрізі ДДА ці відклади практично цілком формують так званий «девонський підсольовий комплекс» і добре корелюються з одновіковими відкладами Східноєвропейської платформи [Геологія, 1988; Стовба, 2008].

За даними Іванишина, безпосередньо в Дніпровсько-Донецькій западині етап формування пологого прогину почався в середньому девоні (в кінці ейфельського і в живецький час) і в першій половині франського віку. Середньодевонські відклади, як найдавніші породи чохла регіону, широко відомі на північному заході і спорадично розвинені на решті території. У багатьох місцях свердловини розкривають на фундаменті нижньофранські відклади там, де немає середньодевонських.

Рифтові події супроводжувалися інтенсивним лужно-базальтовим вулканізмом, хоча його прояви розподілені в межах басейну нерівномірно [Ляшкевич, 1987]. Потужні прояви наземного вулканізму на північному заході ДДА і півдні Донбасу можуть свідчити про невеликий підйом басейну перед початком розломоутворення земної кори. За інтенсивністю прояву виділяються

два етапи девонського магматизму [Ляшкевич, 1994]. У франі магматизм був пов'язаний з впровадженням лужних магм, які зароджувалися у верхній мантії на глибинах близько 100–150 км в умовах високої насиченості відновленими флюїдами. Виверження їх на поверхню відбувалося у вигляді вибухів і спокійного виливу. Друга фаза інтенсивного магматизму відноситься до фаменського віку і характеризується виливом менш лужних магм, які говорять про менші глибини їх зародження в мантії (близько 70 км) [Стовба, 2008].

Другий етап розвитку Дніпровсько-Донецької западини за Разніциним поділяється на 2 етапи – пізньофранський і фаменський. Сумарна амплітуда занурень становила 0,3–3 км і супроводжувалася лавовими виверженнями порід. Акумуляція теригенно-карбонатних відкладів на цьому етапі змінилася пізніше євланівсько-ливенськими та лебедянським соленакопиченням. Тільки в кінці пізнього фамена в данківський час, особливо на північному заході регіону, знову активізувалися вулканічні процеси [Іванишин, 2005].

Ще однією характерною рисою пізньодевонського рифтогенезу було накопичення потужних товщ солі. У розрізі верхнього девону ДДА виділяються два соленосних комплекси: верхній у фаменському і нижній у франському ярусі [Геологія..., 1988; 1989]. Ці товщі розкриті бурінням в пластовому, а нижня сіль і в штоковому заляганні [Тектоника..., 1988]. Максимальні потужності нижньої солі в пластовому заляганні досягають 500–700 м на північному заході ДДА і більше 2000 м в її південно-східній частині. Сучасний розподіл потужності нижньої солі, що входить до складу нижнього соленосного комплексу, багато в чому обумовлено процесами соляної тектоніки, які відбувалися протягом всієї еволюції ДДА і створили різноманіття структурного плану в межах області їх поширення. Межа поширення девонських галогенних утворень, як правило, контролюється крайовими регіональними розломами. Поряд з цим відзначаються ділянки у внутрішніх зонах грабена, де буровими роботами доведено їх відсутність в межах Брусилівсько-Кошелівського, Лубенсько-Білоцерківського виступів, а також вздовж північного регіонального розлому на

ділянці між Ромнами та Балаклією [Атлас, 1984; Геологія, 1989]. На території ДДА галогенні товщі фаменського (верхня сіль) та ранньопермського віку характеризуються досить спокійним лінзоподібним заляганням і в тектонічному відношенні є пасивними. Останнє обумовлено наявністю в розрізі цих товщ потужного теригенно-карбонатного каркаса, що перешкоджає текучості солі та її зануренню у вищезалягаючі відклади. Фаменська соленосна товща також не має однорідного літологічного складу. Вона виповнена переважно ангідрито-доломіто-вапняковими та глинистими породами, серед яких спостерігаються різні за потужністю прошарки солі [Атлас, 1984]. В розташуванні соляних штоків і куполів в межах досліджуваного регіону спостерігається така закономірність (в дужках указаний час прориву солі). В північній прибортовій зоні Дмитрівський (Q) соляний купол розташований над западинами фундаменту, Роменський (Q) – над перехідними ділянками; в приосьовій частині западини Ніжинський (P), Хімо-Рябушинський (P), Омбиський (T), Буромський (T), Парафіївський (P), Іваницький (P) – приурочені до негативних форм рельєфу, Південнодорогинський (E), Івангородський (P), Гмирянський (T) – до позитивних [Іванишин, 2005].

За даними В.В. Омельченка та ін. [Стовба, 2008] у свердловинах, пробурених в межах північного борту на Борисівській, Новолиманській, Воскресенівській, Гашиновській, Базілеєвській структурах, встановлено наявність ефузивних вулканогенних порід (в основному базальтів), які залягають в підшві кам'яновугільного осадового чохла. На підставі складу основних порід, а також їх порівнянні з даними про вулканічну активність в межах Дніпровського грабена, можна припускати пізньодевонський вік цих порід [Стовба, 2008].

Таким чином, крайній північний захід ДДА розвивався за типом західних областей південної прибортової зони до Білоцерківського виступу, тобто в основному з компенсованим прогинанням в девоні, яке забезпечувало нівелювання девонських і додевонських первісних структур. Некомпенсоване прогинання тут спостерігалось в окремих мульдах. Соленакочичення було

просторово пов'язано з областями максимального прогинання. Родовища нафти і газу в ДДА переважно приурочені до замкнутих структур. До інверсійних солянокупольних піднять на заході приурочені родовища газу в нижньому карбоні – Глинсько-Розбишівський, Яблунівський та інші вали.

До абсолютно іншого типу структур, успадкованих валів північної прибортової зони, тяжіють родовища нафти і газу в нижньому і середньому карбоні (на Панасівсько-Липоводолинському та інших валах). Девонські нафта і газ в ДДА в основному розвинуті в двох комплексах – надсольовому і міжсольовому, там, де розріз девону нормально морський, не вулканогенний.

Надсольовий нафтогазоносний комплекс представляє інтерес на валах всіх типів, міжсольовий – на крилах і перикліналях солянокупольних структур. На успадкованих підняттях і в пастках неантиклінального типу родовища в девоні відкриті при відсутності або слабкому розвитку ефузивів.

Підсольовий комплекс для його оцінки в ДДА вивчений недостатньо, а на північному заході регіону він занадто змінений катагенезом [Іванишин, 2004].

2.3. Стратиграфічна і літологічна характеристика відкладів

За даними [Іванишин, 2005], євланівсько-лівенські відклади **верхнього девону** представлені потужною соленосною товщею, в якій пачки кам'яної солі чергуються з теригенно-карбонатно-ангідритовими пачками, які можна корелювати в регіональному плані. В цих відкладах фауна не виявлена. Винятком є розріз Борківської свердловини 15, в якому в соленосній товщі знайдені остракоди фаменського типу.

Єлецькі відклади переважно теригенні. В північній частині регіону єлецький горизонт можна розділити на дві товщі – піщану і глинисту. На Кінашевській площі і в Бугриватсько-Козіївському районі, на думку Іванишина, можливо є лише верхня частина єлецьких утворень.

Більські шари. Ці відклади в континентальних розрізах надсольової товщі в західній частині западини встановлені порівняно недавно. Вони представлені в основному аргілітами і глинистими карбонатами з різко підпорядкованою

кількістю піщанистих порід. На думку Іванишина, ці відклади характеризують частину розрізу перехідної товщі, якій в інших районах відповідає перерва.

Руденківські відклади представлені в основному чергуванням пісковиків з карбонатами, а тому добре відрізняються від більських. Вони мають більший уявний опір порівняно з більськими глинистими породами.

До складу **кам'яновугільної системи** входять три відділи: нижній, середній та верхній. З південного сходу до північного-заходу товщина кам'яновугільних утворень поступово зменшується з 8–10 км до менш ніж 2000 м у районі Чернігівсько-Брагінського виступу. Це пов'язано зі скороченням товщини стратиграфічних підрозділів, а також з випаданням цілих пачок порід, що розвинуті на південному сході [Атлас..., 1998].

Нижній відділ складається з турнейського, візейського та серпуховського ярусів. Турнейський ярус відсутній на крайній північно-західній частині ДДА. Верхня частина турнейських відкладів в западині раніше не виділялася. Вона розкрита свердловинами в центральній частині західної половини западини і представлена тут вугленосною теригенною формацією. Вугленосні відклади на південний схід змінюються глинистими, глинисто-карбонатними і поступово карбонатними, в яких значні прошарки пісковиків виклинюються.

Друга (середня) товща турне западини відповідає черепетському і кізеловському горизонтам. В морських і континентальних відкладах тут міститься значна кількість пісковиків, які в першому типі розрізів чергуються з вапняками, в іншому – з сухарними каоліновими аргілітами. На північному заході ДДА ці обидві товщі складаються переважно з пісковиків і складають верхню половину леляківської світи.

Третя (нижня) товща відповідає нижньотурнейському під'ярусу. Там, де ці утворення відкладалися в континентальних умовах, а це західна і північна прибортова частина регіону, вони представлені зазвичай пісковиками і утворюють леляківську світу, а в розрізах перехідного типу чергуванням

пісковиків, аргілітів та карбонатів і складають зорківську світу (район облямування Срібненської депресії).

Візейські відклади складаються з нижнього та верхнього під'ярусів. Вони поширені по всій території ДДА. Нижній під'ярус у підосві складений глинистими породами з прошарками вапняків, які перекриваються карбонатними товщами. У прибортових зонах ці відклади заміщуються теригенними вуглисто-глинистими та піщаними породами. У верхньовізейському виділяють дві товщі. Нижня карбонатна представлена вапняками, мергелями та аргілітами. До них приурочені продуктивні горизонти В-22н, В-22в, В-21, В-23. Верхня представлена піщано-глинистими породами.

Серпуховський ярус вповнений двома товщами і незгідно залягає на візейських відкладах. Товщина його у північно-західній частині ДДА складає 50 м. Нижня товща складається з теригенно-глинистих порід, верхня – з глинисто-теригенних [Іванишин, 2005].

Середньокам'яновугільні відклади поділяються на башкирський та московський яруси, потужність яких найменша на північному заході.

Башкирський ярус має 2 під'яруса. Нижньобашкирський представлений аргілітами, алевролітами, пісковиками у підосві, у верхній частині переважають вапняки з прошарками аргілітів. Верхньобашкирський під'ярус складений сірими алевролітами і глинами з прошарками вапняків, пісковиків і вугілля, його потужність зростає з північного заходу на південний схід.

Московський ярус представлений пісковиками та глинами з прошарками вугілля та вапняків.

Породи верхнього карбону на північному заході ДДА представлені перешаруванням строкатобарвних глин і аргілітів з алевролітами, пісковиками, доломітами, рідше з вапняками і має товщину перші сотні метрів.

Нижня перм складається з сакмарського та асельського ярусів. Асельський ярус поділяється на картамишську, нікітівську і слов'янську світи. Картамишська світа на північному-заході повністю виклинюється. Слов'янська

світа складена кам'яною сіллю з чергуванням ангідритів, вапняків, доломітів, ангідритів.

2.4. Розломна тектоніка досліджуваного регіону

На даний час все більше дослідників [Порфирьев, 1987; Тимурзиев, 2012 та ін.] схиляється до думки про те, що більшість нафтогазових родовищ контролюється глибинними розломами [Пашкевич и др., 2014]. Тому пошук місць зародження вуглеводнів і їх покладів у приповерхневих умовах є дуже важливим завданням. Одним із методів прогнозування шляхів міграції та місць скупчень вуглеводнів є аналіз магнітної неоднорідності та розломно-блокової тектоніки земної кори. Особливе значення ці дослідження набувають у зв'язку з великим світовим досвідом виявлення та експлуатації покладів глибинних вуглеводнів в колекторах фундаменту різного складу та віку. Розміри колектора напряму пов'язані з породами фундаменту, що на початку мають незначну пористість, а тому набувають «вторинну» пористість тектонічного походження (розломи, їх вузли, тріщини), що обумовлена гідротермальною циркуляцією [Sirkar, 2004; Сейфуль-Мулюков, 2012]. Таким чином, у формуванні колекторів вуглеводнів у фундаменті головну роль відіграють розривні порушення різних рангів, вузли їх перетину та наявність в них зон розуцільнення. В межах ДДА також виявлені вуглеводні глибинного походження з промисловою нафтогазоносністю архей-протерозойського фундаменту північного борту ДДА [Чебаненко и др., 2002; Гейко и др., 2013]. Тому аналіз магнітної неоднорідності земної кори ДДА з розломами різних рангів дозволить уточнити вже знайдені та визначити нові перспективні місця надходження вуглеводнів до її верхньої частини.

Структура ДДА та його бортів характеризується асиметрією вхрест простягання та суттєвою неоднорідністю в межах великих сегментів за деякими параметрами. Спостерігається асиметрія рельєфу поверхні консолідованої кори вхрест простягання структури ДДА. У західній частині авлакогену вздовж його простягання максимальні глибини до цієї поверхні тяжіють до центра грабена,

глибина залягання фундаменту тут складає 1–5 км. Підосва земної кори у межах Дніпровської частини авлакогену, згідно [Соллогуб, 1986] та [Chekunov et al., 1992], характеризується ярко вираженою антиклінальною формою рельєфу з глибинами від 35 до 40 км. Рельєф розділу північного та південного бортів ДДА різко відрізняється, а форми рельєфу цього розділу мають різні структурні співвідношення з формами рельєфу розділу М в межах ДДА. Потужність кори на бортах ДДА при цьому складає 40–48 км. В межах Лохвицького та Ізюмського сегментів, східніше Верховцевсько-Льговського розлому до трансрегіонального тектонічного шва Донецьк-Брянськ, глибина до розділу М складає менше 40 км. На північному борту ДДА рельєф розділу М характеризується серією прогинів, глибина яких сягає 48 км. На північ на південь від Лохвицького сегменту прогини згідні з підйомом підосви кори у грабені, далі на схід інтенсивні прогини на північному і південному бортах сягають 52 км та мають торцеве з'єднання зі структурами рельєфу М авлакогену. Така глибинна будова свідчить про перебудову нижньої частини кори авлакогену та суттєве перетворення верхньої її частини у процесі формування, що підтверджується магнітними та гравітаційними джерелами консолідованої кори, що структурно незгідні з будовою навколишніх докембрійських провінцій.

2.4.1. Схема розломної тектоніки консолідованої кори

На даний час існує багато тектонічних схем структури ДДА та Донбасу [Майданович, 1984; Chekunov et al., 1992; Чебаненко, 1996 та ін.] та схем глибинної будови земної кори [Схема ..., 1992]. Найбільш детальна тектонічна карта ДДА, на думку [Пашкевич и др., 2014], була складена за аерокосмічними, геолого-геофізичними та палеоструктурно-геологічними даними [Чебаненко, 1996]. У цій роботі приведений детальний аналіз вивченості розломної тектоніки у світлі історії формування западини на базі рифтової структури. Розломи класифікувались на дорифтові архей-протерозойського закладення, рифтові синсклепінні пізньодевонські та післярифтові скиди кам'яновугільно-

крейдового віку. Розглянута степінь впливу розломів консолідованої кори на розриви осадового чохла та особливості формування окремих частин западини. Дорифтові розломи описані як глибинні, приведені їх відбиття у всьому розрізі кори, включаючи структури осадового чохла. Найбільшу увагу було приділено будові осадового чохла як головного резервуара покладів вуглеводнів.

Авторами [Пашкевич и др., 2014] було побудовано схему розломів консолідованої кори, приведеної на фоні локальної компоненти магнітного поля з використанням аномального магнітного поля та гравітаційного поля, редукованого за вплив осадового чохла. Виділені розломи вищезазначені автори проаналізували з точки зору можливих підвідних каналів глибинних вуглеводнів. Розломи класифіковано на ранги та виділені їх системи. До «надрангових» належать 2 трансрегіональних тектонічних шва: Херсон–Смоленськ та Донецьк–Брянськ, які були встановлені при складанні схеми глибинної будови літосфери південно-західної частини Східноєвропейської платформи [Схема ..., 1992], а їх положення уточнено за допомогою комплексу геофізичних даних. Обидва шва відносяться до наскрізних структур, що перетинають Український щит, ДДА та Воронезький масив, що вказує на їх багаторазову активізацію. Вони розділяють Сарматський сегмент Східноєвропейської платформи на три мегаблоки, які відрізняються загальною основністю консолідованої кори та її потужністю. Глибинний шов Херсон–Смоленськ чітко простежується в гравітаційному та магнітному полях. В межах западини він відповідає Новомиргород-Щорсовському та Сміла-Холмському (дорифтовому) розломам [Геология..., 1989]. Шов Донецьк–Брянськ як глибинний прояв зони зчленування Донбаса та Дніпровського сегменту авлакогену віднесено до дорифтового, неодноразово активізованого великого правого зсуву, що знайшло відображення в характері складчастості осадового чохла перехідної зони самого Донбасу [Майданович, 1984].

Крім згаданих вище трансрегіональних тектонічних швів ДДА пересікають три літосферних лінеамента північно-східного простягання. Вони прослідковуються за даними ГСЗ [Соллогуб, 1986] як зони шириною до 50 км та розділяють літосферу Сарматії на мегаблоки різної потужності. Два лінеамента пересікають западину у Лохвицькому та Ізюмському сегментах, а третій слугує західним обмеженням приповерхневих структур Донбасу.

В результаті аналізу аномального магнітного поля, тривимірної магнітної моделі земної кори та розподілу густини на різних поверхах рельєфу фундаменту [Куприєнко и др., 2010] та подошви земної кори, автори [Пашкевич и др., 2014] зробили висновок, що консолідована кора ДДА складається з 4 сегментів: Донбасу, західною межею якого є шов Донецьк–Брянськ, Ізюмського сегмента, Лохвицького, що межує з Ізюмським по Верховцевсько-Льговському розлому, та Чернігівського, що відділяється від Лохвицького Переяслав-Хмельницько-Прилуцьким розломом.

Розломи консолідованої кори поділяють [Пашкевич и др., 2014] на: систему ортогональних (дорифтових) розломів; систему повздовжніх (рифтових) розломів першого та другого порядків; інші розломи, які не належать до конкретних систем. Із субмеридіональних розломів тільки Верховцевсько-Льговський розділяє Лохвицький та Ізюмський сегменти. Найбільш розвинуті в авлакогені повздовжні розломи, включаючи зони крайових розломів. Ці розломи можна віднести до «рифтових» [Геологія..., 1989]. Центральний та Центрально-Донбаський розломи чітко контролюють вісь прогину фундаменту, а в Чернігівському, Лохвицькому та частково Ізюмському – підйом подошви кори. Розломи, ортогональні по відношенню до повздовжніх, найбільш поширені в Лохвицькому сегменті.

Розломам консолідованої кори, встановлених в умовах осадових басейнів за геофізичними даними, як правило, відповідає розгалужена сітка розломів в осадовому чохлах. Описані розломи, без сумніву, мають тісний зв'язок з розривними порушеннями в осадовому чохлах та можуть бути підвідними

каналами глибинних флюїдів. На прикладі Шебелинського родовища показано, що такий зв'язок існує і призводить до накопичення запасів вуглеводнів [Орлюк и др., 2011; Лепігов та ін., 2011].

2.5. Характеристика магнітного поля та розломів досліджуваного регіону

У західному нафтогазоносному регіоні, в крайовій частині Східноєвропейської платформи виділяється смугоподібна локальна аномалія, яка простягається від Польщі до Румунії і відображає, мабуть, головний нафтогазоконтролюючий глибинний розлом. Крім цієї аномалії існують також інші локальні аномалії, в основному північно-східного і субмеридіонального простягання, які також можуть розглядатися в якості нафтогазоконтролюючих, особливо в зоні їх перетину з розглянутою вище смугою.

В межах Східного регіону виділяється безліч локальних аномалій, в основному північно-західного і північно-східного, а також частково, субширотного простягання. Найбільш істотними є дві смугові аномалії північно-західного простягання, приурочені до Центральної Депресії Дніпровсько-Донецької западини. На схід від Полтави локальні аномалії мають субширотно-північно-східне простягання, а починаючи з довготи Харкова – знову північно-західне простягання. Останні аномалії приурочені до північного крайового розлому Дніпровсько-Донецького авлакогена. Виділяються також аномалії субмеридіонального і північно-східного простягання, вузли перетину яких, з аномаліями північно-західного простягання, є найбільш перспективними для прогнозування наявності у верхній частині кори глибинних вуглеводнів.

У Південному регіоні також є велика кількість магнітних аномалій північно-західного, північно-східного і субширотного простягання, джерела яких можуть ідентифікуватися як нафтогазоконтролюючі розломи [Орлюк и др., 2009; Орлюк и др., 2011]. Але на відміну від Західного і Східного регіонів, тут відсутні смугові аномалії великої протяжності, які можна співставити з розмірами регіону. Можна відзначити наявність овалоподібної смуги, з

розривами і зміною простягання окремих складових її аномалій, на самому півдні території.

Джерела позитивних регіональних магнітних аномалій відносяться до глибинних розломів, з якими в першому наближенні пов'язані різновікові рифтогенні та крайові прогини [Орлюк, 1999; Пашкевич и др., 2014]. При цьому виявлена залежність фазового складу вуглеводнів по відношенню до регіональних джерел, а саме, газові та газоконденсатні родовища розташовуються над їх апікальними частинами, нафтогазові і нафтогазоконденсатні – над зонами зчленування зі слабomagнітними блоками кори, а нафтові – над слабomagнітними ділянками консолідованої кори.

В рамках авлакогену виділяються Чернігівська (з інтенсивністю 300–350 нТл) і Лохвицька (250–300 нТл) регіональні магнітні аномалії. Загалом, простягання Чернігівської і Лохвицької РМА, а також поведінка ізоліній регіональної компоненти поля на схід від м. Полтави добре узгоджуються з простяганням авлакогена.

Дніпровсько-Донецький авлакоген і його крайові частини характеризуються слабоаномальним магнітним полем $(T)_a$ по відношенню до поля Українського щита і Воронежського масиву. Максимальні його значення (до 800 нТл) характерні для Чернігівського магнітного максимуму. Більшість магнітних аномалій в межах авлакогена орієнтовані в північно-західному і близькому до нього напрямках. Виняток становлять ланцюжки меридіонально орієнтованих аномалій в районі трансрегіонального тектонічного шва Херсон – Смоленськ. В області Центральної депресії інтенсивність аномалій сягає 200–400 нТл, а далі на схід-південний схід – перші десятки, максимум 250 нанотесла [Пашкевич и др., 2014].

2.6. Розподіл густини в земній корі досліджуваного регіону за даними тривимірного моделювання

Тривимірна модель Дніпровсько-Донецької западини дозволила отримати нові дані про розподіл густини в кожній точці об'єму земної кори цього регіону.

За результатами моделювання отримані схеми розподілу густини на наступних зрізах [Тектоника., 2015]. **Осадова товща.** Густина на підшві *башкирського ярусу* знаходиться в діапазоні $2,30 - 2,70 \text{ г/см}^3$, в північно-західній його частині – $(2,50-2,60) \text{ г/см}^3$. У Чернігівському та Лохвицькому сегментах густина коливається в межах $2,45-2,65 \text{ г/см}^3$. У північній прибортовій зоні чітко простежуються витягнуті замкнуті неоднорідності з густиною $2,35 \text{ г/см}^3$ [Куприенко и др., 2010].

Густина порід *нижнього карбону* варіює в широких межах, максимальна ($2,74 \text{ г/см}^3$) характерна для Чернігівського сегменту. У Лохвицькому сегменті виділено розушільнення порід в центральній частині до $2,60 \text{ г/см}^3$ (в місці розташування Зорківської та Савинківської свердловин).

Густина *девонських* порід характеризується зміною від $2,60$ до $2,78 \text{ г/см}^3$. Максимальні значення спостерігаються в Чернігівському сегменті. У центральній частині Лохвицького сегмента густина знижена до $2,74 \text{ г/см}^3$. У прибортових зонах густини порід знижуються від $2,74$ до $2,72 \text{ г/см}^3$ в сторону розломів, що обмежують грабен. Тут розташовані Строївська, Борківська та Борзнянська свердловини. Винятком є Лохвицький сегмент, де значення нижчі – від $2,72$ до $2,60 \text{ г/см}^3$ [Куприенко и др., 2010].

Консолідована кора. Густина порід на фундаменті ДДА змінюється в діапазоні $2,60-2,90 \text{ г/см}^3$. В межах западини густина наростає 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 $2,74-2,75 \text{ г/см}^3$.

Як було зазначено, в прибортових зонах на поверхні осадового шару відзначено наявність областей зниженої густини у всьому розрізі, які проявляються на фундаменті у вигляді тіл з густиною $2,60 \text{ г/см}^3$ на півночі.

На 20 км розподіл густин у Чернігівському сегменті на фоні значень $2,86-2,88 \text{ г/см}^3$ чітко проявляються дві ізометричні неоднорідності підвищеної густини: більш велика в північно-західній частині зі значеннями $2,98 \text{ г/см}^3$ і менша за розміром на південному сході з густиною $2,90 \text{ г/см}^3$. На північному

заході Лохвицького сегменту розташована ізометрична замкнута неоднорідність з густиною від 2,88 до 2,98 г/см³.

На зрізі 30 км Чернігівський сегмент представлений двома замкнутими областями з густиною 3,11 і 3,10 г/см³ відповідно. Лохвицький сегмент характеризується двома аномаліями густини: північна має підвищену густину порід (до 3,11 г/см³), а південна - знижену (до 2,84 г/см³).

Розділ Мохо у Чернігівському сегменті розташований на глибині 40 км. Густина порід на поверхні Мохо змінюється в широкому діапазоні: від 2,96 до 3,20 г/см³ [Куприенко и др., 2010].

2.7. Перспективи нафтогазоносності відкладів

За даними Іванишина [Іванишин, 2005], більшість родовищ нафти і газу в ДДА пов'язано з позитивними структурними формами чохла. Останні формувались або завдяки соляній тектоніці, тобто зобов'язані підйому соляних мас, або в результаті рухів блоків фундаменту.

Нафтовиків перш за все цікавить наявність антиклінальних структурних форм в чохлі незалежно від того, як глибоко вони занурені. Брахіантиклінали в депресіях іноді навіть цікавіші за структури в області піднять, де місцями спостерігається їх промитість і часто відсутні регіональні покришки. Тому встановити розповсюдження цих структур двох типів є дуже важливим для ведення пошукових робіт [Іванишин, 2005].

У стратиграфічному розрізі ДДА виділяється вісім продуктивних комплексів: мезозойський, верхньокам'яновугільно-пермський, середньокам'яновугільний, серпуховський, верхньовізейський, турнейсько-нижньовізейський, девонський і докембрійський (у фундаменті) [Атлас..., 1998].

На сучасному етапі в девоні ДДА, за даними [Іванишин, 2005], виділяють 3 нафтогазоносні товщі – підсольова, міжсольова та надсольова, з яких отримані припливи вуглеводнів. Підсольова товща на переважній частині западини несприятлива відносно нафтогазоносності в основному через погані колекторські властивості або через поширення потужних товщ ефузивів, а тому

в цих відкладах рідкісні нафтогазопрояви. На крайньому північному заході в цю товщу, крім нижньофранських порід, входять алатирські, воронезькі та частково євланівські породи. Характер зміни даної товщі є вкрай нерівномірним. На північному заході слабе виділення нафти відмічалось лише на Грибоворуднянській площі. Найперспективніші підсольові відклади є на півночі в Бугриватсько-Козіївському районі. З крайнього північного заходу до меридіану Сагайдацького підняття вона вважається практично безперспективною. На думку Іванишина, цей висновок є передчасним і вимагає додаткових досліджень.

Міжсольові відклади також розповсюджені не повсюдно. Іванишин робить припущення про те, що час накопичення нижньофаменських (міжсольових) відкладів характеризувався різким нерівномірним опусканням прибортових ділянок западини, в яких накопичувались теригенні та карбонатні утворення. В прибортових районах в процесі накопичення міжсольових відкладів сформувалися древні вузькі локальні депресії вздовж крайового розлому. Серед них – Грибоворуднянська (товщина 500–750 м), яка на південь переходить у Ведильцівську (600–1200 м). На схід від Грибоворуднянської розташована Седнівська депресія (1200–1500 м). Далі на схід простягається вузька Борківсько-Бахмацька палеодепресія з товщиною відкладів 1500–2000 м.

Нафтогазопрояви в міжсольовій товщі трапляються частіше, ніж в підсольовій. Промисловий приплив газу з елецьких відкладів отримано на Руденківській площі. Непромислові припливи нафти отримано на Кінашевській та Ядутівській площах. Несуттєві нафтопрояви (краплі нафти в керні, бітуми і тріщинах і кавернах, газопрояви під час буріння) трапляються в них значно частіше, ніж в підсольових утвореннях. Найчастіші вони в північній прибортовій зоні. Можна передбачати чи прогнозувати, що основними вогнищами генерації вуглеводнів в западині є згадані палеодепресії. В північно-західній частині западини нижньофаменські палеодепресії (Грибоворуднянська, Олішевська, Седнівська, Ведильцівська, Лосинівська), а

також ділянки, які їх розділяють, мабуть безперспективні через значну розкритість міжсольових відкладів і їх виходом на передкам'яновугільну поверхню або поширенням в їх межах ефузивів.

Надсольові відклади в північній прибортовій зоні відкладалися у відносно неглибоких палеодепресіях. Передкам'яновугільна перерва в осадконакопиченні призвела до повного розмиву надсольової товщі в приосьовій зоні північно-західної частини западини, Білоцерківському виступі і на ділянках, які безпосередньо прилягають до бортів [Іванишин, 2005].

Верхньофаменські відклади (верхня соленосна товща, а при її відсутності надсолева товща) залягають на підстилаючих різко незгідно. В прибортових зонах також є ділянки, на яких надсольові відклади залягають на різних горизонтах нижньої соленосної товщі, наприклад Кінашівське підняття. Загалом надсольові відклади розповсюджені ширше, ніж міжсольові.

Перспективи нафтогазоносності надсольової товщі визначаються, в основному, наявністю пограничних відкладів девону-карбону, які є потужною екрануючою товщею і в контурі їх розповсюдження припливи вуглеводнів отримані навіть в місцях переважного розвитку ефузивних (Глинсько-Розбишівське підняття) [Іванишин, 2013] або червоноколірних континентальних фацій надсольової товщі (Яблунівська структура). Їх перспективи зростають в зоні розповсюдження переважно морських відкладів, поклади можуть формуватися навіть при відсутності екрануючої перехідної товщі. З надсольових відкладів отримана найбільша в девоні кількість значних нафтогазоприливів [Іванишин, 2005].

Серпуховський, верхньовізейський і турнейсько-нижньовізейський комплекси карбону об'єднують в нижньокам'яновугільний мегакомплекс, оскільки вони характеризуються подібними умовами нафтогазоносності. Цей комплекс продуктивний на 155 родовищах в ДДА і виповнений чергуванням піщано-алевролітових і глинистих пластів невеликої товщини (10–30м), які створюють численні пластові резервуари [Атлас..., 1998].

За даними Іванишина, в районах переходу від континентальних до морських відкладів черепетські утворення представлені переважно аргілітами з підпорядкованими прошарками пісковиків. Вони можуть бути перспективними на замкнених і напівзамкнених структурах, в першу чергу в Срібнянській депресії, де вони покриваються глинистою кізеловською товщею.

Верхньотульський підгоризонт (середній візе) є глинистою товщею, яка формувалася, мабуть, в глибоководніших умовах порівняно з нижньотульськими карбонатними породами. Підтвердженням цьому є заміщення аргілітів карбонатами в нижній частині цієї товщі в прибортових зонах западини. Глиниста товща представлена чергуванням глинистих і піщано-глинистих пачок. В західній частині западини в ній виділялися піщано-глинисті продуктивні горизонти (пачки) В-23, В-22 і В-21. До пачки В-23 відносяться піщані породи (пісковики і алевроліти), які трапляються в середині першого знизу глинистого пласта, а також пісковики і алевроліти пачки V1-2. Продуктивний горизонт В-22 має велику товщину і майже завжди містить пісковики або алевроліти. Карбонати чергуються з пісковиками і виділяються як маркуючі карбонатні пласти V1-2 і V1-1 [Іванишин, 2005]. В північній прибортовій зоні карбонатна товща середньовізейського під'ярусу заміщується пісковиками на Більській площі. Конус виносу (піщане руслове тіло) простягається в бік північного борту. Він обмежений вапняками і аргілітами і є перспективною пасткою [Іванишин, 2005].

Поклади в серпуховському комплексі поширені переважно в центральній частині западини і продуктивний на 68 родовищах. Тут виділяють 15 продуктивних горизонтів.

Верхньовізейський комплекс найпоширеніший за нафтогазоносністю в ДДА. Розвідані запаси вуглеводнів приурочені до 106 родовищ. В північно-західній частині в цьому комплексі виявлені нафтові поклади. Комплекс характеризується 13 продуктивними горизонтами. У верхньовізейських відкладах виділяється 7 продуктивних горизонтів: В-14, В-15, В-16, В-17, В-18,

В-19, В-20 [Іванишин, 2005]. Родовища тут тяжіють до склепінних пасток з тектонічними та літологічними ускладненнями. Останнім часом виявляються поклади, пов'язані з літологічно не антиклінальними та тектонічно екранованими пастками. В північно-західній частині приосьової зони ДДА абсолютні відмітки підосви верхнього візе коливаються від -500 до -3300 м. Найбільшими позитивними структурами тут є Анисівська антикліналь і Кошелівсько-Брусилівський виступ. Найбільш негативні – Чернігівська і Скорінецька депресії. На південний схід розташована Ічнянська група соляних структур, Срібнянська депресія.

В межах згаданих депресій і прогинів закартовані численні позитивні замкнуті структури, в яких відкриті поклади нафти і газу. На схилах депресій і перехідних міждепресійних зонах є сприятливі умови для формування стратиграфічних і літологічних пасток і пов'язаних з ними нафтогазових покладів [Іванишин, 2005].

Турнейсько-візейський комплекс продуктивний на 70 родовищах і складений теригенними і карбонатними породами. Нижньокам'яновугільний продуктивний мегакомплекс, за винятком серпуховських відкладів у північно-західній частині ДДА, характеризується регіональною нафтогазоносністю. В цьому комплексі скупчення вуглеводнів наявне в усіх тектонічних зонах грабена, а також на північному борті западини [Атлас..., 1998].

2.8. Структура та склад порід осадового чохла в районах розташування пошуково-параметричних свердловин

Параметрична свердловина *Строївська 333* пробурена поблизу північного краю ДДА, в градієнтній зоні локальної магнітної аномалії в присклепінній частині Строївської однокрилої структури (рис.2.2.). Розкрила підсольові девонські відклади в північно-західній частині Гриборуднянської западини кристалічного фундаменту. Перспективи нафтогазоносності на цій площі пов'язувалися з підсольовими відкладами девону, в яких на сусідніх ділянках (Гриборуднянській та Ловинській) були отримані прямі прояви нафти

[Іванишин, 2005]. Досягнувши глибини 3803 м, свердловина розкрила кайнозойські, мезозойські, палеозойські та докембрійські відклади. Девонські породи на глибині 846 м представлені верхнім і середнім відділами, які не розчленовані. Вони представлені туфоаргілітами, туфопісковиками, аргілітами, пісковиками, вапняками. Значну частину розрізу девону складають ефузивні породи. Докембрійські породи (гнейси, гранітогнейси та граніти) розкриті в інтервалі 2976–3803 м. У цьому плані свердловина є унікальною для ДДА за глибиною розкриття фундаменту.

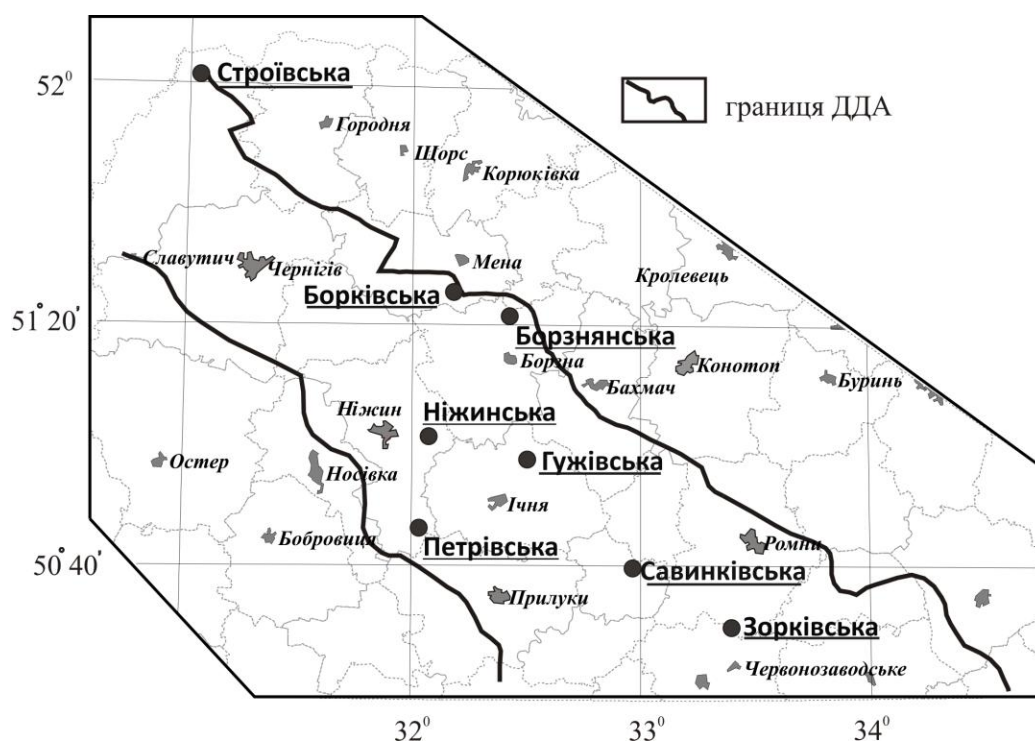


Рис. 2.2. Схема розташування досліджуваних свердловин.

Пошукова свердловина *Борківська 15* пробурена в північній прибортовій зоні ДДА на північному крилі Ушнянського підняття в безпосередній близькості до максимуму великої локальної магнітної аномалії. Досягнувши глибини 4776 м, свердловина розкрила відклади всіх комплексів девону. Міжсольовий девон представлений теригенними, теригенно-карбонатними та ефузивними утвореннями. Це аргіліти, пісковики, вапняки, алевроліти, мергелі, доломітизовані вапняки, туфопісковики, туфобрекчії, базальти. Особливістю

нижнього (франського) соленосного комплексу є мала потужність пластів солі, яка залягає в інтервалах 4010–4080м, 4304–4331 і 4538–4600 м.

Параметрична свердловина *Борзнянська 303* розташована в геомагнітному відношенні, як і попередня, але пробурена ближче до північного краю ДДА. Досягнувши глибини 4508м, свердловина розкрила тільки міжсольові (єлецькі) відклади. Межа між девоном (данково-лебедянські породи) і нижнім карбоном (візе) проходить на глибині 2276 м. Потужність розкритого девону становить 2232 м. У надсольовому девоні зверху вниз виділяються алевритоглиниста, піщано-глиниста і мергельно-глиниста товщі, є зразки солі. У міжсольовому девоні виділяються аргіліти, алевроліти, пісковики та туфопісковики. У цьому районі в міжсольових теригенних відкладах девону на Кінашевській та Ядугівській площах були отримані припливи нафти [Карта..., 2009].

Параметрична свердловина *Ніжинська 338* розташована в області регіонального мінімуму магнітного поля (але на фоні слабоінтенсивної локальної аномалії), пробурена в північно-західній частині приосьової зони западини, у склепінній частині Валентиніївського підняття в карбоні. При фактичній глибині 5337 м свердловина розкрила надсольові озерсько-хованські відклади на глибині 3370 м і з них не вийшла. У візейському, серпуховському і башкирському ярусах переважають теригенні відклади, які представлені пісковиками, аргілітами, також тут присутні алевроліти та вапняки.

Параметрична свердловина *Гужівська 305* пробурена в північно-західній частині приосьової зони ДДА на Гужівській терасі, яка просторово пов'язана з Ічнянської групою солянокупольних структур. Свердловина розташована в області регіонального мінімуму магнітного поля. Досягнувши глибини 5501 м, розкрила надсольові перехідні (приграничні) кам'яновугільно-девонські руденківсько-більські (озерсько-хованські) породи на глибині 3600–5501 м і з них не вийшла. Девонська частина розрізу представлена теригенною товщею, над нею незгідно залягає теригенна товща верхньовізейського під'яруса, які представлені пісковиками, аргілітами, алевролітами та вапняками.

Параметрична свердловина *Савинківська 361* пробурена в приосьовій зоні западини, в Срібненській депресії на Савинківській терасі, розташована в межах градієнтної зони Лохвицької регіональної магнітної аномалії. На глибині 6005 м свердловина розкрила верхню частину (15 м) нижнього візе. Нижньокам'яновугільні утворення потужністю 1415 м представлені серпуховським та візейським ярусами. Відклади верхнього візе потужністю 1041 м представлені теригенними породами – пісковиками, аргілітами, алевролітами, а також вапняками і конкреціями.

Параметрична свердловина *Зорківська 370* пробурена в області Лохвицької регіональної магнітної аномалії і локальної аномалії північно-західного простягання і знаходиться на Свиридівсько-Червонозаводському валу, на з'єднанні Срібненської і Жданівської депресій в приосьовій зоні западини. Досягнувши проектної глибини, свердловина розкрила верхню частину девону, виявивши родовище вуглеводнів у горизонті В-22, а потім і Червонозаводсько-Рудівську зону нафтогазонакопичення. Керн охарактеризований відкладами слов'янської світи нижньої пермі (вапняки, ангідрити), московського (пісковики, алевроліти) і башкирського (аргіліти, вапняки, алевроліти, пісковики) ярусів середнього карбону, серпуховського (аргіліти), візейського, турнейського (аргіліти, вапняки, алевроліти, пісковики) ярусів нижнього карбону і верхньої частини (41 м) девону.

Параметрична свердловина *Петрівська 1* пробурена в південній прибортовій зоні авлакогену, в області регіонального мінімуму магнітного поля, на однойменному структурному носі по міжсолевим девонським відкладам. Досягнувши глибини 5501 м, свердловина розкрила надсолевий девон на глибині 3203–3336 м (теригенні і карбонатні породи), верхню соленосну товщу (3330–3413 м), міжсолевий девон (3413–5501 м) при повній відсутності в товщі вулканогенних домішок.

Висновки

Стосовно геологічної будови Чернігівського сегменту ДДА можна зробити наступні висновки.

1. Глибина залягання кристалічного фундаменту в ДДА зростає з північного заходу на південний схід від 2–3 км до 10–15 км (до 20 км), який представлений архей-протерозойськими, метаосадово-вулканічними, ультра метаморфічними та інтрузивно-метасоматичними породами, що сформувалися в різних структурно-тектонічних режимах. В ньому виділяють 2 структурних поверхи: нижній (гнейси та амфіболіти архею) та верхній, утворений залізисто-кремнієвими та сланцево-карбонатними породами. В досліджуваному регіоні кристалічний фундамент розкрито однією свердловиною на крайньому північному заході і представлений гнейсами та гранітогнейсами. Досліджувана частина території ускладнена валами та негативними структурами.

2. Осадовий чохол представлений відкладами девону (саргаєвські та задонсько-єлецькі утворення; підсольовими (алатирські, воронезькі та частково евланівські), міжсольовими (нижньофаменські) та надсольовими (верхньофаменські) відкладами), карбону (турнейський, візейський, серпуховський, башкирський, московський яруси) та нижньої пермі. Тут присутні також вулканогенно-пірокластичні утворення лужного (франський вік) та базальтового (фаменський вік) типів.

3. На даний час існують різні уявлення про особливості формування ДДА. Найбільш поширеними є 2 основні етапи еволюції: пізньопротерозойський та пізньопалеозойський. В пізньопалеозойському етапі виокремлюють наступні: передрифтовий (дорифтовий, ранньосинеклізний, дорифтово-синеклізний), рифтовий і пострифтовий (синеклізний). На пострифтовому етапі іноді виділяють кілька фаз: власне синеклізну, інверсійну (орогенну), постінверсійну (пізньоорогенну) і платформену. Є також відмінності у виділенні етапів. Пізньопалеозойському розломоутворенню земної кори в межах майбутнього рифту передувало прогинання Східно-Європейської платформи і накопичення

середньодевонських і здебільшого нижньофранських відкладів у відносно спокійній тектонічній обстановці. Тому відклади цього віку зазвичай об'єднують в дорифтовий комплекс. В осадовому розрізі ДДА ці відклади практично цілком формують так званий «девонський підсольовий комплекс» і добре корелюються з одновіковими відкладами.

4. В межах району досліджень виділено системи крайових регіональних глибинних розломів, узгоджених з простяганням авлакогену, транс літосферного субмеридіонального шва Херсон–Смоленськ, а також супутніх їм розломів вищих рангів.

5. Можна зробити висновок, що перспективність району на момент досліджень пов'язувалась, в основному, з антиклінальними структурами, виявлені родовища тяжіли до склепінних пасток з тектонічними та літологічними ускладненнями, а також були пов'язані з літологічно неантиклінальними та тектонічно екранованими пастками. В даній роботі розглядаються результати комплексного вивчення неоднорідності і розломної тектоніки консолідованої кори для прогнозування нафтогазоносності, пов'язаної з кристалічним фундаментом і вуглеводнями глибинного походження, які також дають можливість оцінити поповнення родовищ осадового чохла за рахунок припливу мантийних флюїдів. Такий комплексний підхід допоможе більш позитивно оцінити нафтогазоносність Чернігівського сегменту.

Список використаних джерел

Арсирий Ю.А. Основные этапы формирования Днепровско-Донецкой впадины. *Поиски нефти и газа в солянокупольных областях*. Москва: Недра, 1970. С.193-196.

Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Изд. Мин-ва геологии УССР, Укр. науч.-исслед. геологоразв. ин-та, 1984. 190 с.

Атлас родовищ нафти і газу України. В 6 т. Т. I: Східний нафтогазоносний регіон / наук. редкол.: М.М. Іванюта та ін. Львів, 1998. 494 с.

Гавриш В.К. Глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкого палеорифта. *Геотектоника*. 1987. №2. С. 119 – 128.

Гейко Т.С., Лукин А.Е., Омельченко В.В., Цеха О.Г. Тектоно–геодинамические критерии нефтегазоносности кристаллического фундамента северного борта Днепровско–Донецкого авлакогена. Современные методы сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур. *Сейсмо – 2013: 4–я Международная научно–практическая конференция, 15–21 сентября 2013 г. Крым, Феодосия, 2013. С. 25–29.*

Гейко Т.С., Лукин А.Е., Омельченко В.В., Цеха О.Г. Тектоно–геодинамические критерии нефтегазоносности кристаллического фундамента северного борта Днепровско–Донецкого авлакогена. *Геологический журнал*. 2013. №4. С.7-23.

Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Нефтегазоносность / Отв. ред. П. Ф. Шпак. Киев: Наукова думка, 1989. 204 с.

Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / Отв. ред. В. К. Гавриш. Киев: Наукова думка, 1989. 203 с.

Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия / Под ред. Д.Е. Айзенверга. Киев: Наукова думка, 1988. 148 с.

Іванишин В.А Структурно-стратиграфічні і літолого-геохімічні критерії нафтогазоносності глибокозанурених відкладів Дніпровсько-Донецької западини: дис. ...д-ра. геол. наук: 04.00.17 / Інститут геологічних наук НАН України. Київ, 2005. 464с.

Іванишин В.А. Геологія і перспективи нафтогазоносності Глинсько-Розбишівського валу. Чернігів, 2013. 271 с.

Карта структур східного нафтогазоносного регіону України за станом на 1.01.2009. Львів: УкрДГРІ, 2009.

Клушин С.В., Коженев В.Я., Шаяхметов Ф.Ш. Позднедевонский вулканизм Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины по материалам сейсморазведки. *Тектоника и магматизм Восточно-европейской платформы*. Москва: КМК, 1994. С. 191 – 194.

Куприенко П.Я. и др. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско–Донецкой впадины и Донбасса. *Геофизический журнал*. 2010. т 32. №6. С. 175–214.

Лепігов Г., Гулій В., Лизанець А., Цьоха О. Будова і газоносність шебелинського родовища (у світлі абіогенного генезису вуглеводнів). *Геолог України*. 2011. №3-4. С.50-54.

Ляшкевич З.М. Магматизм Днепровско-Донецкой впадины. *Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы*. Москва: КМК, 1994. С. 183 – 190.

Ляшкевич З.М. Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта. Киев: Наукова думка, 1987. 176с.

Майданович И.А., Радзивилл А.Я. Особенности тектоники угольных бассейнов Украины. Киев: Наукова думка, 1984. 120 с.

Мартынов А.А., Хныкин В.И. Границы распространения соленосных отложений нижней перми в Днепровско-Донецкой впадине. Геология и нефтегазоносность территории УССР. Москва: Гостоптехиздат, 1963. С. 30-32.

Орлюк М.И. Магнитная модель земной коры юго–запада Восточно–Европейской платформы: дис. ... д–ра геол. наук: 04.00.22 / Киев, 1999. 404 с.

Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Магнитная характеристика и разломная тектоника земной коры Шебелинской группы газовых месторождений как

составная часть комплексных поисковых критериев углеводородов. *Геофизический журнал*. 2011. т. 33. № 6. С.136–151.

Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Лебедь Т.В. 3D магнитная модель земной коры Азово-Черноморского региона. *Геофизический журнал*. 2009. Т. 31. №5. С. 102 —116.

Орлюк М.И., Роменец А.А. Геомагнитные исследования северо-западной части Черного моря в связи с перспективами нефтегазоносности. «*Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа*». Крым — 2011: тезисы докладов IX Международной конференции, Симферополь, 2011, с. 30-32.

Пашкевич И.К., М.И. Орлюк, Т.В. Лебедь. Магнитная неоднородность, разломная тектоника консолидированной земной коры и нефтегазоносность Днепровско–Донецкого авлакогена. *Геофизический журнал*. 2014. т. 36. № 1. С. 64–80.

Порфирьев В.Б. Природа нефти, газа и ископаемых углей: избранные труды в 2 т. Киев: Наукова думка, 1987. 216 с.

Разницын В.А. Развитие авлакогена Большого Донбасса и девонское соленакопление в Днепровско-Донецкой впадине. *Геология и полезные ископаемые соленосных толщ*. Киев: Наукова думка, 1974. С. 41-47.

Разницын В.А., Иванишин В.А. Особенности глубинного геологического строения Днепровско-Донецкой впадины. Региональная геология УССР и перспективы поисков нефти и газа. Львов: УкрНИГРИ, 1980. С.3-14.

Рослий І. С. Геодинамічні механізми рифтогенів типу Дніпровсько-Донецької западини (природа рифтогенезу). *Теоретичні та прикладні проблеми нафтогазової геології*. Київ: Карбон Лтд, 2000. Т.1. С. 334-341.

Сейфуль–Мулюков Р. Нефть и газ: глубинная природа и ее прикладное значение. Москва: ТОРУС ПРЕС, 2012. 216 с.

Соллогуб В. Б., Бородулин М. А., Чекунов А. В. Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов. *Геологический журнал*. 1977. Т. 37. Вып. 2. С. 23 - 33.

Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184с.

Стовба С. Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: дис. ... д-ра. геол. наук / Науч.-исслед. институт нефтяной и газовой промышленности (ДП «Науканафтогаз»), НАК «Нафтогаз Украины». Киев, 2008. 495 с.

Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы М 1:1000 000 /под ред. А.В. Чекунова. Киев: «Геопрогноз», 1992.

Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины: монография / В.И. Старостенко и др. Киев: Галактика, 2015. 252 с.

Тектоника Украины / Под. ред.. С.С. Круглова и А.К. Цыпко А.К. Москва: Недра, 1988. 254 с.

Тимурзиев А.И. Современное состояние теории происхождения и практики поисков нефти: тезисы к созданию теории прогнозирования и поисков глубинной нефти. *1-е Кудрявцевские чтения*, Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти, Москва, 22-25 октября 2012 г. Москва: ОАО «ЦГЭ», 2012. С. 495.

Чебаненко И. И., Краюшкин В. А., Клочко В. П., Гожик П. Ф., Евдощук Н. И. Нефтегазоперспективные объекты Украины. Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. Киев: Наук. думка, 2002. 293 с.

Чебаненко И.И. Розломна тектоніка України. Глибинні розломи і проблема родовищ нафти і газу України. Киев: Наукова думка, 1996. С. 145-165

Чебаненко И.И. и др. Нефтегазоперспективные объекты Украины. Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. Київ: Наукова думка, 2002. 293 с.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.

Чекунов А.В. Глубинное строение и геодинамика нефтегазоносных бассейнов Украины. *Геологический журнал*. 1993. №6. С. 3-15.

Чекунов А.В. К геодинамике Днепровско-Донецкой рифт-синеклизы. *Геофизический журнал*. 1994. Т. 16. № 3. С. 3-17.

Чекунов А.В., Калюжная Л.Т. Днепровско-Донецкий палеорифт в начале формирования. *Доклады АН УССР. Серия Б*. 1990. № 1. С. 21—25.

Чекунов А.В., Калюжная Л.Т., Пашкевич И.К., Рябчун Л.И. Глубинное строение, модель развития и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого палеорифта. *Геотектоника*. 1991. №1. С. 37-47.

Чирвинская М.В., Соллогуб В.Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлокогена по геофизическим данным. Киев: Наукова думка, 1980. 180 с.

Chekunov A.V., Gavrish V.K., Kutas R.I. Dniepr–Donets paleorift *Tectonophysics*. 1992. 208. P. 257–272.

Sirkar A. Hydrocarbon production from fractured basement formation *Current. Sci*. 2004. № 2. P. 147–151.

Stephenson R., Stovba S. The Dniepr Donets Basin. Phanerozoic Rift systems and Sedimentary Basins. Elsevier, 2012. Chapter 16. doi: 10.16/B978-0-444-56356-9.00015-8.

РОЗДІЛ 3. РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ ТА ГУСТИНИ ПОРІД

3.1. Методика вимірювання магнітної сприйнятливості та густини порід.

Вимірювання магнітної сприйнятливості (χ) та густини σ проводилися за стандартною методикою [Михайлова и др., 1974; Физические..., 1984] на зразках, відібраних з кернів досліджуваних надглибоких свердловин. Для лабораторних досліджень з кожного штуфи випилювалися 2 зразка, близьких за формою до кубічної ($V \approx 8 \text{ см}^3$). Магнітна сприйнятливість зразків вимірювалася на капаметрі KLY-1 і астатичному магнітометрі МГ-2. На магнітометрі МГ-2 зразок вимірювався в дванадцяти положеннях (в чотирьох по кожній з осей x , y , z) на рівні між магнітами магнітної системи магнітометра, що дозволяло зменшити помилки, пов'язані з магнітною анізотропією. Для кожного зразка значення магнітної сприйнятливості розраховувалося за формулою: $\chi = C_{In} \cdot x \cdot (V/8)$, де C_{In} – ціна поділки приладу, x – відлік приладу для кожного зразка, $V = P_{\text{воз.}} - P_{\text{вода}}$ – об'єм зразка, $P_{\text{воз.}}$ і $P_{\text{вода}}$ – його вага в повітрі і в воді відповідно. Вимірювання природної залишкової намагніченості I_n було виконано для зразків Борківської, Савинківської та Борзнянської свердловин на астатичному магнітометрі LAM-22. Зразки також вимірювалися в дванадцяти положеннях (в чотирьох по кожній з осей x , y , z) для зменшення впливу магнітної анізотропії. Значення намагніченості розраховувались за допомогою програми, створеної співробітниками Інституту.

Для визначення густини σ кожен зразок зважувався на вагах RADWAG XAS 220/S (чутливість 0,0001 г) в повітрі і у воді і обчислювався його об'єм: $V = P_{\text{воз.}} - P_{\text{вода}}$, де $P_{\text{воз.}}$ і $P_{\text{вода}}$ – його вага у повітрі і у воді відповідно, $\sigma = P_{\text{воз.}} / V$.

Зміна магнітної сприйнятливості порід під впливом вуглеводню і температури.

Для виявлення можливого генетичного зв'язку між магнітною сприйнятливістю різних типів порід і місцями скупчення або проходження вуглеводнів вивчено зміну магнітної сприйнятливості χ для насичених і

ненасичених зразків гірських порід під впливом температури для Строївської, Зорківської, Борківської, Савинківської та Ніжинської свердловин. Вперше такий експеримент був проведений на прикладі осадових і кристалічних порід Передкарпатського прогину [Vucha, 1980]. З відібраних зразків осадових порід багатьох місць Моравії і деяких зразків гнейсів і гранодіоритів з Центральної Моравії робилися дві проби. Одна насичувалася природною нафтою, інша залишалася сухою. До температур 200°C не відбувалося ніяких змін, однак при 225°C спостерігалось значне підвищення намагніченості осадів в 20 разів (0,44 А/м), тоді як непросочені нафтою зразки не показали істотних змін. Те ж виявлено для зразків з інших ділянок, хоча підвищення сприйнятливості не завжди було таким сильним. Новоутворення магнетиту було доведено за допомогою рентгеноструктурного аналізу.

Значне збільшення величин магнітної сприйнятливості осадових порід експериментально встановлено і для утворень осадового чохла Центральної депресії ДДА [Орлюк, 1999; Орлюк и др., 2000]. Досліджувались зразки сидеритів, аргілітів, вапняків та пісковиків зі свердловин Артюхівська 13, Бійвська 382, Золотихінська 306, відібрані в Чернігівському керносковищі.

Для проведення подібного експерименту на породах Чернігівського сегменту ДДА один з двох підготовлених зразків штуфа закладався у вуглеводень (газолін) терміном на один місяць, другий досліджувався без впливу флюїду. Після витримки зразка в газоліні перед початком експерименту його магнітна сприйнятливість ще раз вимірювалася на магнітометрі МГ-2 та капаметрі KLY-1. Результати порівняння значень магнітної сприйнятливості чистих зразків і зразків, насичених газоліном, показали, що χ чистих і насичених зразків до нагрівання практично ідентичні.

Експериментальні дослідження полягали в терморозмагнічуванні або термочистці зразків порід, що представляє собою нагрів і витримку останніх в практично немагнітному просторі. Термочистка заснована на різній стійкості до теплової обробки термозалишкової та інших (в першу чергу в'язкої)

намагніченостей. Цей метод був застосований в 1965 р. Михайловою, Глеваською та ін. При цьому стабільність складу порід контролювалась величиною магнітної сприйнятливості [Михайлова и др., 1974]. Були обрані ступені нагріву 100, 150, 200, 250, 300, 350°С. Зразки витримувалися у скомпенсованому полі від 25 до 15 хв. залежно від температури. Після кожного нагріву на приладах KLY-1 і МГ-2 вимірювалася магнітна сприйнятливість зразків, яка фіксувала постійність складу магнітної фракції порід в процесі експерименту. В результаті досліджень були побудовані графіки залежності абсолютних значень магнітної сприйнятливості (в од. СІ) від температури, при початковому значенні температури $T = 20^{\circ}\text{C}$.

3.2. Результати досліджень

З використанням наведеної методики була виміряна магнітна сприйнятливість близько 900 зразків порід з восьми свердловин. В цілому для регіону значення χ різних типів порід змінюються в широких межах: аргіліти – від $3 \cdot 10^{-5}$ (Гужівська) до $4978 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (Строївська); алевроліти – від $4,6 \cdot 10^{-5}$ (Ніжинська) до $11450 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (Борківська); вапняки – від 0 (Ніжинська) до $339 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (Зорківська); пісковики – від $0 \cdot 10^{-5}$ (Ніжинська) до $11665 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (Борківська); туфобрекчії – від $13 \cdot 10^{-5}$ до $84 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (Борківська); мергелі – від $3,6 \cdot 10^{-5}$ до $364 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (Борківська); туфопісковики – від $7 \cdot 10^{-5}$ (Борківська) до $8913 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (Строївська). Магнітна сприйнятливість зразків солі з Борзнянської свердловини невелика – до $8 \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Базальти Борківської свердловини відрізняються високими значеннями χ – до $11110 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, як і туфоаргіліти Строївської – до $10350 \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Значення χ гнейсів Строївської свердловини коливаються в межах $(1,9-95 \cdot 10^{-5})$ од. СІ, гранітогнейсів – $(4,2-104) \cdot 10^{-5}$ од. СІ. [Орлюк, Друкаренко, 2009; 2010, 2011].

Для окремих свердловин характер зміни величин магнітної сприйнятливості вздовж розрізу з глибиною має свої особливості, які розглянемо детально.

Керн *Строївської свердловини* представлений аргілітами, алевролітами, пісковиками, ангідритами, вапняками, доломітом, туфоаргілітами,

туфопісковиками, ефузивними породами, гнейсами, гранітогнейсами верхнього девону і докембрію (рис.3.1.).

Значення магнітної сприйнятливості змінюються в широких межах: аргіліти – від $5,2 \cdot 10^{-5}$ (глибина 2561 м) до $4978 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (глибина 1429 м); алевроліти – від $10 \cdot 10^{-5}$ (глибина 2796 м) до $8795 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (глибина 1596 м); вапняки – від $3,7 \cdot 10^{-5}$ (глибина 1686 м) до $66 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (хоча це значення явно аномальне, оскільки в інших зразків значення χ приблизно однакові); туфоаргіліти – від $13,6 \cdot 10^{-5}$ (2834 м) до $10353 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (2694 м); туфопісковики – від $63,8 \cdot 10^{-5}$ (2282 м) до $8913 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (1279 м); гнейси – від $1,9 \cdot 10^{-5}$ (3543 м) до $95,7 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3018 м); гранітогнейси – від $4,2 \cdot 10^{-5}$ (3261 м) до $104 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3457 м). Високі значення χ мають пісковики – до $3445 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, хоча один зразок характеризується нормальним показником – $6 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (глибина 2939 м). У ефузивних порід мінімальне значення χ спостерігається у зразка з глибини 2869 м – $2017 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, максимальне складає $8350 \cdot 10^{-5}$ од. СІ з глибини 1495 м.

В цілому спостерігається збільшення χ порід з глибиною. На глибинах до 3000 м зустрічаються аномально високі значення магнітної сприйнятливості туфоаргілітів, туфопісковиків, ефузивних порід, аргілітів, алевролітів і пісковиків. Можна також відзначити деяке зменшення магнітної сприйнятливості порід на границі докембрій-девон. В інтервалі 1700–2000 м спостерігається збільшення значень магнітної сприйнятливості аргілітів та вапняків.

Керн *Борківської свердловини* (рис.3.2.) представлений різноманітними породами – алевролітами, пісковиками, аргілітами, вапняками, мергелями, туфобрекчіями, туфопісковиками, а також базальтами. Значення магнітної сприйнятливості алевролітів коливаються в межах від $13,2 \cdot 10^{-5}$ (2280 м) до $11450 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (2828 м), пісковиків від $12,3 \cdot 10^{-5}$ (2261 м) до $11665 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (2848 м); аргілітів від $12,3 \cdot 10^{-5}$ (2489 м) до $920 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (2910 м); вапняків від $3,1 \cdot 10^{-5}$ (1910 м) до $244 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (гл. 3402 м), мергелів від $6,9 \cdot 10^{-5}$ (4025 м) до

$364 \cdot 10^{-5}$ СІ (3617 м), доломітизованих вапняків від $3,7 \cdot 10^{-5}$ (4631 м) до $75 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (4196 м); туфопісковиків від $7 \cdot 10^{-5}$ (4231 м) до $52 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (4224 м). Туфобрекчії представлені всього 2 зразками, їх мінімальне значення становить $13,4 \cdot 10^{-5}$ (4250 м), максимальне – $84 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (4240 м). Базальти характеризуються дуже високою магнітною сприйнятливістю – до $11112 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (4764 м). Загалом для Борківської свердловини максимальні величини χ характерні для глибини 2550–3050 м, далі спостерігається закономірне зменшення χ для всіх типів осадових порід. Виняток становлять базальти з високими значеннями χ внизу розрізу. З огляду на той факт, що свердловина розташована в центрі локальної магнітної аномалії (рис.4.2.), високі значення магнітної сприйнятливості алевролітів та пісковиків можна пояснити близьким розташуванням джерела зносу.

Породи *Борзнянської свердловини* (рис.3.3.) представлені надсольовими і міжсольовими породами верхнього девону, а саме аргілітами, пісковиками, алевролітами, мергелями, туфопісковиками і зразками кам'яної солі. Значення χ аргілітів змінюються в межах від $30,7 \cdot 10^{-5}$ (2711 м) до $395 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3400 м), пісковиків від $15 \cdot 10^{-5}$ (2653 м) до $202 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3445 м), алевролітів від $44,6 \cdot 10^{-5}$ (2806 м), до $321 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3491 м), туфопісковиків від $36,9 \cdot 10^{-5}$ (4172 м) до $164 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3592 м), кам'яної солі від $1,6 \cdot 10^{-5}$ (3274 м) до $8,4 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3152 м), мергелів від $25,4 \cdot 10^{-5}$ (3147 м) до $55 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3021 м).

Згідно з вимірами спостерігається збільшення значень магнітної сприйнятливості порід з глибиною. В інтервалі глибин 3400–3900 м на границі міжсольового та надсольового девону відбувається значне збільшення значень χ всіх типів порід. Особливо високими показниками відрізняються тут аргіліти та алевроліти.

Породи *Ніжинської свердловини* (рис.3.4.) представлені аргілітами, алевролітами, пісковиками, вапняками верхнього девону, нижнього і середнього карбону. Значення магнітної сприйнятливості аргілітів змінюються від $7,46 \cdot 10^{-5}$ (3339 м) до $783 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3984 м), алевролітів від $4,6 \cdot 10^{-5}$ (4770 м)

до $125 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (4510 м), пісковиків від 0 (3348 м) до $740 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (4776 м), вапняків від 0 (2633 м) до $57 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3090 м).

Судячи з графіків, збільшення χ порід з глибиною спостерігається у всіх типів порід, особливо пісковиків, є два зразка з аномально високими значеннями. У аргілітів на границі між девоном і карбоном (3400–4100 м) різко підвищуються значення χ , хоча, в основному, ці породи не відрізняються великими варіаціями магнітної сприйнятливості. В цілому ж простежується монотонне збільшення значень магнітної сприйнятливості всіх типів порід з глибиною, особливо з глибини 4600 м.

Керн *Гужівської свердловини* (рис.3.5.) представлений аргілітами, алевролітами, пісковиками і вапняками верхнього девону і нижнього карбону. Магнітна сприйнятливість аргілітів змінюється від $3 \cdot 10^{-5}$ (3984 м) до $4330 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (5416 м), пісковиків від $2,4 \cdot 10^{-5}$ (3449 м) до $240 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (5072 м), вапняків від $6,7 \cdot 10^{-5}$ (3219 м) до $29 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3218 м), алевролітів від $13,8 \cdot 10^{-5}$ (3405 м) до $365 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (5499 м).

Для *Гужівської свердловини*, починаючи з границі між девоном і карбоном, спостерігається чітке збільшення значень магнітної сприйнятливості порід озерсько - хованської світи з глибиною. Причому аномальні значення χ для одного типу порід не спостерігаються, виняток становлять лише деякі зразки аргілітів, що відрізняються дуже високими (гл. 3748 м і 5416 м) значеннями χ . Можна відзначити деяке збільшення магнітної сприйнятливості порід, в основному, аргілітів, в інтервалі 4000–4600 м. Магнітна сприйнятливість аргілітів зростає до $270 \cdot 10^{-5}$ од. СІ на глибинах 3600–4600 м, а пісковики з глибини 3200 до 3900 м стають практично немагнітними.

Савинківська свердловина (рис.3.6.) розкрила породи нижнього карбону, а саме аргіліти, алевроліти, пісковики, вапняки і конкреції. Магнітна сприйнятливість пісковиків змінюється від $3,6 \cdot 10^{-5}$ (5534 м) до $222 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (5224 м), аргілітів від $10,9 \cdot 10^{-5}$ (5982 м) до $203 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (4940 м), вапняків (всього три зразка) від $11 \cdot 10^{-5}$ (6003 м) до $244 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (5440 м), конкрецій від

$246 \cdot 10^{-5}$ (5231 м) до $1388 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (5003 м), алевролітів (два зразка) від $23 \cdot 10^{-5}$ (5192 м) до $120 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (5781 м).

Спостерігається невеликий пласт пісковиків з помітно зниженими значеннями χ (5400–5600 м) в порівнянні з іншими глибинами, в цілому пісковики характеризуються більш низькими значеннями магнітної сприйнятливості в порівнянні з іншими породами. Конкреції відрізняються високими значеннями магнітної сприйнятливості. Інтервали глибин 4900–5300 м та 5400–5700 м характеризуються підвищеними значеннями χ аргілітів. В цілому ж значення магнітної сприйнятливості всіх типів порід незначно зменшуються по всьому розрізу свердловини.

Керн *Зорківської свердловини* (рис.3.7.) представлений аргілітами, алевролітами, пісковиками, вапняками та ангідритами нижньої пермі, середнього і нижнього карбону. Значення χ аргілітів змінюються в межах від $5,4 \cdot 10^{-5}$ (4144 м) до $268 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (5998 м), пісковиків від $4,4 \cdot 10^{-5}$ (6146 м) до $75 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (5313 м), алевролітів від $12,6 \cdot 10^{-5}$ (4489 м) до $372 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (6074 м), вапняків від $5,3 \cdot 10^{-5}$ (5577 м) до $340 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (5650 м). Ангідрити відрізняються нульовими значеннями χ .

В цілому ж можна виділити два інтервали глибин (3700–4600 м і 5500–6100 м), які представлені в основному аргілітами, алевролітами і вапняками, розділеними невеликим прошарками пісковиків, де спостерігається невелике збільшення значень χ , особливо високими значеннями відрізняються поодинокі зразки алевролітів, аргілітів і вапняка. Інтервал між ними (4600–5100 м) представлений пісковиками і характеризується низькими значеннями χ , втім, як і по всій глибині свердловини. На глибині 5600–6000 м спостерігається незначне збільшення сприйнятливості аргілітів.

Петрівська свердловина (рис.3.8.) розкрила породи верхнього надсольового та міжсольового девону та всіх відділів карбону. Інтервал значень магнітної сприйнятливості для окремих типів порід наступний: аргіліти – від $5,7 \cdot 10^{-5}$ (3275 м) до $46 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (3616 м); пісковики – від $3,9 \cdot 10^{-5}$ (2774 м) до $38,7 \cdot 10^{-5}$

од. СІ (3725 м); вапняки – від $4,5 \cdot 10^{-5}$ (2596 м) до $25 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (2769 м); алевроліти – від $6,5 \cdot 10^{-5}$ (5207 м) до $287 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (2793 м).

Значення магнітної сприйнятливості порід зі збільшенням глибини суттєво не змінюються, лише в інтервалі приблизно 3200–4500 м спостерігається невелике зростання χ для всіх типів порід, особливо для аргілітів. На границі карбон-девон спостерігається помітне зростання сприйнятливості порід. Також є зразки алевроліту (гл. 2783 м і 2793 м) з аномально високими значеннями χ .

Коротко аналізуючи отримані результати можна відзначити, перш за все, істотні відмінності середньозважених значень магнітної сприйнятливості ($\chi_{\text{ср}}$) порід окремих свердловин, а також стандартних відхилень для кожної з них. Зокрема, середньозважена магнітна сприйнятливість порід Строївської свердловини – $\chi_{\text{ср}} = 1329 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, відхилення від середнього становить $2525 \cdot 10^{-5}$, спостерігається зменшення магнітної сприйнятливості порід зі збільшенням глибини їх залягання. Меншими значеннями χ характеризується породи, що представляють кристалічний фундамент. Для порід Борківської свердловини $\chi_{\text{ср}} = 781 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, відхилення від середнього – $1956 \cdot 10^{-5}$, при цьому спостерігається збільшення магнітної сприйнятливості порід до глибини 3050 м, а потім далі, аж до глибини 4700 м, зменшення величин до значень $(10-60) \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Слід зазначити, що границя, на якій змінюється характер поведінки магнітної сприйнятливості порід з глибиною, розташована всередині верхнього міжсольового комплексу девону. Для Борзнянської свердловини $\chi_{\text{ср}} = 77,5 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, відхилення становить $77,8 \cdot 10^{-5}$. Стрибок значень спостерігається на границі міжсольового та надсольового девону. Середньозважене значення магнітної сприйнятливості порід Ніжинської свердловини становить $141,6 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, відхилення – $180 \cdot 10^{-5}$. На фоні монотонного збільшення величин магнітної сприйнятливості порід по розрізу свердловини відзначимо різке зростання χ на границі між нижнім карбоном і верхнім надсольовим девоном. У Гужівській свердловині $\chi_{\text{ср}}$ по всіх породах становить $187,7 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, відхилення – $388 \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Простежується чітке

збільшення магнітної сприйнятливості порід з глибиною, починаючи з 3200 м і до 5600 м. Породи Савинківської свердловини характеризуються низьким значенням – $\chi_{\text{ср}} = 82 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, відхилення – $167 \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Не спостерігається особливих закономірностей зміни значень χ в межах верхньовізейського ярусу. Низькими значеннями магнітної сприйнятливості порід характеризується Зорківська свердловина ($\chi_{\text{ср}} = 47,7 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), при цьому не спостерігається особливих закономірностей зміни χ з глибиною. Ще меншими значеннями магнітної сприйнятливості порід характеризується розріз Петрівської свердловини ($\chi_{\text{ср}} = 22,5 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), без помітної зміни її величини з глибиною.

Отримані середні значення магнітної сприйнятливості порід по окремих свердловинах, а також для всього регіону в цілому значно вище значень магнітної сприйнятливості для області Центральної депресії ДДЗ [Орлюк, 1999; Орлюк и др., 2000; Максимчук та ін., 2009]. Це може бути пояснено невеликою глибиною залягання кристалічного фундаменту, інтенсивною магматичною і вулканічною діяльністю на девонському етапі розвитку території, а також наявністю в подальшому вихідних магнітних порід при утворенні осадового чохла.

Також для зразків Борківської, Борзнянської та Савинківської свердловин була виміряна залишкова намагніченість. Її значення дуже незначні (0,002-0,1 А/м) практично для всіх зразків, виняток становлять 2 зразка конкреції Савинківської свердловини з $I_n = 1,1$ А/м, магнітні пісковики Борківської свердловини – $I_n = (0,3-3,7)$ А/м та базальти – $I_n = (2,6-7,5)$ А/м [Орлюк, Друкаренко, 2013].

Відповідно до вимірів густина однотипових порід змінюється в широкому інтервалі, як для окремих свердловин, так і для розрізу осадового чохла в цілому. Зокрема густина ефузивних порід Строївської свердловини знаходиться в межах від $2,43 \text{ г/см}^3$ (1439 м) до $2,64 \text{ г/см}^3$ (2869 м), гранітогнейсів – від $2,44 \text{ г/см}^3$ (3255 м) до $2,9 \text{ г/см}^3$ (3457 м), гнейсів від $2,61 \text{ г/см}^3$ (3543 м) до $2,87 \text{ г/см}^3$ (3562 м), ангідритів від $2,45 \text{ г/см}^3$ (1966 м) до $2,88 \text{ г/см}^3$ (2543 м). Густина

аргілітів змінюється від $2,12 \text{ г/см}^3$, для розрізу Строївської свердловини на глибині 1429 м, до $2,98 \text{ г/см}^3$ – для Зорківської на 5998 м, алевролітів – від $2,31 \text{ г/см}^3$ (Зорківська, 2279 м) до $2,94 \text{ г/см}^3$ (Зорківська, 6074 м), пісковиків – від $2,1 \text{ г/см}^3$ (Гужівська, 3349 м) до $2,78 \text{ г/см}^3$ (Гужівська, 4422 м), вапняків - від $2,27 \text{ г/см}^3$ (Ніжинська, 2741 м) до $3,02 \text{ г/см}^3$ (Ніжинська, 2992 м). Для туфопісковиків густина варіює від $2,32 \text{ г/см}^3$ (Строївська, 1279 м) до $2,67 \text{ г/см}^3$ (Борзнянська, 3807 м); мергелів Борківської свердловини – від $2,48 \text{ г/см}^3$ (4025 м) до $2,72 \text{ г/см}^3$ (3406 м), туфобрекчій – від $2,5 \text{ г/см}^3$ (4250 м) до $2,69 \text{ г/см}^3$ (4240 м), інтервал значень густини базальтів – $(2,9 - 2,93) \text{ г/см}^3$ (4764 м). Густина зразків солі Борзнянської свердловини змінюється в межах $2,13 - 2,16 \text{ г/см}^3$ (3274 м, 3152 м відповідно) [Orliuk, 2010; Орлюк, Друкаренко, 2013]. Отже, за винятком густини солі і базальтів, що змінюються в незначних діапазонах, густина інших типів порід перекривається в широкому діапазоні їх значень. У деяких свердловинах зустрічаються зразки з аномальними значеннями густини, зокрема для аргіліту з Гужівської свердловини – $\sigma = 1,78 \text{ г/см}^3$ (3564 м), алевроліту Петрівської свердловини – $\sigma = 3,36 \text{ г/см}^3$ (2793 м) і $\sigma = 3,19 \text{ г/см}^3$ (2783 м), вапняка Ніжинської свердловини – $\sigma = 3,02 \text{ г/см}^3$ (2992 м). Зауважимо при цьому, що зразки алевролітів Петрівської свердловини з аномальною густиною характеризуються також і високими значеннями магнітної сприйнятливості (рис. 3.8.). Швидше за все, це можна пояснити підвищеним вмістом магнетиту, що є головним мінералом сучасних природних магнітних пісків [Курников, Орлюк, 2011].

Строївська свердловина розкрила породи осадового чохла, представлені аргілітами, алевролітами, пісковиками, ангідритами, вапняками, доломітом, туфоаргілітами, туфопісковиками та ефузивами, а також гнейсами і граніто-гнейсами докембрійського кристалічного фундаменту. Розраховані середні значення густини порід становлять: для аргілітів – $2,58 \text{ г/см}^3$, алевролітів – $2,57 \text{ г/см}^3$, пісковиків – $2,54 \text{ г/см}^3$, вапняків – $2,66 \text{ г/см}^3$ (4 зразка), туфопісковиків – $2,43 \text{ г/см}^3$ (4 зразка).

базальтами (рис.3.2.). Середні значення густини аргілітів складають $2,59 \text{ г/см}^3$, пісковиків – $2,56 \text{ г/см}^3$, алевролітів – $2,58 \text{ г/см}^3$, вапняків – $2,64 \text{ г/см}^3$, мергелів – $2,62 \text{ г/см}^3$, туфопісковиків – $2,52 \text{ г/см}^3$, туфобрекчій – $2,58 \text{ г/см}^3$ (2 зразки), базальтів – $2,91 \text{ г/см}^3$ (2 зразки).

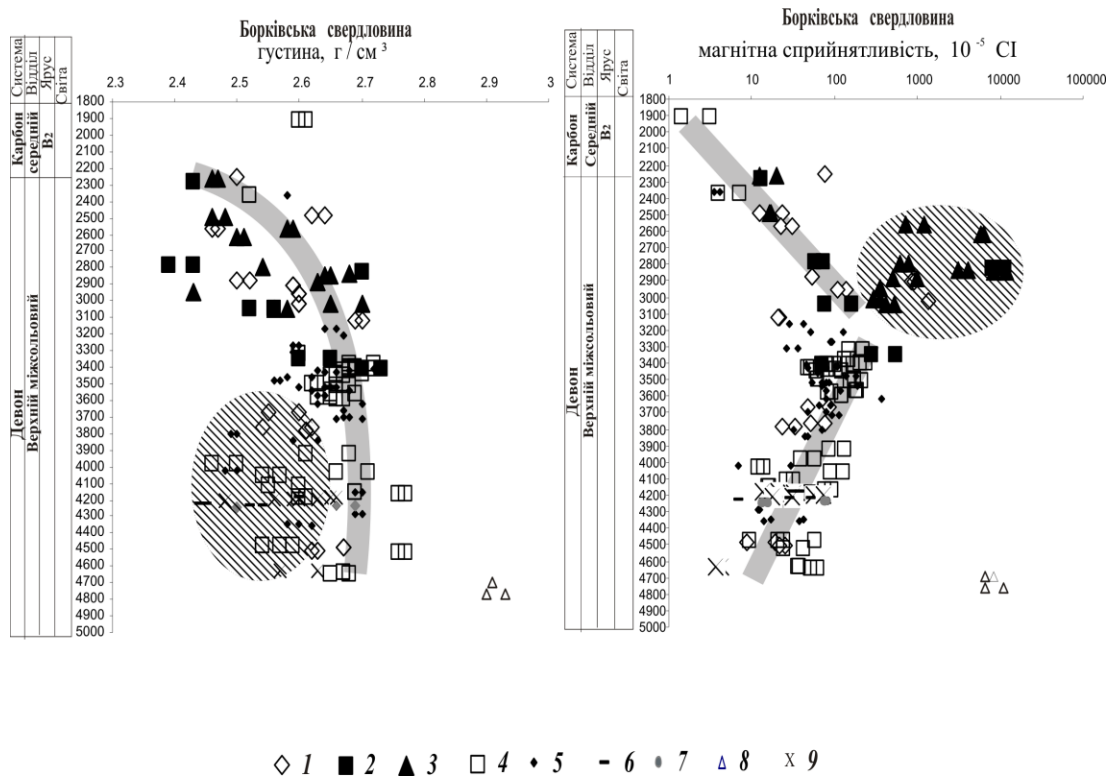


Рис. 3.2. Розподіл значень магнітної сприйнятливості та густини з глибиною для Борківської свердловини. 1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики, 4 – вапняки, 5 – мергелі, 6 – туфопісковики, 7 – туфобрекчії, 8 – базальти, 9 – вапняки доломітизовані.

Вапняки башкирського ярусу нижнього карбону мають підвищену густину і слабку магнітну сприйнятливість. Починаючи з границі карбон - девон (2250 м) до глибини близько 3050 м спостерігається незначне збільшення густини (від $2,45 \text{ г/см}^3$ до $2,7 \text{ г/см}^3$) і магнітної сприйнятливості (від $5 \cdot 10^{-5}$ од. CI до $75 \cdot 10^{-5}$ од. CI) пісковиків і аргілітів. Інтервал високомагнітних пісковиків, вапняків та частково аргілітів 2550 – 3050 м по густині чітко не виділяється. З глибини 3200 м відбувається зміна характеру залежності густини та магнітної сприйнятливості з глибиною, а саме, спостерігається закономірне зменшення

магнітної сприйнятливості. Поряд з чіткою тенденцією збільшення густини з глибиною в інтервалі глибин 3700 – 4600 м зафіксована «самостійна хмара» розподілу знижених значень густини переважно вапняків. Розкриті свердловиною базальти природно мають велику густину – $2,94 \text{ г/см}^3$ (рис.3.2.).

Породи *Борзнянської свердловини* представлені надсольовими і міжсольовими породами верхнього девону, а саме аргілітами, пісковиками, алевролітами, мергелями, туфопісковиками і кам'яною сіллю (рис.3.3.). Значення густини порід свердловини в основному зосереджені в межах $2,5\text{--}2,7 \text{ г/см}^3$. У аргілітів середнє значення густини $\sigma_{\text{ср}}$ складає $2,61 \text{ г/см}^3$, пісковиків – $2,45 \text{ г/см}^3$, алевролітів – $2,62 \text{ г/см}^3$, мергелів – $2,63 \text{ г/см}^3$ і туфопісковиків – $2,59 \text{ г/см}^3$.

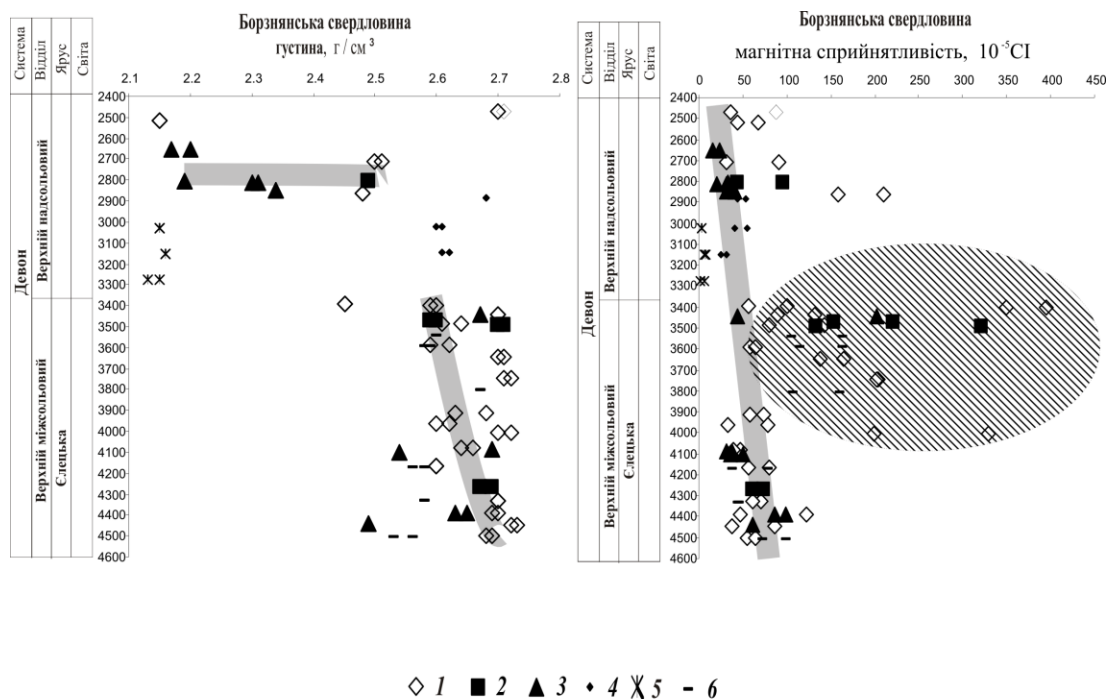


Рис. 3.3. Розподіл значень магнітної сприйнятливості та густини з глибиною для Борзнянської свердловини. 1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики, 4 – мергелі, 5 – сіль кам'яна, 6 – туфопісковики.

З глибини 3000 м спостерігається збільшення густини порід, в той час, коли магнітна сприйнятливість збільшується по всьому розрізу свердловини.

Звертають на себе увагу підвищені значення магнітної сприйнятливості порід (3400 – 4000 м) на границі верхнього надсольового та міжсольового відділів девону. В інтервалі 4150–4550 м спостерігається розуцільнення туфопісковиків (верхній міжсольовий девон) на фоні підвищення магнітної сприйнятливості. Це може бути пояснено наявністю флюїду, частковим підтвердженням цьому можуть слугувати припливи нафти з міжсольових теригенних відкладів девону на Кінашевській та Ядугівській площах.

Породи *Ніжинської свердловини* представлені аргілітами, алевролітами, пісковиками, вапняками верхнього девону, нижнього і середнього карбону (рис.3.4).

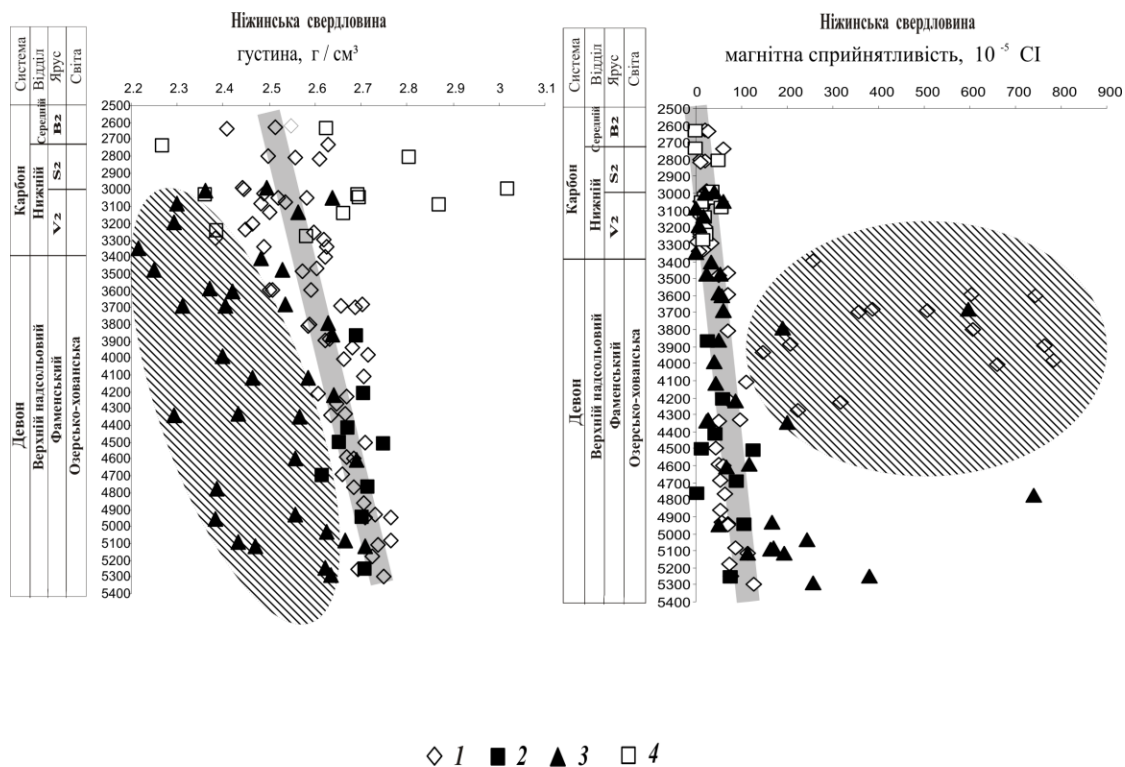


Рис. 3.4. Розподіл значень магнітної сприйнятливості та густини з глибиною для Ніжинської свердловини. 1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики, 4 – вапняки.

Спостерігається досить монотонне збільшення густини та магнітної сприйнятливості аргілітів, алевролітів та пісковиків з глибиною, при більшому

розкиді значень густини у пісковиків. Вони характеризуються видимо меншими значеннями густини по всьому розрізу в порівнянні з іншими породами.

Середні значення густини аргілітів σ_{cp} становлять $2,61 \text{ г/см}^3$, пісковиків – $2,48 \text{ г/см}^3$, вапняків – $2,63 \text{ г/см}^3$, алевролітів – $2,69 \text{ г/см}^3$. Відзначимо наявність ущільнених вапняків в межах нижнього карбону, а також наявність високомагнітних аргілітів на границі верхнього надсольового девону та нижнього карбону на глибинах 3400 – 4300 м, які за густиною чітко не виділяються. В інтервалі 5000 – 5300 м спостерігається деяке розущільнення аргілітів на фоні збільшення магнітної сприйнятливості.

Гужівська свердловина. Розріз (3000–5700 м) представлений аргілітами, алевролітами, пісковиками і вапняками середнього і нижнього карбону, а також верхнього девону.

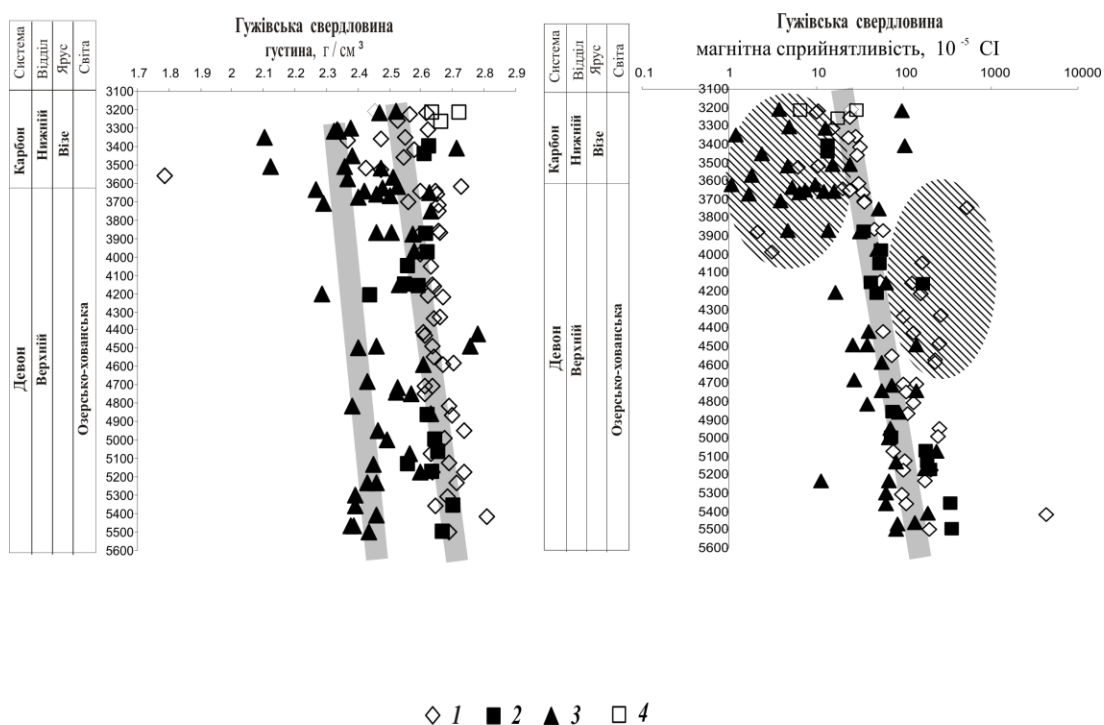


Рис. 3.5. Розподіл значень магнітної сприйнятливості та густини з глибиною для Гужівської свердловини. 1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики, 4 – вапняки.

Середня густина аргілітів σ_{cp} становить $2,61 \text{ г/см}^3$, пісковиків – $2,46 \text{ г/см}^3$, вапняків – $2,67 \text{ г/см}^3$ (всього 3 зразка), алевролітів – $2,61 \text{ г/см}^3$.

Для порід візейського ярусу нижнього карбону густина і магнітна сприйнятливість змінюється в широких межах без явно видимої залежності від глибини. Глибше 3700 м густина аргілітів збільшується з глибиною від $2,55 \text{ г/см}^3$ до $2,75 \text{ г/см}^3$, а пісковиків дещо зменшується з $2,63 \text{ г/см}^3$ до $2,35 \text{ г/см}^3$. Взагалі пісковики по всьому розрізу мають меншу густина порівняно з іншими породами, а з глибини 3200 до 3900 м стають практично немагнітними. Це викликає певний інтерес в зв'язку з тим, що магнітна сприйнятливість зростає для обох типів порід. Звернемо увагу також на відносне підвищення магнітної сприйнятливості аргілітів в інтервалі глибин 3600 – 4600 м (рис.3.5.)

Савинківська свердловина розкрила породи нижнього карбону (4600–6000 м), а саме аргіліти, алевроліти, пісковики, вапняки і конкреції (рис. 3.6.).

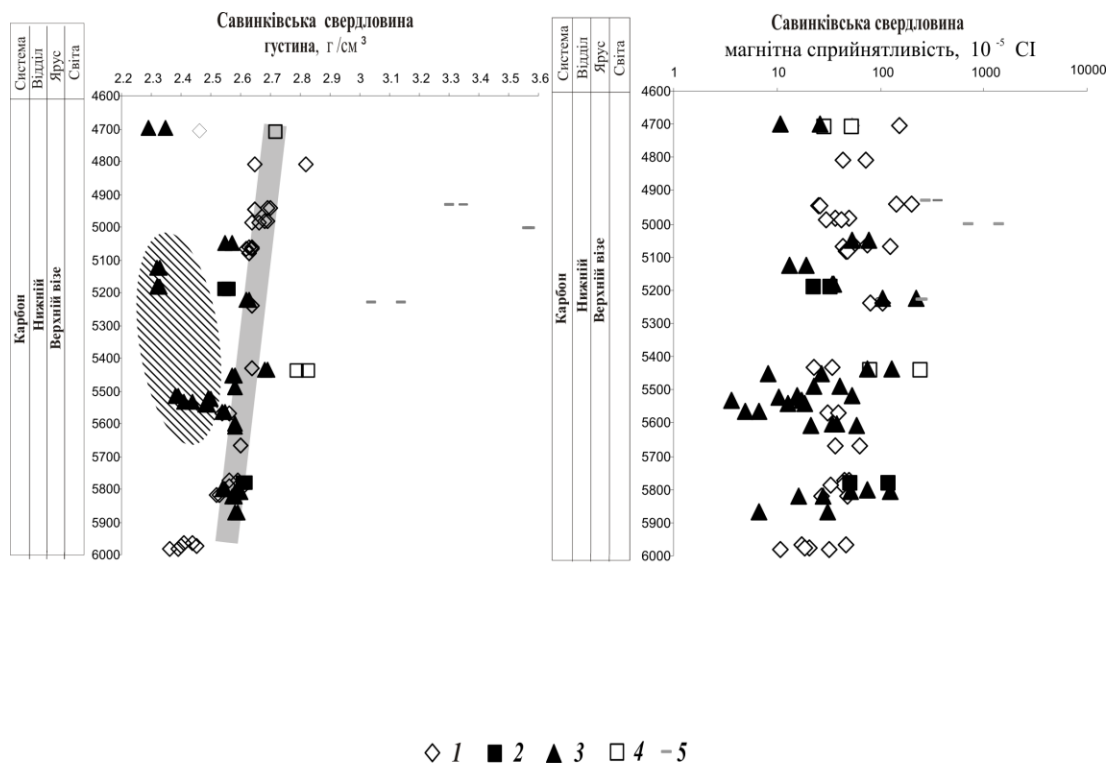


Рис. 3.6. Розподіл значень магнітної сприйнятливості та густини з глибиною для Савинківської свердловини. 1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики, 4 – вапняки, 5 – конкреції.

Середнє значення густини аргілітів становить $2,58 \text{ г/см}^3$, пісковиків – $2,52 \text{ г/см}^3$, вапняків – $2,71 \text{ г/см}^3$, алевролітів – $2,59 \text{ г/см}^3$ (всього 4 зразка).

Спостерігається розуцільнення аргілітів з глибиною. Виділяються зразки пісковика зі зниженою густиною та магнітною сприйнятливістю на загальному фоні в інтервалах 5100 – 5200 м і 5500 – 5600 м. Конкреції мають високу густину. Магнітна сприйнятливість порід даної свердловини не має особливих закономірностей розподілу. Необхідно виділити інтервали 4900 – 5300 м та 5400 – 5700 м, в яких магнітна сприйнятливість аргілітів збільшується, а густина зменшується (рис.3.6.).

Зорківська свердловина. Керн з глибин 2200 – 6200 м представлений аргілітами, алевролітами, пісковиками, вапняками і ангідритами нижньої пермі, середнього і нижнього карбону (рис. 3.7.). Середня густина аргілітів становить $2,62 \text{ г/см}^3$, пісковиків – $2,49 \text{ г/см}^3$, алевролітів – $2,62 \text{ г/см}^3$, вапняків – $2,71 \text{ г/см}^3$.

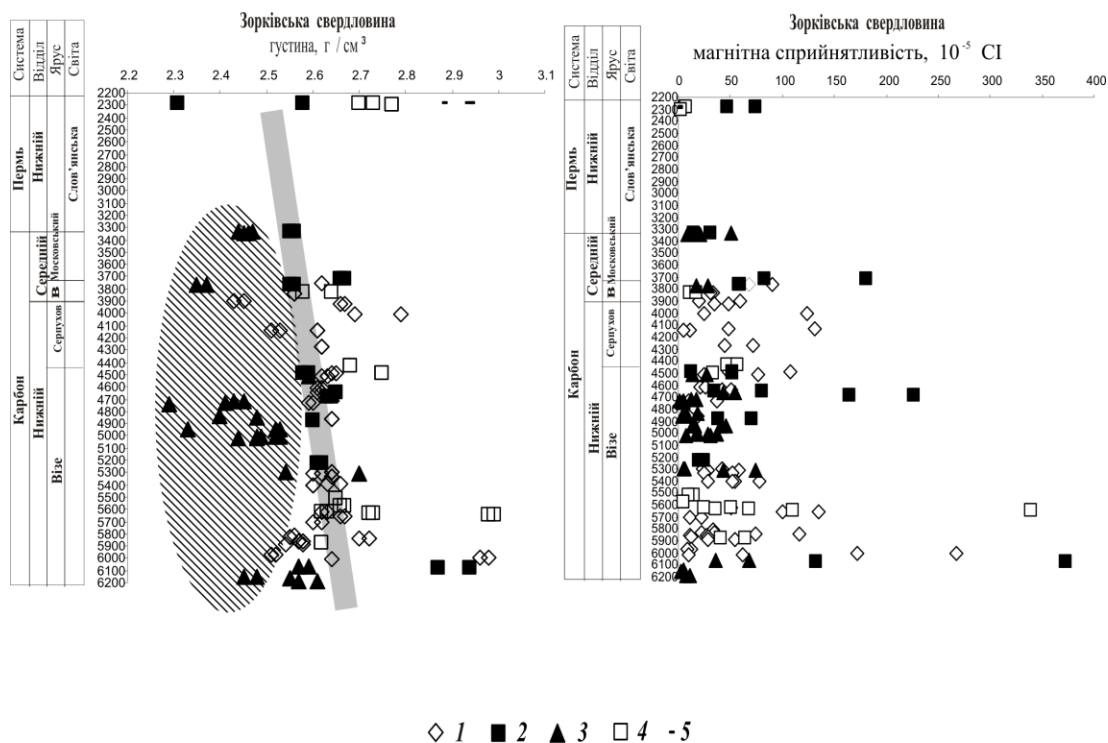


Рис. 3.7. Розподіл значень магнітної сприйнятливості та густини з глибиною для Зорківської свердловини. 1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики, 4 – вапняки, 5 — ангідрити.

Густина і магнітна сприйнятливість всіх типів порід не відрізняються особливостями в розподілі, за виключенням пісковиків, які мають знижену густину в порівнянні з іншими породами.

Можна лише відзначити дещо знижені значення густини і магнітної сприйнятливості пісковиків (в порівнянні з цими параметрами для аргілітів і вапняків) в інтервалі 4700 – 5200 м, а також деяке зменшення густини і збільшення магнітної сприйнятливості аргілітів на глибині 5600 – 6000 м. Кілька зразків аргілітів, вапняка і алевроліта відрізняються підвищеною густиною та значеннями χ в інтервалі глибин 5600 – 6100 м.

Петрівська свердловина. Породи карбону і девону з глибин 1500 – 5600 м характеризуються такими середніми значеннями густини: аргіліти – $2,61\text{г/см}^3$, пісковики – $2,58\text{г/см}^3$, вапняки – $2,69\text{г/см}^3$, алевроліти – $2,69\text{г/см}^3$ (рис.3.8.). Густина порід по розрізу свердловини монотонно збільшується з глибиною від $2,4\text{г/см}^3$ до $2,72\text{г/см}^3$.

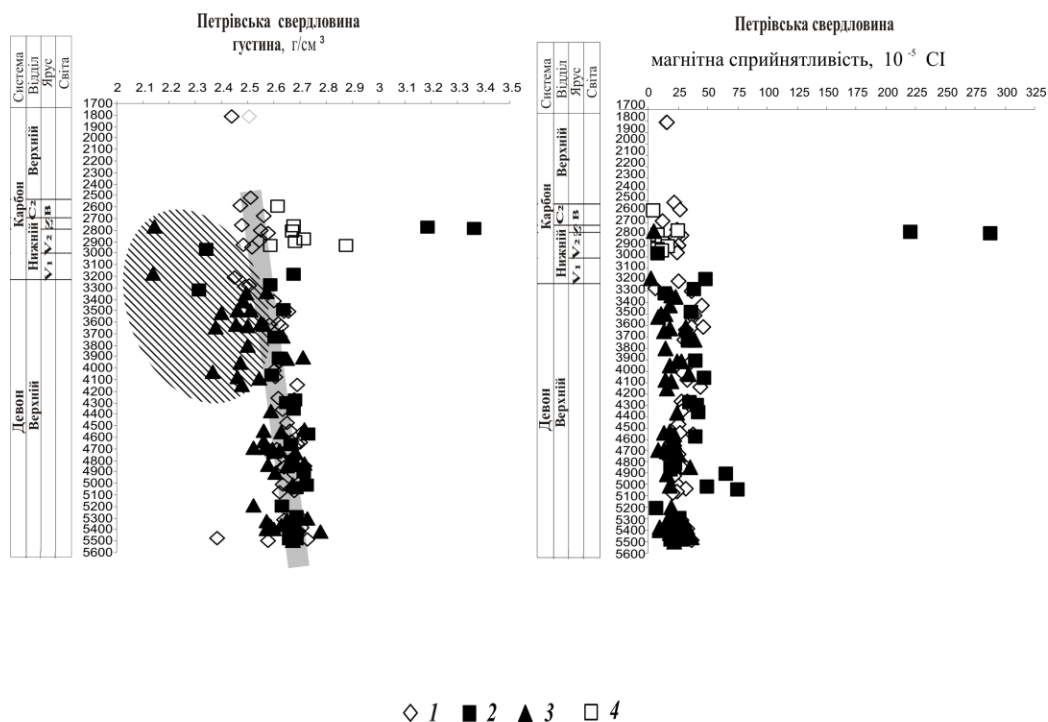


Рис. 3.8. Розподіл значень магнітної сприйнятливості та густини з глибиною для Петрівської свердловини. 1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики, 4 – вапняки.

У пісковиків в інтервалі 2800 – 4200 м спостерігається зменшення густини на фоні загальної картини. На границі карбон-девон (3300 м) спостерігається стрибкоподібне збільшення магнітної сприйнятливості аргілітів та менш помітно пісковиків, потім відбувається монотонне зменшення значень χ до 4700м, поряд з монотонним збільшенням їх густини. В інтервалі 4700 – 5500 м магнітна сприйнятливість порід знов зростає.

Також для окремих типів порід, що зустрічаються в кожній з досліджуваних свердловин (аргілітів, алевролітів, вапняків і пісковиків) була побудована залежність розподілу величин магнітної сприйнятливості і густини з глибиною. Коротко розглянемо ці залежності.

Для аргілітів Борківської та Борзнянської свердловин (рис.3.9.а) простежується чітке збільшення значень χ в інтервалі 2300–2900 м. Також виділяється інтервал підвищених значень аргілітів Ніжинської та Борзнянської свердловин на глибині 3400–4200 м. У Гужівській свердловині це підвищення спостерігається по всій глибині.

Пісковики Борківської свердловини (рис.3.9.б) відрізняються підвищеними значеннями магнітної сприйнятливості (до $10000 \cdot 10^{-5}$ СІ) на фоні більш-менш рівних значень інших свердловин. Магнітна сприйнятливість пісковиків Гужівської, Борзнянської та Ніжинської свердловин помітно збільшуються з глибиною.

У вапняків виділяється інтервал підвищених значень χ майже для всіх свердловин (2800 – 4750 м), особливо високими відрізняються зразки Борківської в інтервалі 3250 – 3750 м (до $250 \cdot 10^{-5}$ СІ), χ порід Зорківської свердловини збільшуються з глибиною (рис.3.9. г).

Магнітна сприйнятливість алевролітів збільшується з глибиною для усіх свердловин, за винятком Петрівської, де спостерігається невелике зменшення значень з глибини 4500 м (рис.3.9.в).

Картина розподілу густини з глибиною для тих же типів порід виглядає наступним чином. Для аргілітів (рис.3.9.а) спостерігається підвищення значень

густини з глибини 3400 м для всіх свердловин, крім Савинківської і Ніжинської, де спостерігається деяке розущільнення порід. Можна відзначити два зразка аргіліту Зорківської свердловини з підвищеними значеннями густини ($2,98 \text{ г/см}^3$) на глибині 5998 м. Для пісковиків (рис.3.9.б) будь-якої закономірності в розподілі густини не спостерігається. Можна лише відзначити збільшення значень σ порід Петрівської і Ніжинської свердловин з глибиною. На фоні загальної картини виділяється зразок з високим значенням густини – $2,93 \text{ г/см}^3$ з глибини 3804 м в Петрівській і кілька зразків з Борзнянської та Гужівської свердловин з σ близько $2,2 \text{ г/см}^3$. У вапняків (рис.3.9.г) також не спостерігається особливих закономірностей в розподілі густини, зразки всіх свердловин не мають аномальних відхилень від загальної картини.

Виняток становлять лише вапняки Ніжинської свердловини, де на глибині 2992 м представлений зразок з $\sigma = 3,01 \text{ г/см}^3$, а також є кілька зразків зі зниженою густиною (до $2,4 \text{ г/см}^3$) на фоні загальних значень. У алевролітів, так само, як і у аргілітів, з глибини приблизно 3400 м спостерігається загальне збільшення густини порід. Можна відзначити два зразка з Петрівської свердловини з підвищеними значеннями даного параметра – $3,19 \text{ г/см}^3$ і $3,36 \text{ г/см}^3$ з глибини 2790 м (рис. 3.9.в).

В цілому, густини більшості зразків аргілітів змінюється в межах ($2,45 - 2,7$) г/см^3 , а магнітна сприйнятливість – $(8 - 500) \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Значення χ незначно зростає, в той час як густина різко зростає до глибини 4500 м, а, починаючи з 5000 м – зменшується (рис.3.9.). Густина і магнітна сприйнятливість більшості зразків пісковиків знаходяться в межах ($2,3 - 2,7$) г/см^3 і $(4 - 300) \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Для обох параметрів характерно незначне їх зростання з глибиною. Подібна залежність спостерігається у алевролітів і вапняків. Велика частина зразків алевролітів мають густину в межах ($2,4 - 2,72$) г/см^3 і магнітну сприйнятливість в інтервалі $(10 - 500) \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Густина вапняків знаходиться в межах ($2,5 - 2,8$) г/см^3 , магнітна сприйнятливість – $(5 - 60) \cdot 10^{-5}$ од. СІ.

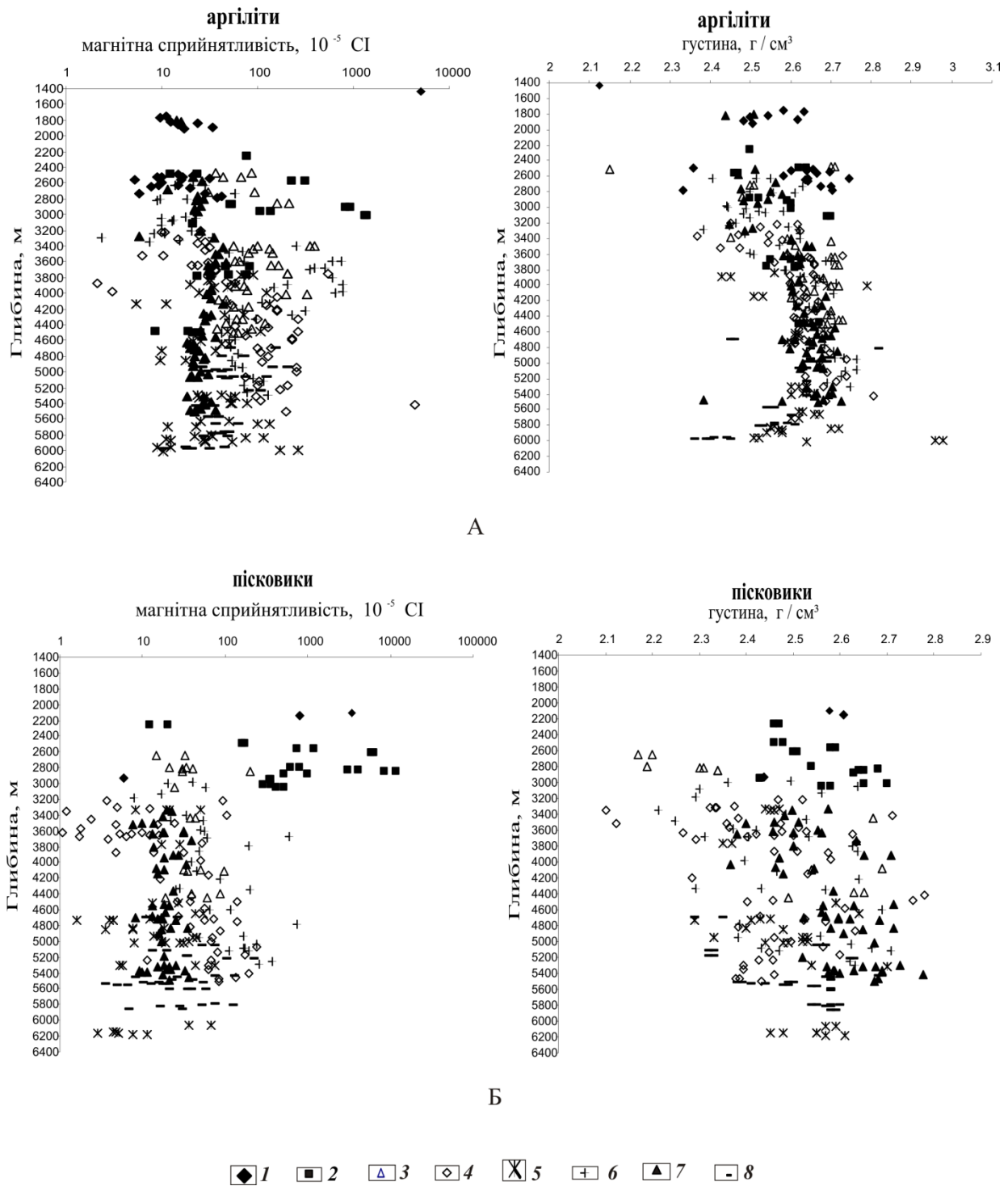


Рис. 3.9. Магнітна сприйнятливість та густина основних типів порід: А – аргіліти, Б – пісковики, В – алевроліти, Г – вапняки; 1 – Строївська свердловина, 2 – Борківська, 3 – Борзнянська, 4 – Гужівська, 5 – Зорківська, 6 – Ніжинська, 7 – Петрівська, 8 – Савинківська.

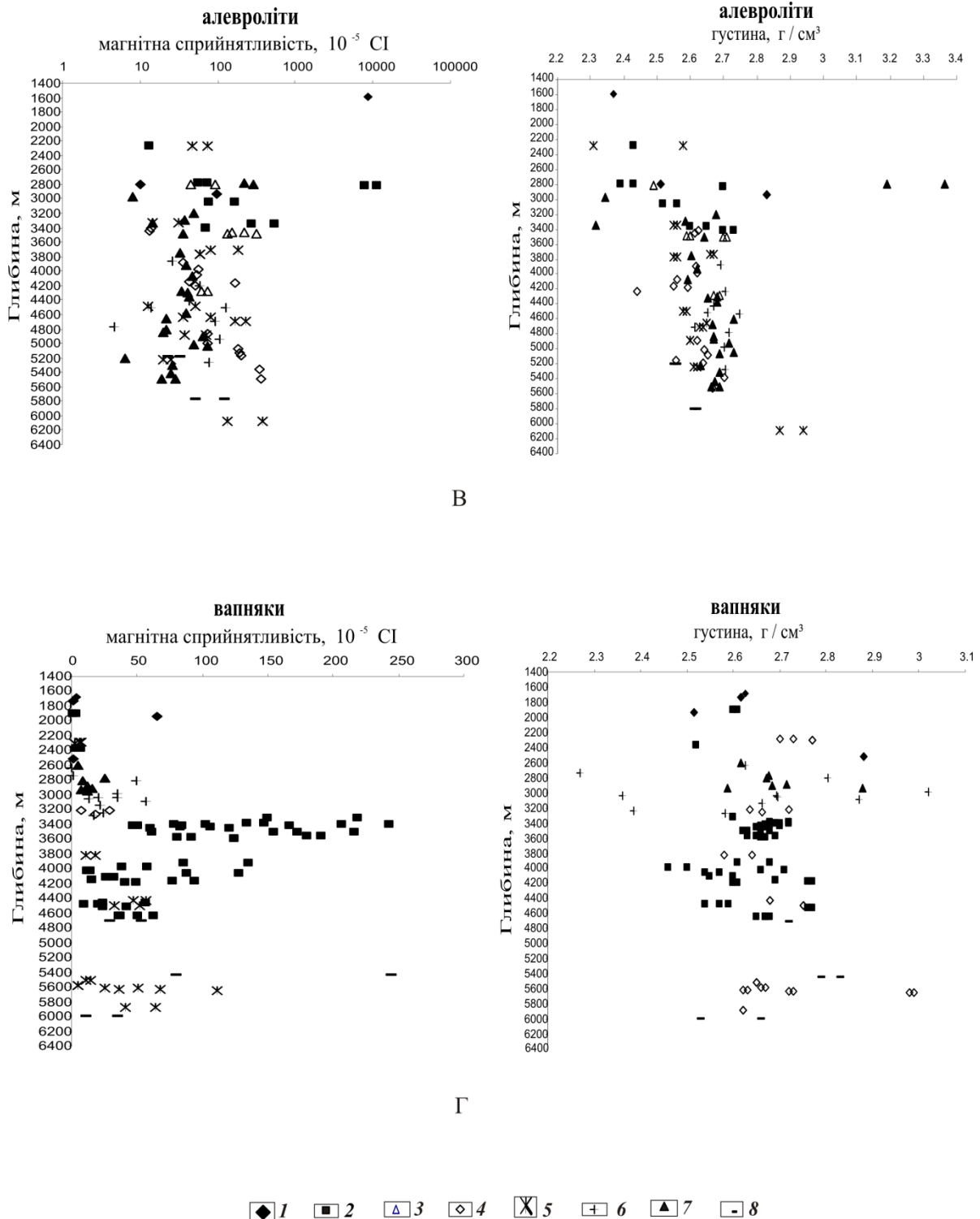


Рис. 3.9 (продовження). Магнітна сприйнятливість та густина основних типів порід: А – аргіліти, Б – пісковики, В – алевродіти, Г – вапняки; 1 – Стрїївська свердловина, 2 – Боркївська, 3 – Борзнянська, 4 – Гужївська, 5 – Зоркївська, 6 – Нїжинська, 7 – Петрївська, 8 – Савинкївська.

Загалом, якщо розглядати характер зміни густини всіх типів порід з глибиною, то можна відзначити ущільнення порід на границі нижній карбон-девон з подальшим збільшенням цього параметра вниз по розрізу Гужівської (крім пісковиків), Ніжинської та Петрівської свердловин (рис. 3.9).

Середньозважені значення густини порід нижнього карбону, представленого в розрізах Зорківської, Савинківської, Петрівської, Гужівської і Ніжинської свердловин, були співставлені з даними, опублікованими в роботі [Куприенко и др., 2010], де була побудована тривимірною густинною моделлю осадового чохла Дніпровсько-Донецької западини і Донбасу. Так, за нашими даними, значення порід ($\sigma_{\text{срвз}}$) нижнього карбону Зорківської і Савинківської свердловин, складають $2,60 \text{ г/см}^3$ і $2,43 \text{ г/см}^3$ відповідно, за даними [Куприенко и др., 2010] густина порід в цій частині Лохвицького сегмента складає $2,60 \text{ г/см}^3$. У Петрівській свердловині $\sigma_{\text{срвз}}$ порід нижнього карбону трохи нижче даних вищезгаданої роботи ($2,51 \text{ г/см}^3$ і $2,6 \text{ г/см}^3$ відповідно). У Гужівській свердловині $\sigma_{\text{срвз}} = 2,46 \text{ г/см}^3$, за даними [Куприенко и др., 2010] – $2,6 \text{ г/см}^3$. Середньозважені значення густини відкладів нижнього карбону Ніжинської свердловини за нашими даними складають $2,51 \text{ г/см}^3$. Відклади девону Борківської, Борзнянської, Гужівської, Ніжинської, Строївської і Петрівської свердловин, за нашими даними, характеризуються більш низькими середньозваженими значеннями густини в порівнянні з представленими даними у вищезгаданій роботі. В межах розташування Борківської, Борзнянської та Строївської свердловин відклади девону за даними [Куприенко та ін, 2010] мають густиною $2,72 \text{ г/см}^3$, за нашими даними $\sigma_{\text{срвз}}$ становить $2,60$, $2,50$ і $2,52 \text{ г/см}^3$ відповідно. У Ніжинській, Гужівській і Петрівській свердловинах $\sigma_{\text{срвз}}$ порід девону дорівнюють $2,60$, $2,60$ і $2,59 \text{ г/см}^3$ відповідно, а за даними [Куприенко и др., 2010] густина тут складає $2,72 \text{ г/см}^3$.

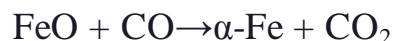
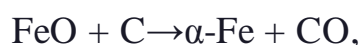
3.3. Дослідження впливу вуглеводнів на магнітну сприйнятливість гірських порід

З встановленням факту наявності в колекторах нафти і газу дисперсних самородно-металевих частинок – «трасерів суперглибинних флюїдів» [Лукин, 2009] та експериментальні дослідження перетворень залізовмісних мінералів дозволили отримати нові можливості встановлення генетичного та структурного зв'язків магнітної неоднорідності консолидованої і осадової частин земної кори з родовищами вуглеводнів і шляхами їх міграції. В роботах [Vucha, 1980; Орлюк, 1994; 1996; 1999] було в загальному розроблено фізико-геологічне обґрунтування залежності намагніченості порід від проходження через них вуглеводнів. Тому геомагнітні дослідження в комплексі з іншими геофізичними методами доцільно застосовувати для вирішення даних задач. Максимальне збільшення інтенсивності намагніченості відбувається при температурах вище 150 – 200°C і може перевищувати початкову величину в десятки і навіть сотні разів. Таким чином, збільшення намагніченості в зонах розломів в порівнянні з намагніченістю вміщуючих порід, дозволяє прогнозувати нафтогазоконтролюючі розривні структури [Орлюк, 1999; Кравченко и др., 2003]. Отже, глибинно-магнітний аспект нафтогазоносності земної кори обумовлений новоутворенням або перетворенням залізовмісних мінералів в магнітні різновиди (в основному, магнетит Fe_3O_4 , самородне залізо і піротин) в ослаблених зонах Землі (зонах глибинних розломів) під впливом відновлювальних флюїдів [Орлюк, 1994; 1996; Петромагнитная ..., 1994]. В осадовому чохлі нафтогазоносних басейнів також можуть бути присутні самородні метали космічного походження [Печерский и др., 2010]. Згідно з експериментальними дослідженнями виділяють декілька шляхів утворення магнітних мінералів [Орлюк, 1994; Петромагнитная ..., 1994]:

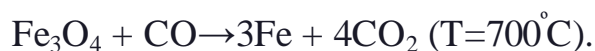
1. З розкладу вюститу за температури нижче 570°C:



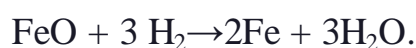
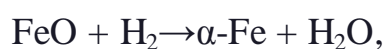
2. Відновлення вюстити вуглецем або окислом вуглецю, що протікає при при відносно низьких тисках і $T = 700^{\circ}\text{C}$:



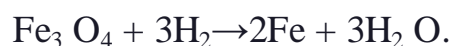
3. При наявності гематита можуть протікати реакції виду:



4. Відновлення заліза воднем або природним газом при $T=400 - 500^{\circ}\text{C}$:



5. При серпентизації, за рахунок виникнення відновлювального середовища за реакцією типу:



6. Відновлення самородного заліза з мінералів:



За даними [Гантимуров, 1982], феросіліт починає відновлюватися при $T = 500 - 600^{\circ}\text{C}$. Найбільш реакційним по відношенню до водню є магнетит (від 600°C і вище), потім піроксен, олівін в цих умовах стійкий. Водень є більш сильним відновником в порівнянні з окислом вуглецю. Так, при температурі 400°C оксиди в 10 разів швидше відновлюються H_2 в порівнянні з CO [Орлюк, 1999]. Безпосередньо в осадовому чохла збільшення або зменшення величини магнітної сприйнятливості порід під дією вуглеводнів залежить від складу сполук заліза, утворення яких контролюється геохімічними і термобаричними умовами [Machel, 1991]. У присутності вуглеводнів утворюються магнетит, піротин, пірит і сидерит, а гематит руйнується. Відносна інтенсивність

магнітних аномалій над скупченнями вуглеводнів залежить від того, яка кількість магнетиту утворилася при руйнуванні гематиту і формуванні з'єднань сірки у вигляді піротину, оскільки вони представляють найбільш магнітні мінерали. Магнітна сприйнятливість порід, які зазнали впливу вуглеводнів, може збільшуватися або зменшуватися в порівнянні з нею до цієї події, оскільки всі оксиди заліза, нарешті, відновлюються до магнетиту (ферромагнетик), а сульфіди – в пірит (парамагнетик). Тому в локальному аномальному магнітному полі скупчення вуглеводнів можуть виділятися як позитивними, так і негативними аномаліями.

На земній поверхні 90% заліза в складі гідроксиду $\text{Fe}(\text{OH})_3^{3+}$ переноситься водними потоками від місця первинного залягання до морського басейну у вигляді золю або завислої речовини разом з пелітовими частками осадових порід [Чухров, 1953; Страхов, 1962]. Коли гідроксид заліза потрапляє до морського басейну, з нього поступово утворюється гетит, лимоніт, гематит, магнетит, а осади з часом перетворюються в породу. В той же час окислювальні умови змінюються відновними, причому водні розчини збагачуються сірководнем, аміаком, воднем і вуглекислотою, внаслідок чого з'являються сульфіди і карбонати заліза.

Магнетит, гематит і піротин помітно впливають на намагніченість осадових порід. Їх існування залежить від наявності у водному розчині в достатній кількості заліза, кисню, сірки і вуглецю для утворення Fe_3O_4 , Fe_2O_3 , FeS і HCO_3^- [Bernier, 1984; Machel, 1991]. Залізо може перебувати в формі двухвалентних і тривалентних іонів (Fe^{2+} , Fe^{3+}), кисень – в молекулярному стані (O_2), сірка – як молекула сірководню (H_2S), іону сульфіду (FeS^-), іону сульфату (SO_4^{2-}), іону бісульфату (HS^-). Термодинамічні умови, хімізм флюїдів повинні бути більш сприятливими для проходження таких реакцій, результатом яких є згадані мінерали, а не якісь інші, оскільки при певних умовах магнетит може замінюватися гематитом, піротин сидеритом або в породі взагалі можуть не утворюватися нові мінерали. При цьому невід'ємну роль відіграють специфічні

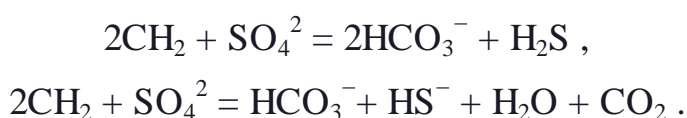
бактерії. Хімічні реакції проходять в наступній послідовності [Schumacher, 1996]:

1. Вуглеводні, які представлені практично метаном, мігрують з глибинних резервуарів на земну поверхню.

2. Коли вертикально мігруючі вуглеводні дістаються приповерхневої зони окислення, аеробні метаноокислювальні бактерії споживають метан і переводять кисень в порові води:



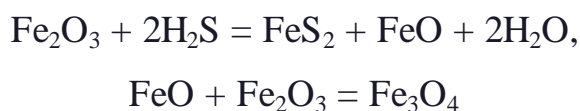
3. Після формування анаеробних умов активність сульфатредукуючих бактерій викликає відновлення іонів сульфата (солі сірчаної кислоти) та окислення органічного карбоната, утворюючи відновлені сульфатні сполуки та іони бікарбонату:



4. Високоактивні відновлені сполуки сульфату можуть вступати в реакцію з наявним залізом і утворювати сульфіди заліза та оксиди:



вони можуть перебувати у формі піриту, марказиту, магнетиту, піротину, грейгіту або магеміту:



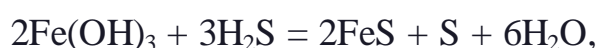
5. В результаті сульфатредукції бактеріями кількість іонів сульфату зменшується. Крім того, в порові води додається бікарбонат, збільшуючи рН і прискорюючи осадження карбонатного цементу, що заповнює пори:



У розрізі нафтогазових родовищ за магнітними властивостями виділяють 4 елемента: 1) поклади та вміщуючі їх колектори; 2) зона відновлення; 3) зони субвертикальних неоднорідностей; 4) зона окислення [Магниторазведка, 1990].

Магнітні властивості нафтогазових покладів визначаються магнітною сприйнятливістю твердої частини, або скелета, порід-колекторів, вуглеводнів та залишкової води, яка заповнює від 5 до 65% порового простору. Більшість мінералів, що складають колектори, є слабوماгнітними ($\chi < 30 \cdot 10^{-6}$ СІ). При наявності магнітних мінералів магнітна сприйнятливість колекторів може значно змінюватись. Наприклад, для пісковиків в геосинклінальних областях $\chi = 6 \cdot 10^{-2}$ СІ. Нафта є діамагнетиком ($\chi = - 10 \cdot 10^{-6}$ СІ). В залежності від густини та складу магнітна сприйнятливість нафти може змінюватись в широких межах [Ергин и др., 1979]. Магнітні властивості природного газу не вивчені. За аналогією з іншими газами вважається, що абсолютне значення χ газу не перевищує $10 \cdot 10^{-6}$ СІ [Магниторазведка, 1980].

Зона відновлення. Магнітні властивості порід вище покладу у значній мірі залежать від окисно-відновної активності середовища, яке поділяється на дві зони: нижню – відновлення та верхню – окислення. Границею зон зазвичай є перший від земної поверхні витриманий регіональний водоупорний горизонт, гіпсометрія якого змінюється від нуля до сотень метрів. У ДДА зона окислення простягається глибше. Зона відновлення характеризується наявністю вуглеводнів, що мігрують з покладів, азоту та сірководню. У цій зоні залістисті сполуки, включаючи первинний магнетит, частково переходять у більш розчинні двовалентні форми заліза, які можуть виноситись до країв зони над покладом або поза ним. Оксидні та гідроксидні форми заліза частково відновлюються до сульфідів, в основному, піриту. Величини змін магнетиту в породах під час епігенетичної стадії під впливом гідротермальних розчинів (в тому числі вуглеводневих флюїдів), які фільтруються крізь породу, визначаються концентрацією кисню і сірки в розчинах, що фільтруються, оскільки мінеральна форма заліза в процесах метасоматичного перетворення залежить від співвідношення хімічних потенціалів цих елементів. При високій концентрації сірки відбувається утворення піриту:





що призводить до зменшення магнітної сприйнятливості. При подальшому насиченні середовища сіркою піротин переходить в пірит. Таким чином, під впливом потоків вуглеводнів межа між піритом і піротином, а також область місцезнаходження мінералів піротинового ряду поступово зміщуються в напрямку поверхні. Подібне зміщення границі між областями з підвищеними і зниженими значеннями магнітної сприйнятливості може бути однією з причин аномальних часових змін геомагнітного поля [Про науково..., 2002]. До зменшення χ в зоні відновлення також призводить перетворення окису заліза в закис під дією вуглеводнів:

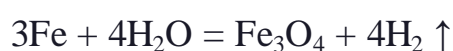
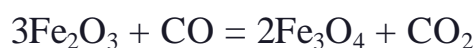


Подібні зміни хімічного складу і магнітних характеристик порід поблизу нафтогазових родовищ, а також те, що сама нафта є діамагнетиком, можуть обумовлювати існування над родовищами негативних аномалій ΔT_a [Про науково..., 2002].

Зони субвертикальних неоднорідностей. У крилових частинах антиклінальних структур встановлено наявність вертикальних або близьких до них (субвертикальних) зон аномально високих та низьких напружень гірських порід. Ці зони простягаються по всьому розрізу та пов'язуються з особливостями складкоутворення під дією рухів фундаменту. Основна їх особливість полягає у підвищеній проникності, в результаті чого по ним відбувається підвищене перенесення вуглеводнів за наявності покладів, вод з різними елементами, теплового потоку та ін. Крім того, в них підвищується лужність та знижується окисно-відновний потенціал, в результаті чого можуть порушуватися первинні властивості порід, збільшитись їх неоднорідність [Магниторазведка, 1980].

Зона окислення характеризується підвищеним складом кисню, азота, вуглекислоти. Залізо у цій зоні знаходиться у тривалентному стані, що знижує

його міграційні властивості (в тому числі первинного магнетиту), тому для цієї зони характерні підвищені значення магнітної сприйнятливості у порівнянні з зоною відновлення. При високій концентрації кисню у вуглеводневих флюїдах, що фільтруються через породу, відбувається відновлення феромагнітних оксидів заліза магнетита в гематит. До характерних реакцій, що відбуваються в зоні окислення, відносяться наступні:



Таким чином, як вже зазначалось, магнітна сприйнятливість порід в зонах окислення є більшою, ніж у оточуючому середовищі, що може викликати існування позитивних аномалій ΔT_a над родовищами. У загальному випадку амплітуда і знак локальних аномалій ΔT_a над родовищами вуглеводнів залежать від співвідношення потужностей зон відновлення і окислення. Кількісні оцінки показують, що при помітному переважанні однієї з зон, амплітуда локальних аномалій ΔT_a може досягати декількох десятків нТл [Про науково..., 2002].

Про те, що вуглеводні можуть змінювати магнітну сприйнятливість гірських порід припускали давно, коли було помічено, що деякі аномалії магнітного поля пов'язані з родовищами вуглеводнів в США [Donovan et al., 1979]. Над покладами вуглеводнів було виявлено вторинний (епігенетичний) магнетит, що відображався у магнітному полі. Вторинний магнетит знаходиться на глибинах до 300 м. Його утворення можливе до глибин 1500 м. Поява магнетиту пов'язується з перетворенням гематита в породах вище покладу в результаті відновних хімічних реакцій, що обумовлені дією сірководню, що утворився за допомогою сульфатредуючих бактерій у присутності вуглеводневих газів. Вважається, що ці бактерії потрапляють у породу разом з атмосферними водами. Для своєї життєдіяльності вони поглинають вуглеводні та отримують необхідний їм кисень шляхом відновлення сульфат-іонів, які містяться в атмосферних водах, в результаті чого і з'являється сірководень. Якщо

сірководню багато, то він здатний реагувати зі збагаченими залізом породами та утворювати пірит. Якщо сірководню мало, то реакція може бути частковою з утворенням піриту та оксиду заліза, який, реагуючи з гематитом, перетворює його в магнетит [Магниторазведка, 1980]. В подальшому властивість вуглеводнів впливати на магнітну сприйнятливність було підтверджено лабораторними експериментами на зразках осадових і кристалічних порід Передкарпатського прогину [Buchá, 1980]. Магнітна сприйнятливність всіх типів порід, насичених нафтою, істотно збільшувалася (для окремих зразків в 20 разів) при температурах вище 225°C, а новоутворення магнетиту було доведено за допомогою рентгеноструктурного аналізу. Експерименти проводилися одночасно на насичених і не насичених зразках. Вони нагрівалися поетапно для того, щоб прискорити перетворення мінералів під впливом вуглеводнів, які в природному середовищі проходять за величезний проміжок часу, який може охоплювати сотні тисяч років. Значне збільшення величин магнітної сприйнятливості осадових порід експериментально встановлено і для утворень осадового чохла Центральної депресії ДДА [Орлюк, 1999; Орлюк и др., 2000]. Ці спостереження і експерименти свідчили лише про відновлення оксидів заліза в магнетит. Але в земній корі існують різні сполуки з залізом, утворення яких контролюється геохімічними і термодинамічними умовами тієї чи іншої стадії діагенезу.

Досить різноманітний характер поведінки магнітної сприйнятливості чистих і насичених газоліном порід в процесі нагріву може бути пояснений вихідним складом порід, наявністю і формами знаходження заліза. У разі, якщо заліза в породі немає, або воно повністю входить до складу породоутворюючих мінералів, то зміна магнітної сприйнятливості може відбуватися тільки за рахунок його привнесення флюїдом, або виділення з мінералів, що можливо при температурах понад 500°C. Так що в разі експерименту практично не буде відбуватися зміни величини магнітної сприйнятливості порід. Якщо залізо в породі знаходиться у вигляді акцесорних мінералів, домішок або в

розчиненому стані (Fe , FeO , Fe_2O_3 , Fe_3O_4 , $\text{Fe}(\text{OH})_2$), то зі зміною окислювально-відновного середовища відбуватиметься мінеральне перетворення з відповідною зміною магнітної сприйнятливості. З розглянутих різновидів магнітних мінералів високо магнітними є магнетит і самородне залізо. Так, відновлення лимоніту до магнетиту буде супроводжуватися різким збільшенням магнітної сприйнятливості, подальше відновлення до вюстіту - зменшенням, а далі до самородного заліза - знову різким збільшенням її величини. Запропонованими перетвореннями можна пояснити отримані експериментальні результати для випадків збільшення (або зменшення) магнітної сприйнятливості порід при наявності або відсутності вуглеводнів і підвищених температур [Орлюк, Друкаренко, 2014].

Зміна магнітної сприйнятливості порід під впливом вуглеводню і температури. Для виявлення можливого генетичного зв'язку між магнітною сприйнятливістю різних типів порід і місцями скупчення або проходження вуглеводнів вивчено зміну χ для насичених і ненасичених зразків гірських порід під впливом температури для Строївської, Зорківської, Борківської та Ніжинської свердловин. В результаті досліджень були побудовані графіки залежності абсолютних значень магнітної сприйнятливості (в од. СІ) від температури, початкове значення температури $T = 20^\circ\text{C}$.

Аналіз результатів показав, що не у всіх породах виявлено утворення нових магнітних мінералів, що проявляється в підвищенні магнітної сприйнятливості порід, насичених вуглеводнем, тобто за рахунок процесів відновлення. Породи з новоутвореними мінералами після нагріву до 350°C представлені аргілітами, алевролітами, мергелем, туфобрекчією, пісковиком. Однак для більшості насичених вуглеводнем зразків не спостерігалось аномального зростання значень χ , а у деяких навіть відбувалося їх зменшення [Drukarenko, Orliuk, 2008].

Істотне збільшення магнітної сприйнятливості спостерігається для аргіліту з Борківської свердловини з глибини 2251 м, де значення χ зразка, насиченого

газоліном, значно перевищують її значення для чистого зразка. Для аргіліту з глибини 3021 м спостерігається незначне збільшення магнітної сприйнятливості насиченого зразка, χ ненасиченого залишається без змін з підвищенням температури. У пісковіку з глибини 3016 м χ ненасиченого зразка різко зменшується, а сприйнятливості насиченого збільшується. В алевроліті з глибини 3351 м χ насиченого зразка зростає не набагато більше, ніж ненасиченого. У мергеля утворюється новий мінерал при збільшенні температури, хоча значення χ насиченого зразка зростає майже в 3 рази в порівнянні з початковим, а насиченого зразка – лише в 2,3 рази. В туфобрекчії магнітна сприйнятливості насиченого зразка зросла більше, ніж у ненасиченого. У вапняка-доломіта відбувається збільшення χ насиченого зразка, а ненасиченого, навпаки, зменшується (див додаток 1).

У Ніжинській свердловині утворення нових мінералів при збільшенні температури спостерігається в аргіліті з глибини 2623 м, де магнітна сприйнятливості насиченого зразка зростає в 5 разів при 350°C, а χ ненасиченого зразка - лише в 2 рази (рис.3.3.е), і в аргіліті з глибини 3292 м, де χ насиченого зразка зростає більше, ніж в 40 разів. Те ж можна сказати і про пісковик з глибини 2989 м, де χ насиченого зразка збільшується більше, ніж в 10 разів (див. додаток 1).

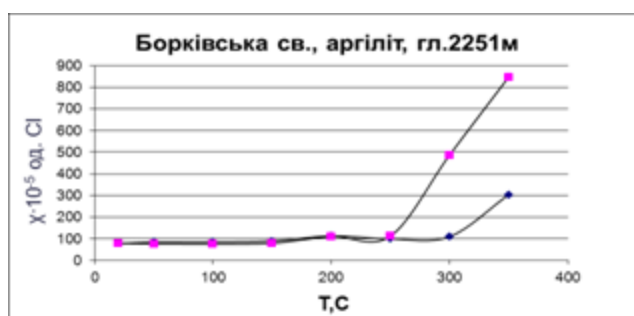
У Зорківській свердловині утворення нових мінералів при збільшенні температури відбуваються в глині - збільшення χ насиченого зразка майже в 3 рази, в пісковіку - в 1,22 рази, в алевроліті - магнітна сприйнятливості насиченого зразка збільшується в 14 разів, ненасиченого - в 9 разів (див. додаток 1).

У всіх інших зразках порід збільшення значень χ насиченого зразка майже не відбувається (як у гнейсах Строївської свердловини), або зростає менш інтенсивно, ніж в ненасиченому. І таких випадків з досліджуваної колекції більше, ніж порід з новоутвореними мінералами. Дуже слабкі зміни магнітної сприйнятливості алевролітів і аргілітів з Борківської свердловини в процесі

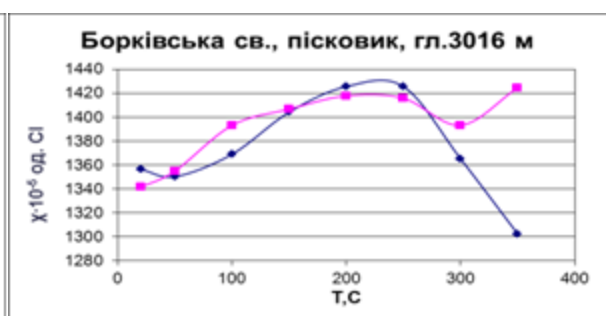
нагрівання можна пояснити аномально високими значеннями χ ще до експерименту. В якості прикладу наведемо декілька графіків.

Новоутворений мінерал невідомого в даному випадку мінералогічного типу можна спостерігати в аргіліті з Борківської свердловини з глибини 2251 м, де значення χ зразка, насиченого газоліном, після 250°C зростає більш ніж у 8 разів, тоді як чистого зразка - лише в 3 рази (рис 3.10.а).

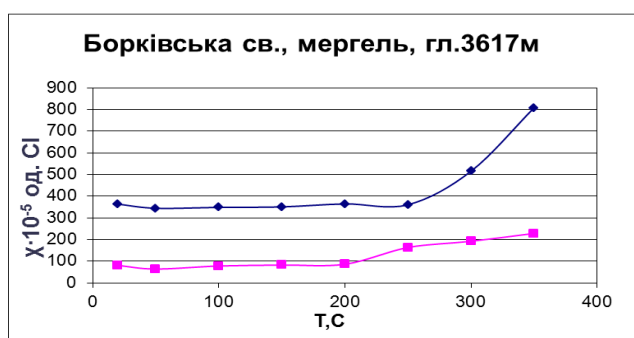
Те ж можна сказати і про пісковик з глибини 3016 м, хоча в цьому випадку χ насиченого зразка зростає не так різко, а ненасиченого навіть зменшується після 250°C (рис. 3.10, б). Можна спостерігати деяке збільшення значень магнітної сприйнятливості зразка мергелю (рис.3.10.в), насиченого флюїдом, але χ чистого зразка тут зростає більше. У туфобрекчії зростання χ насиченого зразка виявляється більш швидким, ніж ненасиченого (рис.3.10, г). Можна відзначити незначне збільшення χ у ненасиченого зразка базальту (рис.3.10, д), в той час як χ зразка з газоліном практично не змінюється в процесі експерименту [Orliuk, Drukarenko 2008; 2009].



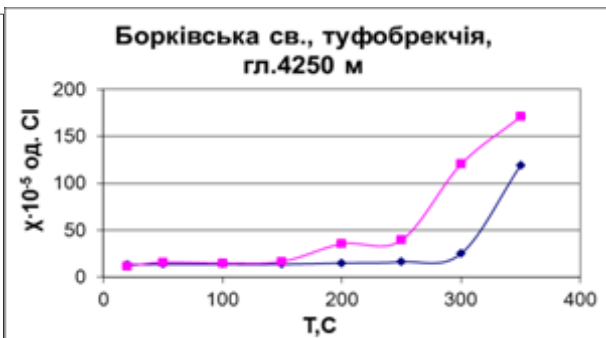
а



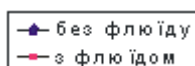
б



в



г



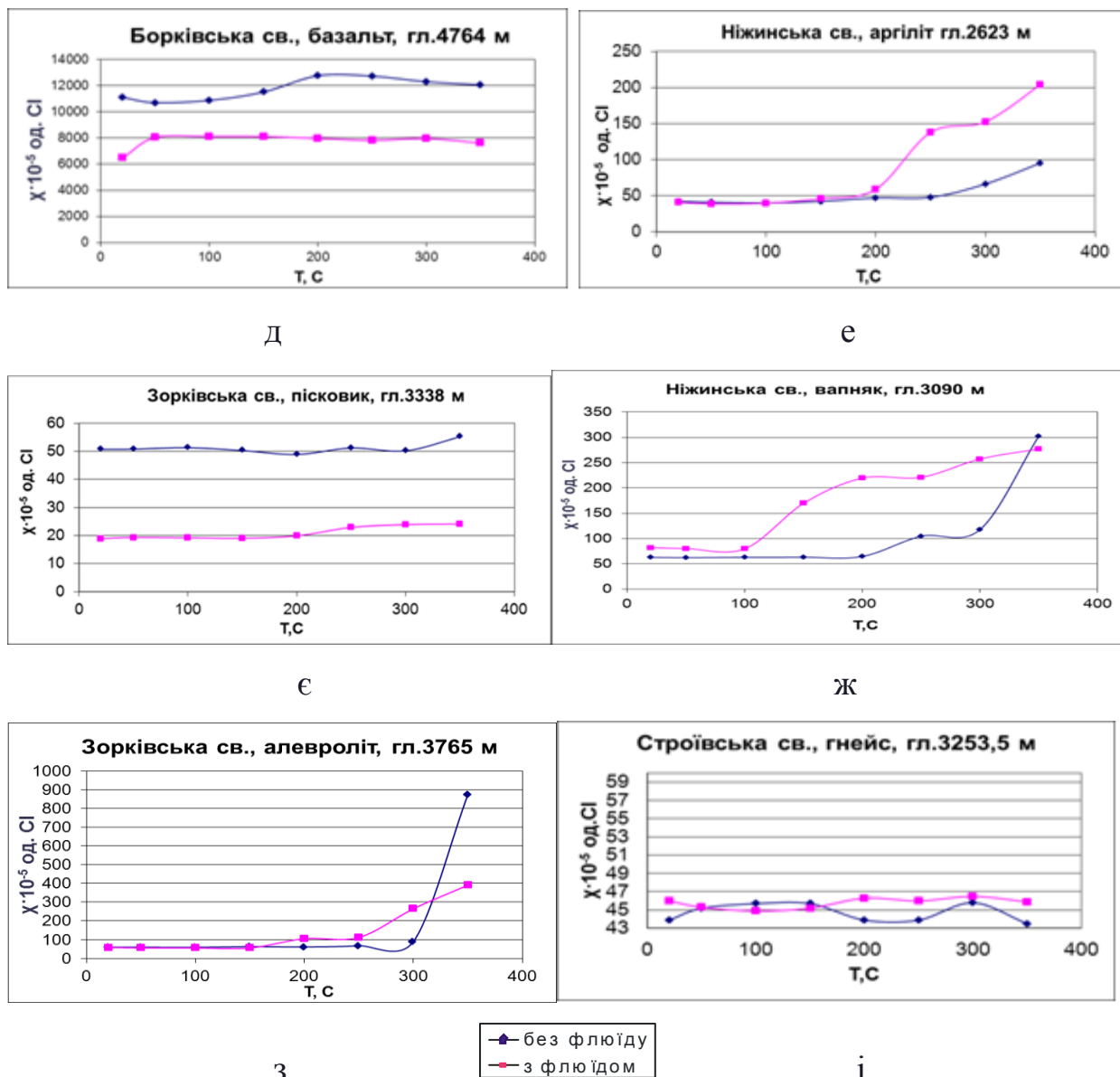


Рис. 3.10. Графіки зміни магнітної сприйнятливості насичених та ненасичених газоліном зразків порід під дією температури.

В аргіліті з Ніжинської свердловини (рис. 3.10, е) спостерігається підвищення магнітної сприйнятливості насиченого зразка при 250°C, в той час як χ ненасиченого залишається майже без змін до 300°C. У вапняка (рис.3.10, ж) магнітна сприйнятливості обох зразків відрізняється її зростанням, тільки у насиченого зразка воно починається вже при 150°C, а у сухого - при 250°C. У Зорківській свердловині значення магнітної сприйнятливості вихідних зразків пісковика (рис.3.10, ж) залишаються практично без змін. Незначне її

збільшення можна спостерігати, починаючи з 250°C у зразка з флюїдом і з 300°C – у чистого. Можна відзначити різке збільшення значень χ зразка алевроліту без газоліну приблизно в 9 разів при 350°C, в той час як магнітна сприйнятливості насиченого зразка зростає лише в 4 рази (рис.3.10, з). Гранітогнейси Строївської свердловини відрізняються постійністю сприйнятливості зразків під час нагрівання (рис.3.10, і).

В цілому ж можна відзначити різний характер зміни магнітної сприйнятливості насичених зразків порід під впливом температури, а також наявність досить великої їх кількості без новоутворених магнітних мінералів. Можливо, отримані закономірності можна пояснити відсутністю в деяких породах заліза в тій або іншій формі, здатного до відновлення до магнетиту, або ж тим, що процес відновлення заліза з тих чи інших причин, вже пройшов. І в тому і в іншому випадку не буде спостерігатися новоутворення магнітних мінералів і відповідно збільшуватися магнітна сприйнятливості порід [Орлюк, Друкаренко, 2014; 2015].

У межах Центральної частини досліджувалися зразки сидеритів, аргілітів, вапняків і пісковиків з свердловин Артюховської 13, Бієвської 382, Золотіхінської 306 [Орлюк, 1999]. Результати порівняння значень магнітної сприйнятливості чистих зразків і зразків, насичених газоліном, показують, що магнітна сприйнятливості чистих і насичених зразків до нагрівання практично ідентичні. В результаті експерименту для свердловин Артюховська 13, Бієвська 382, Золотіхінська 306 можна констатувати, що характер зміни магнітної сприйнятливості з підвищенням температури залежить від їх вихідного складу [Орлюк, 1999; Орлюк и др., 2000]. Так для пісковиків при температурі 300°C магнітна сприйнятливості ненасиченого вуглеводнем зразка зменшується до $0,8\chi_0$, а в насиченого - залишається без змін. Для вапняка також спостерігається зменшення магнітної сприйнятливості до $\chi_0 = 0,45\chi_0$ для першого випадку і збільшується до $\chi = 1,1\chi_0$ – у другому. Для сидерита спостерігається зменшення магнітної сприйнятливості ненасиченого зразка до $(0,5-0,6\chi_0)$ і збільшення до

$(1,25-1,4)\chi_0$ – насиченого вуглеводнем зразка. Інша картина спостерігається для аргілітів. Для всіх зразків магнітна сприйнятливість ненасичених зразків зменшується до $(0,75-0,9)\chi_0$ при температурі 200°C , а потім збільшується до $\chi = (1,4-2)\chi_0$ для температури 300°C . Для зразків з вуглеводнем характерне збільшення магнітної сприйнятливості до $\chi = (2,6-6,2)\chi_0$ при 300°C . Така поведінка магнітної сприйнятливості при нагріванні зразків гірських порід є ознакою відновлення гідроксиду заліза до магнетиту.

Проведений експеримент, на жаль, не дає відповіді, який саме магнітний мінерал утворився під впливом температури. Автором була зроблена спроба за допомогою мінералогічних досліджень вирішити дану проблему [Друкаренко, Орлюк, 2017].

Повторно проведено вищеописаний експеримент на 20 зразках осадових порід з Борківської, Зорківської та Савинківської свердловин. Породи відносяться до міжсольового комплексу верхнього девону (Борківська свердловина), візейського ярусу нижнього карбону (Зорківська і Савинківська свердловини) і представлені аргілітами, алевролітами, пісковиками, вапняками, конкреціями. Вимірювання магнітної сприйнятливості проводилися на магнітометрі МФК1-В з чутливістю $6 \cdot 10^{-8}$ СІ. В результаті досліджень були побудовані графіки змін магнітної сприйнятливості насиченого і сухого зразка під впливом температури. Аналізуючи отримані дані, можна зробити висновок, що в більшості зразків відбувається підвищення магнітної сприйнятливості насичених і ненасичених зразків порід. Різкими стрибками сприйнятливості обох зразків після 300°C характеризуються алевроліт, пісковик і аргіліт Зорківської свердловини (рис. 3.11.а). У зразках Савинківської свердловини χ обох зразків збільшуються незначно за винятком алевроліту, де сприйнятливості обох зразків плавно зростає вже при температурі 200°C з $24 \cdot 10^{-5}$ СІ до $560 \cdot 10^{-5}$ СІ (рис.3.11.б). Більш різноманітний характер поведінки магнітної сприйнятливості порід Борківської свердловини. У пісковіку спостерігається синхронне збільшення χ обох зразків до 200°C , а після –

синхронне зменшення даного параметра (рис.3.11.в). У зразку алевроліту відбувається незначне підвищення сприйнятливості насиченого газоліном зразка після 300°C, в той час як χ сухого зразка незначно зменшується при температурі 250°C. Різким підвищенням магнітної сприйнятливості після 200°C характеризується насичений газоліном зразок вапняку (глибина 3500 м), у ненасиченого збільшення відбувається не так інтенсивно і починається після 250°C (рис.3.11.г).

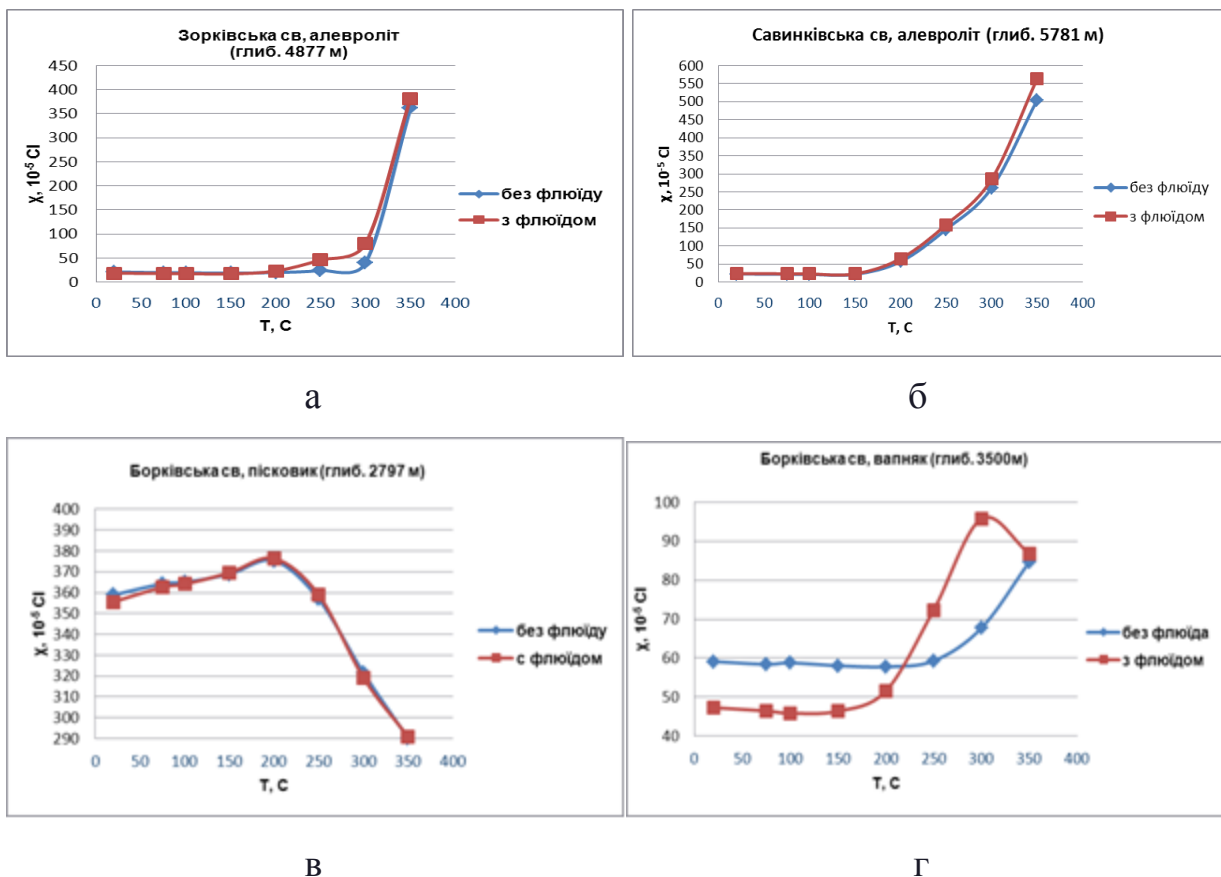


Рис. 3.11. Графіки зміни магнітної сприйнятливості насичених та ненасичених газоліном зразків порід під дією температури.

3.4. Мінералогічні дослідження

Для пояснення вищеописаних процесів, що протікають в породі під дією вуглеводнів при нагріванні, було досліджено мінералогічний склад вапняка (мергеля) з Борківської свердловини з глибини 3500 м (рис.3.11.г), яка відповідає верхньому міжсольовому комплексу девону. Для петрографічних

досліджень було виготовлено 3 прозоро-полірованих шліфа з кожного з досліджуваних зразків – вихідного зразка породи, та зразків, що зазнали температурного нагріву до 350 градусів без газоліну та з газоліном. Дослідження виконувались в КНУ ім. Т.Г. Шевченка на растровому електронному мікроскопі - мікроаналізаторі РЭММА-202М, що поєднує в собі функції растрового електронного мікроскопа високої роздільної здатності та рентгенівського мікроаналізу. Прилад призначений для дослідження мікрорельєфа поверхні твердого тіла у вторинних, відбитих та поглинутих електронах, визначення елементного складу у мікрооб'ємах за допомогою методу рентгеноспектрального аналізу (використовувався режим EDS – енергія рентгенівського випромінювання) [Митрохин и др., 2016]. В результаті встановлено, що вихідний зразок мергеля складається, в основному, з кальциту, гідрослюда та хлориту. Серед уламкових порід тут зустрічаються кварц, плагіоклаз, калієво-натровий польовий шпат, апатит, хромшпінеліт.

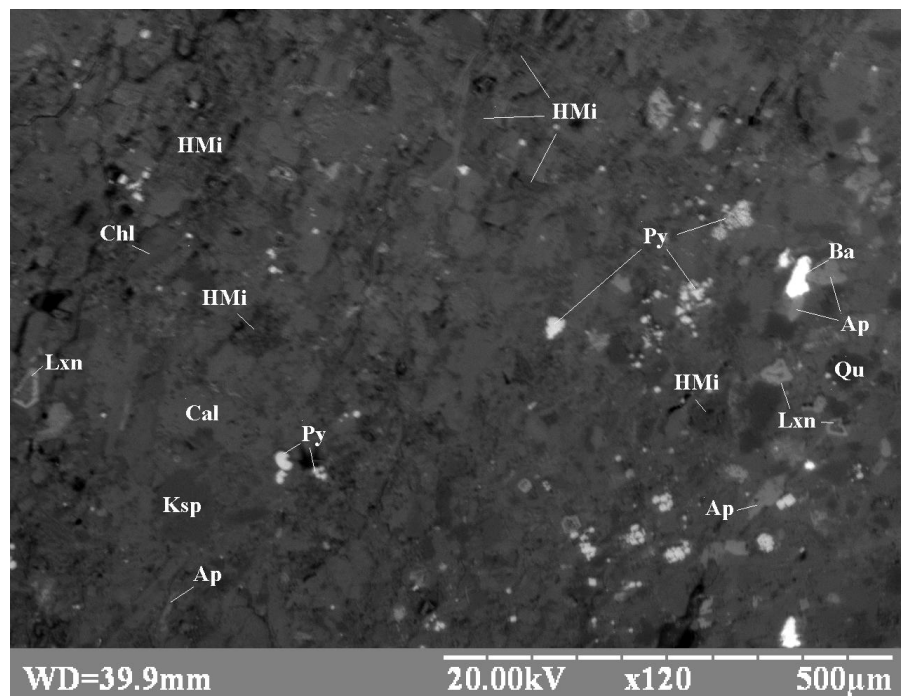


Рис.3.12. Зображення вихідного зразка вапняка (мергеля) в режимі обернено розсіяних електронів. Умовні позначення: Chl- хлорит, Cal - кальцит, HMi - гідрослюда, Qu – кварц, Ksp – калієво-натровий польовий шпат, Ap - апатит, Py - пірит, Lxn – лікоксен (вторинний рутил), Ba – барит.

В якості новоутворених мінералів в породі присутні пірит, рутил, бритоїт, сфалерит. Рутил (вторинний рутил або лікоксен), ймовірно, розвинутий по титаномагнетиту, бритоїт – по моноциту (рис. 3.12).

Такий різноманітний склад досліджуваної породи підтверджує присутність поблизу лінії зносу магматичних порід лужного складу. Це підтверджується наявністю у Борківській свердловині високомагнітних пісковиків (до $10000 \cdot 10^{-5}$ СІ), а також широко розвиненою у цьому регіоні магматичною та вулканічною активністю [Ляшкевич, 1977]. Необхідно відзначити також, що ця свердловина знаходиться у центрі локальної магнітної аномалії. При дослідженні шліфа нагрітого зразка мергеля без газоліну (49/1) у його складі виявлені ті ж мінерали, визначено також сфен та гіпс (рис. 3.13).

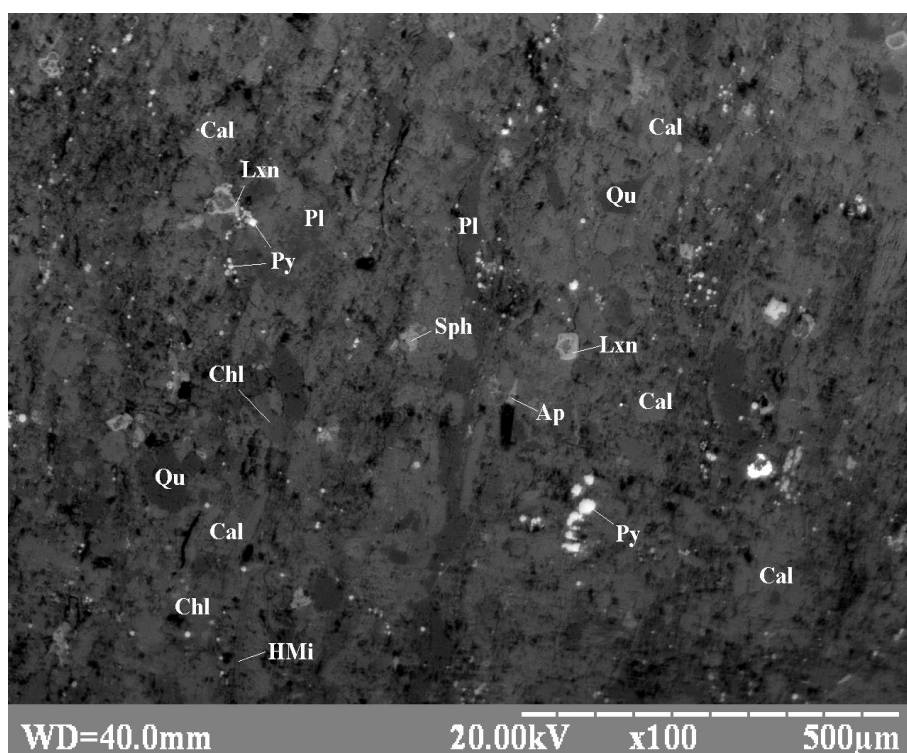


Рис. 3.13. Зображення нагрітого зразка вапняка (мергеля) (без газоліну) в режимі обернено розсіяних електронів. Умовні позначення: Chl- хлорит, Cal - кальцит, HMi - гідрослюда, Qu – кварц, Pl – плагіоклаз, Ap - апатит, Py - пірит, Lxn – лікоксен (вторинний рутил), Sph – сфен.

Виявити залізовмісний мінерал, який міг би перетворитися під дією температури, не вдалося. Це пов'язано, скоріше за все, з низькою роздільною

здатністю використаного методу, оскільки, наприклад, піротин, може перебувати в тонкодисперсному стані, і може бути зафіксований за допомогою більш чутливого електронного скануючого мікроскопа. При дослідженні шліфів вихідного і нагрітого зразків на рудному мікроскопі також не виявлено будь-яких змін представлених в породі зерен піриту (FeS_2) при температурному впливі. Практично всі мінерали, згадані вище, є діамагнетиками або слабкими парамагнетиками (рутил) і не вносять помітний внесок у магнітну сприйнятливості порід. Найбільшу роль у магнітній сприйнятливості даного зразка відіграють, мабуть, пірит, хлорит, гідрослюда (біотит), оскільки вони є більш сильними парамагнетиками. Можна зробити припущення, що в межах температур 200–300°C зміни магнітної сприйнятливості пояснюються переходами піротінової фази. Згідно [Rijal et al., 2012] впливати також можуть зерна, які за кімнатної температури перебували в однодоменному стані, а при нагріванні перейшли в суперпарамагнітний стан. Збільшення магнітної сприйнятливості може бути пов'язано з присутністю магемітової фази і її високотемпературним переходом в гематит [Jordanova et al., 2016].

В принципі, збагачення магнітними і щільними мінералами може бути пов'язано з магматичною і вулканічною діяльністю, широко розвиненою в цьому регіоні [Ляшкевич, 1977], а також за рахунок взаємодії порід з флюїдами [Орлюк и др., 2000; Vucha, 1980].

Подібні мінералогічні дослідження були виконані зі зразком високо магнітного пісковика ($\chi=8490 \cdot 10^{-5}$ CI) з Борківської свердловини з глибини 2848 м на растровому електронному мікроскопі - мікроаналізаторі РЭММА-106 И. В результаті якісного аналізу було визначено, що в породі присутні зерна магнетиту та титаномagnetиту (рис. 3.14.а, 3.14.б), наявністю цих мінералів і можна пояснити високі значення магнітної сприйнятливості пісковика.

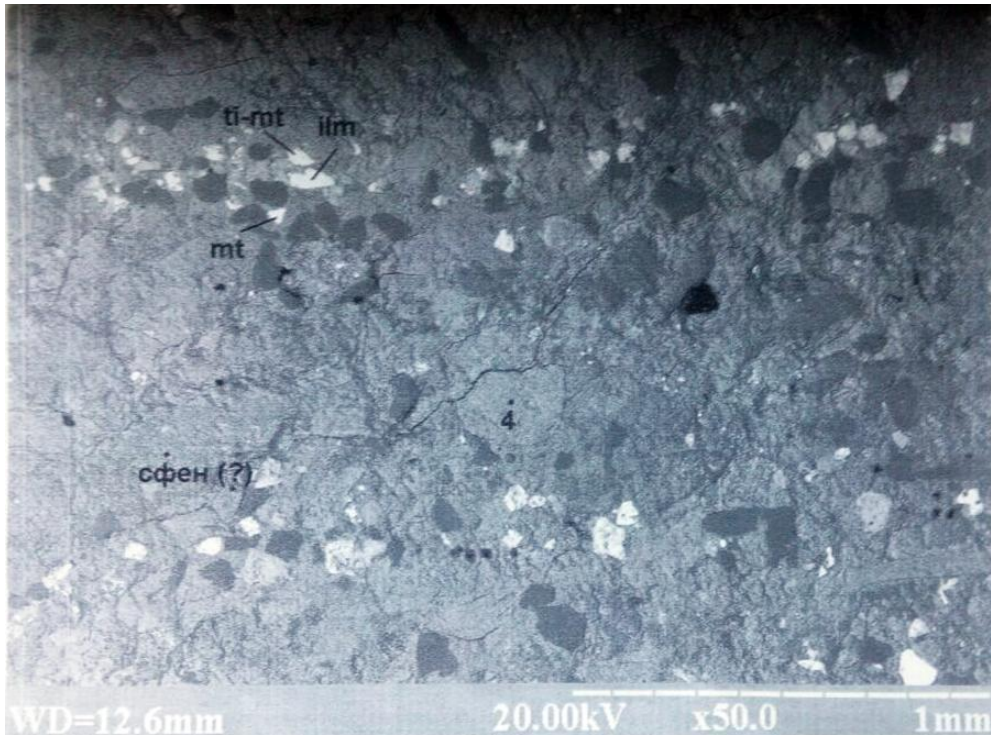


Рис. 3.14. а. Зображення зразка пісковика з Борківської свердловини (збільшення $\times 50$). mt - магнетит, ti-rot – титано-магнетит, ilm – ільменіт, Sph – сфен.

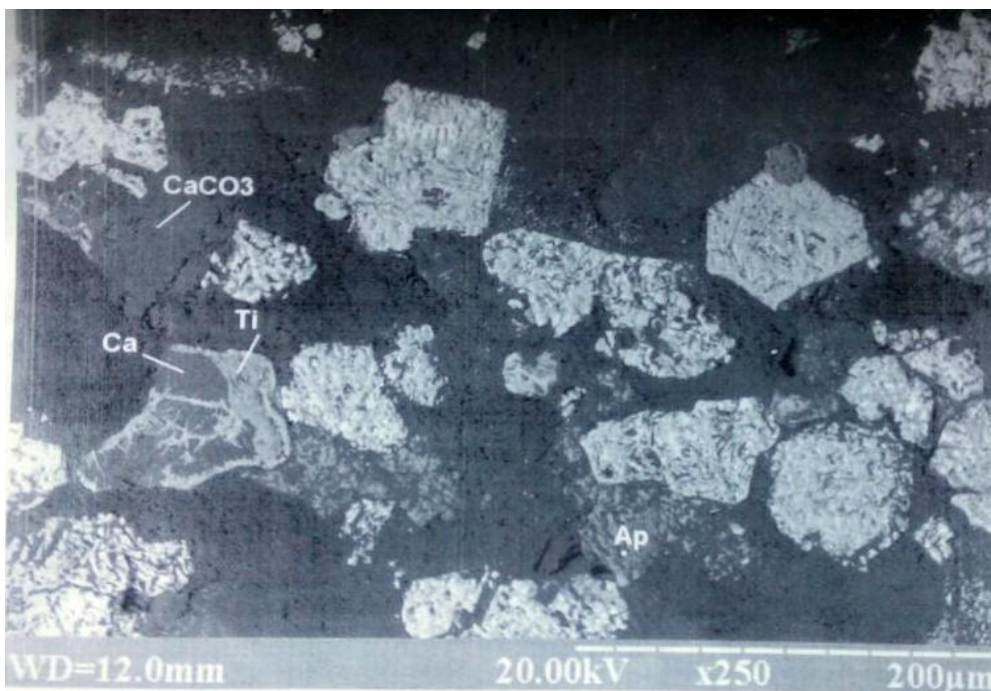


Рис. 3.14. б. Зображення зразка пісковика з Борківської свердловини (збільшення $\times 250$). Ti – титан, Ap – апатит, Ca – кальцит.

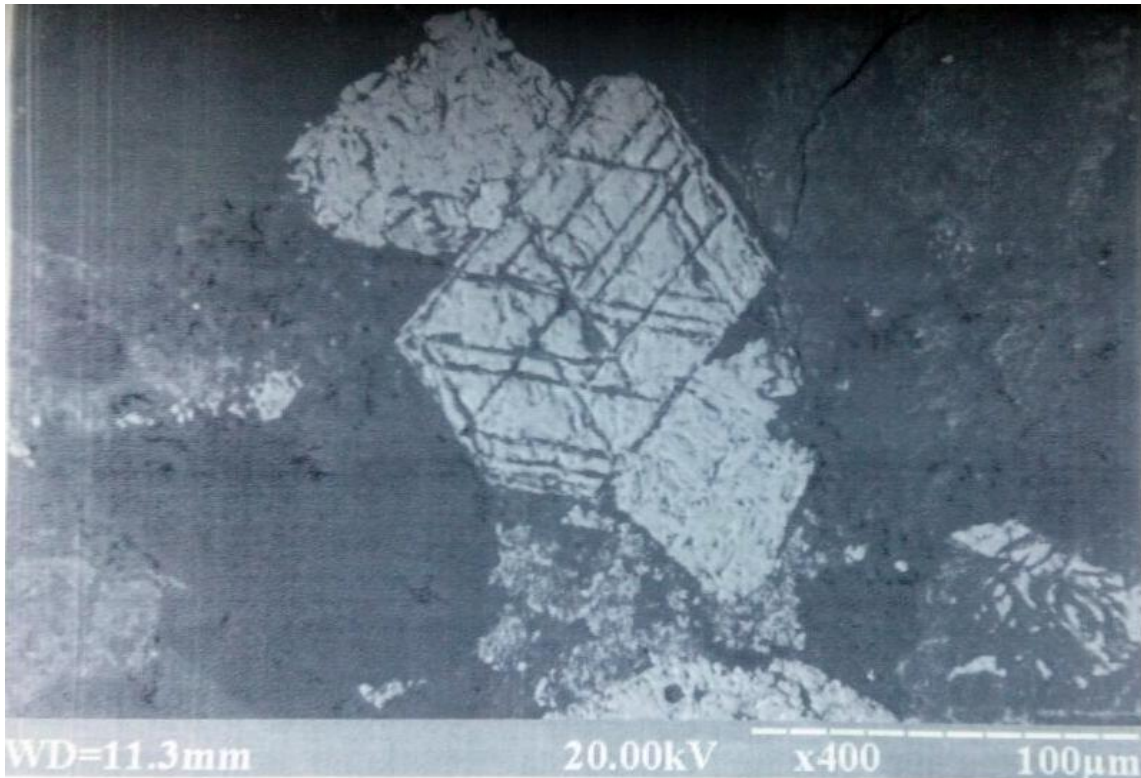


Рис. 3.15. Зображення зерна зміненого титаномагнетиту пісковика з Борківської свердловини (збільшення x400).

Висновки

1. Вперше в досліджуваному регіоні в лабораторних умовах вивчена об'ємна магнітна сприйнятливість та густина порід осадового чохла і кристалічного фундаменту для 900 зразків з 8 свердловин Чернігівського сегменту ДДА.
2. Розрізи окремих свердловин характеризуються певними закономірностями щодо величини магнітної сприйнятливості порід, її зміни з глибиною, а також для окремих літологічних типів в межах структурно-літологічних комплексів девону і карбону. У більшості випадків спостерігається зміна величини магнітної сприйнятливості порід на границі карбону і девону, а також на границях окремих відділів і ярусів.

3. Приуроченість значно диференційованих і аномально підвищених величин магнітної сприйнятливості до границь структурно-формаційних комплексів може бути пов'язано з перевідкладенням магнітних мінералів і з проявом магматичної і вулканічної діяльності.
4. Експериментально показано трансформацію магнітних мінералів порід під дією вуглеводнів. Відзначається різний характер поведінки магнітної сприйнятливості чистих і насичених газоліном зразків в процесі нагріву. Істотне збільшення магнітної сприйнятливості порід спостерігається для зразків аргілітів, алевролітів, туфобрекчій і пісковиків з Борківської, Ніжинської та Зорківської свердловин. Відсутність змін в значеннях χ може бути пов'язана з відсутністю в складі мінералів заліза, здатного відновлюватись до магнетиту або ж тим, що процес відновлення заліза з тих чи інших причин, вже пройшов. Мінералогічні дослідження шліфів зразка вапняка дають підстави пояснити збільшення значень магнітної сприйнятливості під час нагріву перетвореннями окислів та сульфідів заліза.
5. Важливою особливістю є виявлення в окремих свердловинах інтервалів з розущільненими породами, які супроводжуються також підвищеними значеннями магнітної сприйнятливості. Такі інтервали виділяються на різних глибинах в Борзнянській (4150 – 4550 м) для туфопісковиків, а також аргілітів Ніжинської (5000 – 5300 м), Зорківської (5500 – 6000 м), Савинківської (4900 – 5300 м) та Строївської (1700 – 2000 м) свердловин. Вони можуть бути маркерами проходження, а також можливого скупчення глибинних вуглеводнів. Це підтверджується припливами вуглеводнів на сусідніх ділянках в Строївській, Борзнянській та Зорківській свердловинах.
6. Найбільш щільними з досліджуваних 4 типів порід, що зустрічаються в кожній свердловині, є вапняки Зорківської свердловини – $\sigma_{\text{cp}} = 2,7 \text{ г/см}^3$,

найменш щільними – пісковики Борзнянської з $\sigma_{cp} = 2,45 \text{ г/см}^3$. Слід також відзначити кілька зразків з аномальними значеннями густини.

7. Великий інтерес представляє виявлення області розуцільнення аргілітів глибше 5000 м, поблизу кристалічного фундаменту, з одночасним підвищенням їх магнітної сприйнятливості в Зорківській (5500 – 6000 м), Савинківській (4900 – 5300 м, 5400 – 5700 м), Ніжинській (5000 – 5300 м) свердловинах, що створює передумови для прогнозування і пошуку тут вуглеводнів глибинного походження.

Список використаних джерел

Гантимуров А.А. Флюидный режим железокремниевых систем. Новосибирск: СО АН СССР, 1982. 106 с.

Друкаренко В., Орлюк М. О структурно-генетической связи путей миграции и накопления углеводородов с магнитной неоднородностью земной коры северо-западной части Днепровско-Донецкого авлакогена. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2017. №1. С. 33-41.

Ергин Ю.В., Яруллин К.С. Магнитные свойства нефтей. Москва: Наука, 1979. 199с.

Кравченко С.Н, Орлюк М.И., Русаков О.М. Новый подход к интерпретации региональной Западно-Черноморской магнитной аномалии. *Геофизический журнал*. 2003. Т.25. №2. С.135-145.

Куприенко П.Я. и др. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофизический журнал*. 2010. Т.32. №6. С.175-214.

Курников Ю.А., Орлюк М.И. Магнитно-минералогическая характеристика, классификация и использование природных магнитных песков. *Геофизический журнал*. 2011. Т.33. № 1. С.39-53.

Лукин А.Е. Самородно-металлические микро - и нановключения в формациях нефтегазоносных бассейнов – трассеры суперглубинных флюидов. *Геофизический журнал*. 2009. Т.32. №2. С.61-92.

Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. Киев. 1977.

Магниторазведка. Справочник геофизика / Под ред. В.Е.Никитского и Ю.С.Глебовского. Москва: Недра, 1990. 470 с.

Максимчук В.Ю., Кудеравец Р.С. Перспективи застосування магнітометрії при пошуках родовищ нафти і газу. *Нафтогазова геофізика – стан та перспективи: збірник тез доповідей Міжнародної науково – практичної конференції*, м. Івано–Франківськ, 2009. С. 178-181.

Митрохин А.В. и др. Петрология, геохимия и рудоносность ультрамафитовых даек Новоукраинского дайкового поля (Ингульский мегаблок Украинского щита). *Минералогический журнал*. 2016. т.38. №1. С.42-57.

Михайлова Н.П., Глевасская А.М., Цыкора В.Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция магнитного поля неогена. Киев: Наукова думка, 1974. 249с.

Орлюк М.И. Магнитная модель земной коры юго–запада Восточно–Европейской платформы: дис. ... д–ра геол. наук: 04.00.22 / Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины. Киев, 1999. 404 с.

Орлюк М.И., Друкаренко В.В. Физические параметры пород осадочного чехла северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический журнал*. 2013. Т. 35. №2. с. 127-136.

Орлюк М.И., Друкаренко В.В. Экспериментальное изучение магнитной восприимчивости пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. “*Нафтогазова геофізика – стан та перспективи*”: збірник матеріалів та тез доповідей міжнар. науково-практичної конференції, Івано-Франківськ, 25-29 травня 2009р. С. 218-223.

Орлюк М.И., Друкаренко В.В. Изучение физических параметров пород осадочного чехла северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины в связи с ее нефтегазоносностью. *“Крым – 2013”*: тезисы докладов XI Международной конференции, Симферополь, 2013. С. 42-43.

Орлюк М.И., Друкаренко В.В. Магнитная характеристика пород осадочного чехла северо-западной части Днепрово-Донецкой впадины. *“Моніторинг геологічних процесів”*: матеріали ІХ Міжнародної конференції, Київ, 14-17 жовтня. Київ, 2009. С. 227-228.

Орлюк М.И., Друкаренко В.В. Фізичні властивості порід осадового чохла північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини. *“Нафтогазова геофізика – інноваційні технології”*: збірник матеріалів та тез доповідей Міжнародної науково-практичної конференції, м. Івано-Франківськ, 25-29 квітня 2011р. 5 с.

Орлюк М.И., Друкаренко В.В. Вивчення фізичних параметрів порід осадового чохла північно-західної частини ДДЗ у зв'язку з її нафтогазоносністю. *Нафтова і газова промисловість*. 2013. №2. С.69-72.

Орлюк М.И., Друкаренко В.В. Глубинные углеводороды и магнитная восприимчивость пород земной коры северо-западной части Днепровско-Донецкого авлакогена: Сборник научных материалов XVI Уральской молодежной научной школы по геофизике, Пермь, 16-20 марта, 2015 г. С. 239-244. <http://pts.mi-perm.ru/conf/downloads/SbornikUYS2015.pdf>

Орлюк М.И., Друкаренко В.В. Магнитная восприимчивость пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический журнал*. 2010. Т.32. №1. С.78-91.

Орлюк М.И., Друкаренко В.В. Теоретические и экспериментальные обоснования глубинной нефтегазоносности земной коры по геомагнитным данным. *Электронный журнал "Глубинная нефть"*. 2014. Том 2. №8. С.1245-1258. http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-2-8-2014/4_Orlyuk-Drukarenko_2-8-2014.pdf

Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Некоторые аспекты взаимосвязи нефтегазоносности с намагниченностью земной коры Украины. *Геофизический журнал*. 1996. Т. 18. №1. С.46-52.

Орлюк М.І. Нафтогазоносність земної кори України у зв'язку з її намагніченістю. *Нафтова і газова промисловість*. 1994. № 3. С. 16 — 19.

Орлюк М.І., Кравченко С.М., Єнтін В.А. Магнітна характеристика порід осадового чохла Центральної депресії Дніпровсько–Донецького авлакогена. *Нафта і газ України: збірник наукових праць VI міжнародної науково–практичної конференції*, м. Івано–Франківськ, 2000. т.1. С. 303.

Петромагнитная модель литосферы. Киев: Наукова думка, 1994. 175 с.

Печерский Д. М., Нургалиев Д. К., Фомин В. А. Космическое железо в осадках – результаты терромагнитного анализа. *Вестник ОНЗ РАН*. 2010. Т.2. NZ6025. С.185-192.

Про науково–дослідну роботу прогнозування нафтогазоносності осадових басейнів України на основі досліджень особливостей аномального магнітного поля : звіт /керівник. В.Ю. Максимчук. Київ, 2002. 155 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Москва: Изд-во АН СССР, 1962. 158 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) /под ред. Н.Б. Дортман. Москва: Недра, 1984. 455 с.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Москва: Изд-во АН СССР, 1953. 672 с.

Berner R. A. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. 48. P. 605—615.

Bucha V. Geomagnetism of the external flysch czechoslovakian Carpathians and the possible causes of anomalous geophysical manifestations. *Stud. geophys. et geod.* 1980. 24. P. 227–251.

Donovan Terrence J., Forgey Randal L., Roberts Alan A. Aeromagnetic Detection of Diagenetic Magnetite over Oil Fields. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1979. V.63. No.9. P.245-248.

Drukarenko V., Orlyuk M. Experimental studying of magnetic susceptibility of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets depression: *11th "Castle Meeting" New Thends in Geomagnetism Paleo, Rock and Environmental Magnetism*: abstracts, Bojnice Castle, June 22-28, 2008, Slovak Republic. *Contributions to Geophysics & Geodesy*. Special issue. Geophysical Institute Slovak Academy of Sciences. 2008. Vol. 38. P. 20-21.

Drukarenko V., Orliuk M. Magnetic susceptibility experimental study of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets Depression. *The IAGA 11th Scientific Assembly*, Sopron, August 23-30, 2009. CD-ROM, електронний носій. [iaga_abstracts.zip\Div1\115-WED-P1700-0161](#)

Jordanova D., Jordanova N. Thermomagnetic behavior of magnetic susceptibility-heating rate and sample size effects. *Front. Earth Sci.* 2016. 3. DOI: 10.3389/feart.2015.00090.

Machel H.G., Burton E.A. Burial-diagenetic sabkha-like gypsum and anhydrite modules. *J. Sedim.Petrol*, 1991. 61. P.349-405.

Orliuk M., Drukarenko V. Magnetic susceptibility and density of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets Depression. *12th "Castle Meeting" New Thends in Geomagnetism Paleo, Rock and Environmental Magnetism Travaux Geophysiques XXXIX*: Abstracts, Nové Hrady, August 29- September 4, Institute of Geophysics, Acad. Sci. Czech Republic, 2010. P. 56-57.

Rijal M., Porsch K., Appel E., Kappler A. Magnetic signature of hydrocarbon-contaminated soils and sediments at the former oil field Hanigsen, Germany. *Studia Geophysica et Geodaetica*. 2012. 56. P. 889-908.

Schumacher D. Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments// Hydrocarbon migration and its near-surface expression. *AAPG*. 1996. Memoir 66. P. 71—89.

РОЗДІЛ 4. АНАЛІЗ ПРИУРОЧЕНОСТІ МОЖЛИВИХ ШЛЯХІВ ПРОХОДЖЕННЯ ВУГЛЕВОДНІВ ТА МІСЦЬ ЇХ НАКОПИЧЕННЯ ДО МАГНІТНИХ УТВОРЕНЬ І ГЛИБИННОЇ СТРУКТУРИ ЗЕМНОЇ КОРИ

Проблема прогнозування родовищ вуглеводнів на території України, без сумніву, є актуальною. На теперішній час можна стверджувати, що більшість родовищ вуглеводнів контролюється глибинними розломами [Порфирьев, 1987; Орлюк, 1996, 2011; Лукин, 2009; Расковалов, 2009; Тимурзиев, 2012; Завьялов, 2014], тому пошук їх глибинних джерел та появів у приповерхневих умовах у вигляді місць накопичення вуглеводнів є дуже важливим завданням.

Під впливом проходження вуглеводнів відбувається зміна параметрів середовища (магнітної сприйнятливості, густини і т. д.), що має фізико-геологічні пояснення. В геофізичному комплексі досліджень цього напрямку (3D сейсмічні методи, гравітаційний метод, різні модифікації електромагнітного методу і т.д.) пріоритетну роль відіграє геомагнітний метод, для якого виконано теоретичне і експериментальне фізико-геологічне обґрунтування взаємозв'язку намагніченості земної кори з її нафтогазоносністю [Орлюк, 1994; 1999; Дмитриевский и др., 2004; Hydrocarbon....2010; Старостенко и др., 2011; Smith, 2012 і багато інших].

Одним із важливих магнітних параметрів, чутливим до складу і будови геологічного розрізу, а також до процесів, що відбуваються в земній корі в цілому і в осадовому чохла зокрема, є магнітна сприйнятливість порід. Сьогодні відомі численні приклади застосування даного параметра, як для вивчення умов накопичення осадів і стратиграфічного розчленування осадового чохла, так і для прогнозування скупчень вуглеводнів у нафтогазоносних областях і провінціях [Орлюк и др., 2000; Le Schak, 2002; Гадиров, 2014; 2016].

Чернігівський сегмент ДДА являє собою сприятливий об'єкт для таких досліджень, оскільки тут є багато свердловин, які розкрили глибокі горизонти не тільки карбону і девону, а й кристалічного фундаменту. Поклади нафти і газу тут пов'язуються з палеозойськими відкладами осадового чохла, а також,

ймовірно, з докембрійськими утвореннями фундаменту [Доленко, 1991]. Досліджувані параметричні і пошукові свердловини дозволили отримати важливу інформацію про склад і структуру осадового чохла, а також його взаємозв'язок зі структурами фундаменту.

Регіональні та локальні магнітні аномалії у зв'язку з нафтогазоносністю

Аномальне магнітне поле $(T)_a$ ДДА складається з регіональної та локальної компонент [Орлюк и др., 2007; 2015] (рис. 4.1, 4.2).

У регіональному полі (рис.4.1.) виділено Чернігівську з інтенсивністю до 400 нТл та Лохвицьку (250 – 300 нТл) регіональні аномалії північно-західного простягання, узгодженого з Центральним грабеном ДДА.

Локальні аномалії (рис.4.2.) в рамках Чернігівського і західної частини Лохвицького сегменту тяжіють до поздовжніх розломів, в тому числі крайових, переважно північно-західного простягання, мають витягнуту форму, ускладнену в деяких випадках ізометричними аномаліями, і мають інтенсивність від перших десятків до 600 нТл. Максимальну інтенсивність мають саме ізометричні аномалії. Іноді аномалії формують овалоподібні «структури».

В межах нафтогазоносних областей і провінцій України нафтогазові родовища і перспективні структури контролюються регіональними і локальними джерелами магнітного поля $(T)_a$, які отримані за даними 3D магнітного моделювання [Орлюк, 1994;1996; 2011; Тектоника..., 2015 та ін.]. Глибинні регіональні джерела фіксують режим розтягу земної кори і, з одного боку, пов'язані з глибинними розломами і проявом їх активізації у вигляді магматичних утворень в різних поверхах кори, а з іншого, в поєднанні з локальними приповерхневими джерелами можуть бути безпосереднім індикатором шляхів проходження флюїдів і скупчення вуглеводнів внаслідок впливу останніх на магнітну сприйнятливості порід всього розрізу кори. Ці дані в комплексі з даними про розуцільнення порід в розрізі кори дають можливість оцінити шляхи міграції вуглеводнів [Орлюк и др., 2011; Тектоника..., 2015].

Карта регіонального магнітного поля (ΔT)_{рег}

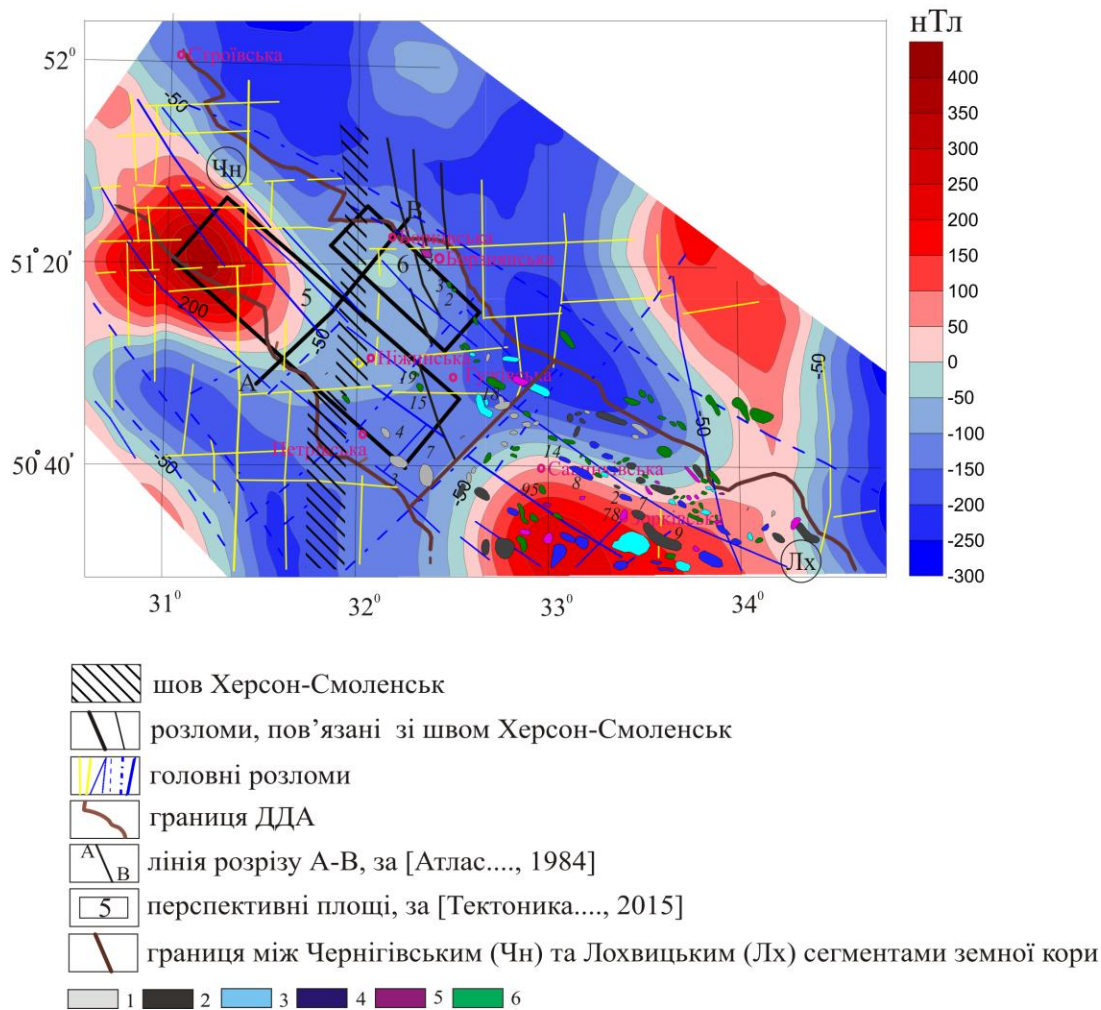


Рис.4.1. Карта регіонального магнітного поля досліджуваної території. 1-5 – родовища (1 – нафтові, 2 – нафтогазоконденсатні, 3 – газові, 4 – газоконденсатні); 5-6 – об'єкти (5 – підготовлені, 6 – виявлені).

Зіставлення магнітної моделі консолідованої кори з площею перспективності 2-4 категорії за станом на 2009 р. в роботі [Карта ..., 2009] показав, що максимальна перспективність цієї категорії відноситься до Лохвицького сегменту і однозначно корелює з областю намагнічених утворень нижньої кори центральної частини западини. Чернігівський сегмент не розглядається в роботі [Карта ..., 2009] як перспективний, хоча і має високу намагніченість всього розрізу кори [Тектоника..., 2015]. Одночасно можна відзначити закономірне в регіональному плані розташування родовищ і перспективних

структур відносно поздовжніх глибинних розломів (рис.4.2), встановлених за комплексом геолого-геофізичних даних [Тектоника..., 2015].

Карта локального магнітного поля (ΔT)_{лок}

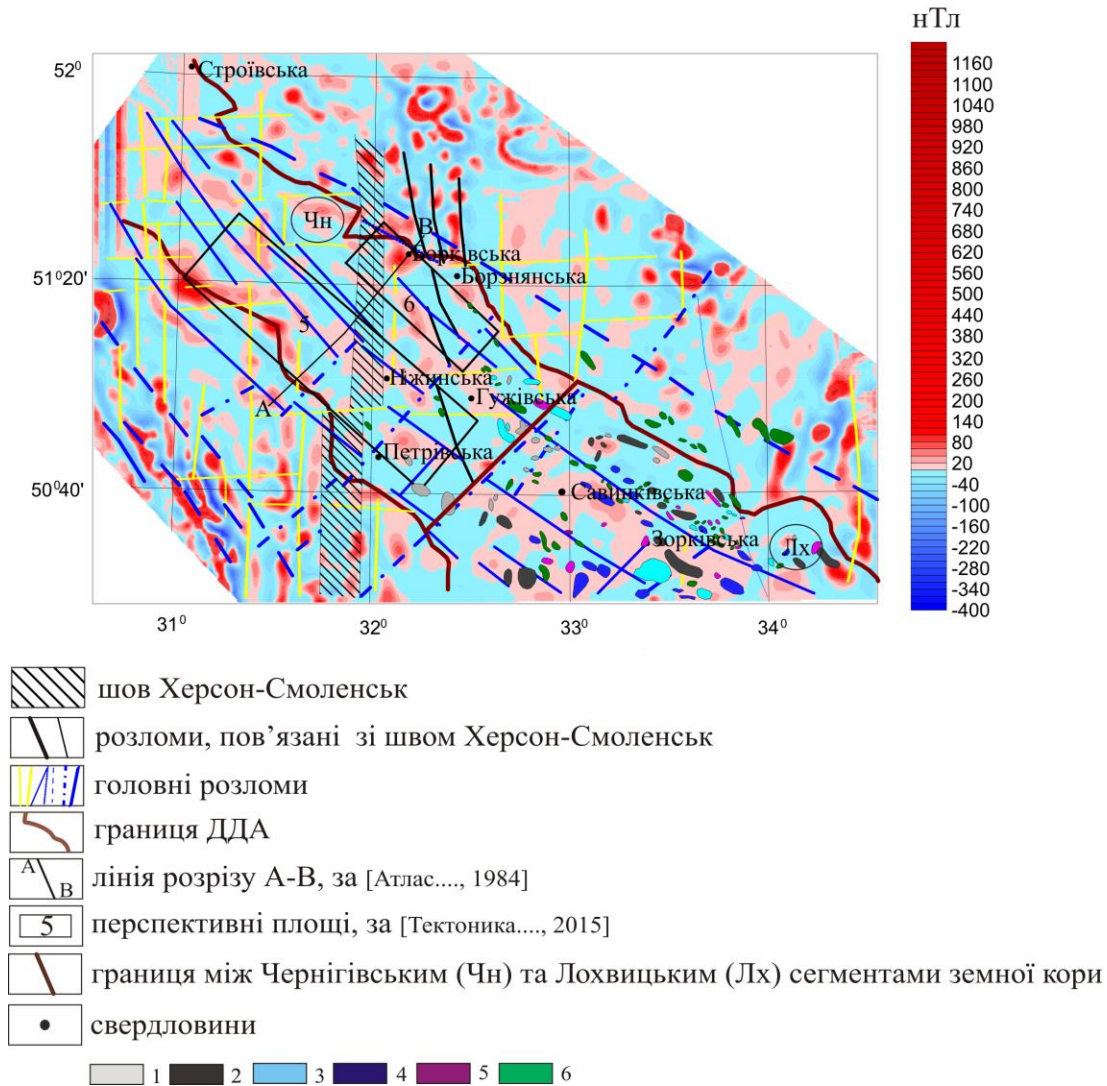


Рис.4.2. Карта локального магнітного поля досліджуваної території. 1-5 – родовища (1 – нафтові, 2 – нафтогазоконденсатні, 3 – газові, 4 – газоконденсатні); 5-6 – об'єкти (5 – підготовлені, 6 – виявлені).

Зв'язок нафтогазоносності з магнітними утвореннями кори регіонального і локального класів на прикладі Шебелинської групи газових родовищ показано в роботі [Орлюк и др., 2011]. У відповідності з наведеною роботою родовища північного борту ДДА (Безлюдівське, Коробочкинське, Борисовське і ін.) розташовані смугою, паралельною крайовому розлому над прибортовими

глибинними магнітними блоками і в межах слабоінтенсивних локальних аномалій. Родовища в западині (Котляревське, Єфремівське, Мелихівське, Беспаловське і ін.) контролюються позитивною локальною магнітною аномалією субширотно-північно-східного простягання інтенсивністю близько 50 нТл. Практично всі родовища Шебелинської групи знаходяться у межах літосферного лінеамента Д і у вузлах перетину серії широтних розломів з поздовжніми. Морфологія газоносних структур узгоджується з широтними розломами, чітко виявленими в магнітному полі, що підтверджує їх можливу роль в якості газопідвідних каналів [Тектоника..., 2015].

Ще одним прикладом зв'язку нафтогазоносності з магнітною неоднорідністю кори може бути співставлення положення Шебелинського родовища і Олексіївської структури з магнітною моделлю консолідованої кори і осадової товщі, а також будовою літосфери за даними методу аналізу спонтанної електромагнітної емісії Землі (СПЕМЕЗ) за профілем «Еталонний Шебелинський» [Старостенко и др., 2009], де розломи мантийного закладення на контактах глибинних магнітних тіл розглядаються як вірогідні підвідні канали глибинних вуглеводнів.

Іншим прикладом зв'язку родовищ вуглеводнів з намагніченістю консолідованої кори може слугувати дані ГСЗ в поєднанні з результатами магнітного і гравітаційного моделювання по профілю ГСЗ Пирятин – Талалаївка, розташованому в Лохвицькому сегменті ДДА [Пашкевич и др., 2014]. Можна відзначити зв'язок цих родовищ з розломами в крайових частинах западини, межами розущільнених блоків верхньої консолідованої кори і магматичними утвореннями. Розломи при цьому можуть трактуватися як глибинні флюїдопідвідні канали. Чотири наявних тут родовища і одна виявлена перспективна структура можуть підтверджувати висновок про флюїдопідвідну роль розломів.

Виявлені зв'язки родовищ вуглеводнів з магнітними утвореннями і глибинними розломами консолідованої кори в певній мірі можуть слугувати

критерієм абіогенної природи вуглеводнів. Наведені геомагнітні дані свідчать про істотну неорганічну складову генезису вуглеводнів і можливості їх прогнозу на підставі розроблених моделей та інтерпретації різних компонент геомагнітного поля.

Встановлена магнітна неоднорідність нижньої і верхньої консолідованої кори має специфічні структурні особливості кожного з сегментів ДДА: глибинні намагнічені утворення фіксують в цілому Лохвицький та Чернігівський сегменти. Межі глибинних магнітних блоків в переважній більшості випадків відповідають глибинним розломам. Магнітні тіла верхньої частини кори часто корелюють з областями розвитку девонського магматизму. Джерела локальних магнітних аномалій відносяться як до верхньої консолідованої кори, так і до осадової товщі, при цьому вони можуть обумовлюватися також новоутвореними магнітними мінералами під дією вуглеводнів.

В регіональному плані виділення потенційно нафтогазоносних площ в межах ДДА може бути зроблено лише в комплексному аналізі геологічних і геофізичних даних. В роботі [Тектоника..., 2015] для виділення перспективних ділянок розроблені наступні прогностичні ознаки:

- розущільнення гірських порід різних поверхів консолідованої кори як показник її підвищеної пористості, що є необхідною умовою концентрації глибинних вуглеводнів;
- підвищені значення теплового потоку і палеотемператури;
- підвищена намагніченість гірських порід у всьому розрізі кори, що поряд з магматичною природою джерел служить індикатором можливого перетворення оксидів заліза в магнітні мінерали під дією глибинних флюїдів;
- потужність коромантійної суміші, що відображає ступінь перетворення порід на границі кора - мантія і вплив мантійних флюїдів;
- активізовані глибинні розломи консолідованої кори і вузли їх перетину - як шляхи надходження глибинних вуглеводнів;

- довгоживучі літосферні лінеamenti і трансрегіональні тектонічні шви - потенційні канали зв'язку кора - мантія.

На основі як мінімум 4 вищенаведених ознак авторами цієї роботи запропоновано 6 перспективних ділянок у фундаменті ДДА (рис. 4.1,2) Досліджувані свердловини потрапляють у перспективні площі № 5 (Ніжинська, Петрівська свердловини та Гужівська, яка знаходиться неподалік від площі) та № 6 (Борківська та Борзнянська свердловини). Ці площі відносяться до прибортової і центральної частин Чернігівського сегменту, де сконцентровані всі перераховані ознаки, за винятком характерних аномалій теплового поля [Тектоніка..., 2015].

Площа № 5 відноситься до центральної частини Чернігівського сегменту, який, як згадувалось вище, згідно з [Карта ..., 2009], не розглядається в якості перспективного нафтогазоносного району. В його межах виявлено лише три перспективні площі. Однак наявність таких ознак перспективності, як вузол перетину наскрізного трансрегіонального багаторазово активізованого тектонічного шва Херсон–Смоленськ з системою порушень Центрального розлому і наскрізних широтних порушень, локальна ізометрична аномалія потужності коромантійної суміші (5 – 10 км) та розуцільнені області на поверхні фундаменту і на глибинах 20 і 30 км, встановлених уздовж Центрального розлому, дозволяють розглядати цю площу як перспективну на пошуки вуглеводнів. Додатковим аргументом може бути наявність глибинних магнітних тіл диференційованої намагніченості, при цьому контакти блоків різної намагніченості мають північно-західне простягання, перетинають шов і області розуцільнення. Враховуючи, що в районі Чернігова встановлено існування девонських магматичних утворень основного складу, а саме з основними породами зв'язується природа глибинних магнітних джерел, можна припустити, що розломи і контакти намагнічених тіл північно-західного простягання пов'язані з постдевонською активізацією і, таким чином, можуть бути каналами надходження глибинних флюїдів.

Площа № 6 розташована в північно-східній крайовій частині западини, де виявлені тільки три перспективні структури. Шов Херсон–Смоленськ тут перетинає крайові, північно-західні, і широтні розломи, область розуцільнення кори, що спостерігається на всю потужність земної кори і яка трасується уздовж крайових розломів і фіксується мінімумом гравітаційного поля, редукованого за вплив осадів. Потужність коромантійної суміші становить 0-5 км. Глибинна частина консолідованої кори характеризується тілами підвищеної намагніченості різної інтенсивності, контакт яких має північно-західне простягання.

Нерозвідані ресурси нафти і газу в фундаменті північного борту ДДА на площі 46 000 км², де зафіксовано розуцільнення кристалічних порід, аномалії теплового потоку, глибинні розломи і їх перетин, оцінюються в 86,9 млн т. у. п. [Чебаненко и др., 2002; Гейко и др., 2013].

Отримані нами дані про магнітну сприйнятливості і густину порід осадового чохла дають змогу розробити локальні прогностичні ознаки в межах згадуваних перспективних площ.

Розглянемо виявлені магнітні і густинні неоднорідності в розрізах окремих свердловин в комплексі з локальним магнітним полем (рис.4.2.) У північній прибортовій зоні площі № 6 знаходяться 2 свердловини. *Борківська* свердловина розташована практично в центрі локальної ізометричної магнітної аномалії інтенсивністю 90 нТл, біля шва Херсон–Смоленськ та поблизу вузла перетину регіональних широтних, поздовжніх і меридіональних порушень. Слід зазначити, що цей вузол перетину розломів було підтверджено більш детальним простежуванням лінійних елементів локального магнітного поля, що ідентифікувались з розломами, за допомогою програми Oasis Montaj [Розиган, 2014; Друкаренко, 2016; 2017]. Подібні дослідження лінійних елементів локального магнітного поля були виконані також і для Східноприазовського блоку Українського щита [Бакаржиева и др., 2016]. Що ж до зміни густини і магнітної сприйнятливості в цій свердловині (рис.3.2.), то можна зазначити, що

в інтервалі 2550 – 3050 м пісковики мають аномально високу сприйнятливість (від 1000 до $10000 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), яка може обумовлювати інтенсивність локальної аномалії. Однак, поряд з чіткою тенденцією збільшення густини порід з глибиною, в інтервалі глибин 3700 – 4600 м зафіксована «самостійна хмара» розподілу знижених значень густини переважно вапняків, навіть доломітизованих. Одночасно з цим магнітна сприйнятливість цих порід зменшується з глибиною до практично немагнітних. Таке поєднання змін фізичних параметрів може засвідчувати можливість наявності вуглеводнів або сприятливих умов для їх проходження.

Борзнянська параметрична свердловина пробурена на однойменній прогнозній ступені по VI₅ - відбиваючому горизонту в підсольових відкладах девону. Однією з причин буріння цієї свердловини було виявлення припливів нафти з міжсольових теригенних відкладів девону на Кінашівській і Ядутівській площах. Вона розташована на північно-східній межі перспективної площі № 6 в крайовій частині локальної магнітної аномалії, що складається з ізометричної аномалії інтенсивністю 40 нТл і слабо інтенсивної лінійної її частини північно-західного простягання в безпосередній близькості до вузла перетину поздовжнього і субширотного розломів.

В свердловині виявлені підвищені значення магнітної сприйнятливості (до $400 \cdot 10^{-5}$ од. СІ) аргілітів, алевролітів і туфопісковиків в інтервалі глибин 3400 – 3900 м у верхах міжсольового девону, майже на границі з надсольовим девоном (рис.3.3.), що може обумовлювати локальну магнітну аномалію інтенсивністю до 10 нТл, яка зафіксована вздовж поздовжнього розлому. Свердловина знаходиться поруч з Ядутівською площею і виявленими Кінашівською і Забіловіщанською перспективними ділянками [Карта..., 2009]. Таким чином, лінійна магнітна аномалія, що узгоджена з поздовжнім розломом, може розглядатися як індикатор нафтогазоносності.

В перспективну площу № 5 входять *Ніжинська*, *Петрівська* і *Гужівська* свердловини. Остання розташована північно-східніше даної площі. *Ніжинська*

свердловина знаходиться в межах слабоінтенсивної локальної аномалії північно-західного простягання, узгодженої з Центральним поздовжнім розломом, поруч зі швом Херсон–Смоленськ (рис. 4.2.) У свердловині виявлено інтервал високомагнітних ($150 - 800 \cdot 10^{-5}$ од. СІ) аргілітів на глибині 3400–4100 м (рис. 3.4.), що здатне пояснити інтенсивність аномалії. Показовим є закономірне зниження густини пісковиків у розрізі свердловини, починаючи з глибини 3000 м, що може бути пов'язано з проявом Центрального розлому, і є однією з провідних ознак нафтогазоносності. Недалеко від свердловини знаходяться Барбургська та Південнообмійська виявлені перспективні площі.

Гужівська свердловина розташована в межах слабоінтенсивної локальної аномалії поруч з Івангородським соляним штоком. В її розрізі можна помітити дві групи в розподілі густини з глибиною (рис.3.5.). Головна закономірність охоплює практично всі різновиди порід, за винятком пісковиків, які складають другу групу з меншою загальною густиною приблизно на $0,2 \text{ г/см}^3$ в інтервалі від 3200 до 5500 м в порівнянні з першою групою. Зауважимо при цьому, що згідно з експериментальними дослідженнями, зниження густини однотипних порід часто зумовлено збільшенням їх пористості. В той же час магнітна сприйнятливість аргілітів зростає до $270 \cdot 10^{-5}$ од. СІ на глибинах 4000–4600 м, а пісковики з глибини 3200 до 3900 м стають практично немагнітними. Такі зміни параметрів з врахуванням наявності неподалік Северорожнівської підготовленої площі можуть додатково характеризувати перспективність площі № 5.

Петрівська свердловина розташована в мінімумі локальної магнітної аномалії, що відповідає практично немагнітному розрізу, проте розущільнені в інтервалі 2800 – 4200 м (рис.3.8.) пісковики підтверджують одну з прогнозних регіональних ознак перспективної площі № 5.

Отже, характер зміни густини і магнітної сприйнятливості в досліджених свердловинах на великих глибинах в перспективній площі № 5 свідчать про обґрунтованість її оцінки, даній в роботі [Тектоника..., 2015].

Зорківська і *Савинківська* свердловини знаходяться в Лохвицькому сегменті. Обидві свердловини розташовані в межах локальної аномалії північно-західного простягання інтенсивністю до 10 нТл (рис. 4.2), яка фіксує положення зони поздовжнього розлому. Останній зафіксовано також згаданими вище спостереженнями лінійних елементів магнітного поля. *Зорківська* свердловина, окрім того, знаходиться у вузлі перетину поздовжнього і північно-східного розломів. Вона мала завдання оцінки перспектив нафтогазоносності слабо вивченої зони зчленування *Жданівської* і *Срібненської* депресій. Досягнувши проектної глибини 6200 м, вона розкрила верхню частину девону і відкрила поклад вуглеводнів в горизонті В-22, а потім і *Червонозаводсько-Рудівську* зону нафто-газонакопичення.

Цікавим є факт, що характер зміни параметрів в розрізі цієї свердловини є аналогом *Ніжинської* свердловини (рис.3.4., 3.7.). Тут також пісковики формують самостійне поле знижених значень густини, а алевроліти і аргіліти мають підвищену магнітну сприйнятливість в інтервалі 5600 – 6100 м. Не виключено, що магнітна сприйнятливість порід може обумовлюватись впливом вуглеводнів.

В *Савинківській* свердловині, на відміну від усіх інших, встановлено зменшення густини з глибиною поряд з мінімальними значеннями густини для пісковиків на локальних інтервалах глибин (рис.3.6.). При цьому магнітна сприйнятливість не виявляє яких-небудь закономірних змін з глибиною, змінюючись в досить широких межах від 5 до $240 \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Така строкатість досліджених параметрів може бути обумовлена порушенням порід під впливом зони розлому. Поруч зі свердловинами знаходиться ряд нафтогазоконденсатних та газоконденсатних родовищ, що з огляду на наявність поздовжнього і північно-східного розломів робить перспективним подальший пошук вуглеводнів в зоні розташування цих свердловин (рис. 4.2.).

Строївська свердловина пробурена в крайній північно-західній частині *Чернігівського* сегменту з метою оцінки перспектив нафтогазоносності

підсольових відкладів девону, в яких на сусідніх площах (Гриборуднянській та Ловинській) були отримані прямі прояви нафти [Іванишин, 2005]. У розрізі свердловини спостерігається деяке збільшення густини порід з глибиною в інтервалі від $2,25 \text{ г/см}^3$ до $2,8 \text{ г/см}^3$, при зміні магнітної сприйнятливості від перших одиниць до $100 \cdot 10^{-5}$ од. СІ. На фоні цієї загальної залежності виділяються інтервали з іншою закономірністю. Зокрема в інтервалі 1700–2000 м густина аргілітів і вапняків дещо зменшується з глибиною, а їх магнітна сприйнятливість збільшується. Така залежність при постійному складі порід, а також суттєве підвищення магнітної сприйнятливості різних порід до $10000 \cdot 10^{-5}$ од. СІ на глибинах 1300 – 2800 м, можливо, пояснюється геохімічними причинами, зокрема, наявністю флюїду. Частковим підтвердженням цього можуть служити припливи нафти на Гриборуднянській і Ловинській ділянках.

Перелічені особливості зміни густини і магнітної сприйнятливості, що встановлені в свердловинах, і можливості використання їх в якості локальних ознак нафтогазоносності, потребує аналізу зв'язку їх з регіональними критеріями. Розглянемо їх на прикладі розрізу земної кори і даних по Борківській свердловині, яка розташована в межах перспективної площі № 6 (рис.4.3). Розріз консолідованої кори по лінії АВ (положення його див. на рис.4.2) побудовано з використанням даних сейсмо-гравітаційного 3D моделювання [Куприенко и др., 2010; Тектоника..., 2015] та структурних особливостей будови осадового чохла за [Атлас..., 1984]. Положення глибинних розломів відповідає схемі розломної тектоніки кристалічного фундаменту за [Пашкевич и др., 2014; Тектоника..., 2015]. Як бачимо на рис. 4.3, розріз неоднорідний в магнітному плані і включає глибинні магнітні утворення, обмежені крайовим розломом на північному сході, який відповідає різкій зміні глибини до розділу М. Прогнозна площа № 6 знаходиться в безпосередній близькості до трансрегіонального багаторазово активізованого тектонічного шва Херсон–Смоленськ, який фіксується 5-кілометровим уступом розділу М. У верхній частині розрізу в «гранітному» шарі присутне

джерело локальної магнітної аномалії, що, ймовірно, являє собою інтрузивне тіло основного складу, над яким в осадовому шарі пробурена Борківська свердловина. У районі Чернігова встановлені девонські магматичні утворення основного складу, а саме з основними породами пов'язують природу глибинних магнітних джерел. Отже, в районі досліджень післядевонська активізація пов'язана з глибинними розломами, приконтатними розломами магнітних джерел, вулканічними каналами і т.ін., які можуть слугувати шляхами надходження глибинних флюїдів у верхню частину земної кори [Wilson, Lyashkevich, 1996; Багдасарова, 2013].

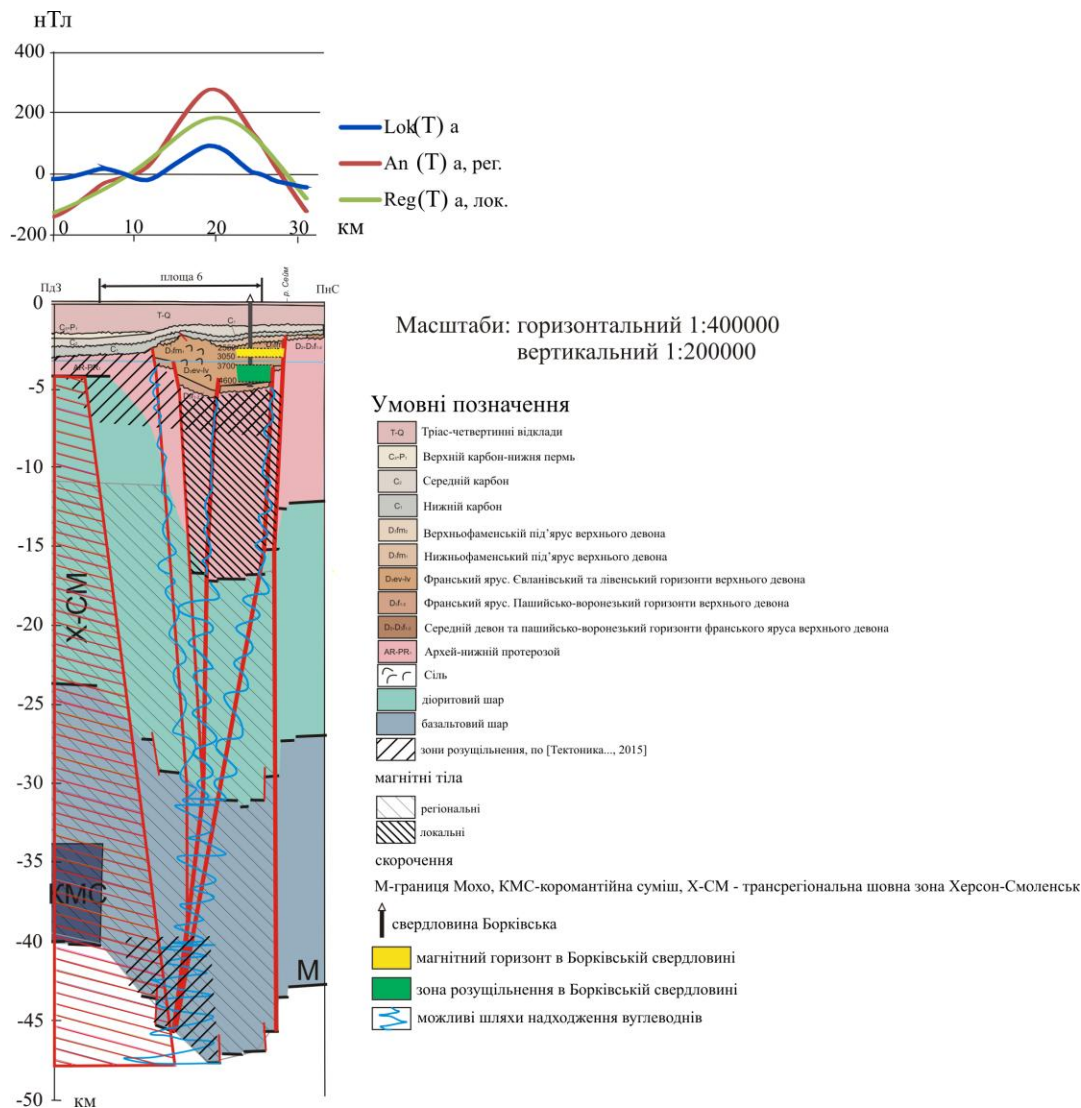


Рис.4.3. Магнітна неоднорідність консолідованої кори в районі Борківської свердловини. Розріз земної кори по лінії А-В, за [Куприенко и др., 2010; Тектоника..., 2015; Атлас..., 1984].

На підставі різкої роздробленості покрівлі «базальтового» шару і подошви кори можна припустити, що глибинні розломи мають зв'язок з глибинною частиною шва.

З точки зору прогнозування нафтогазоносності особливий інтерес становлять ділянки зниженої густини у верхній частині консолідованої кори і над розділом М. В розрізі свердловини поряд з загальною тенденцією збільшення густини з глибиною (рис.3.2.) в інтервалі 3700 – 4600 м існує область зниження густини різних порід, переважно вапняків. Приблизно на тих самих глибинах змінюється тип зв'язку χ з глибиною, і для вапняків вона зменшується від 100 до $10 \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Вище по розрізу в інтервалі 2550 – 3050 м переважно серед пісковиків відмічається відхилення від загальної закономірності зміни χ з глибиною в бік її підвищення до $10000 \cdot 10^{-5}$ од. СІ (рис.3.2., 4.3).

В сукупності всі ці дані свідчать про можливі шляхи надходження глибинних флюїдів по розломах, а також внаслідок зменшення густини практично в усьому розрізі кори, результатом чого може бути зміна загальної тенденції зв'язку магнітної сприйнятливості з глибиною і локального її підвищення для окремих різновидів порід. Зазначимо при цьому, що локальна магнітна аномалія фактично є сумарним ефектом від джерела в «гранітному» шарі і аномального зростання χ під можливим впливом вуглеводнів.

Висновки

1. В 5 свердловинах на різних глибинах виділені розущільнені різнотипні породи з підвищеною магнітною сприйнятливістю, в тому числі аргіліти поблизу кристалічного фундаменту. Вони можуть бути маркерами проходження, а також можливого скупчення глибинних вуглеводнів. Це підтверджується припливами вуглеводнів на сусідніх ділянках в Стрৌвській, Борзнянській та Зорківській свердловинах.
2. Перспективність виявлених зон розущільнення і підвищеної магнітної сприйнятливості в межах осадового чохла обґрунтовано приуроченістю цих зон до магнітних джерел в кристалічному фундаменті, а також

зв'язком з глибинними крайовими розломами ДДА, транслітосферним тектонічним швом Херсон–Смоленськ і супутніми їм розломами, які розглядаються як шляхи надходження глибинних вуглеводнів.

3. Досліджені закономірності зміни фізичних параметрів осадових порід, в тому числі збільшення магнітної сприйнятливості під впливом вуглеводнів, встановлених по розрізам глибоких свердловин, в комплексі з даними про глибинну будову земної кори, дозволяють розглядати їх як локальні ознаки нафтогазоносності, що доповнюють регіональні прогностичні критерії.

Список використаних джерел

Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Изд. Мин-ва геологии УССР, Укр. науч.-исслед. геологоразв. ин-та, 1984. 190 с.

Багдасарова М.В. Современная геодинамика и новые критерии поисков нефтегазовых месторождений. *Недропользование XXI век.* 2013. №4. С. 56-61.

Бакаржиева М.И. и др. Магнитное поле и дайковые пояса Восточно-Приазовского блока Украинского щита. *Геофизический журнал.* 2016. Т. 38. №2. С. 19-34.

Гадиров В. Г. Повышение геологической эффективности гравимагниторазведки при поиске локальных структур и оценке их нефтегазоносности в Куринской впадине: автореф. дис. ... д-ра наук по наукам о Земле / Национальная Академия Наук Азербайджана. Институт геологии и геофизики. Баку, 2014. 34 с.

Гадиров В., Меньшов А., Кудэравец Р., Гадиров К. Грави-магниторазведка при поисках нефтегазовых месторождений в условиях Азербайджана и Украины. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія.* 2016. №3 (74). С.23-33.

Гейко Т.С., Лукин А.Е., Омельченко В.В., Цеха О.Г. Тектоно–геодинамические критерии нефтегазоносности кристаллического фундамента северного борта Днепровско–Донецкого авлакогена. *Геологический журнал*. 2013. №4. С.7-23.

Дмитриевский А. Н., Баланюк И. Е., Каракин А. В. Геодинамическая модель вторичного спрединга и формирование залежей углеводородов в тылу островных дуг. *Газовая промышленность*. 2004. <http://www.dmitrievskiy.ru/page004rus.htm>.

Доленко Г.Н. и др. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Эндогенные процессы и нефтегазоносность. АН УССР. Институт геологии и геохимии горючих ископаемых. – Киев: Наукова думка. 1991. С. 67-82.

Друкаренко В., Орлюк М. О структурно-генетической связи путей миграции и накопления углеводородов с магнитной неоднородностью земной коры северо-западной части Днепровско-Донецкого авлакогена. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2017. №1. С. 33-41.

Друкаренко В.В., Розиган Т.В. Аналіз фізичних параметрів порід осадового чохла та магнітолінеаментів північно-західної частини Дніпровсько-Донецького авлакогену стосовно прогнозування глибинних вуглеводнів. “Сучасні проблеми геологічних наук”: Матеріали VI Всеукраїнської молодіжної наукової конференції – школи, Київ, 14-16 квітня, 2016. С. 108-111.

Завьялов В.М. Установленные условия формирования и размещения нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине в свете вертикально-миграционного закона Кудрявцева. *Электронный журнал Глубинная нефть*. 2014. т. II. № 11. С.1829 - 1834.

http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-2-11-2014/8_Zavialov_2-11-2014.pdf

Іванишин В.А. Структурно-стратиграфічні і літолого-геохімічні критерії нафтогазоносності глибокозанурених відкладів Дніпровсько-Донецької западини: дис. ...д-ра. геол. наук: 04.00.17 / Інститут геологічних наук НАН України. Київ, 2005. 464с.

Карта структур східного нафтогазоносного регіону України за станом на 1.01.2009. Львів: УкрДГРІ, 2009.

Куприенко П.Я. и др. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско–Донецкой впадины и Донбасса. *Геофизический журнал*. 2010. т 32. №6. С. 175–214.

Лукин А.Е. Самородно-металлические микро - и нановключения в формациях нефтегазоносных бассейнов – трассеры суперглубинных флюидов. *Геофизический журнал*. 2009. Т.32. №2. С.61-92.

Орлюк М.И. Магнитная модель земной коры юго–запада Восточно–Европейской платформы: дис. ... д–ра геол. наук: 04.00.22 / Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины. Киев, 1999. 404 с.

Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Магнитная характеристика и разломная тектоника земной коры Шебелинской группы газовых месторождений как составная часть комплексных поисковых критериев углеводородов. *Геофизический журнал*. 2011. т. 33. № 6. С.136–151.

Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Некоторые аспекты взаимосвязи нефтегазоносности с намагниченностью земной коры Украины. *Геофизический журнал*. 1996. Т. 18. №1. С.46-52.

Орлюк М.И. и др. Магнитное склонение на территории Украины: результаты наблюдений и вчислений. *Геофизический журнал*. 2015. Т. 37. № 2. С. 73-85.

Орлюк М.І. Генетичні та структурно-генетичні зв'язки аномального магнітного поля Землі з її нафтогазоносністю. *Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины: Тезисы докладов VII*

международной конференции Украины “Крым-2007”, Симферополь, 2007. Изд.-во Ассоциация геологов г. Симферополь. С. 105-107.

Орлюк М.І. Нафтогазоносність земної кори України у зв'язку з її намагніченістю. *Нафтова і газова промисловість*. 1994. № 3. С. 16 — 19.

Орлюк М.І., Кравченко С.М., Єнтін В.А. Магнітна характеристика порід осадового чохла Центральної депресії Дніпровсько–Донецького авлакогена. *Нафта і газ України: збірник наукових праць VI міжнародної науково–практичної конференції*, м. Івано–Франківськ, 2000. т.1. С. 303.

Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Лебедь Т.В. Магнитная неоднородность, разломная тектоника консолидированной земной коры и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геофизический журнал*. 2014. т.36. № 1. С.64 -80.

Порфирьев В.Б. Природа нефти, газа и ископаемых углей: избранные труды в 2 т. Киев: Наукова думка, 1987. 216 с.

Расковалов Д.Ю. О закономерностях и причинах отражения месторождений углеводородов в региональном магнитном поле Западной Сибири. *Вестник Томского Государственного университета*. 2009. №3. С. 212-216.

Розыган Т. В. Линеаменты северо-западной и центральной частей Днепровско-Донецкого авлакогена по геомагнитным данным. “*Геоинформатика: теоретические и прикладные аспекты*”: тез. докл. XIII Междунар. конф., Киев, 12—15 мая 2014 г. Paper 6624. Conference CD-ROM Proceedings. 4 с.

Старостенко В. И. и др. Модель глубинногостроения Донецкого складчатого сооружения и прилегающих структур по данным региональных геофизических наблюдений. *Геофизический журнал*. 2009. Т.31. № 4. С. 44—68.

Старостенко В. І. та ін. Розломна тектоніка і перспективи нафтогазоносності українського сектора північно-східної частини Чорного моря. *Нафтова і газова промисловість*. 2011. № 1. С. 7—10.

Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско–Донецкой впадины: монография/ В.И. Старостенко и др. Киев: Галактика, 2015. 252 с.

Тимурзиев А.И. Современное состояние теории происхождения и практики поисков нефти: тезисы к созданию теории прогнозирования и поисков глубинной нефти. *1-е Кудрявцевские чтения*, Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти, Москва, 22–25 октября 2012 г. Москва: ОАО «ЦГЭ», 2012. С. 495.

Чебаненко И.И. и др. Нефтегазоперспективные объекты Украины. Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. Київ: Наукова думка, 2002. 293 с.

Hydrocarbon production from fractured basement. GeoScience Ltd, Version 9, August 2010.

www.geoscience.co.uk/downloads/fracturedbasementver9.pdf.

LeSchak L. A., Van Alstine D. R. High-resolution ground-magnetic (HRGM) and radiometric surveys for hydrocarbon exploration: Six case histories in Western Canada, in *Surface exploration case histories: Applications of geochemistry, magnetic, and remote sensing*. *AAPG Studies in Geology*. 2002. № 48. SEG Geophys. Ref. Series №. 11. P. 67-156.

Smith J. C. Panhandle field. Handbook of Texas Online, accessed July 08, 2012. Published by the Texas State Historical Association. — <http://www.tshaonline.org/handbook/online/articles/dop01>.

Wilson M., Lyashkevich Z. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform. *Tectonophysics*. 1996. № 1-4. V.268. P. 65-81.

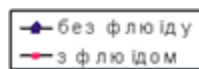
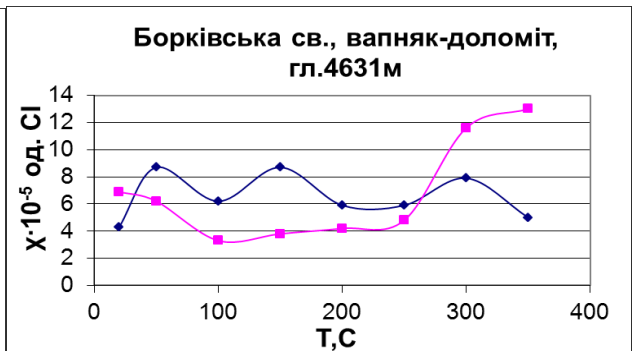
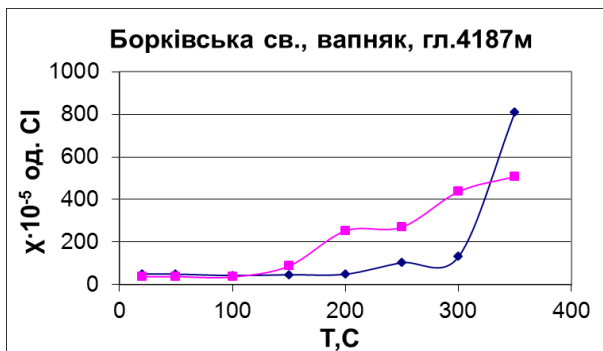
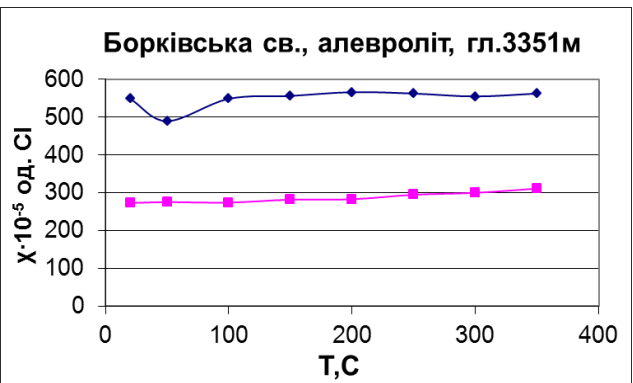
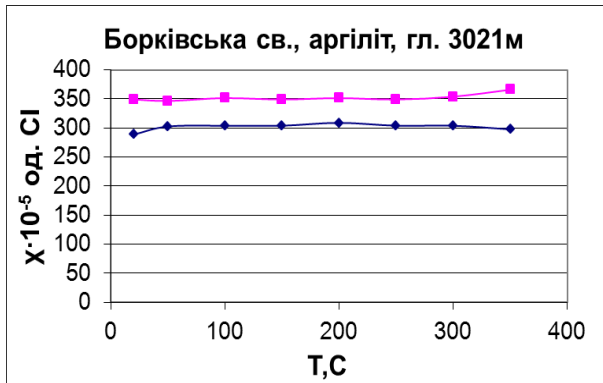
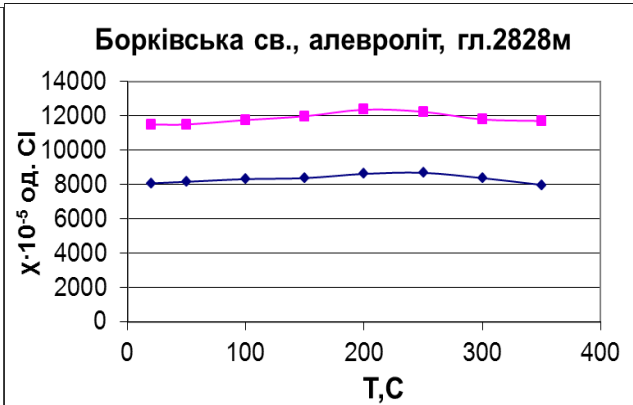
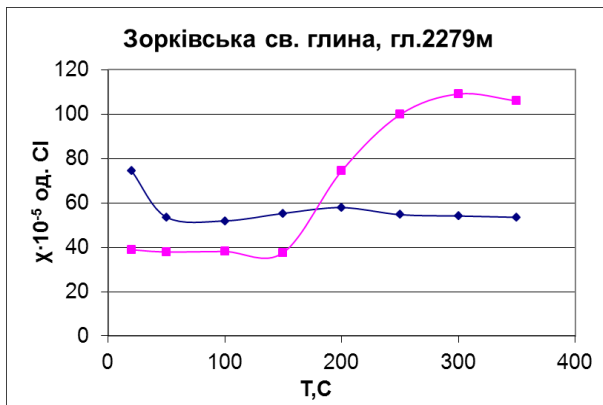
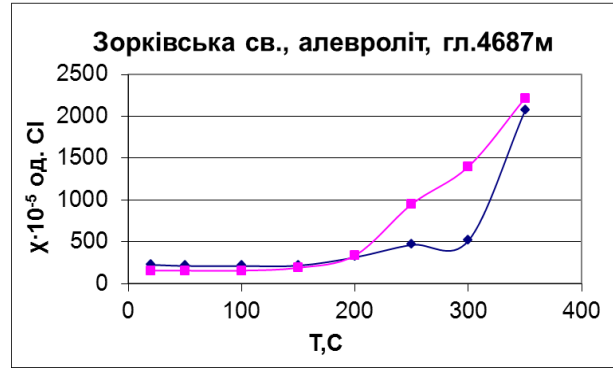
ВИСНОВКИ

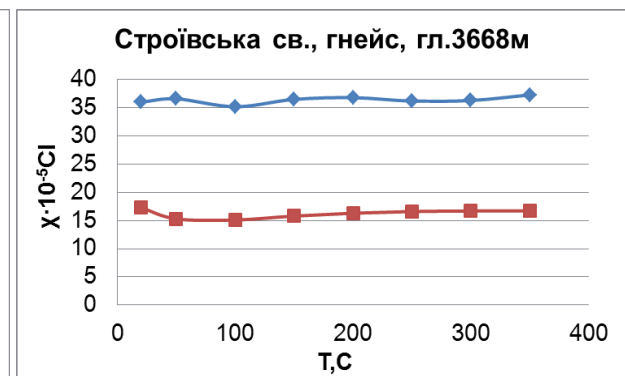
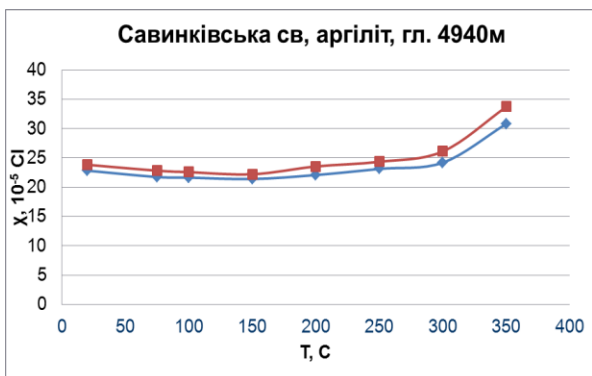
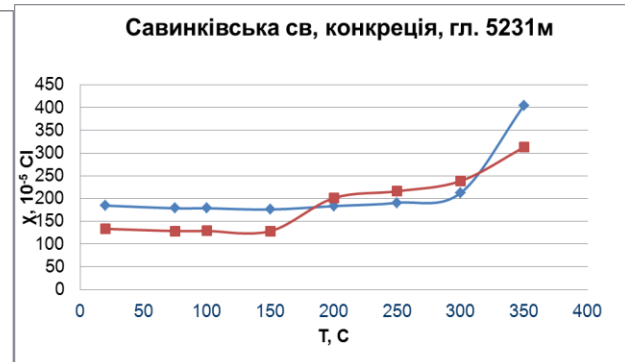
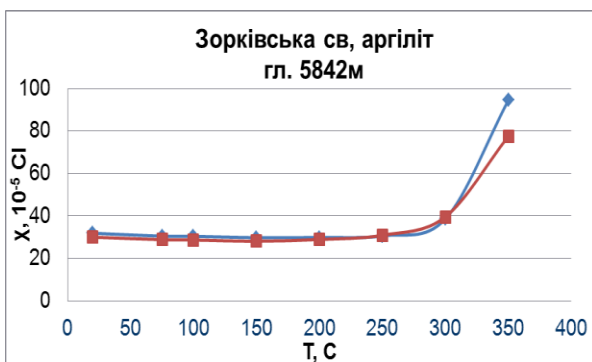
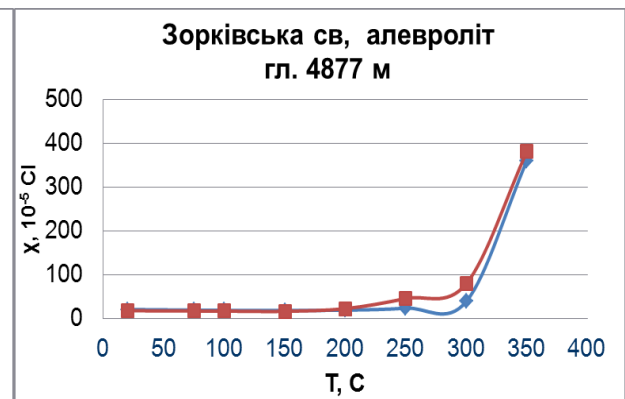
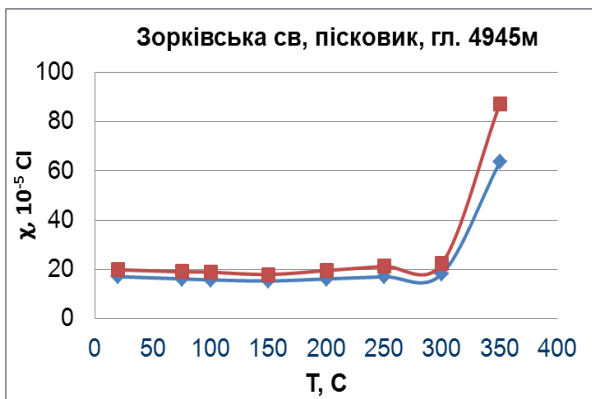
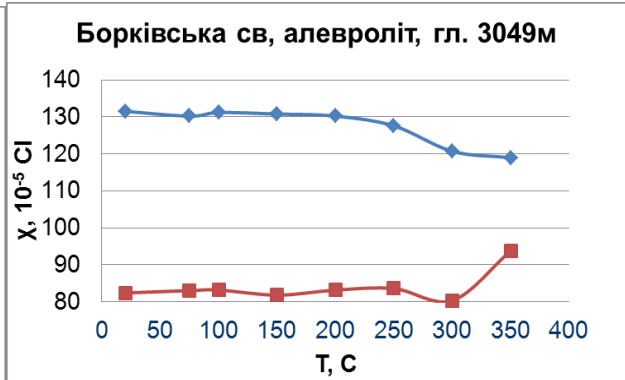
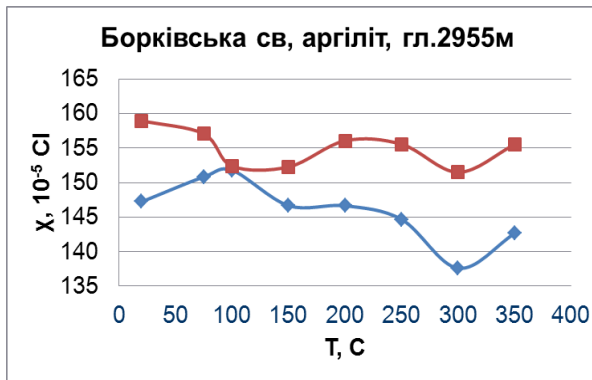
Виконані дослідження магнітної сприйнятливості і густини порід осадового чохла Чернігівського сегменту в комплексі з іншими геолого-геофізичними даними дозволяють проаналізувати його магнітну і густинну неоднорідність та вплив на них глибинних вуглеводнів, що може істотно підвищити оцінку перспективності цього регіону, особливо глибинних частин осадового чохла і кристалічного фундаменту.

1. Вперше в лабораторних умовах вивчена об'ємна магнітна сприйнятливість і густина порід осадового чохла і кристалічного фундаменту для 900 зразків з 8 свердловин Чернігівського сегменту.
2. Вперше для порід даного регіону експериментально показано підвищення їх магнітної сприйнятливості і трансформацію магнітних мінералів під впливом вуглеводневих флюїдів. Трансформація обумовлена перетворенням окислів і сульфідів заліза.
3. Вперше виконана магнітно-літологічна характеристика структурно-формаційних комплексів осадового чохла, показана приуроченість змін магнітної сприйнятливості і густини порід до границь девону і карбону, а також до окремих ярусів і світ.
4. Встановлено приуроченість сильно диференційованих і аномально підвищених величин магнітної сприйнятливості до границь структурно-формаційних комплексів та показано їх зв'язок з перевідкладенням магнітних мінералів, а також з проявом магматичної і вулканічної діяльності.
5. В 5 свердловинах на різних глибинах виділені розущільнені різнотипні породи з підвищеною магнітною сприйнятливістю, в тому числі аргіліти поблизу кристалічного фундаменту. Вони можуть бути маркерами проходження, а також можливого скупчення глибинних вуглеводнів. Це

підтверджується припливами вуглеводнів на сусідніх ділянках в Строївській, Борзнянській та Зорківській свердловинах.

6. Перспективність виявлених зон розуцільнення і підвищеної магнітної сприйнятливості в межах осадового чохла обгрунтовано приуроченістю цих зон до магнітних джерел в кристалічному фундаменті, а також зв'язком з глибинними крайовими розломами ДДА, літосферним трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ і супутніми їм розломами, які розглядаються як шляхи надходження глибинних вуглеводнів.
7. Досліджені закономірності зміни фізичних параметрів осадових порід, в тому числі збільшення магнітної сприйнятливості під впливом вуглеводнів, встановлених по розрізам глибоких свердловин, в комплексі з даними про глибинну будову земної кори, дозволяють розглядати їх як локальні ознаки нафтогазоносності, що доповнюють регіональні прогностичні критерії.





◆ без флюїду
 ■ з флюїдом

Додаток 2

Список публікацій здобувача

В яких опубліковані основні наукові результати дисертації

1. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Магнитная восприимчивость пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический журнал*. 2010. Т.32. №1. С.78-91.
2. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Физические параметры пород осадочного чехла северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический журнал*. 2013. Т. 35. №2. С. 127-136.
3. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Вивчення фізичних параметрів порід осадового чохла північно-західної частини ДДЗ у зв'язку з її нафтогазоносністю. *Нафтова і газова промисловість*. 2013. №2. С.69-72.
4. Орлюк М.И., Ентин В.А., Гуськов С.И., **Друкаренко В.В.**, Федоров А.В., Павлюк В.Н. Геофизические аспекты строения и генезиса Ильинецкой структуры: импакт или вулкан? *Геофизический журнал*. 2013. Т. 35, №1. С. 100-113.
5. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Теоретические и экспериментальные обоснования глубинной нефтегазоносности земной коры по геомагнитным данным. *Электронный журнал "Глубинная нефть"*. 2014. Том 2. №8. С.1242-1258. Режим доступа: URL: http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-2-8-2014/4_Orlyuk-Drukarenko_2-8-2014.pdf
6. Бакаржиева М.И., Марченко А.В., Розыган Т.В., Гадяцкая Е.П., **Друкаренко В.В.** Магнитное поле и дайковые пояса Восточно-Приазовского блока Украинского щита. *Геофизический журнал*. 2016. Т. 38. №2. С. 19-34.
7. **Друкаренко В.**, Орлюк М. О структурно-генетической связи путей миграции и накопления углеводородов с магнитной неоднородностью

земной коры северо-западной части Днепровско-Донецкого авлакогена. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2017. №1. С. 33-41. *Входить до міжнародної наукометричної бази Web of science*

Які засвідчують апробацію результатів дисертації

8. **Drukarenko V.**, Orlyuk M. Experimental studying of magnetic susceptibility of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets depression. *11th "Castle Meeting" New Thends in Geomagnetism: Paleo, Rock and Environmental Magnetism*, June 22-28, 2008, Wojnice, Slovak Republic. *Contributions to Geophysics & Geodesy. Special issue*. Geophysical Institute Slovak Academy of Sciences. 2008. Vol. 38. P. 20-21. *(стендова доповідь)*
9. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Магнитная характеристика пород осадочного чехла северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. “*Моніторинг геологічних процесів*”: матеріали ІХ Міжнародної конференції, Київ, 14-17 жовтня. Київ, 2009. С. 227-228. *(стендова доповідь)*
10. Orliuk M., **Drukarenko V.** Magnetic susceptibility experimental study of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets Depression. *The IAGA 11th Scientific Assembly*, Sopron, August 23-30, 2009. CD-ROM, електронний носій. iaga_abstracts.zip\Div1. *(стендова доповідь)*
11. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Экспериментальное изучение магнитной восприимчивости пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. “*Нафтогазова геофізика – стан та перспективи*”: збірник матеріалів та тез доповідей міжнар. науково-практичної конференції, Івано-Франківськ, 25-29 травня 2009р. С. 218-223. *(стендова доповідь)*
12. Orliuk M., **Drukarenko V.** Magnetic susceptibility and density of the rocks from north-western part of Dnieper-Donets Depression. *12th "Castle Meeting" New Thends in Geomagnetism Paleo, Rock and Environmental Magnetism*

- Travaux Geophysiques XXXIX: Abstracts, Nové Hradý, August 29- September 4, 2010. Institute of Geophysics, Acad. Sci. Czech Republic, 2010. P. 56-57.*
13. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Фізичні властивості порід осадового чохла північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини. “*Нафтогазова геофізика – інноваційні технології*”: збірник матеріалів та тез доповідей Міжнародної науково-практичної конференції, м. Івано-Франківськ, 25-29 квітня 2011р. 5 с.
 14. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Изучение физических параметров пород осадочного чехла северо-западной части Днепро-Донецкой впадины в связи с ее нефтегазоносностью. “*Крым – 2013*”: тезисы докладов XI Международной конференции, 16-17.09, Симферополь, 2013. С. 42-43.
 15. Orliuk M., V. Yentin, S. Guskov, **V. Drukarenko**, A. Fedorov, V. Pavliuk Geomagnetic view of Ilinty structure: impact or volcano? *14th Castle Meeting – New Trends on Paleo, Rock and Environmental Magnetism: Abstracts, August 31 – September 6, Evora, Portugal, 2014.* Електронне видання.
https://www.fc.ul.pt/sites/default/files/fcul/public/14Castle_meeting/Orlyuk%20Drukarenko_Castle2014.pdf
 16. Орлюк М.И., **Друкаренко В.В.** Глубинные углеводороды и магнитная восприимчивость пород земной коры северо-западной части Днепро-Донецкого авлакогена: Сборник научных материалов XVI Уральской молодежной научной школы по геофизике, Пермь, РФ, 16-20 марта, 2015 г. С. 239-244. <http://pts.mi-perm.ru/conf/downloads/SbornikUYS2015.pdf>
 17. **Друкаренко В.В.**, Розиган Т.В. Аналіз фізичних параметрів порід осадового чохла та магнітолінеаментів північно-західної частини Дніпровсько-Донецького авлакогену стосовно прогнозування глибинних вуглеводнів. “*Сучасні проблеми геологічних наук*”: Матеріали VI Всеукраїнської молодіжної наукової конференції – школи, Київ, 14-16 квітня, 2016. С. 108-111. (усна доповідь)