

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

На правах рукопису

УДК 550, 834: 553

ТОПОЛЮК ОКСАНА ВОЛОДИМИРІВНА

**ШВИДКІСНІ МОДЕЛІ ОСНОВНИХ ГЕОЛОГІЧНИХ СТРУКТУР
КІРОВОГРАДСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ ЗА ДАНИМИ ГСЗ ТА ЇХ
ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ ВИВЧЕННЯ ГЛИБИННОЇ БУДОВИ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА
ПОШУКІВ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН**

04.00.22 – ГЕОФІЗИКА

Дисертація на здобуття наукового ступеня

кандидата геологічних наук

Науковий керівник:

ТРИПІЛЬСЬКИЙ ОЛЕКСАНДР АНДРІЙОВИЧ

доктор геол.-мін. наук

КИЇВ – 2016

ЗМІСТ

ЗМІСТ	2
ВСТУП	3
РОЗДІЛ 1. ОГЛЯД РЕГІОНАЛЬНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ МЕТОДОМ ГСЗ НА ТЕРИТОРІЇ КІРОВОГРАДСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ (КРР).....	7
РОЗДІЛ 2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА КІРОВОГРАДСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ	28
2.1. Новоукраїнський масив (НУМ)	33
2.2. Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП)	34
2.3. Зони розломів	37
РОЗДІЛ 3. ОСНОВНІ ГЕОЛОГІЧНІ СТРУКТУРИ КІРОВОГРАДСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ (ЦЕНТРАЛЬНА ЧАСТИНА ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА) У ПОЛІ ШВИДКОСТЕЙ ПОШИРЕННЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ (ЗА ДАНИМИ ГСЗ)	40
3.1. Порівняння швидкісних характеристик Кіровоградського рудного району та Українського щита	46
3.2. Вертикальний швидкісний градієнт G	49
3.3. Аналіз вертикальних графіків ΔV_p	51
3.4. Характеристика горизонтальних перерізів ΔV_p	67
3.5 Горизонтальний швидкісний градієнт G	100
РОЗДІЛ 4. ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ШВИДКОСТЕЙ ПОШИРЕННЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ У ЗЕМНІЙ КОРИ У РАЙОНІ УРАНОВОРУДНИХ ПОЛІВ	106
ВИСНОВКИ	126
ЛІТЕРАТУРА	129
ДОДАТОК А	141
ДОДАТОК Б	155

ВСТУП

До останнього часу вивчення швидкісних характеристик геологічного середовища за матеріалами досліджень методом ГСЗ – КМЗХ обмежувалося переважно складанням розрізів земної кори у вигляді ізоліній швидкостей (швидкісні розрізи). За такими розрізами було дуже складно визначити особливості швидкісних характеристик окремих геологічних структур вищих порядків по відношенню до крупних мегаблоків. Назріла необхідність корінним чином змінити методику вивчення швидкостей поширення сейсмічних хвиль у товщі земної кори.

Актуальність теми дослідження. Геофізичні дослідження в межах Кіровоградського рудного району Інгульського мегаблоку Українського щита актуальні у зв'язку з тим, що цей район розглядається як один з основних щодо розширення мінерально-сировинної бази України, особливо з добутку уранових руд, рідкісних та дорогоцінних металів. Наявність великого об'єму матеріалів регіональних сейсмічних досліджень методом ГСЗ-КМЗХ дозволяє детально вивчити швидкісні характеристики основних геологічних структур Кіровоградського рудного району, а також площ поширення натрових урановмісних метасоматитів, що, у свою чергу, відкриває нові можливості для тектонічного районування та пошуків родовищ вказаних корисних копалин.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Робота виконувалась у відповідності з науковою темою: «Глибинна будова та геодинамічний розвиток Інгульського мегаблоку Українського щита у зв'язку з пошуками стратегічних видів корисних копалин» (2011–2015). Шифр теми: П-3-13.

Мета та завдання досліджень. Мета роботи – аналіз просторового розподілу швидкостей поширення сейсмічних хвиль у земній корі КРР та

його зв'язок з геологічною структурою району і ділянками розвитку урановмісних метасоматитів.

Завдання досліджень – застосування методики розрахунку різницевих аномалій швидкостей поширення повздовжніх сейсмічних хвиль $\Delta V_p = V_{p \text{ спост.}} - V_{p \text{ норм.}}$ у 2-D та 3-D варіантах на території Кіровоградського рудного району, побудова вертикальних графіків та горизонтальних перерізів ΔV_p , а також встановлення зв'язку швидкостей поширення сейсмічних хвиль з основними структурами Кіровоградського рудного району та проявами урановмісних метасоматитів.

Об'єкт дослідження – швидкісні моделі основних геологічних структур Кіровоградського рудного району.

Предмет дослідження – зв'язок різницевих аномалій (ΔV_p) швидкостей поширення сейсмічних хвиль з геологічними структурами КРР та аномально низьким вертикальним градієнтом.

Наукова новизна одержаних результатів:

1. Запропоновано методику вивчення особливостей просторового розподілу швидкостей поширення поздовжніх сейсмічних хвиль у земній корі шляхом розрахунку та аналізу різницевих аномалій $\Delta V_p = V_{p \text{ спост.}} - V_{p \text{ норм.}}$. Раніше розподіл швидкостей вивчався, виходячи зі зміни абсолютних значень параметру $V_{p \text{ спост.}}$ по вертикалі та горизонталі, що не дозволяло достатньо точно виявити особливості будови земної кори – в даному випадку КРР.

2. Прослідковано зону розуцільнення земної кори в межах Суботсько-Мошориської та Кіровоградської зон розломів від денної поверхні до глибини залягання межі поділу М, з якою, імовірно, пов'язаний так званий «мантійний рів», тобто занурення цієї межі за рахунок розуцільнення.

3. Встановлено просторовий зв'язок площ поширення родовищ урану в межах КРР з зонами знижених швидкостей.

Практичне значення одержаних результатів. Методика вивчення особливостей просторового розподілу швидкостей, запропонована в дисертації, у подальшому може бути використана в межах різних за геологічною будовою структур. Показано, що в районах розвитку ураноносних метасоматитів аномально малий вертикальний градієнт швидкості в інтервалі глибин 0–4 км може вказувати на підвищену концентрацію уранових руд.

Особистий внесок дисертанта полягає у побудові та аналізі горизонтальних перерізів ΔV_p на глибинах 0–40 км з інтервалом 1 км, визначенні особливостей швидкостей поширення сейсмічних хвиль у земній корі в районі площ поширення уранових родовищ на глибинах 1–4 км. Було також виконане просторове зіставлення поля швидкостей поширення сейсмічних хвиль з основними геологічними структурами КРР (Корсунь-Новомиргородським плутоном, Новоукраїнським масивом та зонами розломів).

Апробація результатів дисертації. Основні положення і результати роботи доповідались і пройшли апробацію на: Науковій конференції-семінарі, присвяченій 80-річчю з дня народження Тараса Зиновійовича Вербицького (м. Львів, 2012); 5-ой международной научной конференции молодых ученых и студентов (Азербайджан, г. Баку, 2013г). Результати досліджень дисертанта були також використані у колективній монографії «Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых» (2013 р.).

Публікації. Основні результати опубліковані у 8 наукових роботах, серед яких 4 статті, розділ у монографії та 3 тези доповідей на наукових конференціях.

Структура та обсяг дисертації. Дисертація складається зі вступу, чотирьох розділів, висновків та списку використаних джерел, що налічує 107

найменувань. Обсяг роботи становить 157 сторінок та супроводжується 17 рисунками, 4 таблицями та 2 додатками.

Подяки

Дисертація виконана в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України під керівництвом доктора геол. – мін. наук Трипільського Олександра Андрійовича, якому автор висловлює щирі подяки за постановку задачі та допомогу при її виконанні, а також підтримку на всіх етапах роботи. Також автор висловлює подяку керівникові відділу Сейсмічної небезпеки чл.-кор. НАН України, кандидату фіз.-мат. наук Кендзері Олександровичу Володимировичу за всебічну підтримку та кандидату фіз.-мат. наук Цветковій Тетяні Олексійовні за консультації та поради. Окрему подяку автор висловлює чл. – кор. НАН України, доктору геол.-мін. наук Гінтову Олегу Борисовичу за консультації, допомогу, цінні поради та сприяння при написанні роботи.

РОЗДІЛ 1. ОГЛЯД РЕГІОНАЛЬНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ МЕТОДОМ ГСЗ НА ТЕРИТОРІЇ КІРОВОГРАДСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ (КРР)

У геофізичному відношенні територія Кіровоградського рудного району відноситься до найбільш досліджуваних і вивчених в межах Українського щита. Протягом багатьох років тут працювали експедиції і партії Українського геологічного управління, трестів і об'єднань «Київгеологія», «Укргеофізрозвідка», «Днепргеофізика», «Севукргеологія», «Кіровгеологія», а також Інститут геофізики ім. С.І. Суботіна НАН України [Старостенко, Гинтов, 2013].

На тлі досить детальної вивченості території України методом ГСЗ глибинна будова Кіровоградського рудного району освітлена цим методом особливо детально. Район пересічений шістьма профілями ГСЗ-КМЗХ, два з яких - IV і VIII - є міжнародними геотраверсами. Закладення практично всіх профілів було в тій чи іншій мірі пов'язано з вивченням Кіровоградського рудного району. Геотраверс IV (1967-1973 рр., Основний виконавець А.А. Трипільський) перетинає Кіровоградський рудний район у широтному напрямі, проходячи через Новоукраїнський масив; профіль XXIV (1977 р, основний виконавець А.А. Трипільський) проходить в субмеридіональному напрямі через Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив, тобто по осі Кіровоградського рудного району; профілі XXV (1978 р, основний виконавець Т.В. Ільченко) і XXX (1979 року, основний виконавець А.А. Трипільський) перетинають Кіровоградський рудний район в широтному напрямі на північ від геотраверсу IV; профіль XXXIV (1980 року, основний виконавець Т.В. Ільченко) прокладений в субмеридіональному напрямі вздовж однієї з найбільш перспективних на уран Кіровоградської зони розломів; геотраверс VIII (1984-1985 р.р., основні виконавці Т.В.

Ільченко, В.Д. Омельченко) проходить в північно-західному напрямку поблизу південної околиці Кіровоградського рудного району [Старостенко, Гинтов, 2013].

Були отримані якісні сейсмічні записи, які дозволили з високою точністю визначити швидкісні параметри і потужність земної кори, в її товщі виділено і простежено сейсмічні границі та їх фрагменти, глибинні розломи, хвилеводи, перехідна зона кора-мантія. Науковим керівником робіт був В.Б. Соллогуб, який побудував на підставі отриманих матеріалів детальну схему рельєфу поверхні Мохо [Соллогуб, 1986], що не втратила свого значення до сих пір [Старостенко, Гинтов, 2013].

Відомо, що швидкість є одним з найбільш інформативних параметрів, що характеризує гірські породи земної кори [Пушаровский, 1997]. До теперішнього часу на території більшості регіонів земної кулі виконано великий обсяг регіональних сейсмічних досліджень, результати яких опубліковані в численних статтях і монографіях [Richardson et al., 1979; Solomon et al., 1980; Jones, 1981; Шаров, 1982; Gaal, 1982; Sprenke, 1982; Загородный и др., 1983; Соллогуб и др., 1984; Бурьянов и др., 1985; Кременецкий и др., 1986; Соллогуб, 1986; Соллогуб, Ільченко, 1986; Строение..., 1986; Brown et al., 1986; Drummond, Collins, 1986; Galson, Mueller, 1986; Meissner, 1986; Gaal, Gorbatshev, 1987; Masse, 1987; Казанский, 1988; Boland et al., 1988; Кунин, 1989; Тектоносфера..., 1989; Adams, Basham, 1989; CLIMPSE..., 1989; Пашкевич и др., 1990; Синицын, 1990; 1990; Чекунов и др., 1992, 1993; BABEL Workin Group..., 1993; Mitrofanov et al., 1995; Минц и др., 1996; Tripolsky, 1997; Рундквист и др., 1999; Казанский и др., 2000; Трипольский и др., 2000; Koistinen et al., 2001; Williams et al., 2001; Строение..., 2006].

Перелік геолого-структурних задач, що вирішувалися в цих роботах, достатньо великий. Це тектонічне районування, визначення швидкісних параметрів і потужності земної кори, глибинне картування складних

структур, дослідження внутрішньої будови рудоносних районів, виявлення і простежування на глибину похилих розломів і насувів, вивчення зон зчленування великих структур, дослідження тонковерстуватої структури консолідованої кори і перехідної зони кора – мантія.

Головним результатом регіональних сейсмічних досліджень є глибинні сейсмічні розрізи земної кори регіону, що вивчається. На розрізах зображують такі важливі параметри як швидкісні характеристики, головні та другорядні сейсмічні границі, глибинні розломи, хвилеводи, перехідна зона кора-мантія та інше [Трипольский, Шров, 2004].

Найбільш масштабні дослідження методом ГСЗ проводилися на території Українського, Балтійського (Фенноскандинавського) та Канадського щитів. Сейсмічні дослідження на Канадському [Berry, 1973; Chen, Molnar, 1983; Green et al., 1988; Cook et al., 1988; Behrendt et al., 1990; Clowes, 1993; Lewry et al., 1994; Clowes et al., 1996], Фенноскандинавському [Литвиненко, 1984; Husbye, et al., 1986; Grad, Luosto, 1987; Guggisberg et al., 1991; EUGENO-S Working Group, 1988; Grad et al., 1991; Luosto, 1991; Sharov, 1991; Шаров, 1993; Kuusisto, 2006; Janik et al., 2009; Шаров и др., 2011; Шаров, 2012, 2015] та Українському [Соллогуб и др., 1978; Ильченко, 1983; Соллогуб, 1986; Чекунов и др., 1986; Трипольский и др., 1988; Grad, Tripolsky, 1995; Chekunov et al., 1997; Продайвода и др., 2004; Трипольский, Шаров, 2004; Строение..., 2005; Старостенко и др., 2010; Старостенко и др., 2011] щитах показали, що швидкісні параметри для докембрійських щитів достатньо подібні між собою: швидкості здебільшого змінюються у межах від 5,9 до 7,1 км/с, середні швидкості становлять близько 6,5 – 6,6 км/с. Також було показано, що в рамках щитів швидкості змінюються відносно мало, майже без різких стрибкоподібних змін.

Варто відзначити, що відстані між реєстраторами при дослідженнях Балтійського та Канадського щитів становили, найчастіше, 1 – 3 км при довжині хвиль, що реєструвалися, у 300 – 700 м, у той час, як при

дослідженнях методом ГСЗ на території Українського щита відстань між реєстраторами становила лише 100 м при тих же довжинах хвиль. Таким чином, саме на території Українського щита наявна найдетальніша система спостережень, що дозволяє вивчати сейсмічні особливості його будови з найбільшою точністю.

Найбільш сприятливим для вивчення особливостей розподілу швидкостей у земній корі, на думку автора, є Кіровоградський рудний район Інгульського мегаблоку Українського щита. По-перше, цьому сприяє система з п'яти профілів та геотраверсів, що взаємно перетинаються між собою, в результаті опрацювання якої отримано великий об'єм якісних первинних матеріалів. По-друге, саме Кіровоградської рудний район характеризується наявністю великої кількості рідкісних та дорогоцінних металів, що важливо для розширення мінерально-сировинної бази України.

В межах Кіровоградського рудного району виконано великий об'єм регіональних сейсмічних робіт, що створило унікальну можливість детального та всебічного вивчення швидкісних характеристик та будови цього району.

Кіровоградський рудний район є дуже сприятливим об'єктом для розробки об'ємної сейсмогеологічних моделі на всю потужність кори, включаючи розділ кора-мантія. Його площа досліджена методами ГСЗ за щільною мережею профілів широтного і субмеридіонального напрямів. Вони перетинають практично всі основні структури Кіровоградського рудного району - Новоукраїнський та Кіровоградсько-Бобринецький гранитоїдні масиви, Корсунь-Новомиргородський рапаківі-анортозитовий плутон, Кіровоградську, Суботсько-Мошоринську і Звенигородсько-Братську зони розломів, а також стратифіковані породи інгуло-інгулецької серії. Деякі профілі проходять в безпосередній близькості від метасоматичних уранових родовищ і родовищ літію та золота.

За більшістю технічних параметрів, і, перш за все, інтенсивності сигналу, часу дії імпульсу, спрямованості часів приходу, стійкості до перешкод і роздільної здатності, сейсмометрія виділяється серед більшості інших геофізичних методів. Головна перевага сейсмозв'язки - можливість отримувати пряму і незалежну інформацію про будову і властивості десятків протяжних і контрастних границь і про розподіл швидкостей поширення сейсмічних хвиль в земній корі, в той час, як інші методи реагують на сумарний вплив всієї товщі порід, тобто їх роздільна здатність істотно нижча. Завдяки цим перевагам сейсмометрія займає положення базового методу геофізичних досліджень [Старостенко, Гинтов, 2013].

Метод ГСЗ, що застосовувався при дослідженні глибинної будови досліджуваного регіону, включає в себе основні характеристики декількох сейсмічних методів. Так, на відстанях 0- 40 км від джерела збудження при спостереженнях на вертикальних і субвертикальних променях - це метод відбитих хвиль (МВХ), на відстанях понад 40 км і до 100 - 120 км - це кореляційний метод заломлених хвиль (КМПВ), на відстанях більше 120 км і до 200 - 300 км - це вибухова сейсмологія (explosion seismology) або власне ГСЗ у вузькому сенсі цього терміна.

Подібне поєднання розширює перелік геолого-структурних задач, що вирішуються із застосуванням методу ГСЗ. Основними з них є:

- 1) виділення і простеження в товщі земної кори сейсмічних кордонів і їх фрагментів;
- 2) визначення потужності і швидкісних параметрів земної кори;
- 3) виділення глибинних розломів, хвилеводів, перехідної зони кора-мантія;
- 4) вивчення особливостей сейсмічної відбивальної здатності земної кори;
- 5) глибинне геотектонічне районування.

Профільні дослідження методом ГСЗ-КМЗХ здійснювались переважно за системою трьох широтних та двох субмеридіональних профілів, що взаємно перетинались між собою [Соллогуб и др., 1978; Ильченко, Крюченко, 1981; Крюченко и др., 1981; Ильченко, 1983; Соллогуб, 1986; Чекунов и др., 1986; Литосфера..., 1987; Трипольский и др., 1988; Литосфера..., 1988; Чекунов и др., 1993; Трипольский, 1995; Tripolsky, 1997; Ильченко, 2003; Трипольский, Шаров, 2004].

До широтних профілів відносяться:

- 1) центральна частина міжнародного геотраверсу IV (відпрацьована у 1968 – 1971 рр.) перетинає Новоукраїнський масив, Звенигородсько-Братську та Кіровоградську зону розломів;
- 2) профіль XXV Бабанка-П'ятихатки (відпрацьований у 1978 році) проходить вздовж Суботсько-Мошоринської зони розломів у області спряження Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву;
- 3) профіль XXX Маньківка-Павлиш (відпрацьований у 1979 році) перетинає Корсунь-Новомиргородський плутон, Звенигородсько-Братську та Кіровоградську зону розломів.

До субмеридіональних профілів відносяться:

- 1) профіль XXIV Миколаїв-Канів (відпрацьований у 1977 році) перетинає Корсунь-Новомиргородський плутон та Новоукраїнський масив;
- 2) профіль XXXIV Черкаси-Новий Буг (відпрацьований у 1980 році) проходить вздовж Кіровоградської зони розломів.

Спостереження проводилися за методикою неперервного профілювання, яка передбачувала реєстрацію системи прямих і зворотних годографів основних хвиль, узгоджених у взаємних точках. Відстань між пунктами вибуху складала 20 – 35 км, довжина неперервних годографів – до 250 – 350 км, відстань між реєстраторами – 100 м.

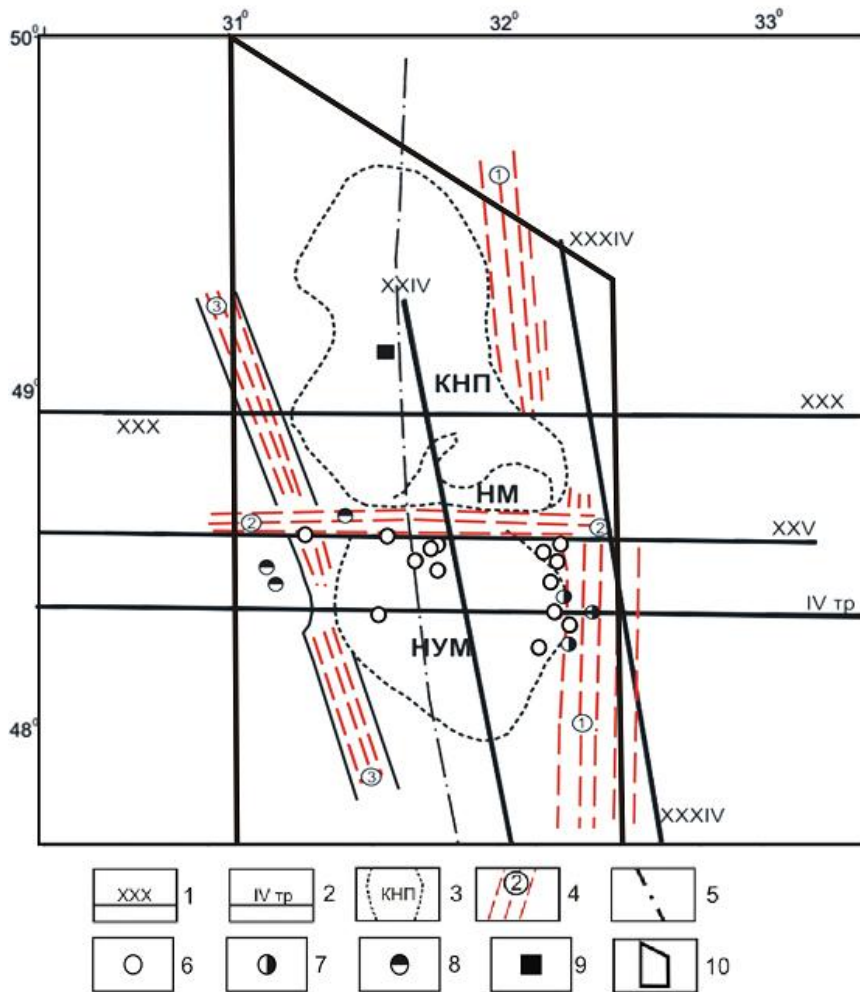


Рис. 1.1. Основні тектонічні структури в межах Кіровоградського рудного району Українського щита: 1 – профілі ГСЗ; 2 – геотраверс ГСЗ; 3 – контури основних геологічних структур; 4 – зони розломів (1 – Кіровоградська, 2 – Суботсько-

Мошоринська, 3 – Звенигородсько-Братська); 5 – трансрегіональна зона розтягу Херсон-Смоленськ; 6 – родовища урану, родовища та рудопрояви: 7 – золота, 8 – літію, 9 – титану; 10 – контур КРР. КНП – Корсунь-Новомиргородський плутон, НМ – Новомиргородський масив габро-анортозитів, НУМ – Новоукраїнський масив.

За частот реєстрації переважно 7 – 20 гц та швидкостях поширення сейсмічних хвиль у межах 5.7 – 8.3 км/с довжини хвиль змінювались у інтервалі 200 – 1200 м (переважно 400 – 700 м). У той же час відстань між реєстраторами (100 м) була суттєво менша за половину довжини хвилі, що забезпечувало надійну кореляцію усіх хвиль, зареєстрованих у процесі польових спостережень.

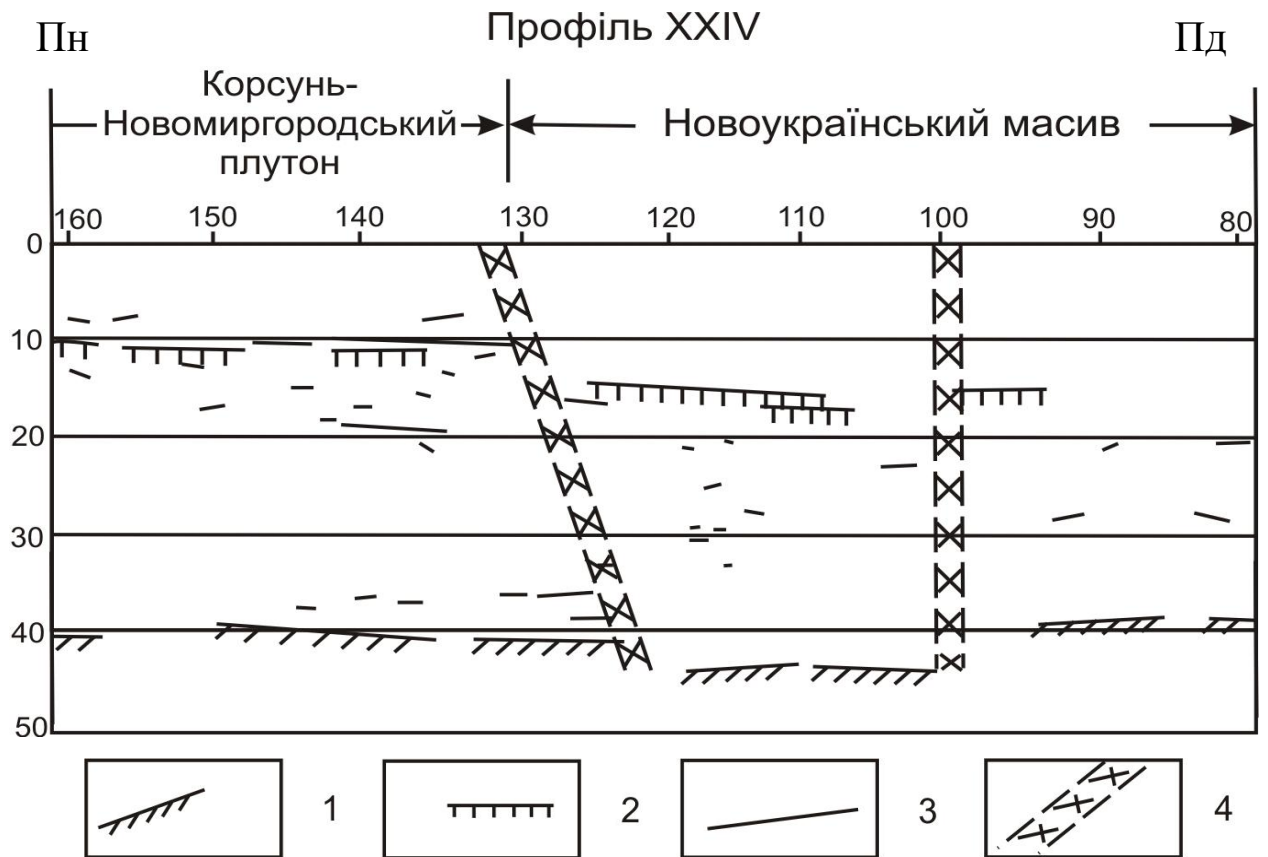


Рис 1.2. 1 – границя розділу М; 2 – поверхня K_2 ; 3 – відбиваючі площадки в земній корі та верхній мантії; 4 – глибинні розломи.

Вздовж усіх цих профілів складено глибинні розрізи земної кори. У товщі літосфери прослідковано дві витримані сейсмічні поверхні – K_2 та границя поділу М, які залягають на глибинах 10 – 17 та 35 – 46 км відповідно, виокремлено низку глибинних розломів, які перетинають усю товщу земної кори до границі поділу М включно. Висока детальність робіт дозволила скласти структурні схеми границі поділу М та поверхні K_2 [Соллогуб, 1986; Драгицкая и др., 2007; Старостенко и др., 2013].

Для детального розгляду будуть використані результати обробки та інтерпретації, представлені для Кіровської геологічної експедиції у 1982 р, у зв'язку з тим, що саме ця інтерпретація є останньою комплексною для всіх вищенаведених профілів. При цьому варто зазначити, що автор

ознайомлений з інтерпретаціями окремих профілів, виконані пізніше [Ильченко, 1983; Ильченко, 2003].

Субмеридіональний профіль XXIV Миколаїв-Канів перетинає приблизно по осьовій лінії (з півночі на південь) Корсунь-Новомиргородський плутон (ПК 237 – ПК 129) та Новоукраїнський масив (ПК 129 – ПК 32), просторово майже повністю збігаючись із трансрегіональною зоною розтягу Херсон-Смоленськ.

На території Корсунь-Новомиргородського плутону у районі профілю розвинені переважно граніти рапаківі, а також анортозити, габро-анортозити, габро-норити та габро-діорити. У межах Новоукраїнського масиву поширені переважно новоукраїнські та кіровоградські граніти, а також невеликі масиви чарнокітів та біотитових мігматитів.

Вздовж профілю у товщі земної кори та верхньої мантії простежено дві основні сейсмічні границі [Крюченко и др, 1981; Трипольский, Шаров, 2004] (рис 1.2). Одна з них (K_2) розташована у середній частині земної кори на глибинах 10 – 17 км, границя поділу М – на межі земної кори і верхньої мантії в інтервалі глибин 39 – 44 км.

З глибинних розломів, виокремлених за даними ГСЗ, найважливішим є розлом, який реєструється як по границі K_2 (ПК 129.0), так і по границі поділу М (ПК 120). Розлом являє собою ступенеподібне порушення по обом межах з опущеним південним крилом. Розлом розмежовує Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП) на півночі і Новоукраїнський масив (НУМ) на півдні. Просторово у верхній частині земної кори розлом збігається з Суботсько-Мошоринською зоною розломів, виокремленою за геологічними даними.

Вздовж лінії профілю від денної поверхні до границі поділу М складено швидкісний розріз земної кори.

На денній поверхні швидкості дорівнюють 5.8 – 6.0 км/с у низах кори – 7.02 – 7.14 км/с. Гранична швидкість вздовж границі поділу М – 8.2 км/с. У

верхній частині земної кори на глибині 4 – 10 км виокремлено шар зі зниженою швидкістю – хвилевід.

Швидкість у горизонтальному напрямі змінюється в основному незначно. Виняток являє ПК 129.0 (зона спряження Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву), де на глибинах 0 – 4 км швидкість стрибкоподібно зростає на 0.20 км/с при русі від Новоукраїнського масиву на північ до Корсунь-Новомиргородського плутону.

Важливою характеристикою верхньої частини земної кори (глибини 0-5-7 км) є підвищені швидкості в межах Корсунь-Новомиргородського плутону у порівнянні з Новоукраїнським масивом. Так, у Корсунь-Новомиргородському плутоні (центральна частина) на глибині 3,0 км швидкість дорівнює 6.40 км/с, а у Новоукраїнському масиві (центральна частина) на цій же глибині усього 6,05 км/с. Глибше (15-44 км) швидкості у земній корі Корсунь-Новомиргородського плутону вже нижчі, ніж у Новоукраїнському масиві. Так, у Корсунь-Новомиргородському плутоні на глибині 20 км швидкість дорівнює 6,57 км/с, у Новоукраїнському масиві – 6,68 км/с на цій же глибині. Зміна швидкостей у бік їх зростання при русі у бік НУМ відбувається на відрізьку довжиною у 30 км (ПК 130 – ПК 100, північна частина Новоукраїнського масиву).

Таким чином, у результаті досліджень за даними регіональним спостережень методом ГСЗ по профілю XXIV Миколаїв-Канів встановлено значні відмінності між швидкісними характеристиками земної кори Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву.

Широтний профіль XXV Бабанка-П'ятихатки проходить вздовж Суботсько-Мошоринської зони розломів в області спряження Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву. У районі розташування профілю розвинені переважно чарнокіти, мігматити різних

типів, біотитові та біотит-піроксенові гнейси, граніти новоукраїнські та граніти кіровоградсько-житомирського комплексу.

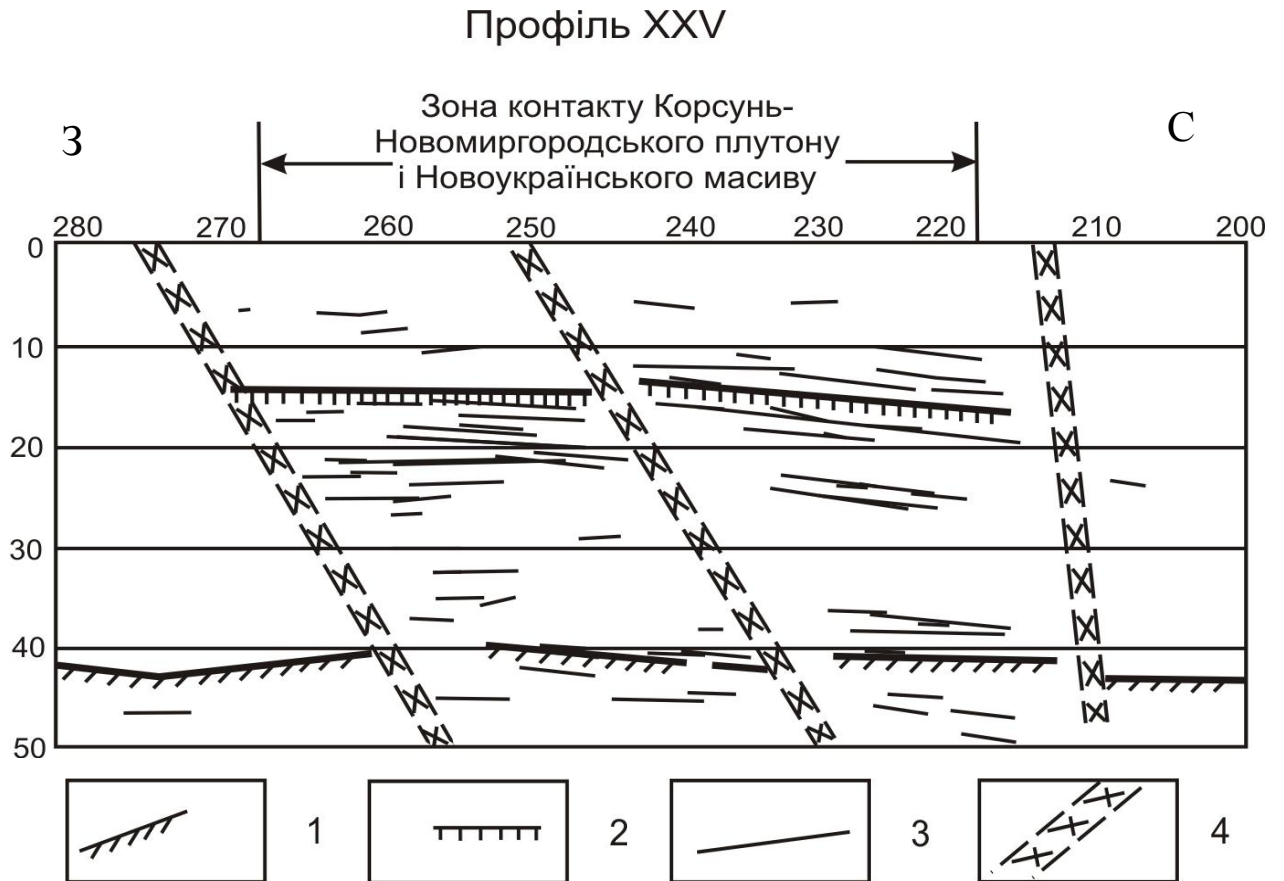


Рис 1.3. 1 – поверхня розділу М; 2 – поверхня K_2 ; 3 – відбиваючі площадки в земній корі та верхній мантії; 4 – глибинні розломи.

По профілю простежено дві витримані сейсмічні границі – K_2 (глибини 11-16 км) та границя поділу М (40-43 км) [Ильченко, Крюченко, 1981]. У товщі земної кори виокремлено глибинні розломи. Основними з них є порушення, пов'язані з Кіровоградською і Звенигородсько-Братською зонами розломів.

Вздовж профілю складено швидкісний розріз земної кори – від денної поверхні до границі поділу М. На денній поверхні швидкість дорівнює 5.95 – 6.0 км/с, у низах кори – 7.04 – 7.12 км/с. Гранична швидкість вздовж поверхні границі поділу – 8.3 – 8.4 км/с.

В області спряження Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву на глибинах 0 – 28 км спостерігається підвищення швидкостей. Західніше, в районі Звенигородсько-Братської зони розломів (ПК 270 – ПК 280) на глибинах 7 – 18 км відзначається значне зменшення швидкостей у західному напрямі, після чого швидкості починають поступово зростати у тому ж напрямі. У інтервалі глибин 28 – 40 – 43 км швидкості у горизонтальному напрямі не змінюються.

Широтний профіль ХХХ Маньківка-Павлиш у межах Кіровоградського рудного району із заходу на схід перетинає Звенигородсько-Братську зону розломів, Корсунь-Новомиргородський плутон і Кіровоградську зону розломів (рис 1.3).



Рис 1.4. 1 – поверхня розділу М; 2 – поверхня K_2 ; 3 – відбиваючі площадки в земній корі та верхній мантії; 4 – глибинні розломи; 5 – ізолінії швидкостей.

У межах Звенигородсько-Братської та Кіровоградської зон розломів розвинені гранітоїди інгуло-інгулецької серії, які підлягали інтенсивному метаморфізму та метасоматичним змінам. У межах Корсунь-Новомиргородського плутону у районі профілю розвинені переважно граніти рапаківі. На схід від плутону профіль перетинає Бовтиську западину ізометричної форми імпактного походження діаметром 20 – 22 км та глибиною понад 1 км.

Вздовж профілю простежено дві основні сейсмічні границі. Одна з них (K_2) розташована у середній частині земної кори на глибинах 10-17 км, інша (границя поділу М) – на границі поділу земної кори і верхньої мантиї в інтервалі глибин 39 – 46 км [Трипольский и др., 1984; Трипольский и др., 1988].

З глибинних розломів, виокремлених за даними ГСЗ, найважливішим є розлом на ПК 242.0 (Корсунь-Новомиргородський плутон). Цей розлом зміщує по вертикалі як границю K_2 (на 4.5 км), так і границю поділу М (на 3.0 км), причому в обох випадках опущеним є східне крило розлому, піднятим – західне.

У межах Бовтиської западини глибинних розломів на границях K_2 та М не встановлено. Це надає підстави вважати, що Бовтиська западина має не глибинне, а інше походження.

По профілю у ізолініях істинних швидкостей складено швидкісний розріз усієї товщі земної кори (рис 1.4). На денній поверхні швидкості дорівнюють 5.8 – 5.9 км/с, у низах кори – 7.05 – 7.1 км/с. У верхній частині земної кори східної частини профілю на глибині 4 – 13 км виокремлено шар зі зниженою швидкістю – хвилевід. У районі ПК 264.0 відзначається стрибкоподібне підвищення швидкості у верхній частині кори у східному напрямі на 0.1-0.3 км/с, яке зберігається до східної границі Бовтиської западини. Те саме спостерігається у середній і нижній частинах земної кори.

Таким чином, на відміну від розрізу по профілю XXV, швидкості у земній корі Корсунь-Новомиргородського плутону (особливо у її верхній частині) переважно не зазнають значних змін при переході до суміжних структур (Звенигородсько-Братська та Кіровоградська зони розломів).

Субмеридіональний профіль XXXIV Черкаси-Новий Буг у більшій своїй частині проходить вздовж чи поблизу Кіровоградської зони розломів, де розвинені в основному біотитові та біотит-піроксенові гнейси.

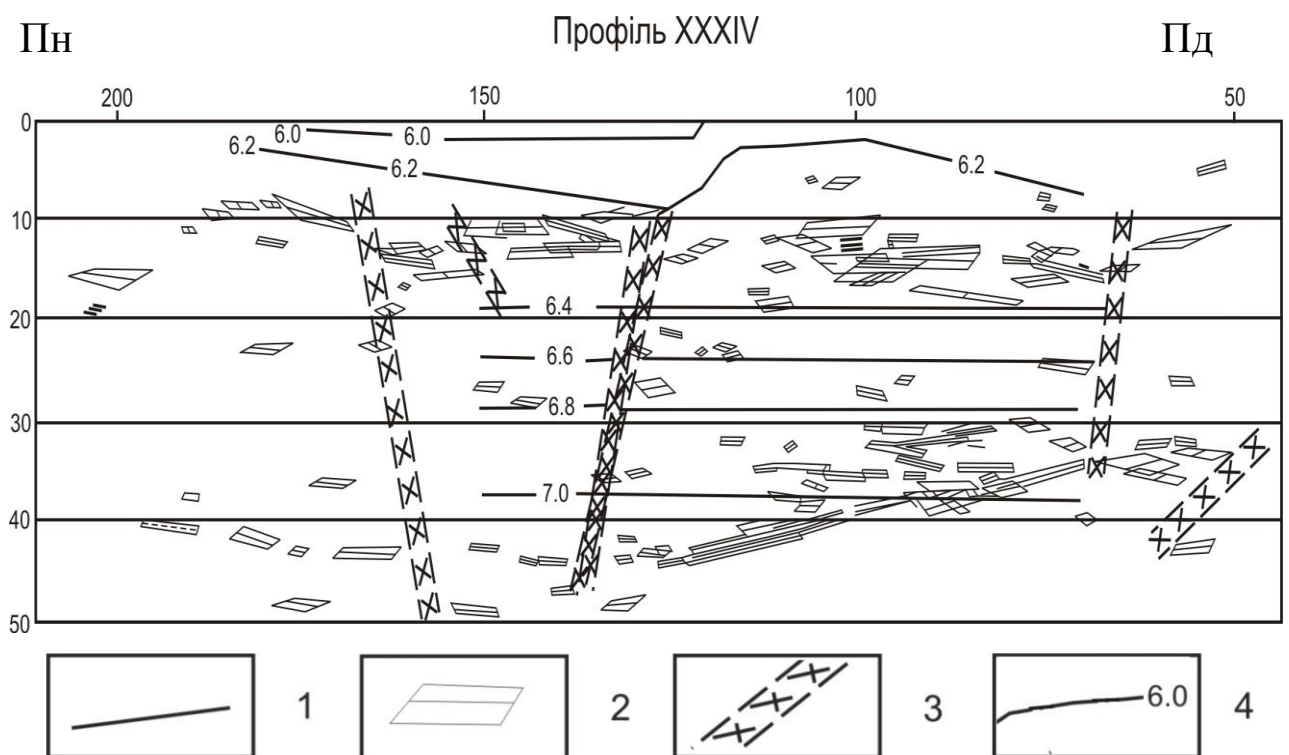


Рис 1.5. 1 – відбиваючі площадки в земній корі та верхній мантії; 2 – область можливого розташування відбиваючої площадки та її середнє положення; 3 – глибинні розломи; 4 – ізолінії швидкостей.

На профілі спостережені дві основні сейсмічні границі – K_2 (глибини 10-16 км) та границя поділу М (глибини 33-44 км) [Ильченко, 1983]. У південній частині розрізу (ПК 70 – 130) границя поділу М являє собою неперервний прямолінійний горизонт з дуже великим (до 10^0) північним нахилом зі зростанням глибини залягання від 34 до 44 км.

Швидкісний розріз земної кори має такі характеристики. На денній поверхні швидкості дорівнюють 5.9 – 6.1 км/с, у низах кори – 6.92 – 7.12 км/с. Граничну швидкість вздовж поверхні границі поділу М не визначено. Швидкості у верхній частині земної кори до глибини 10 км характеризуються значними змінами у горизонтальному напрямку. Так, у районі ПК 100 – 120 спостерігається значне підвищення швидкостей – ізолінії мають форму антикліналі за зростання швидкостей на денній поверхні до 6.0 – 6.1 км/с. На північ від цієї швидкісної аномалії ізолінія швидкості 6.2 км/с поступово підіймається з глибини 9 км (ПК 125) до 3 км (ПК 180). На південь, навпаки, швидкості зменшуються – ізолінія зі значенням 6.2 км/с з глибини 3 км (ПК 100) спадає до глибини 8 км на ПК 270.

Глибше 10 км та до границі поділу М ізолінії швидкостей розташовані горизонтально і паралельно одна одній. Зараз важко сказати, чим це пояснюється – чи особливостями інтерпретації, чи особливостями швидкісних параметрів земної кори у згаданому інтервалі глибин.

Широтний геотраверс ІV Таганрог-Голованівськ у межах Кіровоградського рудного району із заходу на схід перетинає Звенигородсько-Братську зону розломів, Новоукраїнський масив і Кіровоградську зону розломів.

На профілі простежено дві основні сейсмічні границі – K_2 (глибини 14-16 км) та границя поділу М (глибини 38-46 км) [Соллогуб и др., 1978; Трипольский и др., 1988]. З глибинних розломів, виокремлених за даними ГСЗ, найважливішою є Кіровоградська зона розломів шириною понад 20 км, у межах якої поверхня М ступенеподібно занурюється від 38 км на сході до 46 км на заході. Середня і нижня кора характеризуються високим рівнем відбивальної здатності, що реєструється великою кількістю коротких відбиваючих елементів з переважно східним нахилом.

За даними швидкісного розрізу швидкості на денній поверхні дорівнюють 5.8 – 5.9 км/с, у низах кори – 7.0 – 7.25 км/с, гранична швидкість вздовж поверхні границі поділу М – 8.1 км/с.

Швидкість у верхній частині земної кори до глибини 4 – 5 км майже не змінюється у горизонтальному напрямі, існує лише слабка тенденція до деякого підвищення швидкості у напрямі на захід. На глибинах 5 – 14 км реєструється шар зі зниженою швидкістю (хвилевід). У середній та нижній частинах земної кори спостерігається значне підвищення швидкості у західному напрямі. Так, у східній частині розрізу на глибині 30 км швидкість дорівнює 6.80 км/с, а у західній – на тій же глибині – 6.94 км/с.

У плані вивчення глибинної будови літосфери Українського щита геотраверс ІV є ключовим через розташування на території майже усіх мегаблоків щита та перетин майже поперек простягання таких глибинних розломів, як Одесько-Тальнівський, Криворізько-Кременчуцький та Оріхово-Павлоградський. Згадані розломи визначають тектонічне районування Українського щита.

З огляду на вищезазначене, інтерпретації матеріалів досліджень методом ГСЗ було надано особливу увагу, в результаті чого протягом досить тривалого часу було виконано три послідовні інтерпретації вказаних матеріалів.

На першому етапі [Соллогуб и др., 1978] було визначено швидкісний розріз верхньої частини земної кори до глибин 6 – 8 км, глибше (східна частина Новоукраїнського масиву і Кіровоградська зона розломів) було виокремлено шар зі зниженою швидкістю (глибини 8 – 14 км). На наступному етапі у другій половині 70-х років ХХ століття було складено швидкісний розріз усієї товщі земної кори до поверхні поділу М. Пізніше [Трипольский и др., 1988] з урахуванням деяких результатів повторної інтерпретації швидкісний розріз було уточнено.

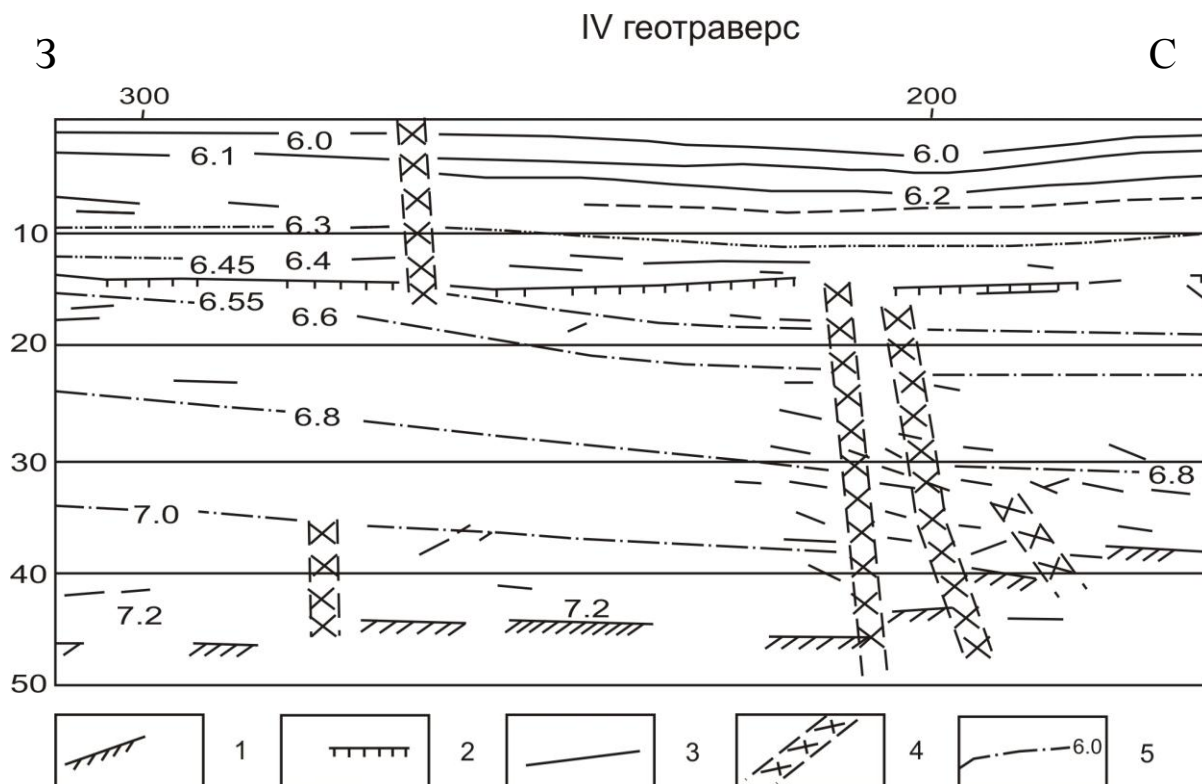


Рис 1.6. 1 – поверхня розділу М; 2 – поверхня К₂; 3 – відбиваючі площадки в земній корі та верхній мантії; 4 – глибинні розломи; 5 – ізолінії швидкостей

Заслужують на увагу нові варіанти швидкісних моделей земної кори вздовж профілів ГСЗ Бабанка-П`ятихатки і Черкаси-Новий Буг, які, як вже відзначалось, перетинають Інгульський мегаблок Українського щита, а в його межах зону спряження Новоукраїнського масиву і Корсунь-Новомиргородського плутону [Ильченко, 2003].

Згідно з цими моделями, верхні 4 – 5 км кристалічної кори складаються з блоків, швидкісна структура яких корелює з типом порід її фундаменту. Швидкість у цьому шарі поступово зростає з глибиною. В інтервалі глибин від 4 – 5 до 20 км швидкість зазнає багаторазової вертикальної інверсії. Району Корсунь-Новомиргородського плутону відповідає корола позитивна швидкісна аномалія, що характеризує його мафітовий комплекс.

Зменшення її інтенсивності з глибиною є геофізичною основою для припущення корового генезису плутону [Ильченко, 2003].

Слід зауважити, що вперше ця позитивна швидкісна аномалія була встановлена при інтерпретації матеріалів досліджень методом ГСЗ на профілях Канів-Миколаїв і Маньківка-Болтишка [Трипольский, 1995]. Наявність аномалії дозволяє обґрунтовано припустити, що значна частина об'єму порід основного складу Корсунь-Новомиргородського плутону надійшла у верхню кору з нижньої та середньої частин кори [Казанский и др., 2012].

Наявність системи широтних і субмеридіональних глибинних сейсмічних розрізів земної кори на території Кіровоградського рудного району створила сприятливу можливість для вивчення площинного розподілу швидкостей.

З метою реалізації такої можливості у межах центральної частини Кіровоградського рудного району були складені відповідні схеми на глибинних рівнях 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30 та 35 км [Омельченко и др., 2008]. Характерною особливістю цих схем є, по-перше, зміна з глибиною конфігурації та простягання ізоліній швидкостей та, по-друге, зміна форми та положення областей підвищених швидкостей.

Висловлено припущення, що зміна з глибиною конфігурації ізоліній, розмірів та положень областей підвищених швидкостей відбиває, з одного боку, зміну речовинного складу, а, з іншого боку, зміни у просторовому розташуванні і у розмірах різних геологічних тіл, що у сукупності складають певні структури земної кори досліджуваної площі.

Усі ці зміни мають певним чином впливати на особливості геофізичних полів Кіровоградського рудного району [Омельченко и др., 2008].

Спробуємо коротко проаналізувати розглянуті вище швидкісні розрізи. Як відомо, швидкості переважно характеризують речовинний склад і ступінь напруженості гірських порід, у яких поширюються сейсмічні хвилі.

Зміна швидкостей по латералі викликана, як правило, зміною цих параметрів. Речовинний склад і стан гірських порід може змінюватись при переході від однієї геологічної структури до іншої. З цих позицій зауважимо, що швидкості на наших розрізах змінюються по латералі переважно поступово і без різких коливань. Винятком є лише розріз по профілю XXIV Миколаїв-Канів, де на ПК 129.0 (зона спряження Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву) (глибини 0 – 4 км) швидкість стрибкоподібно змінюється на 0,2 км/с. В усіх інших випадках величини швидкостей не можуть слугувати критеріями для розмежування геологічних структур Кіровоградського рудного району.

У товщі літосфери простежено дві витримані сейсмічні поверхні K_2 і розділ М, що залягають на глибинах 10 - 17 і 35 - 46 км відповідно. Виділено ряд глибинних розломів, розсікають всю товщу земної кори. Висока детальність робіт в межах території Кіровоградського рудного району дозволила побудувати структурні схеми розділу М і поверхонь K_2 [Соллогуб, 1986; Старостенко та ін., 2013 роки].

Аналіз і узагальнення результатів регіональних досліджень ГСЗ-КМЗХ свідчить, що деякі усереднені геолого-геофізичні характеристики Інгульського мегаблоку (центральну частину якого займає Кіровоградський рудний район) помітно відрізняються від їх усереднених значень для Українського щита в цілому.

Так, наприклад, середня товщина земної кори Кіровоградського рудного району, і, відповідно, Інгульського мегаблоку (41,1 км) на 3,5 км менше, ніж її значення для Українського щита (44,6 км) [Трипольський, Шаров, 2004], що становить 7,8% товщини Українського щита. Швидкості поширення поздовжніх сейсмічних хвиль (скорочено швидкості) в земній корі Кіровоградського рудного району на 0,04 – 0,07 км/с (або на 0,8 – 1,20 відсотків) нижчі, ніж в земній корі Українського щита в цілому.

Відомо, що з сейсмічних параметрів найбільш універсальним параметром є швидкість поздовжніх пружних коливань, яку можна виміряти у будь-якому середовищі. При цьому у методичному плані її відносні виміри (ΔV_p) дають більш точні результати, ніж виміри абсолютних значень швидкостей поширення сейсмічних хвиль V_p .

У роботі [Омельченко и др., 2008] були представлені горизонтальні сейсмічні перерізи, на яких на різних глибинних рівнях були виокремлені області підвищених швидкостей, які змінювали свої розміри та конфігурацію при переході від одного глибинного рівня до іншого. Ці області важко однозначно просторово пов'язати з геологічними структурами Кіровоградського рудного району – Корсунь-Новомиргородським плутоном, Новоукраїнським масивом та зонами розломів (Кіровоградською, Суботсько-Мошоринською та Звенигородсько-Братською), а також транс регіональною зоною розтягу Херсон-Смоленськ.

Не виключено, що це пов'язано з тим, що у цьому випадку використовувались абсолютні, а не відносні (ΔV_p) значення швидкостей поширення сейсмічних хвиль.

Крім того, на відміну від роботи [Омельченко и др., 2008], в роботі представлені перерізи з інтервалом між ізолініями у 0,02 км/с, в той час як у вищезазначеній роботі вони проходили через 0,05 км/с, що також вплинуло на якість побудованих моделей та їх майбутній аналіз.

Таким чином, для того, щоб більш точно вивчити особливості розподілу швидкостей по літералі (що дозволяє система взаємно перетинаючихся профілів та геотраверсу) і вертикалі у земній корі Кіровоградського рудного району, особливо, з метою характеристики окремих геологічних структур, слід використовувати відносні (ΔV_p), а не абсолютні значення швидкостей.

Крім того, детальна вивченість території Кіровоградського рудного району дозволяє вивчати горизонтальні та вертикальні швидкісні градієнти

як території в цілому, так і окремих структур, що її складають (Корсунь-Новомиргородський плутон, Новоукраїнський масив, Кіровоградська, Звенигородсько-Братська та Суботсько-Мошоринська зони розломів), а також оцінити можливу анізотропію в місцях перетину профілів і детально вивчити розподіл швидкостей та швидкісних градієнтів поблизу розташування родовищ корисних копалин, зокрема, родовищ урану. Про це буде йти мова у наступних розділах роботи.

РОЗДІЛ 2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА КІРОВОГРАДСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ

Не лише Кіровоградський рудний район, а й весь Інгульський мегаблок, до якого він відноситься, є одним з найбільш вивчених регіонів в межах Українського щита.

Кіровоградський рудний район, як і весь Інгульський мегаблок практично весь час є об'єктом пильної уваги вчених-геологів НАН України, УкрНІГРІ, а також Київського та Львівського національних університетів. У 30-ті роки ХХ сторіччя тут працювали Н.І.Безбородько, В.І.Лучіцький, Л.Г.Ткачук, а починаючи з 40-х р.р. і по теперішній час: Я.Н.Белєвцев, Н.П.Семененко, Л.Г.Ткачук, Н.П.Щербак, Е.Я.Жовінський, Ю.В. Кононов, А.Н.Пономаренко, І.С.Усенко, а також доктори і кандидати наук Г.В.Артеменко, Є.П.Беліченко, А.Б.Бобров, Г.Г.Павлов, С.В.Бухарєв, А.А.Вальтер, Є.Б.Глевасський, Є.Н.Голуб, К.Є.Єсипчук, В.І.Казанській, Г.І.Каляєв, В.Н.Кобзар, В.М.Клочков, А.Н.Комаров, Ю.В. Кононов, О.А.Крамар, С.Г.Кривдік, А.І.Лукиєнко, Ю.П.Оровецький, В.І.Орса, В.С.Соболев, К.І.Свешніков, А.А.Сіворонов, О.І.Слензак, Л.М.Степанюк, М.І.Толстой, Є.П.Гуров, С.Н.Цимбал, В.В.Шевчук, І.Б.Щербаков, М.А.Ярощук, Г.М.Яценко і ін. [Старостенко, Гинтов, 2013].

Результати робіт більшості цих вчених досить докладно висвітлені в монографії І.Б.Щербакова [Щербаков, 2005].

Загалом, геологічну будову Кіровоградського рудного району можна охарактеризувати декількома основними геологічними структурами (рис 2.1). Основну частину району досліджень складають Новоукраїнський масив (НУМ) та Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП). Ці структури обмежуються субмеридіональними зонами розломів: Звенигородсько-Братською (ЗБЗР) на заході та Кіровоградською (КЗР) на сході. Між Новоукраїнським масивом та Корсунь-Новомиргородським плутоном

пролягає субширотна Суботсько-Мошоринська зона розломів (СМЗР). Слід також відзначити, що центральна частина Інгульського мегаблоку є фрагментом трансрегіональної зони розтягу Херсон-Смоленськ.

Кіровоградський рудний район характеризується значною кількістю родовищ урану метасоматичного генезису, а також родовищами та рудопроявами літія, срібла, золота, вольфрама та інших цінних металів. Розташований він у палеопротерозойському Інгульському мегаблоці, який, в свою чергу, займає центральну частину Українського щита. Для Кіровоградського рудного району характерними є понижені товщини земної кори, та, відповідно, більш високе розташування границі поділу Мохоровичича.

Стратифікований палеопротерозойський комплекс Кіровоградського рудного району представлений інгуло-інгулецькою серією, товщина якої оцінюється у 10-15 км, а вік у 2,1 – 2,3 млрд років [Гинтов, 2012]. Серія складена теригенними та вулканогенними породами, метаморфізованими в умовах амфіболітової фації і перетвореними на біотитові гнейси зі змінними кількостями гранатів, амфіболів, графіту, піроксенів [Щербаков, 2005]. Інгульський мегаблок характеризується сильним та контрастним проявом палеопротерозойського магматизму, результатами якого стали Новоукраїнський масив та Корсунь-Новомиргородський плутон, докладніше про які буде сказано нижче.

Крім супракрустальних, ультраметаморфічних і магматичних комплексів в межах Кіровоградського рудного району широко розвинені різні типи лужних натрових метасоматитів, що несуть основне рудну навантаження.

Осьову частину району займають Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП) габро-анортозитів і рапаківіподібних гранітів віком 1,75 млрд. років (PR₁- II), що складається з двох масивів - Корсунського та Шполянського, і Новоукраїнський масив (НУМ) трахітоїдних гранітів віком близько 2,05

млрд. років (кінець PR₁-I). Разом вони утворюють меридіональну ланцюг уздовж зони Херсон – Смоленськ [Старостенко, Гинтов, 2013].

Із заходу і сходу їх обмежують широкі - від 15 до 25 км - Звенигородсько-Братська (початок PR₁-I) і Кіровоградська (1,9-2,0 млрд. років) зони розломів (зони зсуву), що протягуються з півдня на північ практично через весь досліджуваний район. Лише в крайньому південно-західному куті району фіксується незначний фрагмент Первомайської зони розломів, а в північно-західному куті - Тальнівської.

Вся площа району досліджень за межами Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву зайнята метаморфизованими вулканогенно-осадовими породами інгуло-інгулецької серії віком 2,67 – 2,45 млрд. Роки і автохтонними гранітоїдами кіровоградського і вознесенського комплексів віком 2,06 – 1,97 млрд. років. Крім цього, в північно-східній частині району до новоукраїнського комплексу віднесений Чигиринський гранітний масив, а в крайній західній частині Кіровоградського рудного району виділено так званий Ташлицький комплекс чарнокітоїдів, архейський вік якого є вельми сумнівним [Щербаков, 2005].

Інгуло-Інгулецька серія. Вулканогенно-осадові метаморфічні породи інгуло-інгулецької серії представлені в досліджуваному районі двома рядами світ, що складають, відповідно до схем УРМСК, її нижню і верхню частини. На захід від Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву нижня частина серії представлена кам'яно-костуватською світою (гіперстенові, біотит-гіперстенові, гранат-біотит-гіперстінові гнейси і кристалосланці), а верхня - рошახовською (в основному біотитові різновиди гнейсів - біотитові, біотит-амфіболові, кордієрит-гранат-біотитові з прошарками амфіболітів). На схід від них нижня частина - це спасівська свита (піроксенсовмісні гнейси - метаосадові і метавулканогенні породи кремнисто-сланцьової формації і метаосадові породи сланцьово-карбонатної

формації), верхня - чечеліївська світа (біотитові гнейси). Чечеліївська світа складається з двох підсвіт. Нижня підсвіта складена гранат-біотитовими, кордиєрит-гранат-біотитовими і графіт-біотитовими гнейсами, верхня підсвіта - біотитовими, кордиєрит-біотитовими, амфібол-біотитовими гнейсами, що містять клінопіроксенові сланці. Передбачається, що чечеліївська світа утворилася за рахунок флішоїдної алевроліт-пісковикової формації [Щербаков, 2005].

Нижні і верхні світи східної і західної частин району є аналогами за своїм складом і віком.

Ультраметаморфічні гранітоїдні комплекси. Кіровоградський комплекс автохтонних гранітоїдів розвинений в Кіровоградському рудному районі найбільш широко. До кіровоградського комплексу відносяться гранат-біотитові, біотитові двохпольовошпатові граніти порфіроподібні, рідше трахітоїдні, рівномірнотзернисті або аплітоїдні. Характеризуються поступовими переходами з вміщуючими породами інгуло-інгулецької серії - в основному спасівської і чечеліївської світ, конкордантні з ними і містять ксеноліти біотитових, гранат-біотитових гнейсів, амфіболіти майже завжди без різких контактів.

Вознесенський комплекс гранітоїдів, віковий аналог кіровоградського, виділений в південно-західній і західній частині Кіровоградського рудного району на площі розвитку супракрустальних порід кам'яно-костуватської і рошаховської світ. За хімічним складом займає проміжне положення між кіровоградськими, новоукраїнськими та рапаківіподібними гранітами [Щербаков, 2005].

Схема геологічної будови Інгульського мегаблоку за [Гинтов, Мычак, 2011]

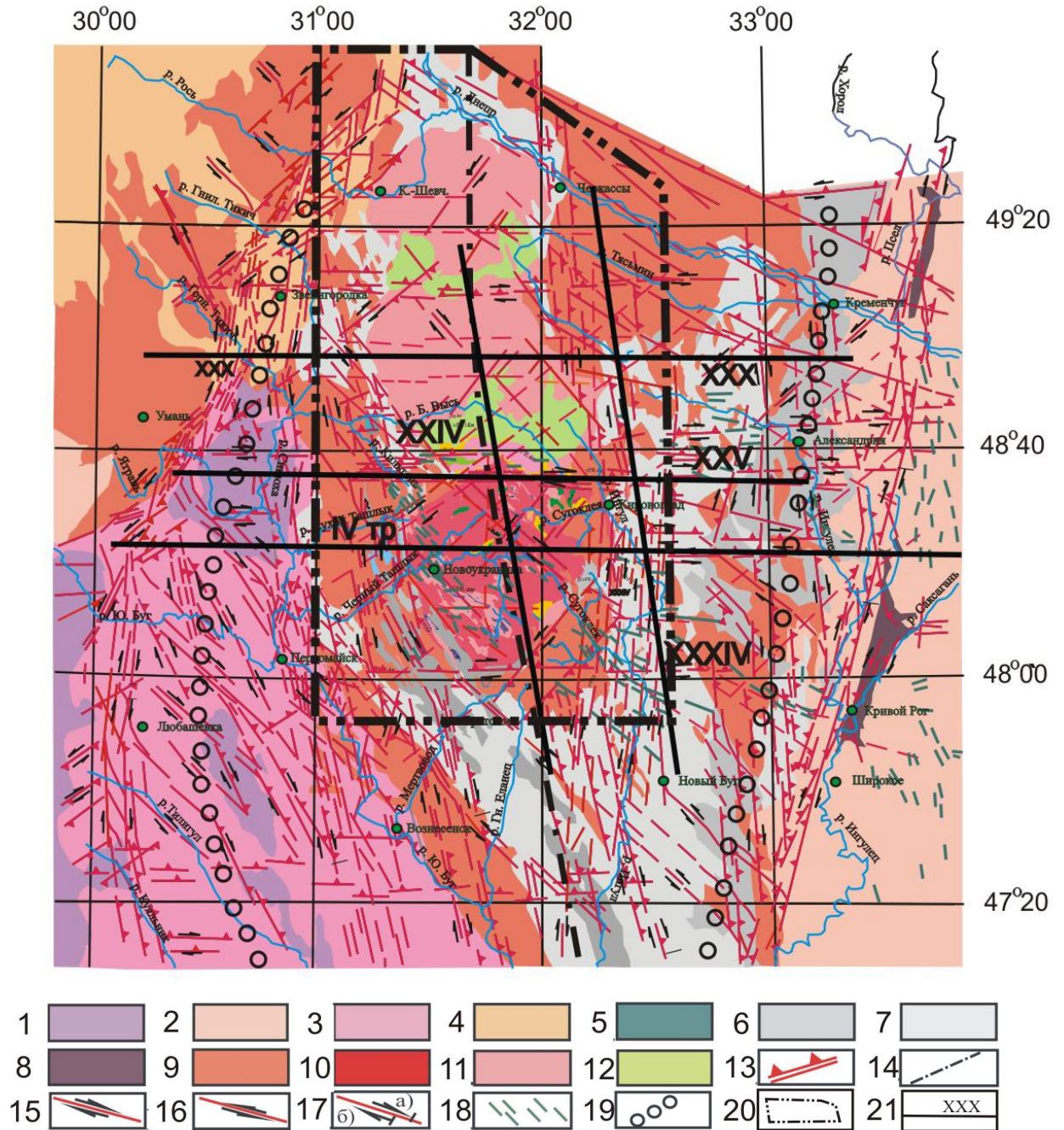


Рис. 2.1. Схема геологічної будови Інгульського мегаблоку за [Гинтов, Мычак, 2011]. Умовні позначення: 1 – 12 серії і комплекси: 1 – дністровсько-бузька, гайворонський (AR₁); 2 – аульська, конкська, дніпропетровський (AR₁), інгулецький, саксаганський, демурінський, токівський (AR₂); 3 – бузька, капітанівсько-деренюхінський (AR₃), побузький (PR₁-I); 4 – росинсько-тікіцька (AR₃), звенигородський, гайсинський (PR₁-I); інгуло-

інгулецька (PR₁-I): 5 – зеленореченська, артемівська, родіонівська світи, 6 – спасівська, кам'яно-костуватська світи, 7 – роцахівська, чечеліївська світи; 8 – криворізька серія (PR₁-I); 9 – кіровоградський, уманський, ставищанський (PR₁-I); 10 – новоукраїнський (PR₁-I); корсунь-новомиргородський (PR₁-II); 11 – рапаківіподібні граніти, 12 – габро-анортозити; 13 – ешелоновані сколи зон розломів (берг-штрихи вказують напрямок падіння); 14 – осьова лінія трансрегіональної зони розтягу Херсон – Смоленськ; кінематичні знаки для зон розломів: 15 – правий зсув (а), 16 – лівий зсув (б), 17 – скидо-зсув (а), підкидо-зсув(б); 18 – дайки габро-діабазів, лампрофірів та ін.; 19 – осьові лінії Голованівської (на заході) та Інгулецько-Криворізької (на сході) шовних зон; 20 – контури КРР; 21 – профілі та геотраверс ГСЗ.

Анатектичні та інтрузивні гранітоїдні комплекси. Новоукраїнський комплекс трахітоїдних гранітів представлений Новоукраїнським і Чигиринським масивами (рис. 2.1), причому в останньому гранітоїди новоукраїнського комплексу складають тільки частину масиву поряд з кіровоградськими. Чигиринський масив ще недостатньо вивчений, тому характеристика порід новоукраїнського комплексу наводиться за результатами вивчення однойменного масиву. У невеликих обсягах гранітоїди новоукраїнського комплексу зустрічаються і на інших ділянках Кіровоградського рудного району, як правило, в центральних частинах куполів, складених гранітами кіровоградського комплексу.

2.1. Новоукраїнський масив (НУМ)

Новоукраїнський масив обмежується наступними зонами розломів: Суботсько-Мошоринською на півночі, Звенигородсько-Братською на заході, Кіровоградською на сході (рис 2.1). На півночі Новоукраїнський масив межує з Корсунь-Новомиргородським плутоном. В окрему структуру Новоукраїнський масив був виокремлений у 1973 р [Щербаков, 2005], до цього новоукраїнські граніти розглядались у складі єдиного кіровоградсько-

житомирського комплексу порід. Новоукраїнський масив відносно однорідний, на 80% складений гранат-біотитовими і біотитовими трахітоїдними гранітами новоукраїнського типу. Породні комплекси Новоукраїнського масиву представлені сірими, рожево-сірими, рожевими і червоними піроксеновими, гранат-біотитовими та біотитовими трахітоїдними гранітами, у тому числі кварцевими монцонітами та кварцевими сієнітами, які займають основний об'єм масиву. Зі сходу і заходу новоукраїнські граніти переходять в граніти кіровоградського комплексу. Породи габро-монцонітової формації займають близько 10% об'єму. В розривних порушеннях зустрічаються також альбітити й альбітизовані породи, з якими пов'язані рудопрояви урану. Зі сходу та заходу новоукраїнські граніти переходять у гранітоїди кіровоградського комплексу, які також у невеликих кількостях зустрічаються і в інших частинах Кіровоградського рудного району, найчастіше у центральних частинах куполів, складених гранітами кіровоградського комплексу [Щербаков, 2005].

Швидкості на території Новоукраїнського масиву змінюються у відносно широких межах, приймаючи як підвищені, так і пониженні значення, що ускладнює виокремлення меж масиву за сейсмічними даними. Імовірно, це пояснюється тим, що породи Новоукраїнського масиву мало відрізняються від вміщуючих порід.

2.2. Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП)

Корсунь-Новомиргородський плутон обмежується наступними зонами розломів: Суботсько-Мошоринською на півдні, Звенигородсько-Братською на заході, Кіровоградською на сході (рис 2.1). На півдні Корсунь-Новомиргородський плутон межує з Новоукраїнським масивом.

Плутон габро-анортозитів і рапаківі вкорінений у нижньопротерозойську товщу глиноземистих гнейсів інгуло-інгулецької серії і гранітоїди кіровоградського комплексу. У південній частині контактує з трахітоїдних гранітами Новоукраїнського масиву.

Склад порід комплексу: магматичні утворення основного, кислого та лужного типу. Корсунь-Новомиргородський плутон гетерогенний, на 75-80% складений гранітами рапаківі, на 10-15% - основними породами (габ्रो-анортозити), на 3-5% - монцонітоїдами та іншими утвореннями.

Гранітоїди у межах Корсунь-Новомиргородського плутону утворюють два великих масиви: Шполянський у південній частині та Корсунь-Шевченківський - у північній. В основному масиви складаються з крупноовоїдних гранітів, а також їх різновидів. Найбільш розповсюдженими є світло-сірі, рідше рожеві рапаківі, серед яких також зустрічаються ділянки зелених рапаківі з підвищеним вмістом біотиту та кварцу. Темно-сірі рапаківі більш дрібнозернисті, вміщують велику кількість овоїдів (60-70%) та підвищену кількість темноколірних мінералів [Щербаков, 2005]. Поблизу контактів з основними породами грубозернисті граніти часто переходять в середньо- та дрібноовоїдні граніти з підвищеним вмістом темноколірних мінералів (до 10-15%, північно-західна околиця м. Городище).

З ріпаківі поступовими переходами пов'язані неясноовоїдні або безовоїдні рапаківіподібні граніти. Вони зустрічаються повсюдно. Ріпаківі та рапаківіподібні граніти мають близькі структурно-текстурні особливості за мінеральним і хімічним складом і відносяться до сублужного ряду калієво-натрієвої серії [Мітрохін, 2011]. Найбільш поширені біотит-амфіболові різновиди гранітів з невеликою кількістю піроксену і олівіну. Акцесорні мінерали представлені цирконом, ільменітом, апетитом, флюоритом, ортітом, піритом і сфалеритом.

Структурно-текстурні особливості і присутність декількох генерацій породоутворюючих мінералів, частково оплавлених (розчинених) мінеральних фаз, свідчать про тривалий термін формування гранітоїдів плутону і часткову контамінацію материнських розплавів вміщуючими породами [Митрохін, 2011].

Породи основного складу у Корсунь-Новомиргородському плутоні представлені анортозитами, габро-норитами, габро, олівіновими норитами, габро-монцонітами, що утворюють декілька великих масивів (Новомиргородський, Смілянський, Городищенський, Межиріченський) та цілу низку дрібних тіл.

Анортозити у Корсунь-Новомиргородському плутоні утворюють масивні тіла, які мають розбіжності у своєму складі (в залежності від кількості та складу олівіну та піроксенів), але достатньо витримані по товщині та простяганню. Найбільш поширені анортозити плутону – темно-сірі, представлені норитовими різновидами, з ортопіроксеном та олівіном, рідше габровими різновидами, розміщеними нерівномірно, окремими ділянками. У темно-сірих анортозитах плутону у вигляді окремих світло-сірих, майже білих, прошарків зустрічаються андезиніти.

У складі габро-анортозитів виокремлюються тіла габро-норитів [Кононов, 1985], які просторово відносяться до систем розломів північно-східного та північно-західного простягання.

Городищенський масив розташований у західній частині центрального поясу розвитку основних порід. Грубозернисті анортозити і норито-анортозити складають близько 80% площі масиву. Норити і габро-норити утворюють протяжні пластоподібні тіла, витягнуті в північно-західному напрямку. Таким же чином орієнтовані тіла монцонітів і гранітів, які пронизують товщу основних порід.

Смілянський масив основних порід утворює майже овальне тіло, що простягається вздовж східної границі плутона. До складу масиву також входить Тернівський масив. Масив обрамлений гранітами рапаківі. На контакті з анортозитами широко розвинені породи габро-монцонітового ряду. У анортозитах зустрічаються невеликі тіла габро-норитов.

Витягнутий у субширотному напрямку Новомиргородський габро-анортозитовий масив займає південну частину плутону. Анортозити та габро-

анортозити розповсюджені в центральній частині масиву та складають близько 72% його площі. Близько 14% площі масиву займають норити та габро-норити у вигляді витягнутих вузьких тіл. Також витягнутими є габро-монцоніти, що займають площу близько 10% масиву і розташовані на півдні та півночі. У зовсім невеликій кількості (близько 4%) зустрічаються кварцеві монцоніти.

У полі швидкостей Корсунь-Новомиргородський плутон характеризується переважно підвищеними швидкостями порівняно з іншими структурами КРР.

2.3. Зони розломів

Субширотна Суботсько-Мошоринська зона розломів (СМЗР) розділяє Новоукраїнський масив і Корсунь-Новомиргородський плутон, деформуючи їх, відповідно, північну і південну частини. Кристалічний фундамент, що перетинає Суботсько-Мошоринська зона розломів, складений гнейсами, кристалосланцями інгуло-інгулецької серії, гранітоїдами новоукраїнського і кіровоградського комплексів, габро-анортозитами і рапаківіподібними гранітами корсунь-новомиргородського комплексу. Широко розвинені дайки діабазів, габро-діабазів, лампрофірів. Суботсько-Мошоринська зона розломів є важливою для формування кори не тільки Кіровоградського рудного району, а й Інгульського мегаблоку в цілому. До неї приурочені Ватутинське, Мічуринське, Северинське уранові родовища. Слід зазначити, що в полі швидкостей Суботсько-Мошоринська зона розломів виділяється дуже яскраво, характеризуючись майже у всій товщі кори від'ємними значеннями ΔV_p .

Субмеридіональна Звенигородсько-Братська зона розломів (ЗБЗР) обмежує з заходу Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив. Загальна протяжність ЗБЗР складає більш ніж 250 км. Одною з характерних рис Звенигородсько-Братської зони розломів є чергування ділянок розвитку зон сколів, динамометаморфічних та метасоматичних

перетворень гірських порід з зонами, де гірські породи майже не були деформовані [Старостенко, Гинтов, 2013]. Для всіх порід зони розломів характерним є інтенсивне окварціння та лужний метасоматоз. У полі швидкостей Звенигородсько-Братську зону розломів можна умовно поділити на три частини: північну, південну та центральну. Південна та північна частини характеризуються переважно підвищеними швидкостями, а центральна (що прилягає до Ватутинського уранового родовища), навпаки, - пониженими.

Субмеридіональна Кіровоградська зона розломів (КЗР) обмежує Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив зі сходу. Одразу слід зазначити, що Кіровоградська зона розломів є однією з найважливіших у металогенічному відношенні структур Кіровоградського рудного району – саме до неї приурочена велика кількість родовищ і рудопроявів урану, літію тощо.

У межах Кіровоградської зони розломів гранітоїди та породи інгуло-інгулецької серії підлягали інтенсивній дії динамометаморфізму та відчутно метосамотично змінені. Гнейси переходять у мігматити. Для всіх порід зони розломів (КЗР, ЗБЗР, СМЗР) характерним є інтенсивне окварціння та лужний метасоматоз.

За характером швидкостей Кіровоградська зона розломів поділяється на північну та південну частини, перша з яких перебуває переважно у полі підвищених швидкостей, а друга, відповідно, - понижених.

Дайковий комплекс. Дайки порід основного та ультраосновного складу розвинені у межах Новоукраїнського масиву, Кіровоградської та Суботсько-Мошоринської зон розломів, зустрічаються також, хоч і у невеликих кількостях, в межах Звенигородсько-Братської, і майже відсутні на території Корсунь-Новомиргородського плутону.

Вікові межі формування дайкових поясів знаходяться у проміжку між формуванням масивів кіровоградських та новоукраїнських гранітів, які вони

перетинають, та формуванням Корсунь-Новомиргородського плутону, який вони не перетинають. Таким чином, вік дайкових поясів Кіровоградського рудного району перебуває у межах 2,0 – 1, 75 млрд. років [Старостенко, Гинтов, 2013].

У наступних розділах роботи будуть докладніше розглянуті швидкісні характеристики вищезазначених структур, описані їх характерні особливості у полі швидкостей, розраховані вертикальні і горизонтальні градієнти зміни швидкостей, а також показана принципова можливість виокремлення контурів більшості структур Кіровоградського рудного району з використанням параметра ΔV_p (міра відхилення швидкостей у земній корі конкретної структури від нормальних швидкостей Кіровоградського рудного району).

**РОЗДІЛ 3. ОСНОВНІ ГЕОЛОГІЧНІ СТРУКТУРИ
КІРОВОГРАДСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ (ЦЕНТРАЛЬНА
ЧАСТИНА ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)
У ПОЛІ ШВИДКОСТЕЙ ПОШИРЕННЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ (ЗА
ДАНИМИ ГСЗ)**

За даними вивчення швидкісних характеристик земної кори Кіровоградського рудного району (Інгульський мегаблок Українського щита) складено серію вертикальних графіків $V_p=f(H)$ [Трипільський та ін., 2012, 2013], які у подальшому були трансформовані у графіки $\Delta V_p=f(H)$, після чого у горизонтальні перерізи значень ΔV_p з інтервалом за глибиною, рівним 1 км.

Перш ніж перейти до детального аналізу отриманих результатів, сформулюємо деякі загальні положення стосовно особливостей сейсмічних спостережень та якості отриманих матеріалів.

Польові сейсмічні спостереження виконувались вздовж серії з п'яти регіональних профілів, три з яких мали широтне простягання, два – субмеридіональне (рис 1.1). Відстань між профілями складала 20 – 40 км, тобто така система спостережень є однією з найбільш детальних у світовій практиці при регіональних сейсмічних дослідженнях.

Спостереження виконувались за методикою неперервного профілювання, яка передбачала реєстрацію системи зустрічних та наганяючих годографів основних хвиль, узгоджених у взаємних точках. Відстань між пунктами вибуху складала 20 – 35 км, протяжність неперервних годографів – до 250 – 350 км, відстань між реєстраторами – 100 м.

За частот реєстрації переважно 7 – 20 гц та швидкостях поширення сейсмічних хвиль у межах 5,7 – 8,3 км/с довжини хвиль змінювались від 280 до 1200 м (переважно 400 – 700 м). В той же час відстань між реєстраторами (100 м) була суттєво меншою за половину довжини хвилі, що забезпечувало

надійну кореляцію усіх хвиль, зареєстрованих у процесі польових спостережень.

Одним з основних завдань ГСЗ було вивчення цих особливостей у земній корі Кіровоградського рудного району та суміжних ділянок Інгульського мегаблоку. Вивчення мало цілеспрямований характер, зумовлений особливостями геологічної будови та закономірностями просторового розташування родовищ корисних копалин. Особлива увага була звернута на Корсунь-Новомиргородський плутон, Новоукраїнський масив, трансрегіональну зону розтягу Херсон-Смоленськ, Звенигородсько-Братську (ЗБЗР), Кіровоградську (КЗР) та Суботсько-Мошоринську зони розломів (СМЗР).

Відомо, що з сейсмічних параметрів найбільш універсальним параметром є швидкість поздовжніх пружних коливань, яку можна виміряти у будь-якому середовищі. При цьому у методичному плані її відносні значення (ΔV_p) дають більш детальні результати, ніж виміри абсолютних значень V_p . В більшості потенційних геофізичних методів – гравіметрії, магнітометрії - використовуються не абсолютні значення полів, а редукції – у гравіметрії редукції Буге, Фая та ін., у магнітометрії – ΔZ_a , ΔT_a . Але вивчення швидкісних характеристик за матеріалами досліджень методом ГСЗ – КМЗХ до останнього часу обмежувалося переважно складанням розрізів земної кори у вигляді ізоліній швидкостей V_p (швидкісні розрізи). За такими розрізами було складно визначити особливості швидкісних характеристик окремих геологічних структур вищих порядків по відношенню до крупних мегаблоків.

Перший крок у цьому напрямі був здійснений у роботі [Омельченко и др., 2008], де на різних глибинних рівнях були виокремлені області підвищених швидкостей, які змінювали свої розміри і конфігурацію при переході від одного глибинного рівня до іншого. Ці області важко однозначно просторово пов'язати з геологічними структурами

Кіровоградського рудного району – Корсунь-Новомиргородський плутон, Новоукраїнський масив, та зонами розломів (Кіровоградська, Звенигородсько-Братська та Суботсько-Мошоринська зони розломів). Не виключено, що це пов'язано з тим, що у цьому випадку використовувались абсолютні, а не відносні (ΔV_P) значення швидкостей.

Таким чином для того, щоб більш точно вивчити особливості розподілу швидкостей по латералі і вертикалі у земній корі Кіровоградського рудного району, особливо з метою характеристики окремих геологічних структур, слід використовувати відносні (ΔV_P), а не абсолютні значення швидкостей.

У цьому зв'язку було запропоновано характеризувати кожен структуру за допомогою графіку $\Delta V_P=f(H)$, де величина ΔV_P визначає міру відхилення швидкостей у земній корі конкретної структури від нормальних швидкостей [Трипільський та ін., 2012]. За норму приймався осереднений розподіл швидкостей з глибиною ($V_{P \text{ норм.}}=f(H)$) у земній корі Кіровоградського рудного району.

На рис 3.1 наведено порівняння осередненого розподілу швидкостей з глибиною на території Кіровоградського рудного району з таким розподілом у континентальній кристалічній корі земної кулі, наведеним у роботі [Christensen, Mooney, 1995]. З графіків видно, що $V_{P \text{ норм.}}$ в межах Кіровоградського рудного району дещо вищі за V_P в моделі Крістенсена-Муні в верхній частині кори, а нижче вони майже ідентичні. Це може пояснюватись значним впливом Корсунь-Новомиргородського плутону габро-анортозитів на розподіл швидкостей поширення сейсмічних хвиль в межах Кіровоградського рудного району, зокрема, у верхній його частині, адже, як відомо, наявність плутонів не є типовою для щитів.

Таким чином, величина ΔV_P характеризувала міру швидкісної аномалії та особливості її зміни з глибиною для кожної зі структур, що вивчаються. Це надає можливість зіставлення величини ΔV_P між різними структурами, що

надалі може бути використане при геологічній інтерпретації сейсмічних даних.

Вихідним матеріалом для складання графіків $\Delta V_P=f(H)$ були швидкісні розрізи земної кори вздовж профілів ГСЗ. З інтервалом по горизонталі у 10 – 20 км ці розрізи були перетнуті вертикальними лініями, вздовж яких знімалися значення V_P (див. Додаток А) та склалися графіки $V_P=f(H)$. Геологічні структури, що вивчалися, у залежності від своїх розмірів, характеризувалися певною кількістю графіків $V_P=f(H)$ для кожної з них.

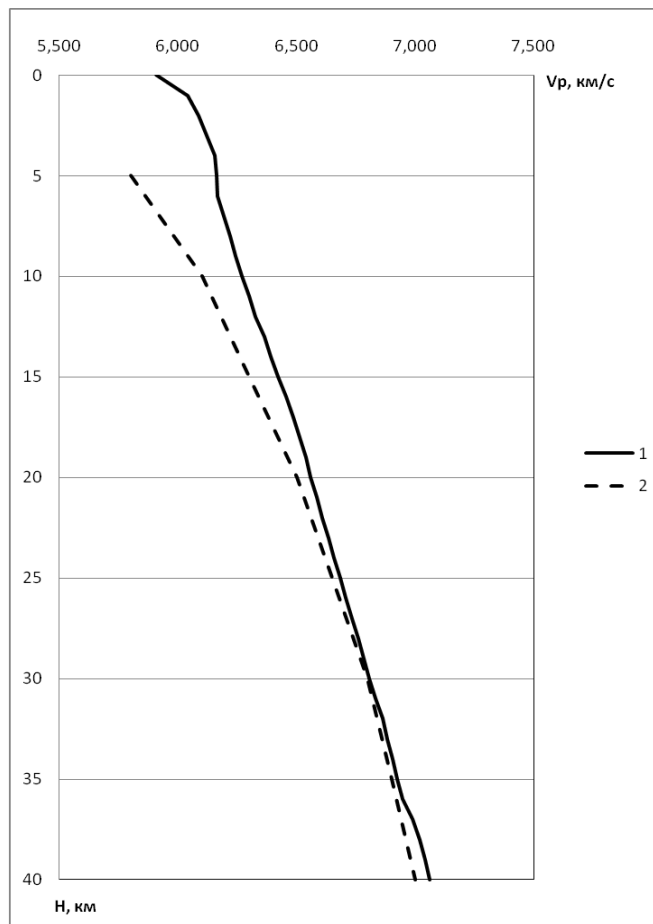


Рис 3.1. Осереднений розподіл швидкостей з глибиною на території КРР (1) та за моделлю Крістенсена-Муні (2).

Величини ΔV_p , що являли собою різницю швидкостей між кожним із графіків, зокрема $V_p=f(H)$, та графіком нормального розподілу швидкостей $V_{\text{норм.}}=f(H)$, визначалися у всій товщі земної кори з інтервалом у 1 км. Всього було складено 41 графік (рис 3.5).

Слід відзначити, що більше, ніж за 50-річну історію вивчення глибинної будови земної кори Українського щита методом ГСЗ вперше отримано значний об'єм високоякісних нових результатів дослідження швидкісних характеристик кори КРР.

Цьому сприяла детальна система спостережень, виконаних вздовж системи, що складається з трьох широтних та двох субмеридіональних профілів, що взаємно перетинаються між собою, а також висока якість отриманих сейсмічних матеріалів. Результати представлені у вигляді серії вертикальних графіків $\Delta V_p=f(H)$ та горизонтальних перерізів ΔV_p з кроком по вертикалі у 1 км від 0 до глибини 40 км.

Питання, пов'язані з похибками сейсмічних даних, неодноразово обговорювались різними авторами [Яновская, 1997; Цветкова, 2015]. В роботі показано, що похибка визначення швидкості V_p складає 0,01 км/с (рис 3.2), а ув'язка профілів по глибинах визначення поверхонь Мохоровичича та K_2 виконана з похибкою не більше 0,7 км, що вказує на високу точність вихідних матеріалів.

Ці данні узгоджуються з роботою [Гейко, Цветкова, 1989], де наведені тестові приклади для розрахунків точності, які показують, що точність даних достатньо висока, а саме, знаходиться в межах $0,317 \cdot 10^{-3}$ – $0,16 \cdot 10^{-3}$. Виходячи з цього горизонтальний крок ізоліній для побудови горизонтальних перерізів було обрано 0,02 км/с.

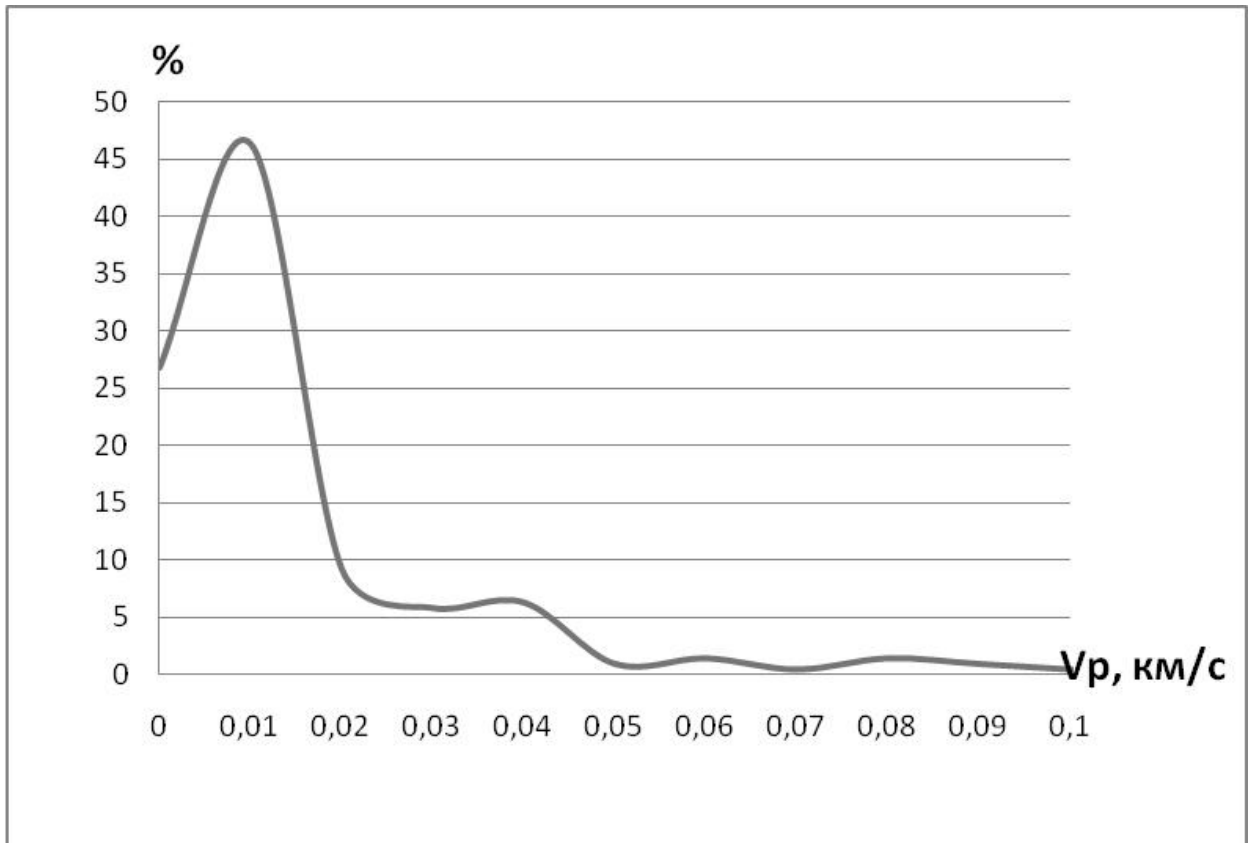


Рис 3.2. Розподіл середньоквадратичного відхилення, розрахований у місцях перетину профілів та геотраверсу ГСЗ. Всього для розрахунку було використано 200 значень V_p .

При аналізі отриманих результатів будемо виходити з наступних припущень.

1. Кожна з основних структур, які складають земну кору Кіровоградського рудного району, являє собою окреме геологічне тіло, що за своєю будовою та речовинним складом відрізняється від інших структур. Це може спричиняти відмінності у швидкостях (ΔV_p) між різними структурами. Слід зауважити, що з глибиною ці відмінності не завжди можуть залишатися постійними, причому напрямом можливих змін може бути не лише вертикальним, а й горизонтальним або похилим.

2. Зони глибинних розломів через численні деформації гірських порід повинні переважно характеризуватися зниженими швидкостями, що може спостерігатися в інтервалі від денної поверхні до різних глибин.

Далі наведемо результати вивчення швидкісних параметрів земної кори Кіровоградського рудного району.

3.1. Порівняння швидкісних характеристик Кіровоградського рудного району та Українського щита

Майже у всій товщі земної кори швидкості в межах Кіровоградського рудного району нижчі, ніж в межах Українського щита. Це впливає з графіка $\Delta V_p = V^*_{\text{КРР}} - V^*_{\text{УЩ}}$ (рис 3.4 б).

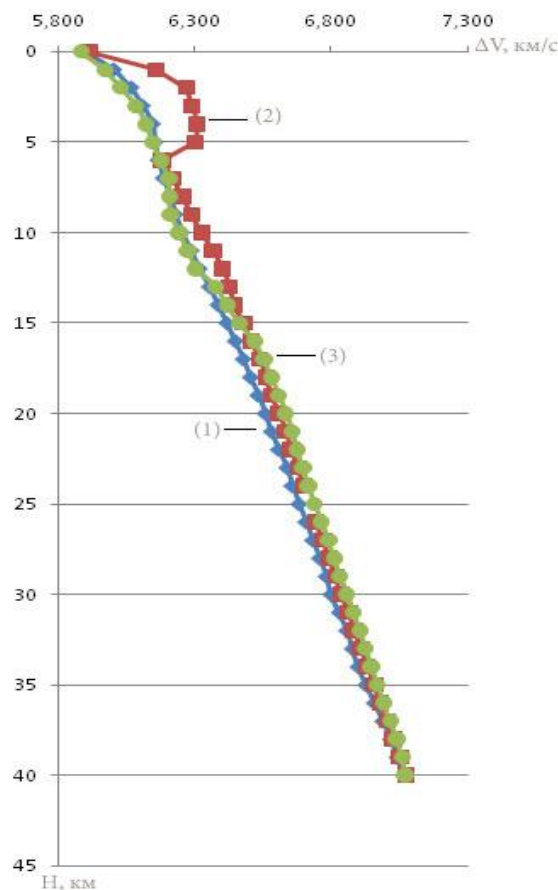


Рис 3.3. Швидкісні характеристики земної кори КРР: осереднені графіки $V_p=f(H)$ для КРР (1), КНП (2) та НУМ (3)

Максимальні відхилення ΔV_p спостерігаються у верхах (-0.070 км / с, або 1.20%) і низах кори (-0.040 км / с, або 0.60%). Ці дані узгоджуються з результатами гравітаційного моделювання, які вказують на розущільнення порід КРР по відношенню до Українського щита [Старостенко и др., 2007; Куприенко и др., 2013]. У середній корі відхилення близькі до нуля.

Беручи до уваги, що такі структури, як Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив характеризуються підвищеними швидкостями (рис 3.3), особливо у верхній корі (0 - 20 км), слід підкреслити, що решта структур Кіровоградського рудного району в межах зазначеного інтервалу глибин характеризуються ще більшим відхиленням у бік знижених швидкостей, ніж це наведено на (рис 3.4 б).

Особливості графіка $\Delta V_p = V_p \text{ КРР} - V_p \text{ УЩ}$ можна пояснити наступним чином:

- 1) верхня кора Кіровоградського рудного району порушена численними розломами різних рангів, що може викликати зниження швидкостей;
- 2) породи верхньої кори характеризуються більш кислим складом, ніж породи Українського щита в цілому. Обидва ці фактори можуть спостерігатися як одночасно, так і окремо;
- 3) відносно низькі швидкості в корі Кіровоградського рудного району глибше 20 км пояснюються, як і у верхах, широким розвитком зон розломів, що проникають у мантію. Зниження швидкості в Корсунь-Новомиргородському плутоні в інтервалі 16-40 км дозволяють також припустити, що значна частина порід основного складу надходила у верхню кору з середньої і нижньої кори. Але швидкості можуть змінюватися не тільки з глибиною.

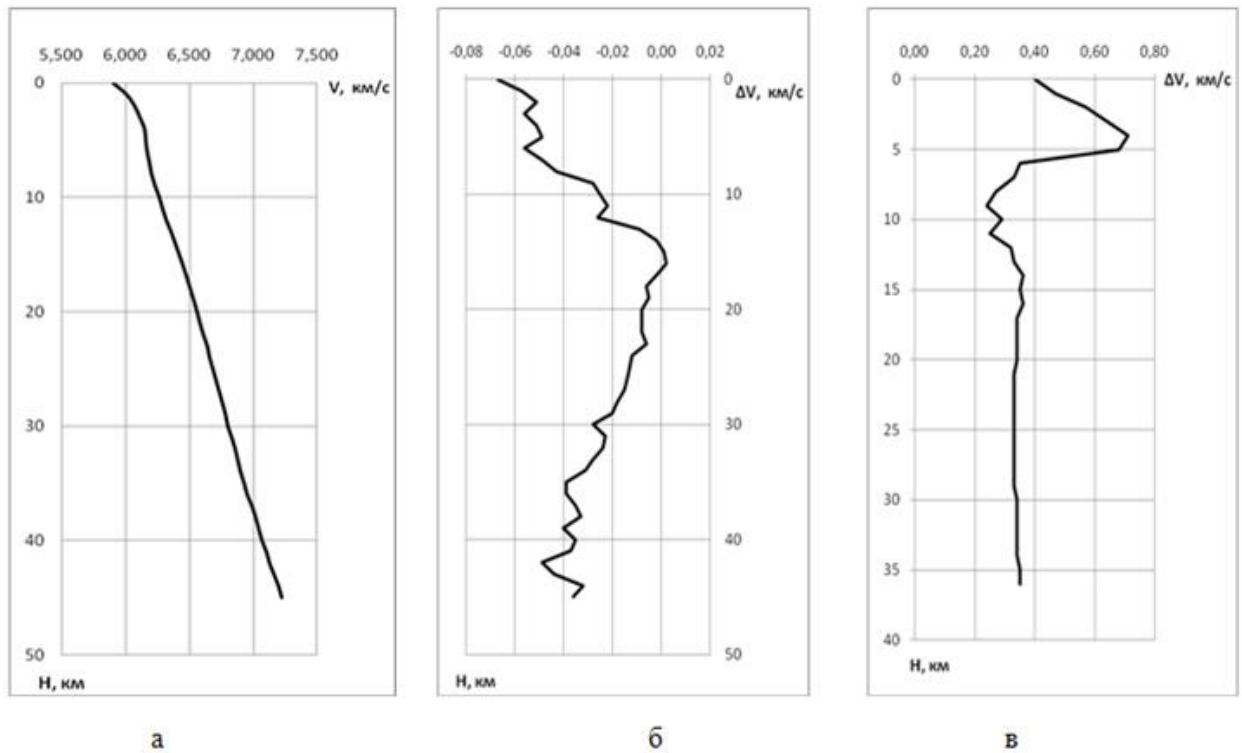


Рис 3.4. Швидкісні характеристики земної кори КРР: а - осереднений графік $V_p \text{ КРР} = f(H)$; б - різницевий графік $\Delta V_p = V_p \text{ КРР} - V_p \text{ УЦ}$; в - графік $\Delta V_p = V_p \text{ max} - V_p \text{ min}$, що характеризує міру розкиду швидкостей поздовжніх хвиль на фіксованій глибині

Аналіз сейсмічних даних показує, що на фіксованій глибині швидкості не залишаються постійними, а також змінюються при переміщенні в горизонтальному напрямку від однієї точки, де відомий графік $V_p = f(H)$, до інших. Для вивчення цього явища був введений параметр $\Delta V_p = V_p \text{ max} - V_p \text{ min}$, який характеризує міру найбільшого розкиду значень швидкостей на певній глибині при зміщенні від денної поверхні до низів земної кори (рис 3.4 в).

Як і очікувалося, максимальний розкид швидкостей спостерігається у верхах кори (глибини 2 - 5 км), що просторово відповідає заляганню порід основного складу Корсунь-Новомиргородського плутону. Глибше, особливо в інтервалі 14 - 36 км, ΔV_p набуває практично постійних значень. Це означає, що навіть при різних швидкостях на фіксованих глибинах вертикальний швидкісний градієнт залишається постійним, тобто швидкості в різних

частинах Кіровоградського рудного району зростають з глибиною згідно одному й тому закону. Не виключено, що це пояснюється близькими термодинамічними умовами в земній корі на різних ділянках Кіровоградського рудного району.

Швидкісні неоднорідності на фіксованих глибинах відображають, можливо, певні зміни хімічного складу, щільності, фацій метаморфізму і стану порід (ступінь тріщинуватості, обводнення, пористості тощо).

У земній корі Кіровоградського рудного району вивчено також розподіл швидкостей з глибиною в таких інтервалах значень: 6,0 – 6,2; 6,2 – 6,4; 6,4 – 6,6; 6,6 – 6,8; 6,8 – 7,0; 7,0 – 7,2 км/с. Характер розподілу (поступова зміна розподілу швидкостей з глибиною) свідчить, що в земній корі Кіровоградського рудного району (інтервал глибин 2 - 44 км) вище і нижче горизонту K_2 відсутні стрибкоподібні зміни швидкостей, що зазвичай спостерігаються поблизу сейсмічних границь. Це вказує на те, що в земній корі немає контрастних і витриманих речовинних і швидкісних границь. У зв'язку з цим слід зауважити, що поділ земної кори Кіровоградського рудного району на «гранітний», «діорітовий» і «базальтовий» «шари» є досить умовним.

Максимальний розкид швидкостей на глибині 5 км (0,80 км/с) можна пояснити тим, що тут в межах Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів залягають кристалічні породи основного складу, які за своїми швидкісними параметрами сильно відрізняються від вміщуючи порід переважно кислого складу.

Мінімальний розкид швидкостей на глибині 20 км (0,4 – 0,6 км/с) пов'язаний, імовірно, з тим, що тут спостерігається максимальна глибина закладення багатьох приповерхневих структур, внаслідок чого кристалічна кора набуває відносно гомогенної будови. Глибше (25 км і більше) розкид розподілу швидкостей знову збільшується, що може вказувати або на те, що ступінь гомогенності кори дещо знижується, або на зменшення точності

визначення швидкостей поширення сейсмічних хвиль на цих глибинах. Не виключено також, що на таких глибинах на швидкості впливає не тільки мінеральний склад порід, а й РТ умови.

У роботі [Шаров и др., 2014] наведено гістограми розподілу швидкостей з глибиною на території Українського та Балтійського щитів. Порівнюючи ці результати з розподілом швидкостей в межах Кіровоградського рудного району можна сказати, що вони певною мірою схожі між собою, що є закономірним для Українського щита, враховуючи, що для розрахунку гістограм використовувались здебільшого значення швидкостей поширення сейсмічних хвиль по тим самим профілям і геотраверсу, що наведені у даній роботі. Щодо Балтійського щита, не виключено, що ця подібність може бути викликана різними причинами.

3.2. Вертикальний швидкісний градієнт G

Одним з геофізичних параметрів, що характеризують земну кору, є швидкісний градієнт G , який визначає міру зміни швидкості при збільшенні глибини вимірювання на 1 км. Наприклад, $G = 0.028\text{с}^{-1}$ означає, що в інтервалі, рівному 1 км, швидкість змінилася на 0.028 км/с. Якщо з глибиною швидкість зростає, то перед значенням градієнта G слід ставити знак плюс, якщо знижується - мінус.

Швидкісний градієнт в земній корі Кіровоградського рудного району має виключно позитивні значення - тобто з глибиною швидкість неперервно зростає (рис 3.4 а). Це пояснюється зміною складу порід, різними ступенями метаморфізму, закриттям пор і тріщин, зміною напруженого стану порід.

Спочатку (0-2 км) швидкість з глибиною зростає при дуже високому значенні швидкісного градієнта - $+0.0845\text{с}^{-1}$. Це втричі більше швидкісного градієнта у всій товщі земної кори Кіровоградського рудного району ($+0.0292\text{с}^{-1}$) (інтервал глибин 0 - 40 км). Настільки високий градієнт може пояснюватися, насамперед, закриттям пор і тріщин в приповерхневій частині розрізу.

Глибше (2 - 4 км) градієнт зменшується більш, ніж у два рази ($+0.0390 \text{ c}^{-1}$), далі (4 - 6 км) продовжує знижуватися майже до нульових значень ($+0.0105 \text{ c}^{-1}$). В інтервалах 6 - 10 і 10 - 17 км градієнт швидко зростає до значень $+0.0213 \text{ c}^{-1}$ і $+0.0323 \text{ c}^{-1}$ відповідно. Зниження градієнта в інтервалі 4 - 10 км викликано існуванням на деяких ділянках розрізів ГСЗ шару зі зниженою швидкістю (хвилевід). Ще глибше (17 - 40 км) швидкість продовжує зростати з постійним градієнтом, рівним $+0.0256 \text{ c}^{-1}$.

Якщо припустити, що в земній корі в інтервалі 10-35 км простежуються витримані сейсмічні границі, то в цьому випадку величина градієнта не могла б залишатися майже постійною, навпаки, градієнт мав би різко змінюватися поблизу таких границь. Насправді, градієнт в інтервалі глибин 10 - 35 км змінюється несуттєво ($+0.0256 \text{ c}^{-1}$ і $+0.0323 \text{ c}^{-1}$), що побічно свідчить на користь відсутності подібних границь в земній корі Кіровоградського рудного району.

3.3. Аналіз вертикальних графіків ΔV_p

Аналіз графіків показує, що найбільші і контрастні відхилення від норми фіксуються переважно в межах Корсунь-Новомиргородському плутоні та Новоукраїнському масиві на інтервалі глибин 0 – 10 км, іноді до 15 км (рис 3.5). Глибше 10 – 15 км, до поділу М, характер графіків помітно змінюється – тут майже відсутні контрастні відхилення від норми, а величина ΔV_p з глибиною поволі зменшується.

Дещо інші характеристики має більшість графіків ΔV_p , що відносяться до профілів ХХV та ХХХIV (рис 3.5). Складається небезпідставне враження, що на характер графіків впливає геологічна ситуація, в якій перебувають ці профілі. Так, профіль ХХV розташований у межах субширотної Суботсько-Мошоринської зони розломів заслуговує на особливу увагу. Із загальної кількості графіків (десять) на семи з них постійно фіксуються від'ємні значення ΔV_p , тобто швидкості у земній корі Суботсько-Мошоринської зони

розломів переважно нижчі за нормальні значення, характерні для Кіровоградського рудного району.

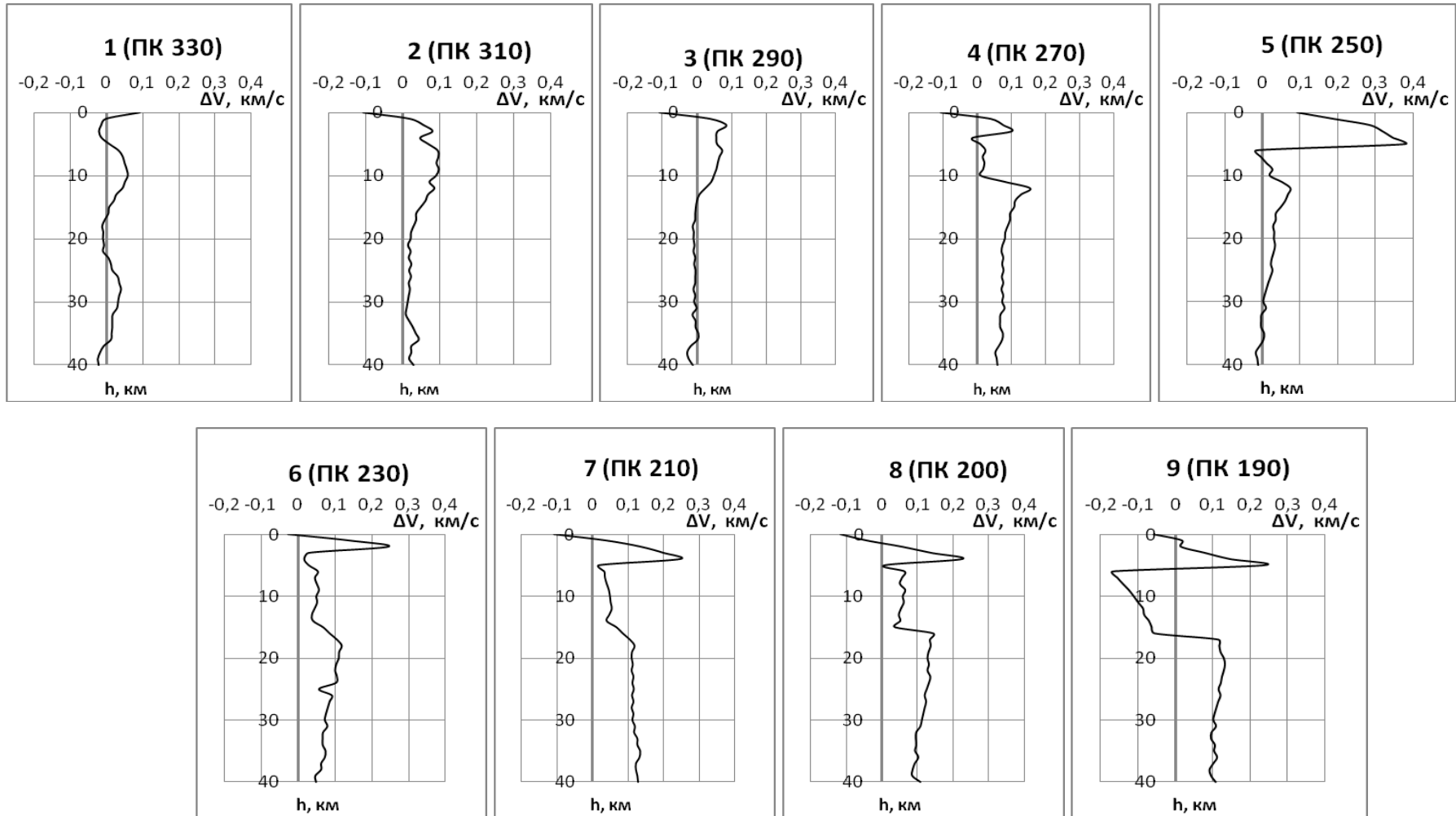
Найбільший дефіцит швидкостей припадає, як правило, на інтервал 10 – 20 км. Глибше відхилення від норми поступово зменшуються, та в інтервалі 25 – 36 км відзначено навіть позитивні значення ΔV_p . Не виключено, що вказані позитивні аномалії пов'язані з впливом транс регіональної зони розтягу Херсон-Смоленськ.

Характер графіків ΔV_p напевне відбиває вплив Суботсько-Мошоринської зони розломів, що характеризується послабленням геологічного середовища (розущільнення порід, зумовлене дробінням, катаклизом, милонітизацією, а також процесами флюїдизації), яке спричиняє помітне зниження швидкостей.

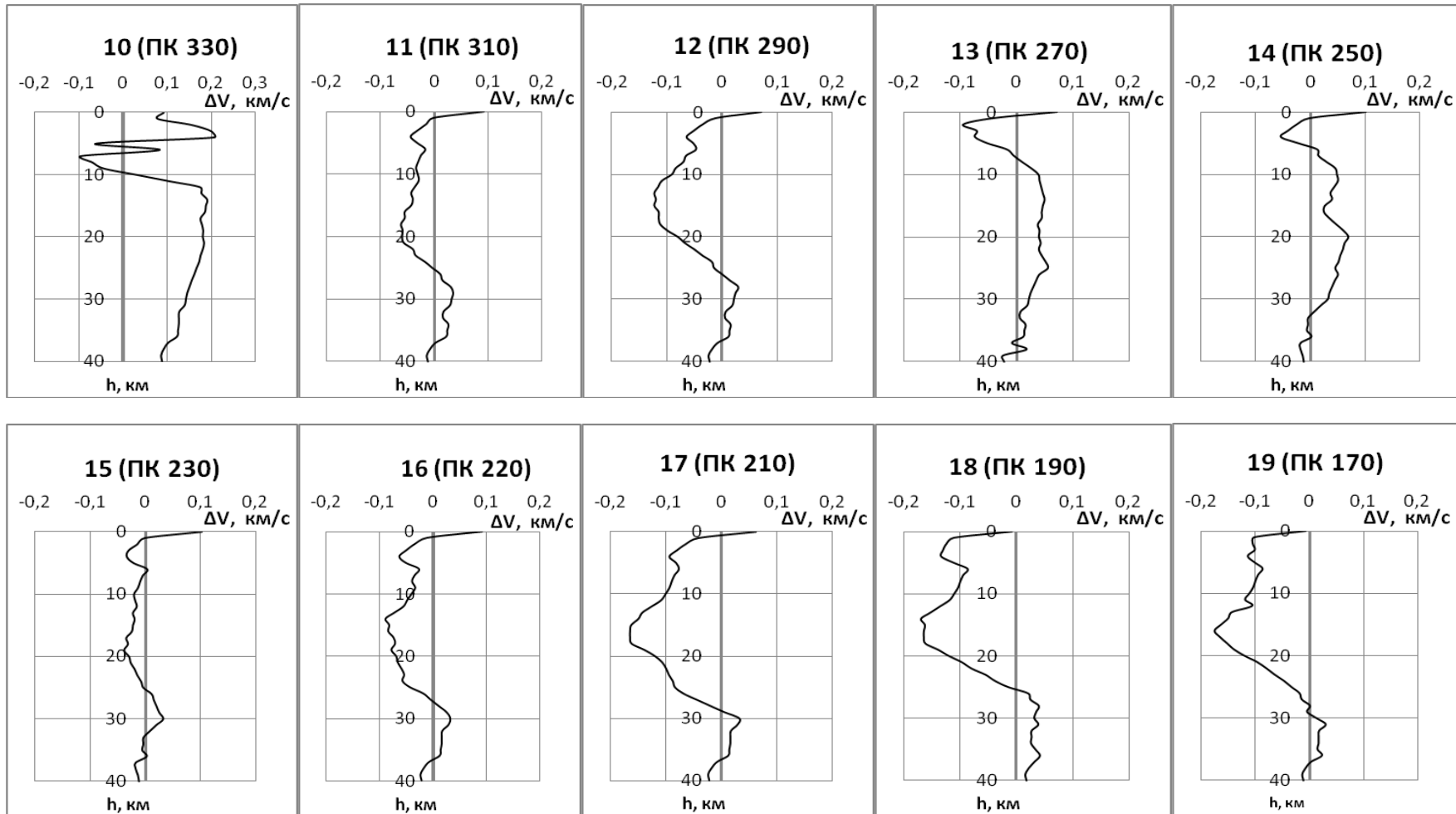
Схожа картина спостерігається на субмеридіональному профілі XXXIV (рис 3.5). Тут переважна частина профілю частково розташована дещо на схід від Кіровоградської зони розломів, на відстані у 5 – 10 км від неї, частково – у межах Кіровоградської зони розломів. На усіх п'яти графіках в інтервалі глибин 10 – 25 км відзначено контрастні відхилення від норми, визначеної для Кіровоградського рудного району у бік від'ємних значень ΔV_p .

Не виключено, що й тут, за аналогією з профілем XXV, спостерігається вплив Кіровоградської зони розломів. Глибше, у низах кори, ці відхилення поступово зменшуються, а значення ΔV_p поступово наближуються до нормальних значень швидкостей поширення сейсмічних хвиль на території Кіровоградського рудного району.

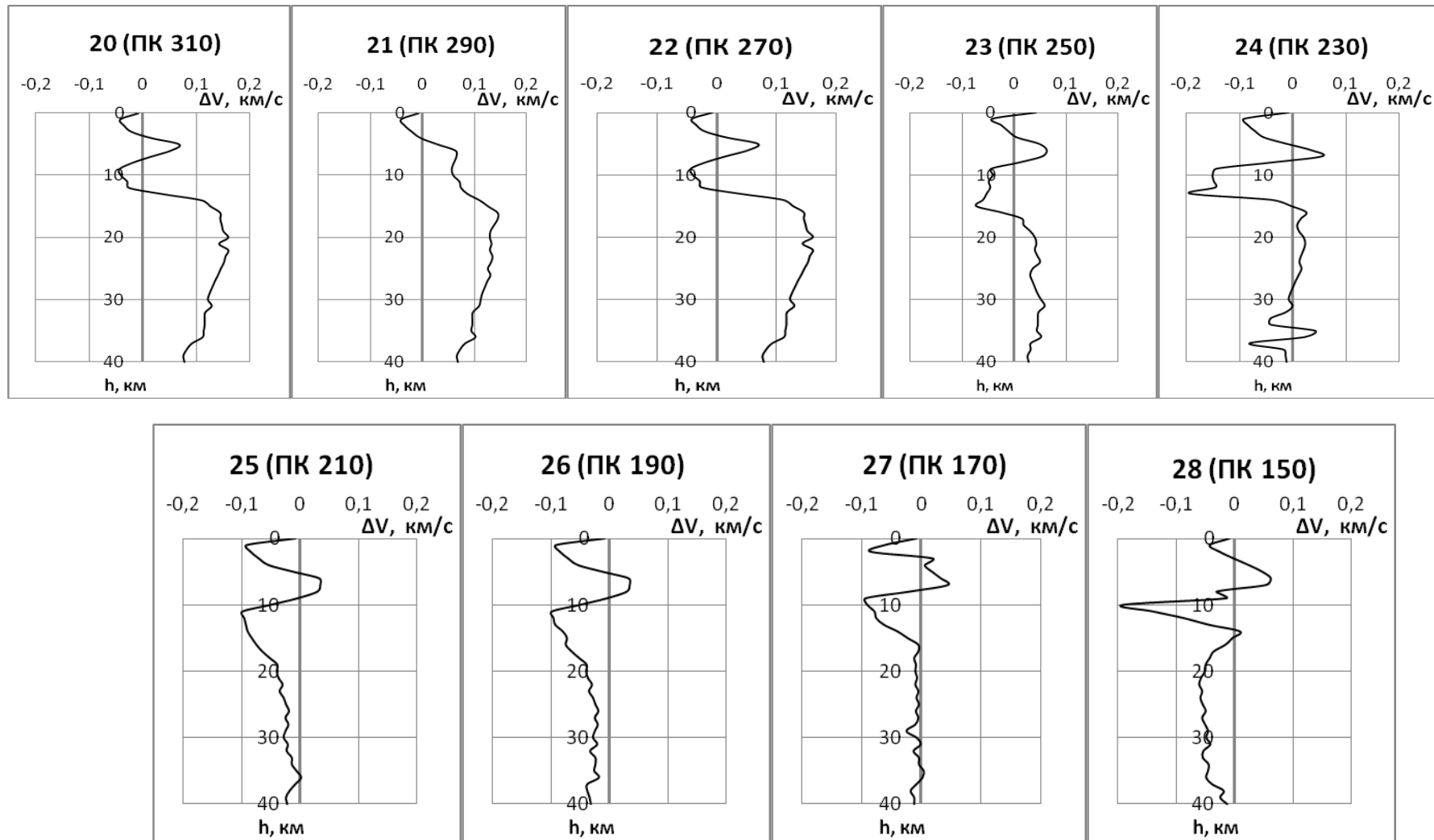
Профіль ХХХ



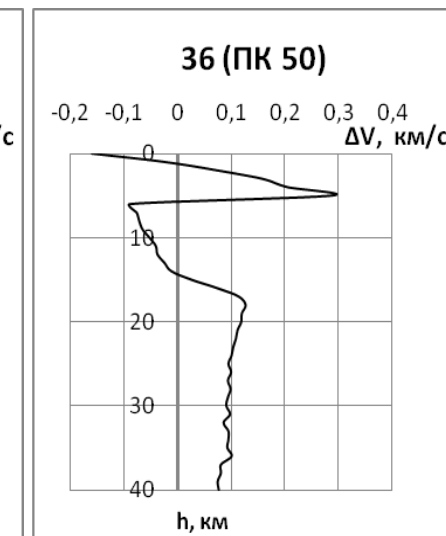
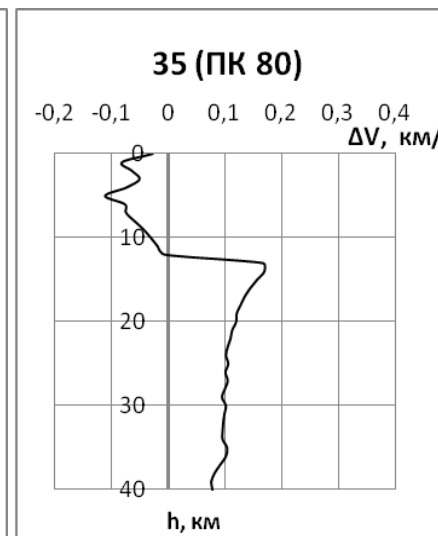
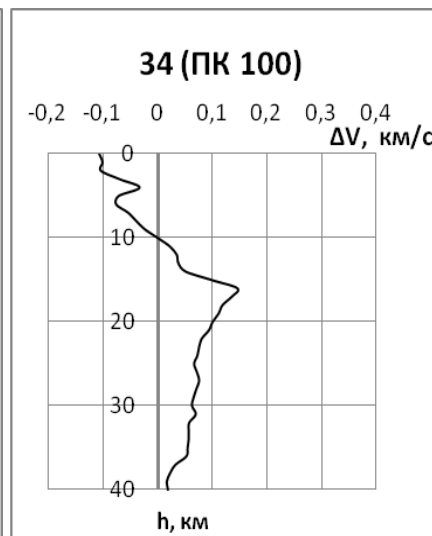
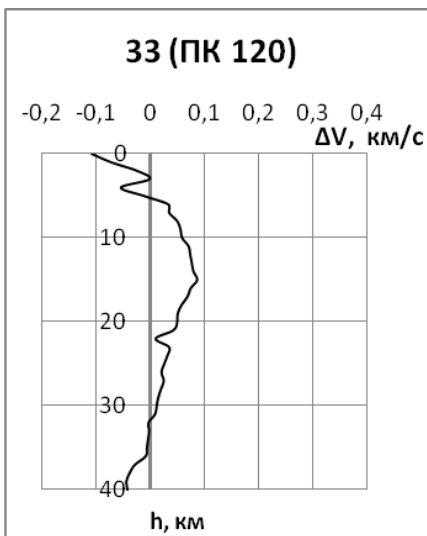
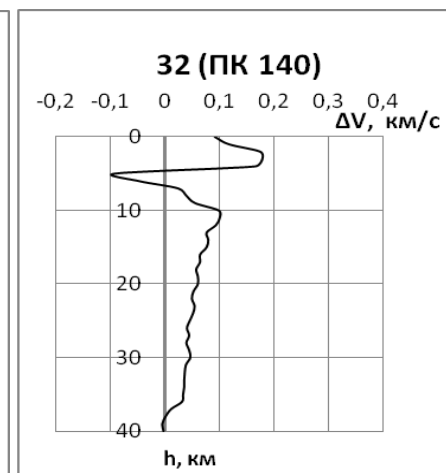
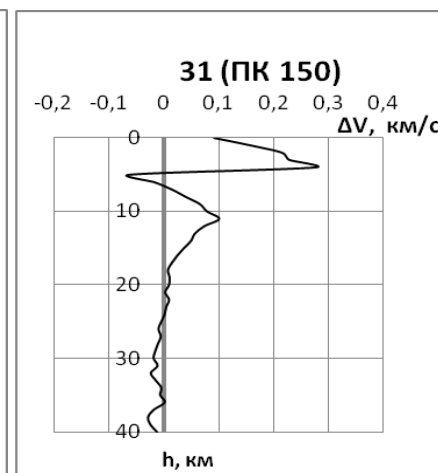
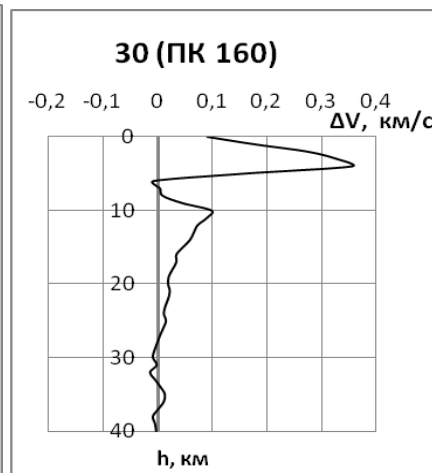
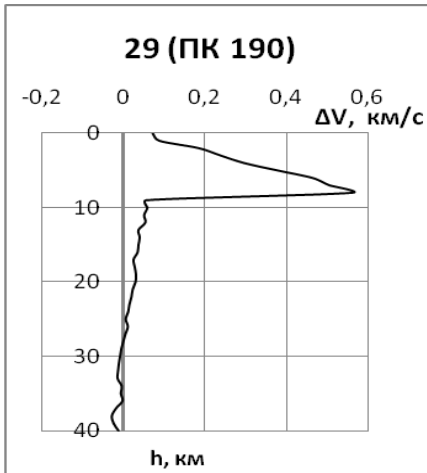
Профіль XXV



IV геотраверс



Профіль XXIV



Профіль XXXIV

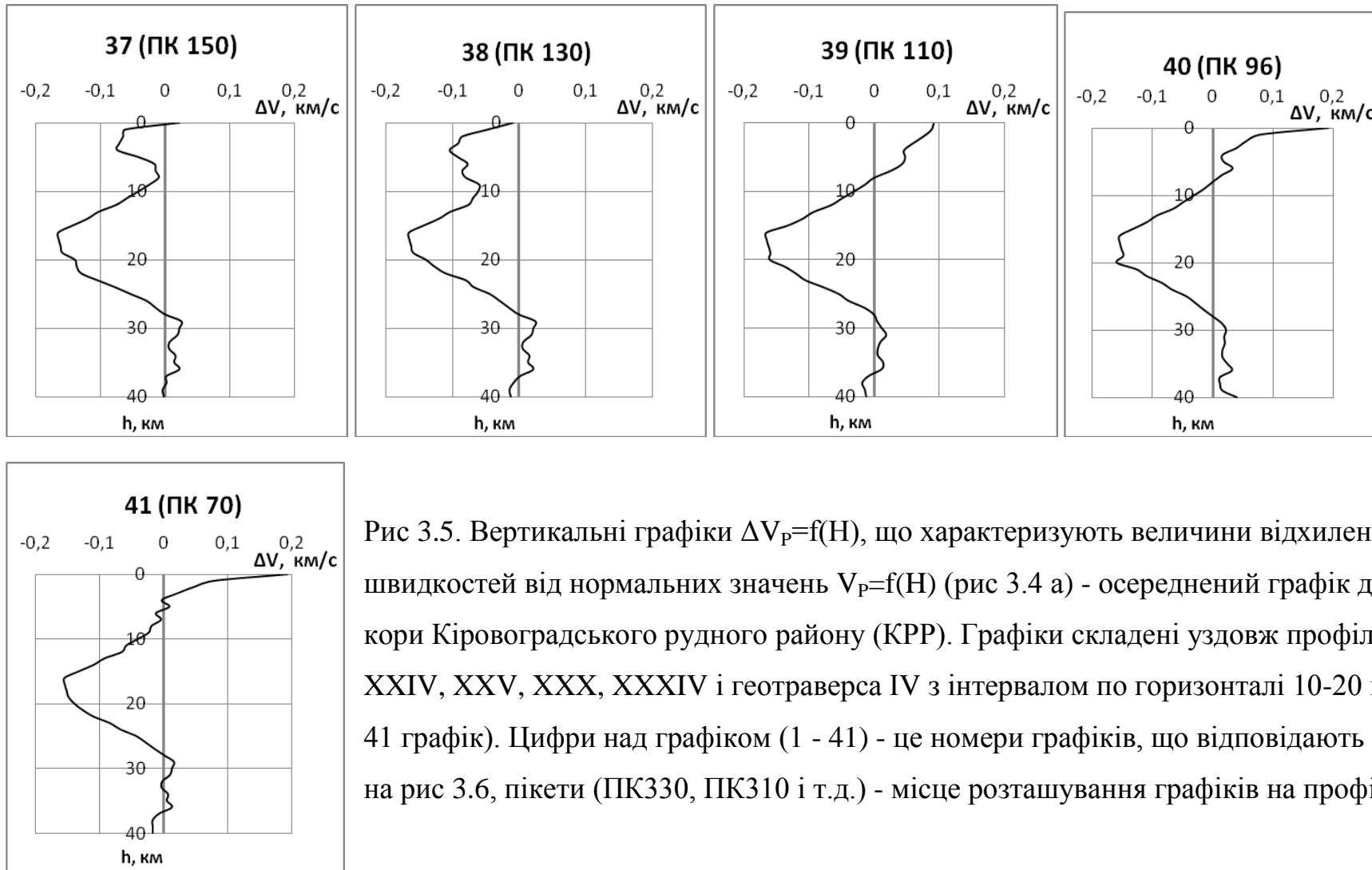


Рис 3.5. Вертикальні графіки $\Delta V_p=f(H)$, що характеризують величини відхилення швидкостей від нормальних значень $V_p=f(H)$ (рис 3.4 а) - осереднений графік для земної кори Кіровоградського рудного району (КРР). Графіки складені уздовж профілів ГСЗ XXIV, XXV, XXX, XXXIV і геотраверса IV з інтервалом по горизонталі 10-20 км (всього 41 графік). Цифри над графіком (1 - 41) - це номери графіків, що відповідають наведеним на рис 3.6, пікети (ПК330, ПК310 і т.д.) - місце розташування графіків на профілі.

Незважаючи на значні від'ємні відхилення швидкостей від норми, встановлені на профілях XXV та XXXIV, на відповідних графіках відсутні дуже контрастні зміни значень ΔV_p , характерні для верхньої частини земної кори (глибини 0 – 10 км), встановлені на профілях XXIV, XXX і геотраверсі IV.

Перейдемо до аналізу основних структур Кіровоградського рудного району.

1. Корсунь-Новомиргородський плутон. Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП) перетинається широтним XXX та субмеридіональним XXIV профілями. Усі 8 графіків (3-6 на профілі XXX та 29-32 на профілі XXIV) в межах Корсунь-Новомиргородського плутону дуже подібні між собою, а саме, на глибинах 1 - 12 км спостерігаються значні коливання швидкостей (до +0,30-0,50 км/с по відношенню до норми) при переважанні позитивних значень ΔV_p , глибше (10 км та до низів земної кори) ΔV_p поступово зменшується, наближуючись здебільшого до нульових значень на глибинах 15 -25 км, глибше набуваючи переважно невеликих від'ємних значень. Додатні прирости швидкостей в межах Корсунь-Новомиргородського плутону, в основному, пов'язані з зонами розповсюдження порід основного складу – габро-анортозитами, що узгоджується з даними гравітаційного моделювання [Старостенко и др, 2007; Старостенко и др, 2010; Старостенко и др, 2011], а також з петрофізичними даними [Лебедев и др., 1992; Корчин и др., 2009; Буртний и др., 2012].

Товщина кори Корсунь-Новомиргородського плутону змінюється від 40 до 46 км.

2. Новоукраїнський масив (НУМ) перетинається широтним IV геотраверсом та субмеридіональним XXIV профілем – усього 7 графіків (22 – 25 на геотраверсі IV та 33 – 35 на профілі XXIV). У верхній частині земної кори до глибин 15-18 км характер графіків $\Delta V_p=f(H)$, побудованих по профілю XXIV, відмінний від таких же графіків у межах Корсунь-

Новомиргородського плутону. Це виявляється в тому, що на глибинах 0 - 15-18 км швидкості поступово зростають від від'ємних значень ΔV_p (до -0,10-0,18 км/с) на денній поверхні до +0,08-0,16 км/с на глибині 15-18 км, при цьому значення ΔV_p поступово зростають у південному напрямі. Глибше, до низів кори, подібно до Корсунь-Новомиргородського плутону, швидкості також змінюються поступово, монотонно наближаючись до нульових значень ΔV_p на глибинах 26-37 км, набуваючи у низах кори переважно незначних від'ємних значень.

Графіки ΔV_p , складені вздовж геотраверсу IV, у верхній корі (0-18 км) мають зовсім інший вигляд і нагадують графіки для Корсунь-Новомиргородського плутону. Ті ж значні коливання швидкостей (від -0,20 до +0,10 км/с), але при перевазі від'ємних значень ΔV_p . Глибше 18 км ΔV_p , як у КНП, до самих низів кори поступово зменшується і на глибинах 20-40 км набувають переважно нульових значень. У цьому ж інтервалі глибин у східному напрямку швидкості поступово зменшуються.

Наразі важко пояснити, чому характер графіків ΔV_p у верхній частині кори Новоукраїнського масиву так сильно залежить від напрямку профілів. Можливо, це зумовлено явищем анізотропії швидкостей або особливостями будови кори Новоукраїнського масиву. Переважно від'ємні прирости швидкостей у межах НУМ є, напевне, результатом впливу трахітоїдних гранітів.

Товщина кори змінюється від 39 до 44-45 км.

З наведеного аналізу графіків ΔV_p у земній корі Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву видно, що Корсунь-Новомиргородський плутон та Новоукраїнський масив є більш швидкісними структурами у порівнянні з Кіровоградським рудним районом. Крім того, порівняння графіків, складених в межах цих структур виявили ще деякі цікаві особливості. Так, у верхній частині кори графіки, побудовані у межах цих структур, мають, відносно один одного, у значній мірі

дзеркальний характер: якщо графіки на XXX профілі (ПК 290-230) та на XXIV профілі (ПК 190-130) (Корсунь-Новомиргородський плутон) мають в межах глибин 0-5 км максимуми, то графіки на IV геотраверсі (ПК 270-210) і XXIV профілі (ПК 80, 100) (Новоукраїнський масив) в тому ж інтервалі приймають здебільшого від'ємних значень, тобто мінімумів.

Щось подібне повторюється в інтервалі 8 - 14 км, але з меншою амплітудою ΔV_p . У верхах кори швидкості Корсунь-Новомиргородського плутону значно перевищують нормальні значення швидкостей Кіровоградського рудного району, причому в інтервалі 1 - 3 км ця різниця досягає величини +0,200 км/с (+3,2%). На противагу цьому, кора Новоукраїнського масиву в тому ж інтервалі глибин характеризується зниженими швидкостями - -0,040 км/с (-0,7%). Як зазначалося раніше, в інтервалі 8 - 14 км між графіками зберігається те ж саме співвідношення, але амплітуда відхилень від нормальних значень швидкостей зменшена тут 2 – 2,5 рази.

Глибше 15 км спостерігається інверсія графіків - значення швидкостей в корі Новоукраїнського масиву стабільно вищі в порівнянні з корою Корсунь-Новомиргородського плутону на 0,016 – 0,024 км / с (0,25 – 0,32%) до самих низів кори.

Дзеркальний характер графіків ΔV_p у земній корі Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву в інтервалі 0 - 14 км свідчить, що Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив мають як спільні риси, так і істотні розбіжності. Але чому ці відмінності фіксуються в близьких інтервалах глибин на сьогоднішній день складно аргументовано відповісти.

Швидкісні характеристики різних структур Кіровоградського рудного району вивчались, як зазначалося раніше, уздовж взаємно перпендикулярних субмеридіональних і широтних профілів ГСЗ. Таке розташування профілів

створило сприятливі передумови для вивчення анізотропії швидкостей, тобто залежність швидкості від напрямку поширення сейсмічних хвиль.

Основними причинами анізотропії об'єктів земної кори і верхньої мантії є наявність переважної орієнтації мінеральних зерен в породах, тонка шаруватість мінеральних і породних утворень, негідростатична напруга і анізотропний розподіл тріщин в породах, що виникають під дією тектонічних сил.

Ці причини можуть спостерігатися в різних співвідношеннях - або одна з них, або одночасно кілька, або всі разом. В цьому випадку складно визначити перевагу однієї з названих причин і оцінити величину їх вкладу в явище анізотропії. В умовах Українського щита, а, також, і Кіровоградського рудного району можуть спостерігатися всі з перерахованих причин, причому в самих різних комбінаціях.

Коефіцієнт анізотропії ε визначався за формулою $\varepsilon = \frac{V^\uparrow - \bar{V}}{\bar{V}}$, де V^\uparrow - швидкість, виміряна у субмеридіональному напрямі, а \bar{V} - те саме в широтному напрямі. У випадку, коли $V^\uparrow < \bar{V}$, розглядалась абсолютна величина анізотропії ε .

Зі збільшенням глибини коефіцієнт анізотропії, за деякими винятками, зменшується.

Анізотропія вивчалася як на окремих інтервалах глибин, так і в земній корі в цілому. Розміри інтервалів визначалися за характером графіків $\Delta V_p = f(H)$, отриманих у земній корі Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву. В межах цих структур отримано великий обсяг досліджень методом ГСЗ-КМПВ уздовж субмеридіонального профілю XXIV і широтних: профілю XXX та геотраверсу IV. Уздовж цих профілів вивчені особливості розподілу швидкостей з глибиною, представлені у вигляді графіків $\Delta V_p = f(H)$. Вивчення особливостей анізотропії полягало в

аналітичному порівнянні цих графіків, складених для взаємно перпендикулярних напрямків.

Основні результати вивчення анізотропії, таким чином, полягають у наступному.

1. Максимальне значення ϵ спостерігається в інтервалах глибин 0 - 4 км (Корсунь-Новомиргородський плутон) та 12 - 20 км (Новоукраїнський масив). В обох випадках в згаданих інтервалах відзначені максимальні значення швидкісного градієнта $G=0,0990 \text{ с}^{-1}$ (Корсунь-Новомиргородський плутон) та $0,0410 \text{ с}^{-1}$ (Новоукраїнський масив). Підвищені значення швидкостей відзначені тут виключно в субмеридіональному напрямку при максимальній величині коефіцієнта анізотропії ϵ , що дорівнює 1,7% (Корсунь-Новомиргородський плутон) та 1,4% (Новоукраїнський масив). На наш погляд, анізотропія, крім зазначених вище причин, може бути викликана ще й тим, що область поширення порід з підвищеними швидкостями в плані має форму витягнуту в субмеридіональному напрямку.

2. При порівнянні анізотропії в земній корі корі Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву в інтервалах 4 - 12, 20 - 30 і 30 - 40 км простежується наступна закономірність - підвищеним швидкостям в субмеридіональному напрямку для Новоукраїнського масиву відповідають знижені швидкості для КНП в тому ж напрямку і навпаки - в широтному напрямку підвищені швидкості відзначаються вже для Корсунь-Новомиргородського плутону, а для НУМ в цьому ж напрямку швидкості знижені.

3. Підвищення швидкості в інтервалі 0 - 4 км спостерігається для Корсунь-Новомиргородського плутону в субмеридіональному напрямку, для Новоукраїнського масиву - навпаки, в широтному напрямку.

4. Нижче інтервалу 0 - 4 км субмеридіональний напрямок підвищених швидкостей в земній корі КНП повністю змінюється на

широтний, в той час як широтний напрямок підвищених швидкостей в земній корі НУМ також повністю змінюється на субмеридіональний.

Таким чином, земна кора Новоукраїнський масив і Корсунь-Новомиргородського плутону значно різняться особливостями просторового поширення тріщинуватості і шаруватості. Це, можливо, призводить до відмінностей в характері анізотропії земної кори між цими структурами. Підвищені коефіцієнти анізотропії ϵ на глибинах 0 - 4 км (Корсунь-Новомиргородський плутон) та 12 - 20 км (Новоукраїнський масив) можуть бути викликані неоднорідністю просторового розподілу тріщинуватості і шаруватості гірських порід на цих глибинах.

3. Зони розломів. Швидкісні характеристики земної кори Кіровоградської і Суботсько-Мошоринської зон розломів також мають свої особливості. Зазначені зони характеризуються субмеридіональним простяганням і огинають Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив зі сходу і заходу відповідно. За винятком Кіровоградської (КЗР) та Суботсько-Мошоринської (СМЗР) зон розломів, інші зони розломів Кіровоградського рудного району Українського щита у графіках $\Delta V_p=f(H)$ не мають характерних особливостей, що відрізняють їх від інших структур. Напевно, це пояснюється тим, що такі зони перетинаються профілями ГСЗ і геотраверсами перпендикулярно до їх простягання, що майже не впливає на зміну характеру графіків $\Delta V_p=f(H)$.

У той же час Суботсько-Мошоринська зона розломів і південна частина Кіровоградської зони розломів яскраво виявляються в особливостях графіків $\Delta V_p=f(H)$. Спільною рисою графіків є те, що вони характеризуються від'ємними значеннями ΔV_p . Виключенням є графіки, складені вздовж XXV профілю у зоні спряження Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву. Слід підкреслити, що профіль XXV проходить вздовж простягання Суботсько-Мошоринської зони розломів, що впливає на

характер графіків. Значна частина профілю XXXIV теж прокладена майже вздовж простягання південної частини Кіровоградської зони розломів.

Звертає на себе увагу, що особливості графіків, складених на профілях XXV та XXXIV у зонах вказаних розломів, дуже схожі між собою. Це, поперше, від'ємні значення ΔV_p на глибинах 2-8 км, які часто мають вигляд мінімуму, глибше від'ємні значення зменшуються (8-12 км), ще глибше знову зростають (12-28 км), з максимумом на глибині (16-20 км). Подібна картина більше ніде не повторюється, що підкреслює особливий вплив Суботсько-Мошоринської та Кіровоградської зон розломів на характер зміни швидкостей з глибиною у земній корі цих структур. Відносно понижені швидкості в межах розломів пов'язані з розуцільненням порід: тріщинуватістю, дробінням, катаклазом, мілонітизацією (Кіровоградська зона розломів), а також процесами флюїдизації.

З десяти графіків, побудованих для Суботсько-Мошоринської зони розломів, на семи фіксуються негативні значення ΔV_p , тобто швидкості в земній корі в області Суботсько-Мошоринської зони розломів переважно нижчі за нормальні значення для Кіровоградського рудного району Українського щита. Найбільший дефіцит швидкостей спостерігається в інтервалі 10 - 20 км. Глибше відхилення від норми плавно зменшуються і в інтервалі 25 - 36 км фіксуються навіть позитивні значення ΔV_p . Не виключено, що характер графіків ΔV_p відображає вплив процесів розломоутворення, які призводять до послаблення геологічного середовища, що викликає помітне зниження швидкостей.

Подібна картина спостерігається на субмеридіональному профілі XXXIV, який розташовується в межах Кіровоградської зони розломів. На всіх п'яти графіках в інтервалі глибин 10 - 25 км відзначені контрастні відхилення від норми в бік негативних швидкостей. Можливо, і тут, за аналогією з Суботсько-Мошоринською зоною розломів, спостерігається

послаблення геологічного середовища, характерне для зон розломів. Глибше, до низів кори, відхилення поступово зменшуються.

Не дивлячись на значні негативні відхилення швидкостей від норми, зареєстровані в межах КРЗ і Суботсько-Мошоринської зон розломів, тут відсутні дуже контрастні зміни значень ΔV_p , характерні для верхньої частини земної кори (інтервал 0 - 10 км), зазначені в межах Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву.

Таким чином, основні структури Кіровоградського рудного району у своїй переважній більшості характеризуються особливостями графіків $\Delta V_p=f(H)$. Попередній аналіз цих особливостей показує, що Новоукраїнський масив має найскладніший розподіл швидкостей поширення сейсмічних хвиль у земній корі. Чим це пояснюється, зараз важко пояснити. У майбутньому слід, наскільки це можливо, більш детально вивчити особливості просторового розподілу швидкостей у земній корі цієї структури.

Вертикальні графіки $\Delta V_p=f(H)$ у подальшому використовувалися для побудови 41 горизонтальних перерізів земної кори Кіровоградського рудного району з інтервалом по глибині у 1 км. На кожному з перерізів наведено ізолінії ΔV_p у км/с, основні геологічні структури, родовища корисних копалин та профілі ГСЗ.

Для побудови горизонтальних перерізів використовувався програмний пакет Surfer 10. Оскільки програмне забезпечення Surfer 10 працює тільки в системах прямокутних координат, географічні координати вихідних точок були перетворені в прямокутні. Інтерполяція проведена по мережі 5x5 км методом Крайгінга (лінійна модель). Перевірка інтерполяції проводилась шляхом поступового виключення кожної з точок. Перевірка показала, що інтерполяція виправдана у більшості випадків (виключенням стали лише крайні точки, які при аналізі результатів не використовувались).

Перед детальним аналізом цих перерізів зробимо ряд попередніх коментарів та зауважень.

1. Декілька років тому у межах території, що вивчається, були складені схеми розподілу сейсмічних швидкостей для таких глибинних рівнів – 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30 та 35 км [Омельченко и др., 2008]. Характерною особливістю цих схем була зміна з глибиною конфігурації й напрямку ізоліній швидкостей, а також зміна форми, розмірів та положення ділянок підвищених швидкостей.

2. У порівнянні з роботою [Омельченко и др., 2008] до обробки були залучені додаткові експериментальні дані. Це дозволило помітно підвищити якість та вірогідність отриманих результатів. Наприклад, якщо раніше відстань між ізолініями швидкостей складала 0.05 км/с, то зараз – лише 0.02 км/с.

3. Спираючись на отримані таким чином горизонтальні перерізи ΔV_p , ми маємо можливість детально проаналізувати особливості поведінки ізоліній ΔV_p у межах основних геологічних структур Кіровоградського рудного району: Корсунь-Новомиргородського плутону (КНП), Новоукраїнського масиву (НУМ), Кіровоградської, Суботсько-Мошоринської та Звенигородсько-Братської зон розломів.

4. Крім того, загальна зміна рисунку ізоліній від перерізу до перерізу може відбивати особливості розподілу швидкостей як зі зміною глибини, так і при переміщенні по латералі від структури до структури.

3.4. Характеристика горизонтальних перерізів ΔV_p

Горизонтальні перерізи ΔV_p являють собою один з основних результатів досліджень, виконаних у дисертаційній роботі. Створення цих перерізів стало можливим завдяки проведенню регіональних сейсмічних робіт за системою профілів, що взаємно перетинались між собою. У цьому випадку результати спостережень, виконаних на суміжних профілях, доповнювали один одного, що підвищує надійність отриманих у результаті

інтерпретації результатів. Наприклад, відстань між широтним геотраверсом IV і також широтним профілем XXV складає лише 21 км, що є унікальним випадком у світовій практиці. Крім того, підвищити надійність результатів дозволяє наявність XXIV та XXXIV профілів, що перетинають як IV геотраверс, так і XXV профіль.

У межах кожного з горизонтальних перерізів максимальний розкид відносних швидкостей поширення сейсмічних хвиль ΔV_P спостерігається на глибинах 1 – 16 км, глибше (17 – 36 км) інтервали зміни ΔV_P стають менш широкими, набуваючи майже постійних значень.

Максимальні значення ΔV_P фіксуються на глибинах 4 – 5 км (0,65 – 0,70 км/с), що просторово відповідає заляганняю порід основного складу Корсунь-Новомиргородського плутону. Мінімальні значення ΔV_P приурочені до глибин 8 – 12 км, де виокремлюється шар зі зниженою швидкістю – хвилевід.

З глибиною співвідношення значень відносних швидкостей ΔV_P до швидкостей поширення сейсмічних хвиль V_P поволі зменшується. Так, на глибині 5 км це співвідношення становить 0,16; 10 км – 0,049; 15 км – 0,048; 20 км – 0,047; 25 км – 0,046; 30 км – 0,046; 35 км – 0,045.

Загальна характеристика горизонтальних перерізів ΔV_P полягає у наступному. Загалом контури основних геологічних структур КРР знаходять просторове відображення у характері ізоліній ΔV_P . Це спостерігається у певних інтервалах глибин, причому розміри та глибина цих інтервалів можуть змінюватись від структури до структури. Деякі з досліджуваних структур характеризуються аномаліями ΔV_P одного знаку (наприклад, лише позитивними), деякі – як позитивними, так і негативними (від'ємними) аномаліями. З глибиною, при переході від одного перерізу до іншого, конфігурація ізоліній ΔV_P може майже не змінюватись або змінюватись дуже швидко. Це, напевне, відбиває особливості геологічної будови Кіровоградського рудного району.

За деякими виключеннями, контрастність зміни швидкостей з глибиною поступово зменшується. Загалом, швидкості у західній частині досліджуваної території дещо вищі у порівнянні зі східною частиною.

Аналіз почнемо з Корсунь-Новомиргородського плутону. Як видно з рис 3.6, дослідженнями охоплено лише південну та центральну частини КНП.

У загальних рисах Корсунь-Новомиргородський плутон характеризується переважно підвищеними швидкостями порівняно з іншими структурами Кіровоградського рудного району. Це підвищення не завжди збігається з контурами КНП, визначеними на денній поверхні. Так, у інтервалі глибин 1 – 10 км здебільшого контрастна область підвищених швидкостей у широтному напрямі далеко виходить за межі Корсунь-Новомиргородського плутону. Особливо це стосується глибин 2 – 8 км, де підвищені швидкості спостерігаються у східному напрямку до відстаней 30 – 40 км від контуру КНП, причому з глибиною (від 2 до 6 км) ці відстані поступово зростають. На сьогоднішній день важко уявити якийсь просторовий зв'язок цих областей з породами Корсунь-Новомиргородського плутону, хоча, таку можливість повністю відкидати не варто. Контури південної та центральної частин КНП впевнено виокремлюються напрямом ізоліній позитивних значень ΔV_p (рис 3.6, рівні 1 – 4 км).

Південна границя Корсунь-Новомиргородського плутону дуже добре визначається у вигляді різкого зниження швидкостей (рівні 1 – 4 км). В той же час на глибинах 5 – 8 км це зниження відступає на 20 – 40 км північніше (рис 3.6, рівні 5 – 6 км). Не виключено, що на цих глибинах відчувається вплив Суботсько-Мошоринської зони розломів, що супроводжується пониженням швидкостей. Слід підкреслити, що контрастне підвищення швидкостей у центральній і частково південній частинах Корсунь-Новомиргородського плутону спостерігається на глибинах 1 – 8 км, що може пояснюватись підвищеним вмістом порід основного складу (в першу чергу

габро-анортозитів), далі перепад швидкостей різко знижується, що вказує на те, що концентрація порід основного складу, що складають верхню частину КНП, нижче вказаних глибин значно зменшується. У роботі [Трипольський, Шаров, 2004] було показано, що розповсюдження високошвидкісних порід в межах Корсунь-Новомиргородського плутону обмежується глибиною 4 — 5 км, тоді як з наведених горизонтальних перерізів випливає, що вони можуть спостерігатися до 8 км.

На глибинах 9 – 12 км область підвищених швидкостей виходить за південну границю КНП на 15 – 20 км. Це може пояснюватись тим, що границі Корсунь-Новомиргородського плутону не завжди є вертикальними, тому на деяких глибинах КНП може мати інші контури, ніж на денній поверхні.

Глибше (13 – 28 км) спостерігаються переважно підвищені швидкості, але із глибиною значення ΔV_p поступово зменшуються. Виключенням є невелика за площею південно-східна частина Корсунь-Новомиргородського плутону (Шполянський масив рапаківіподібних гранітів), де в межах глибин 8 – 26 км відбувається досить контрастне зниження швидкостей у східному напрямку від підвищених до понижених значень.

Виключенням є також східна частина КНП (Новомиргородський масив габро-анортозитів), де на тих же глибинах (8 – 26 км) спостерігається подібна картина. На глибинах 11 – 25 км контури південної частини Корсунь-Новомиргородського плутону частково збігаються з напрямками ізоліній ΔV_p (рис 3.6, рівні 11 - 25).

Глибше (27 – 40 км) для земної кори КНП характерні швидкості, близькі до нормальних, тобто одночасно спостерігаються невеликі за величинами ΔV_p як додатні, так і від'ємні.

Таким чином, основними закономірностями розподілу швидкостей у земній корі КНП є наступні.

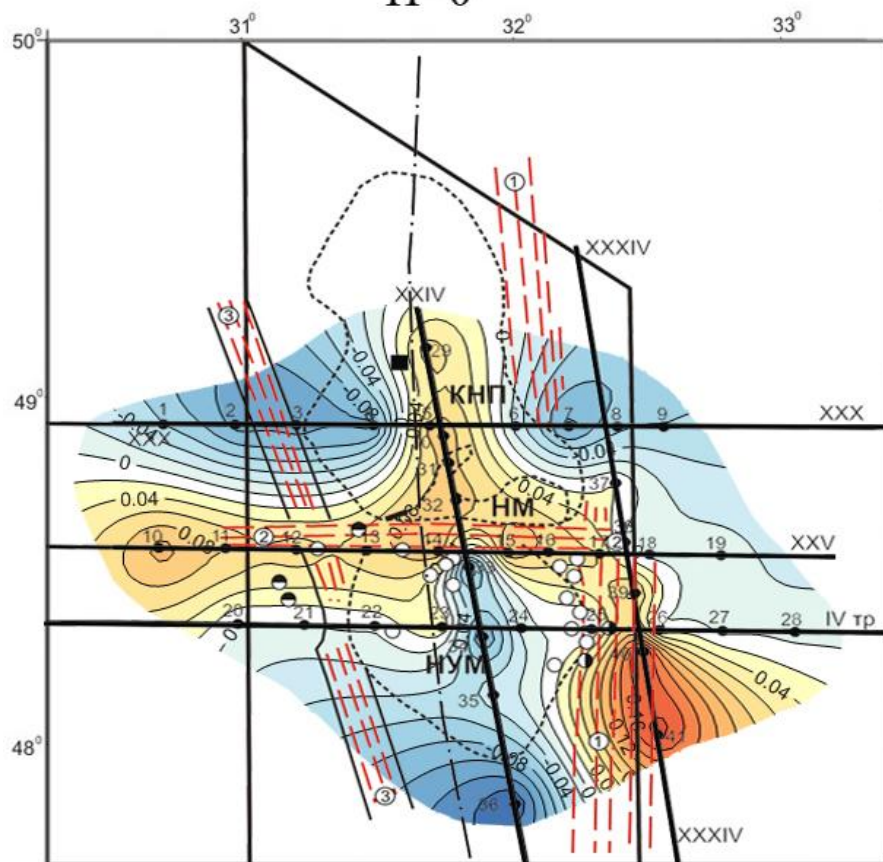
1. Контури південної та центральної частин Корсунь-Новомиргородського плутону впевнено виокремлюються ізолініями позитивних значень ΔV_p .

2. Слід підкреслити, що контрастне підвищення швидкостей у центральній і частково південній частинах Корсунь-Новомиргородського плутону спостерігається на глибинах 1 – 8 км, що може пояснюватись підвищеним вмістом порід основного складу (в першу чергу габро-анортозитів), далі перепад швидкостей різко знижується, що вказує на те, що концентрація порід основного складу, що складають верхню частину КНП, нижче вказаних глибин значно зменшується. У роботі [Трипольский, Шаров, 2004] було показано, що розповсюдження високошвидкісних порід в межах Корсунь-Новомиргородського плутону обмежується глибиною 4 — 5 км, тоді як з наведених горизонтальних перерізів випливає, що вони можуть спостерігатися до 8 км.

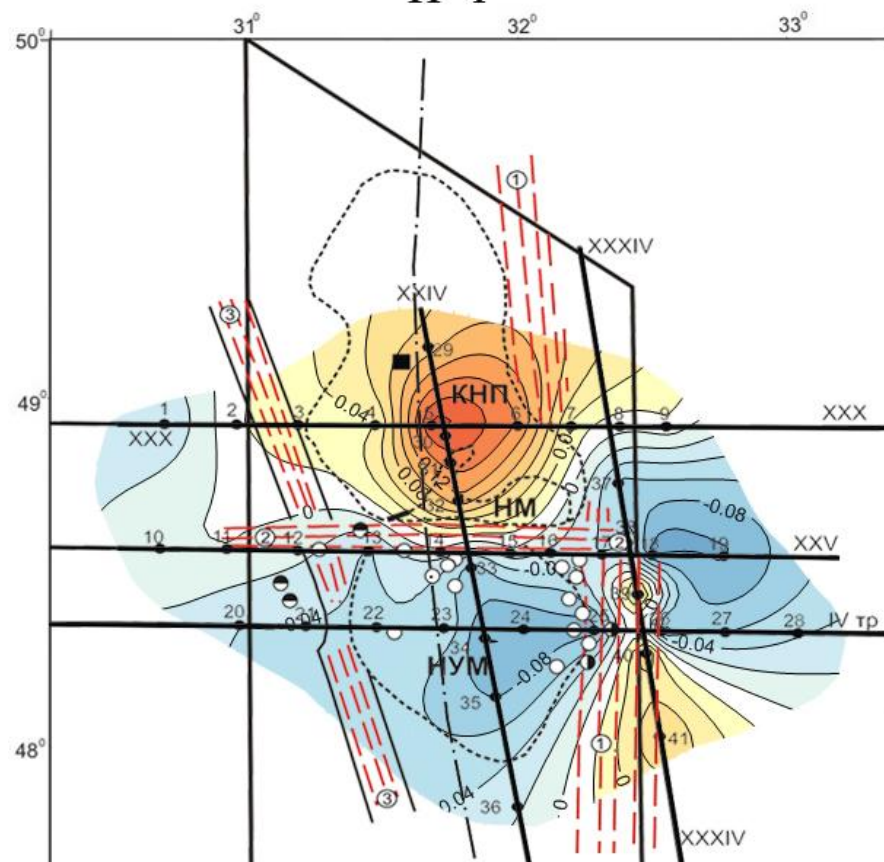
3. Зі зростанням глибин величина відхилень від нормальних швидкостей зменшується, що вказує на те, що концентрація порід основного складу, які складають верхню частину Корсунь-Новомиргородського плутону, нижче вказаних глибин значно зменшується.. Особливо контрастно це зменшення спостерігається на глибинах 8 – 10 км.

На відміну від Корсунь-Новомиргородського плутону, Новоукраїнський масив характеризується такими особливостями, як, по-перше, змінним полем значень ΔV_p – від додатніх до від'ємних, і, по-друге, контури Новоукраїнського масиву не завжди збігаються з формою ізоліній ΔV_p .

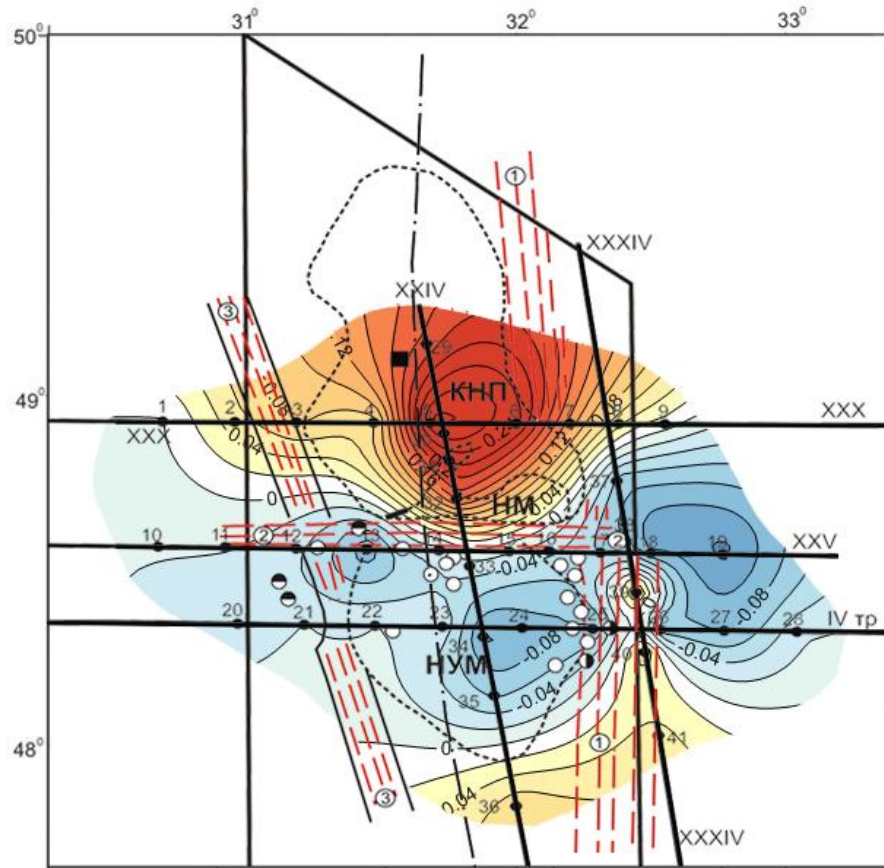
H=0



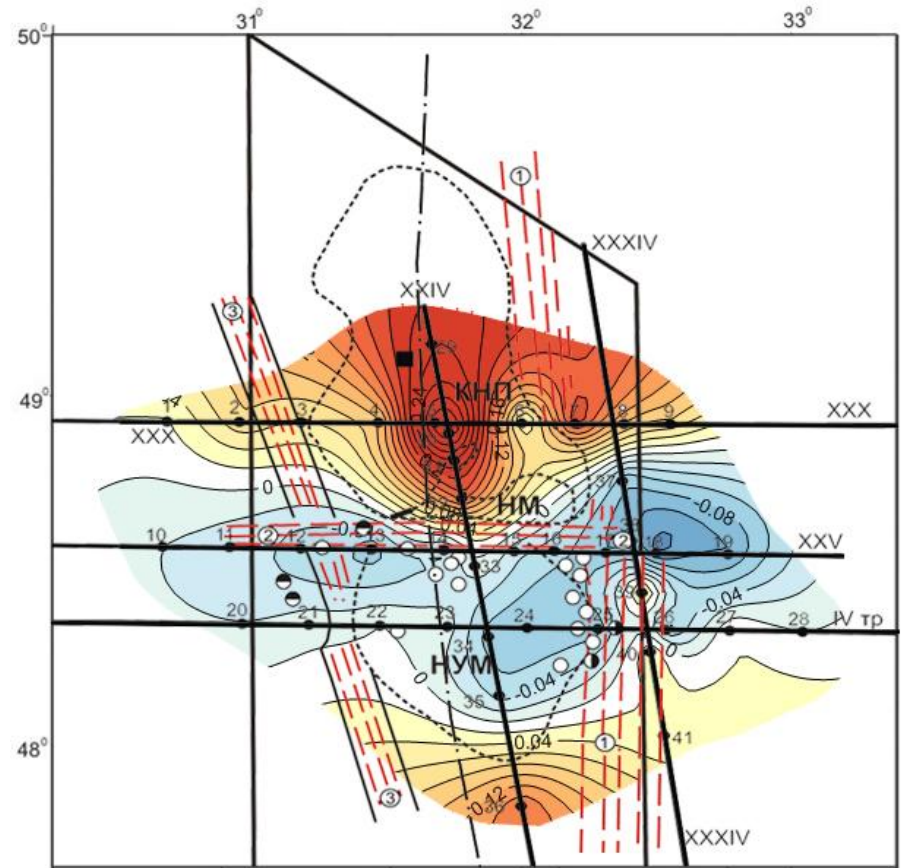
H=1



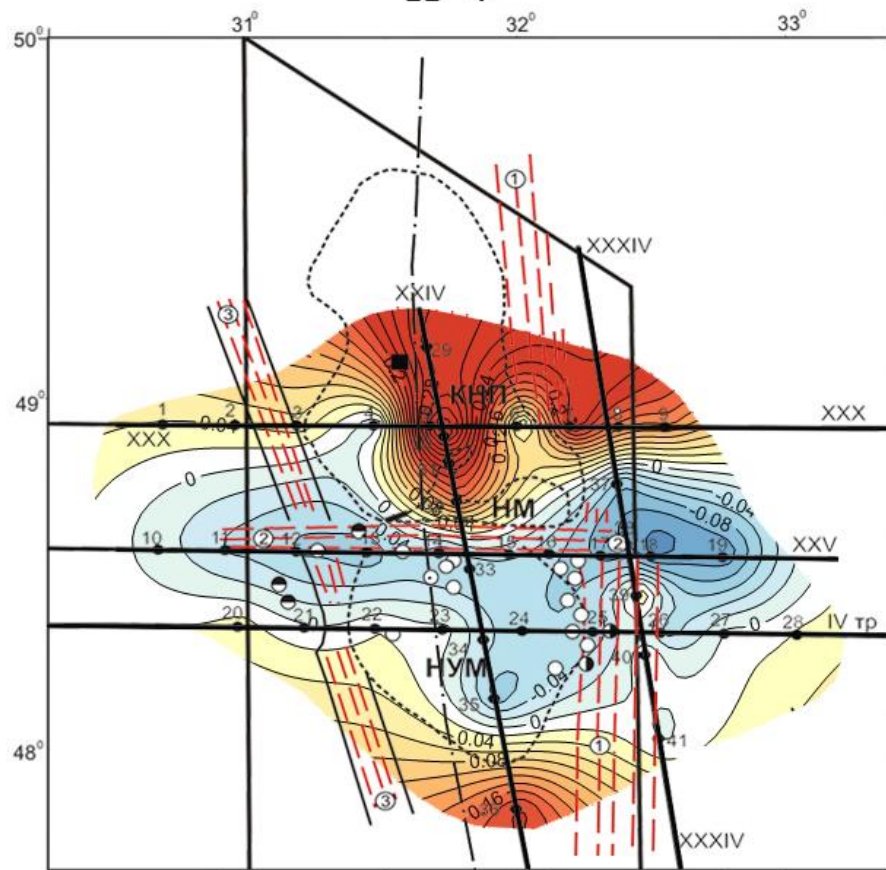
H=2



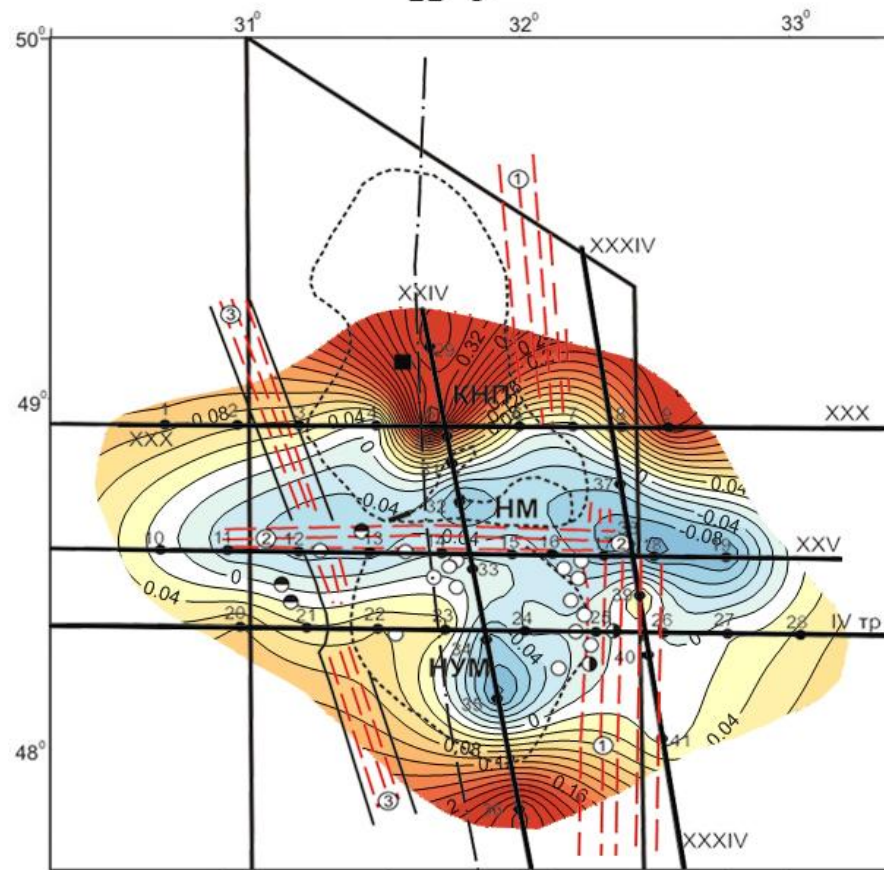
H=3

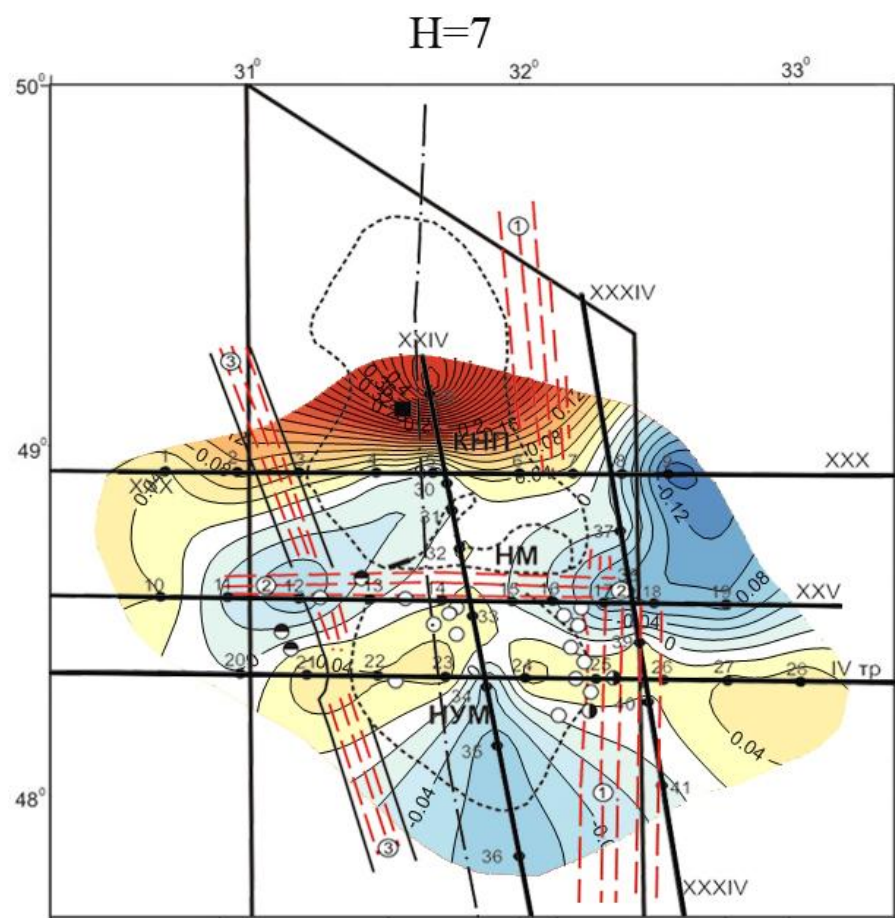
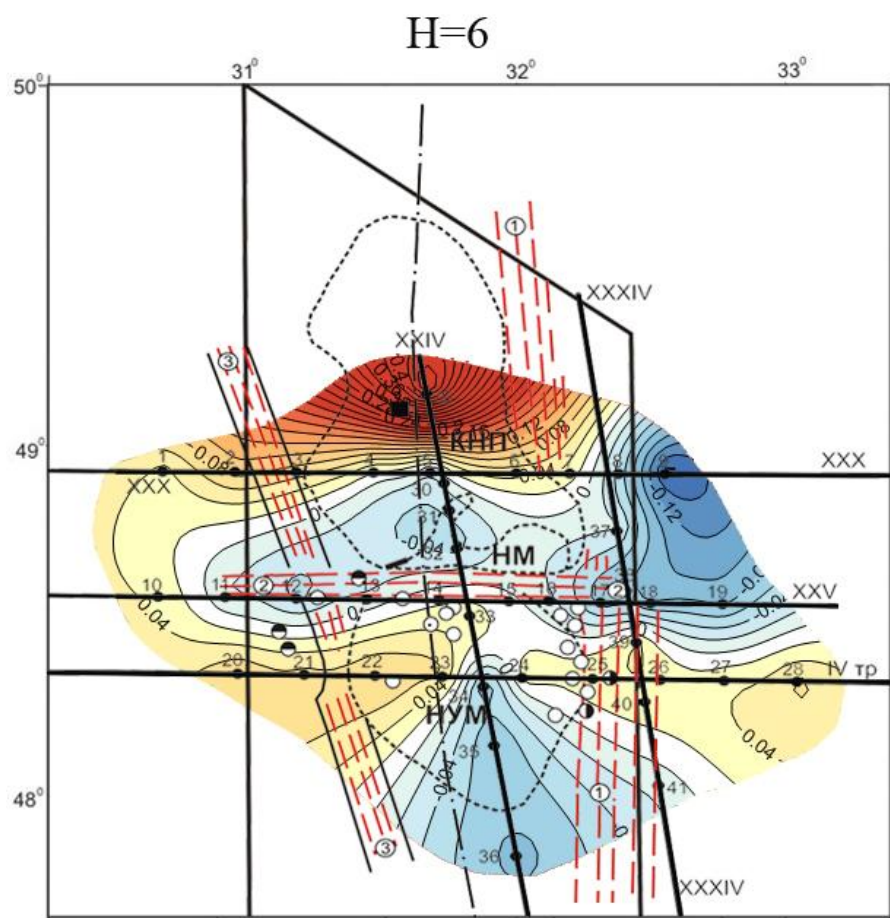


H=4

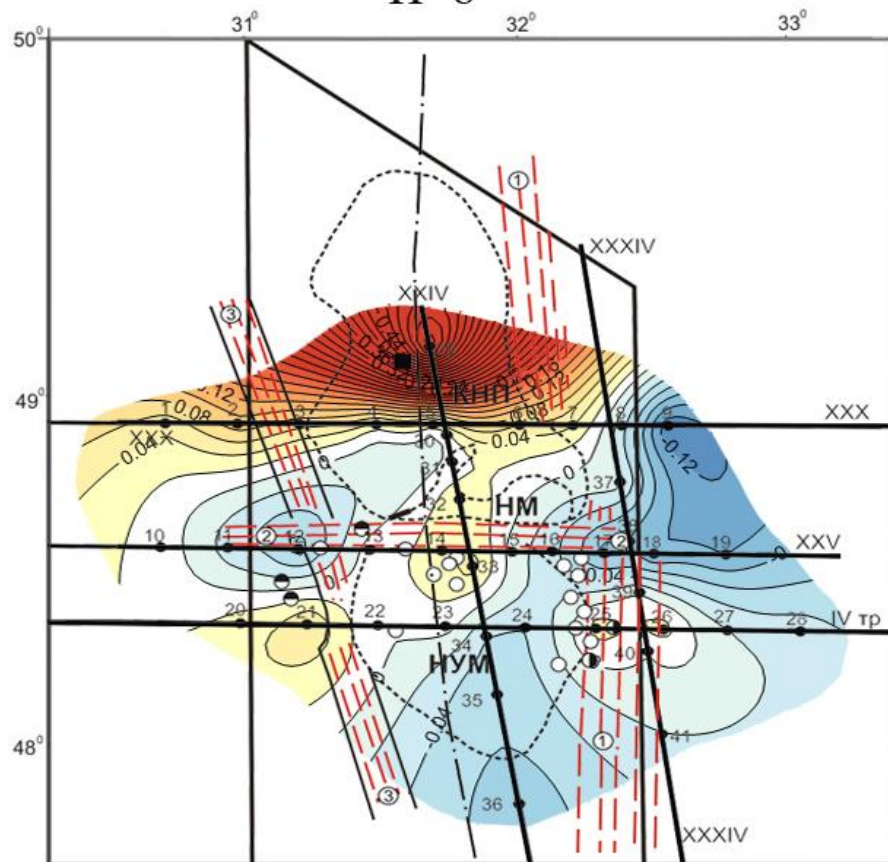


H=5

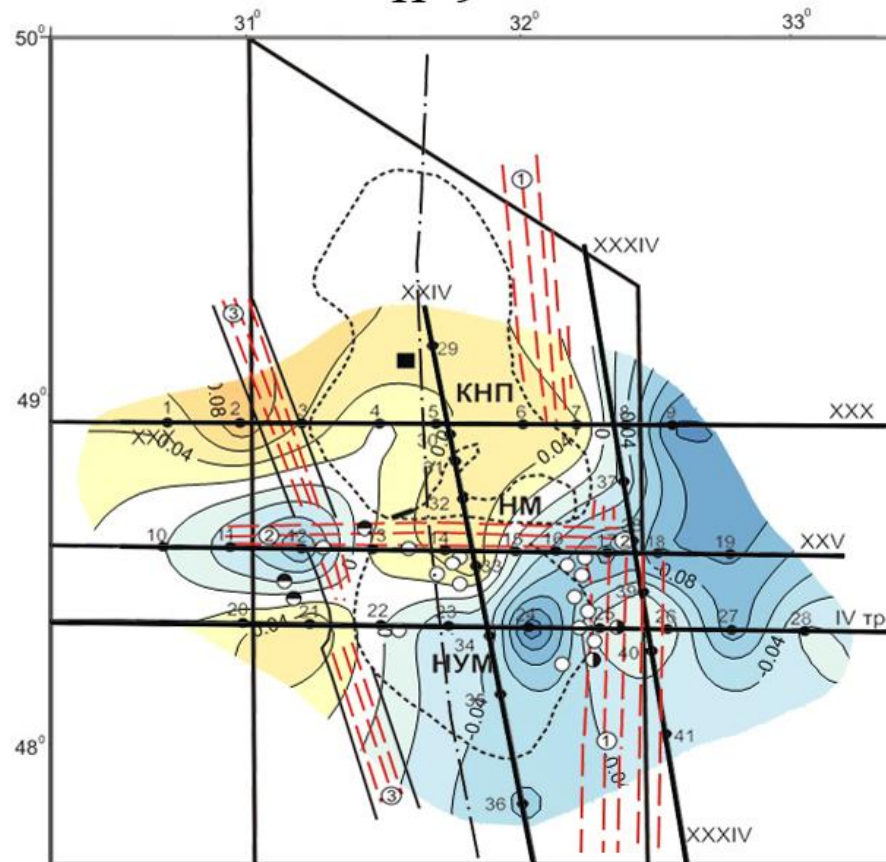




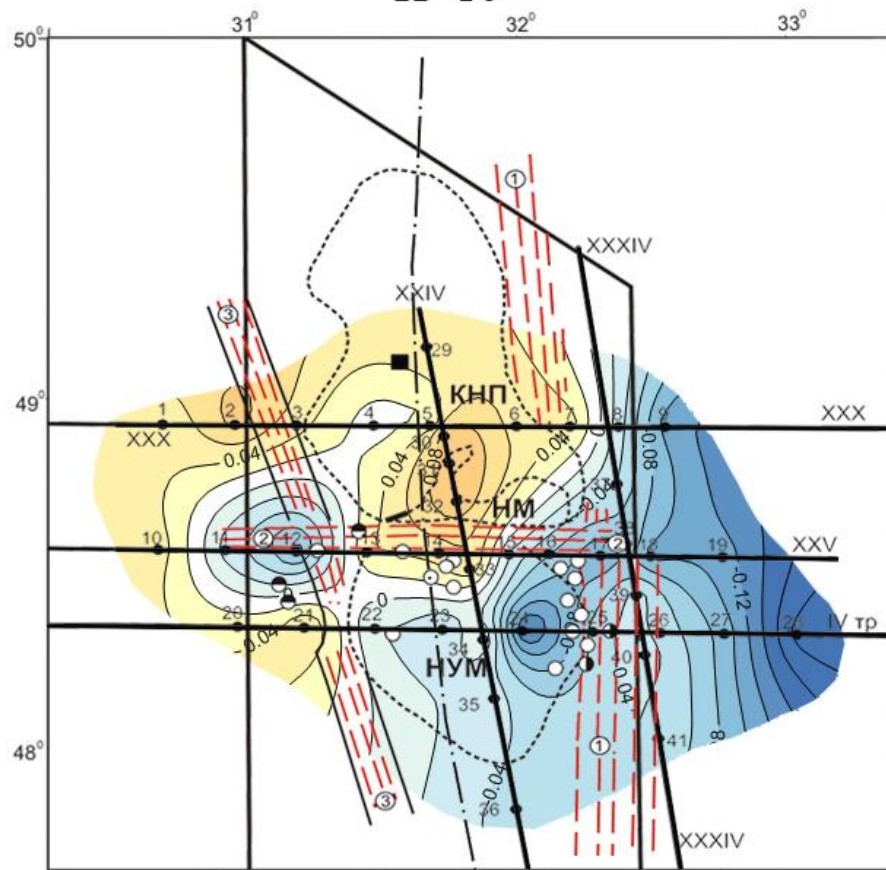
H=8



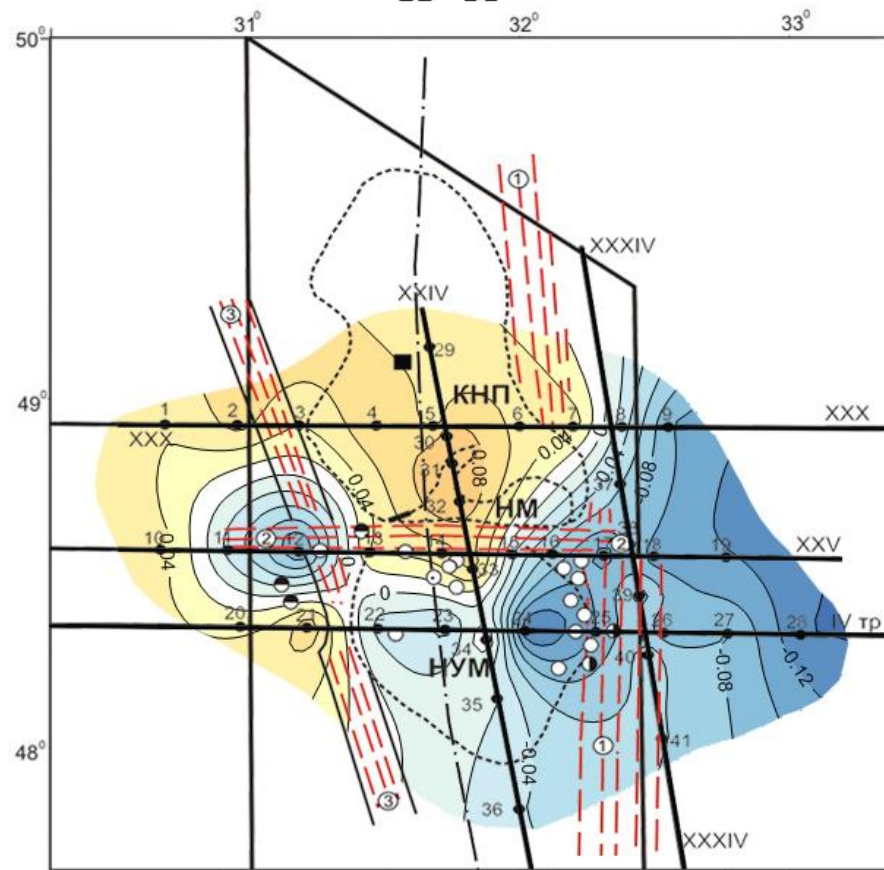
H=9



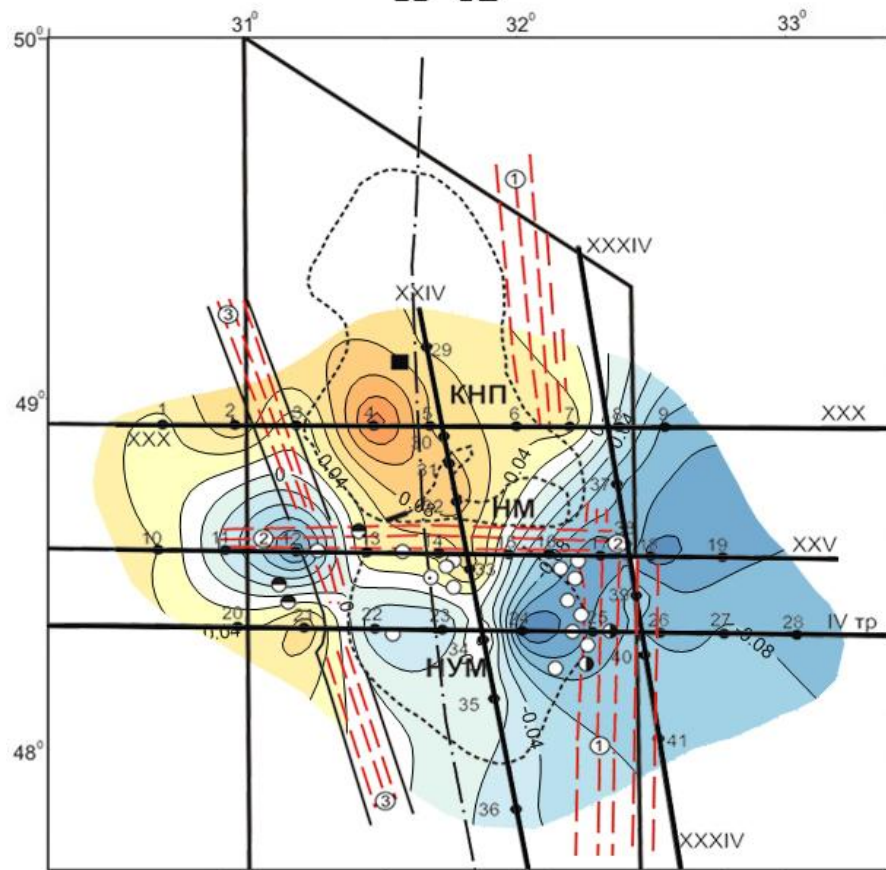
H=10



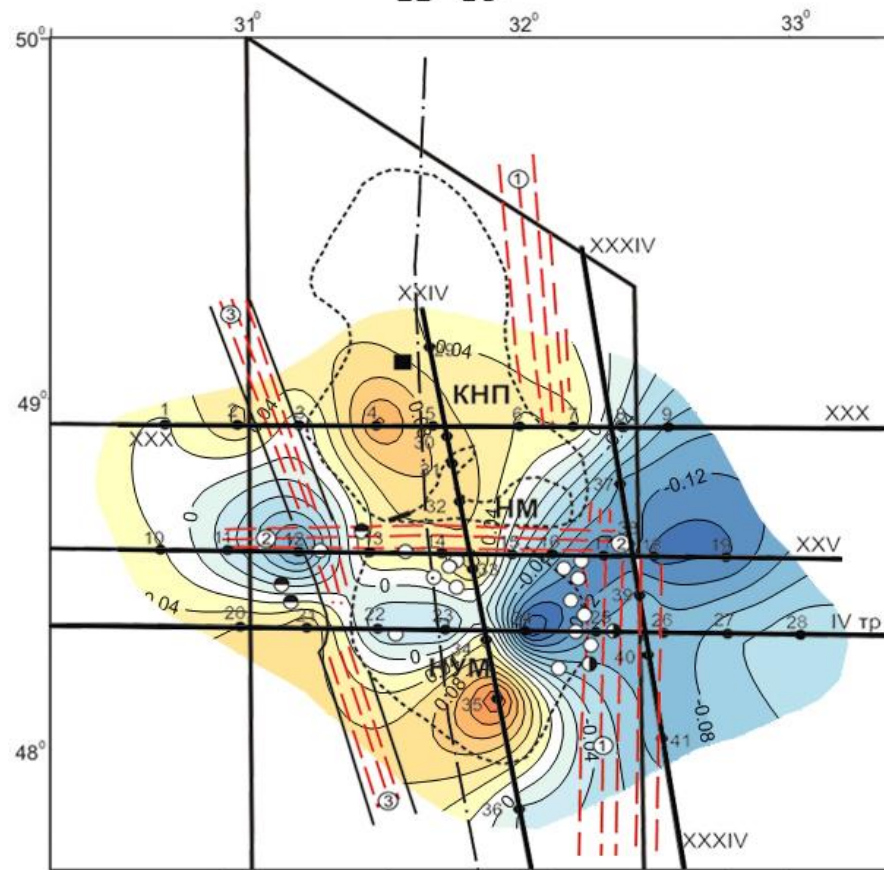
H=11



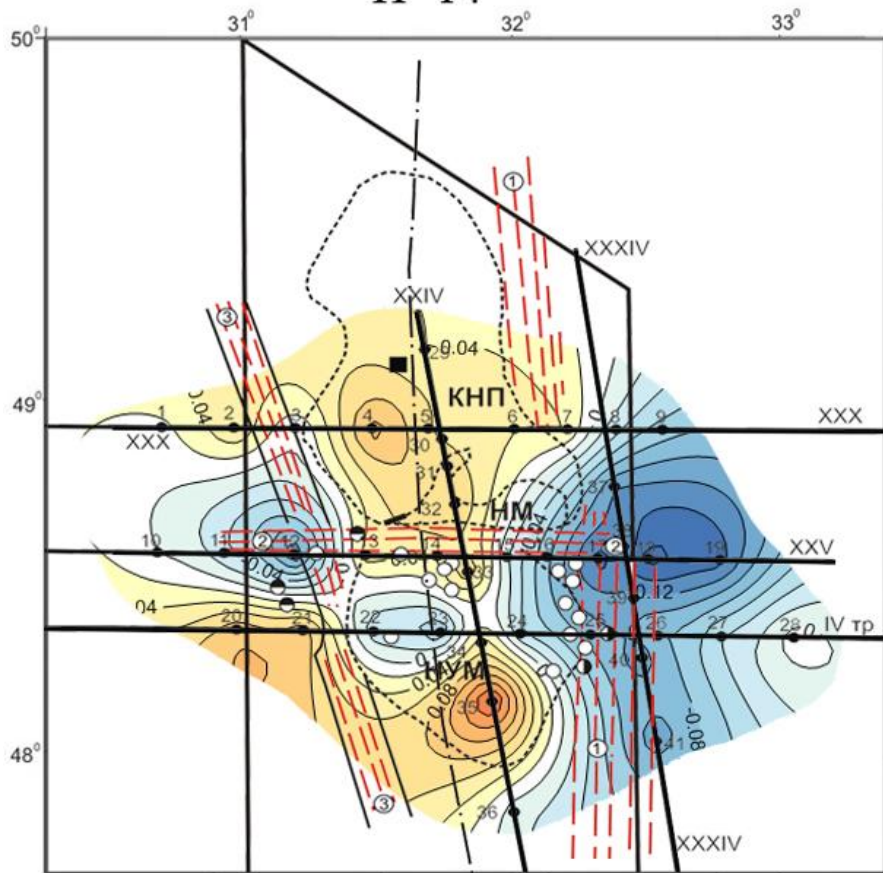
H=12



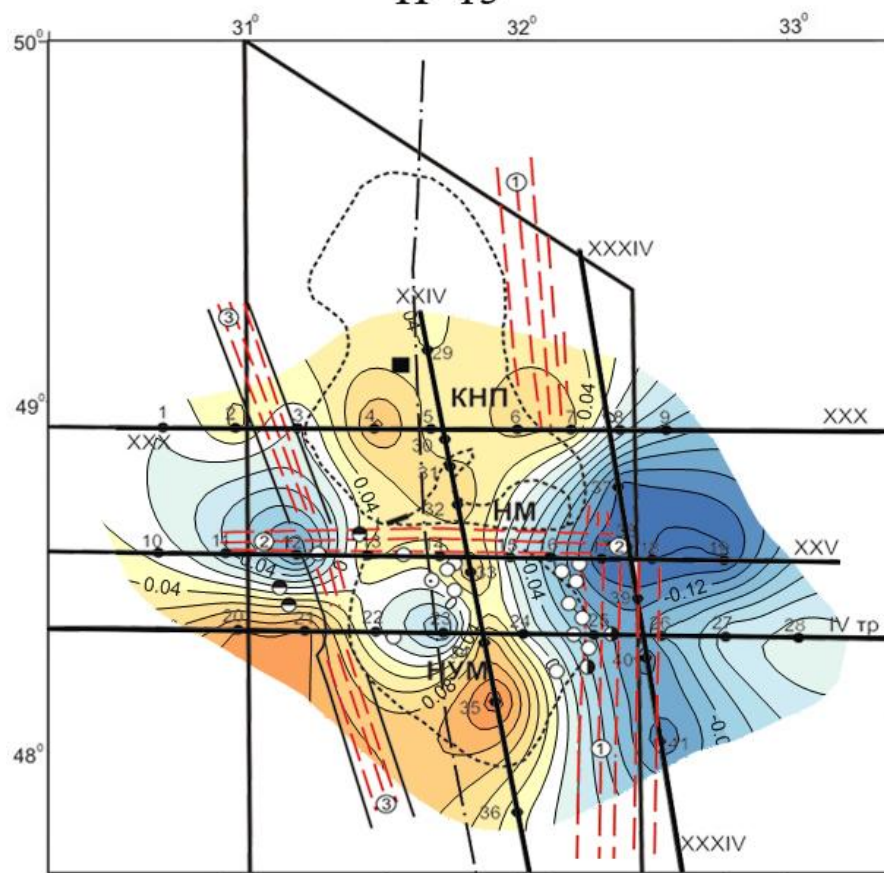
H=13



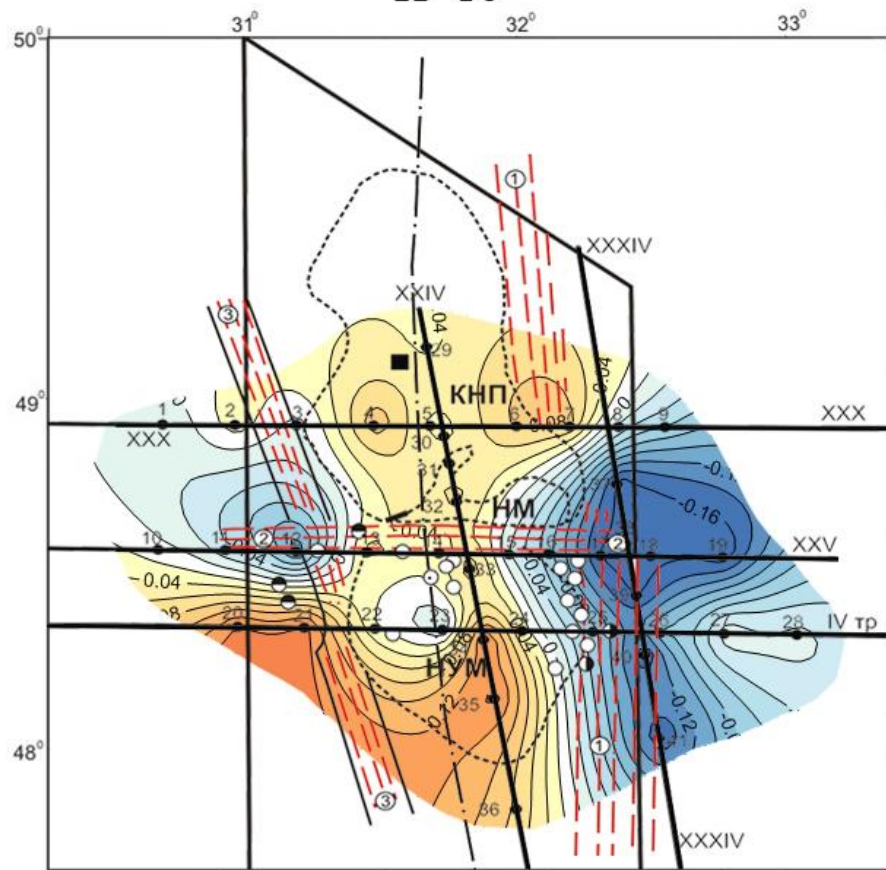
H=14



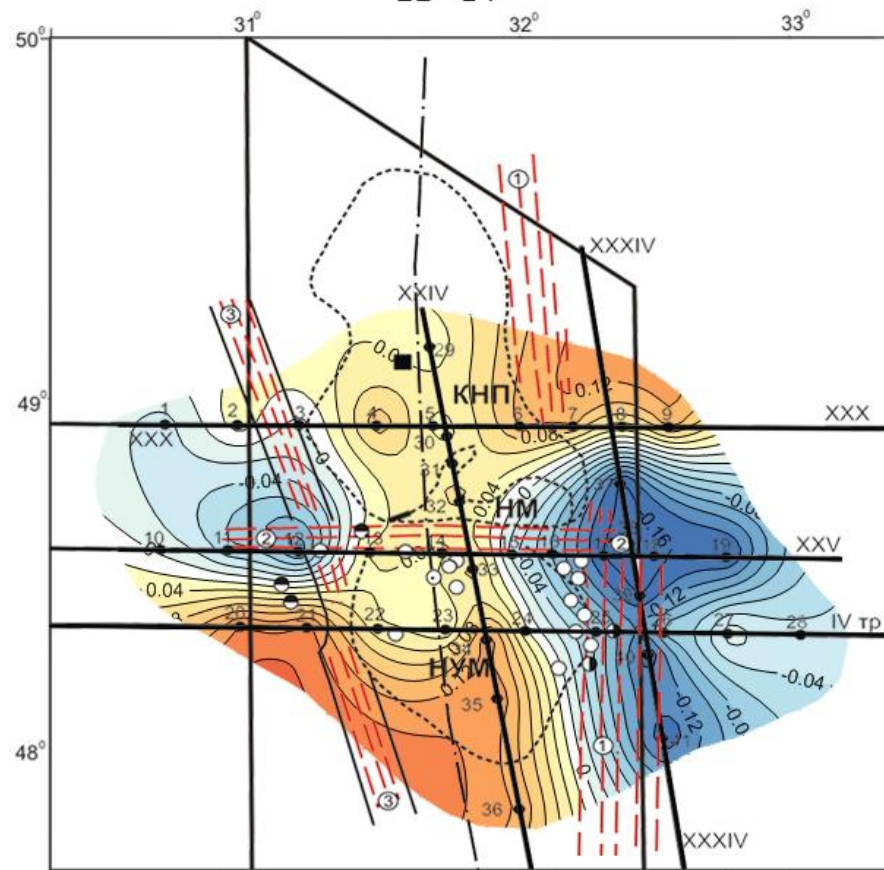
H=15



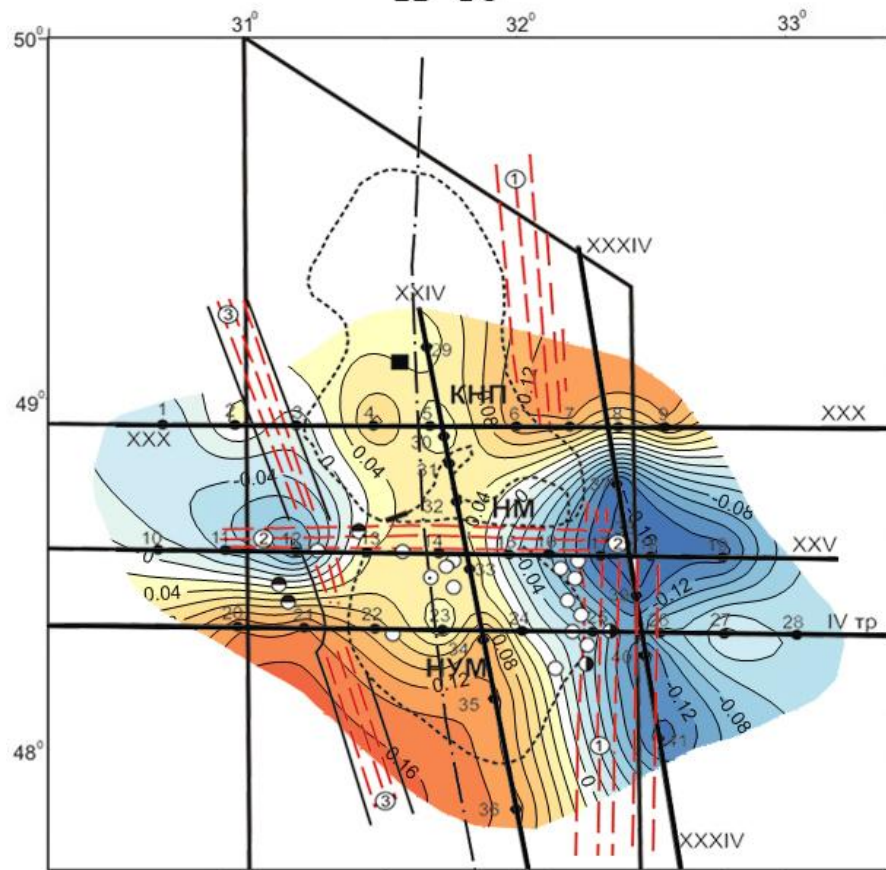
H=16



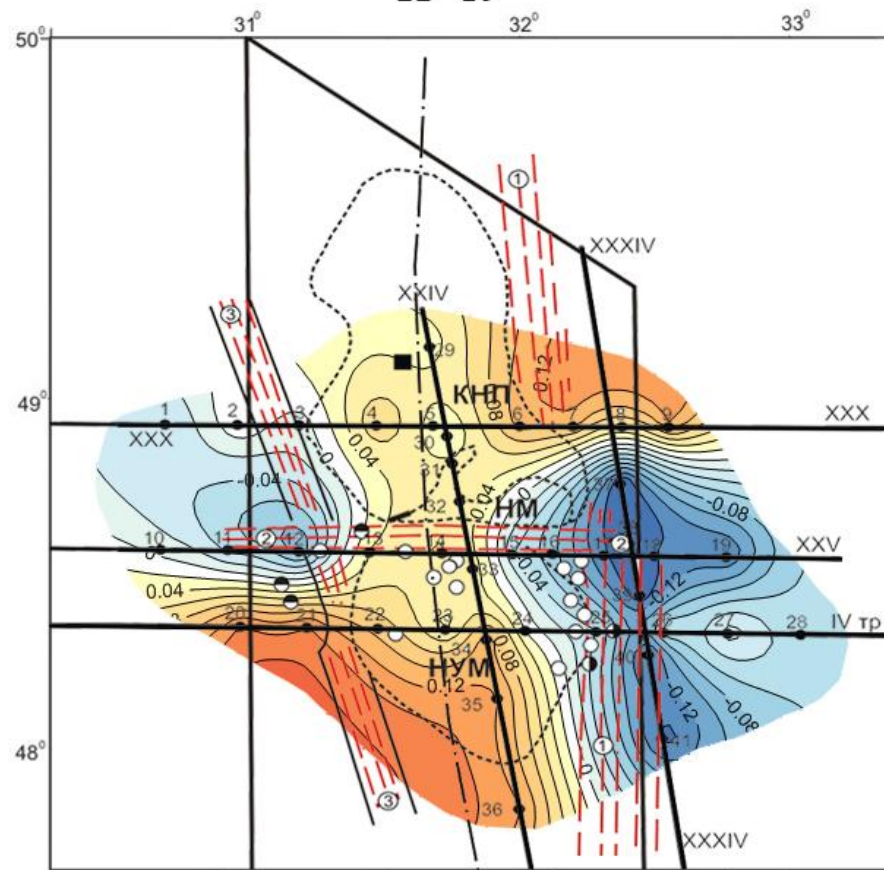
H=17



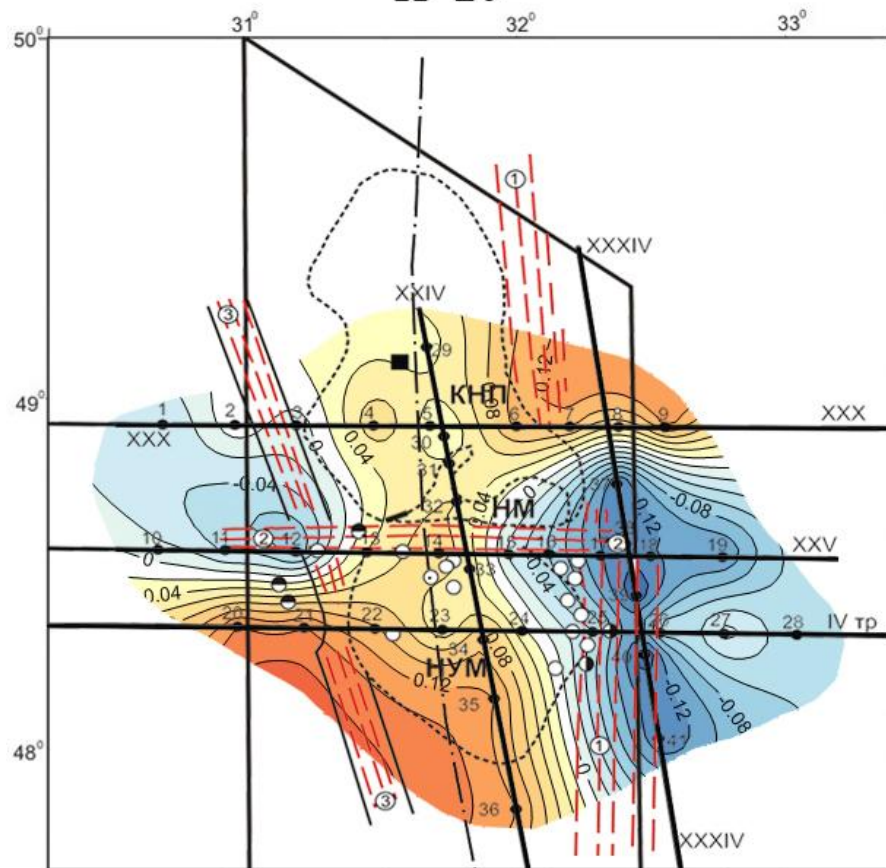
H=18



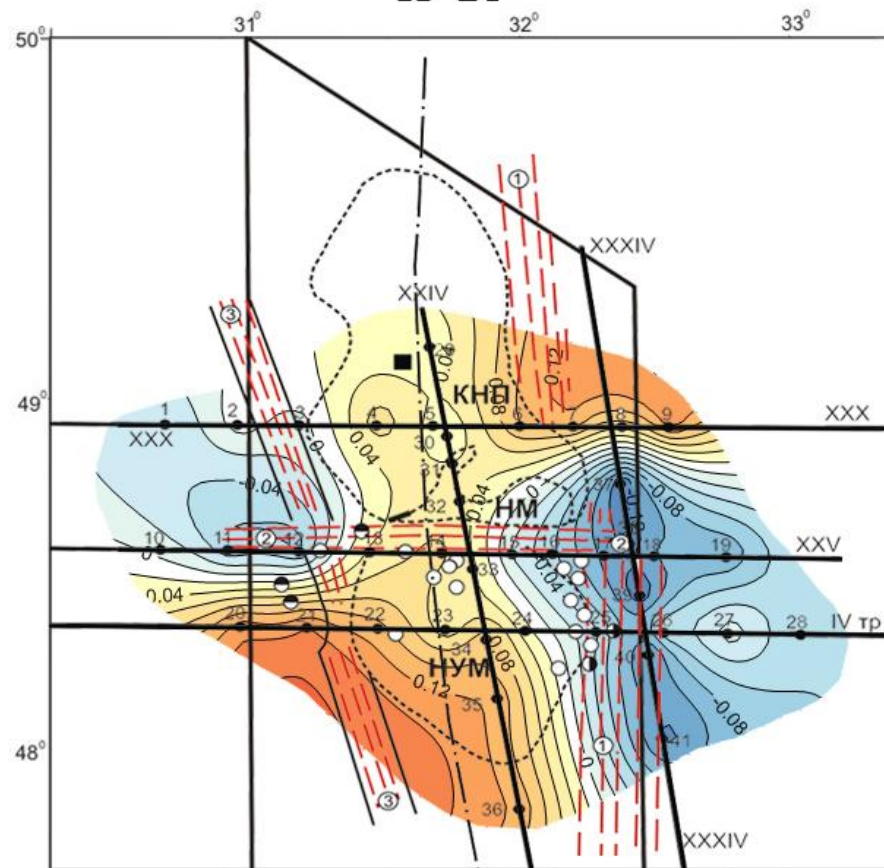
H=19



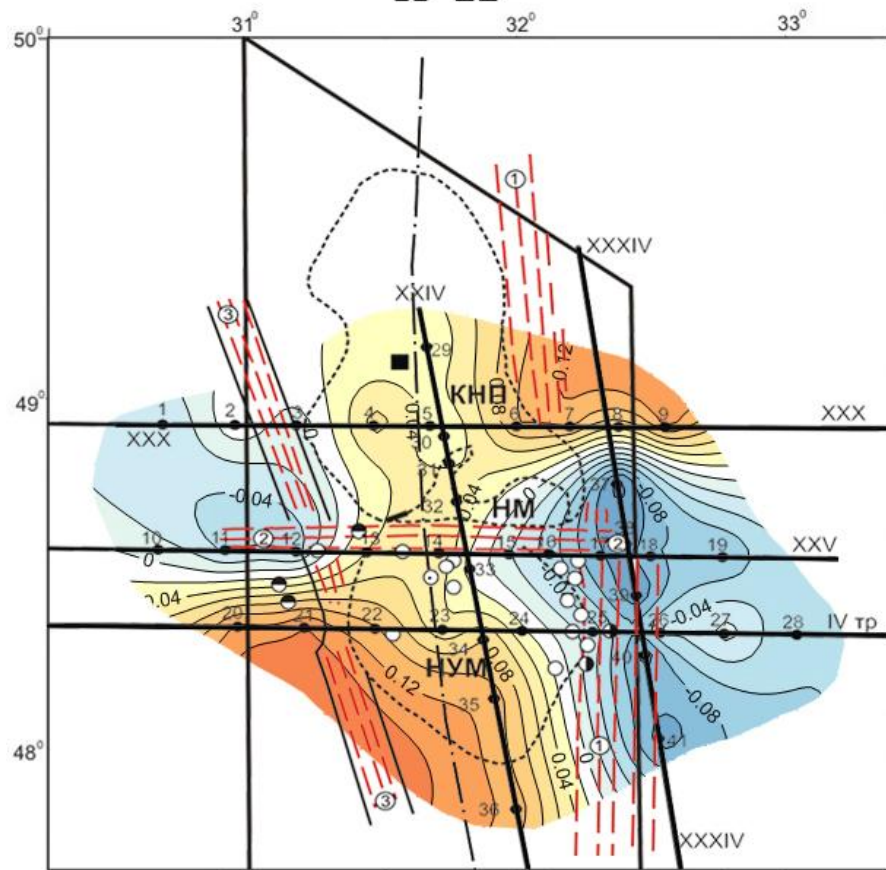
H=20



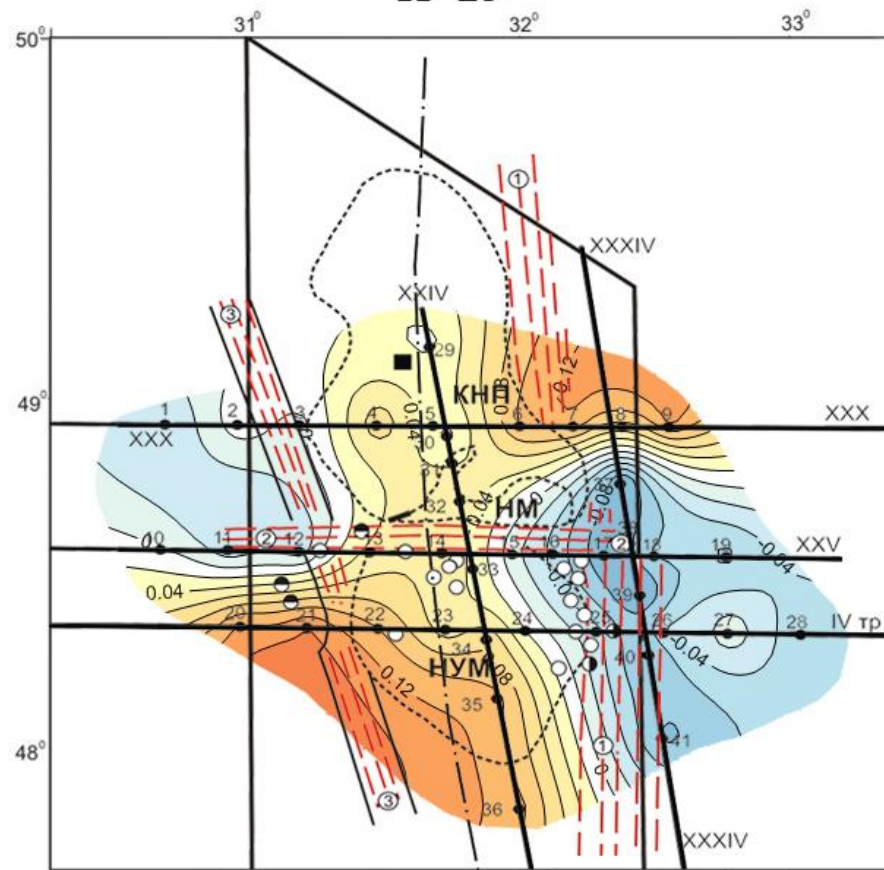
H=21



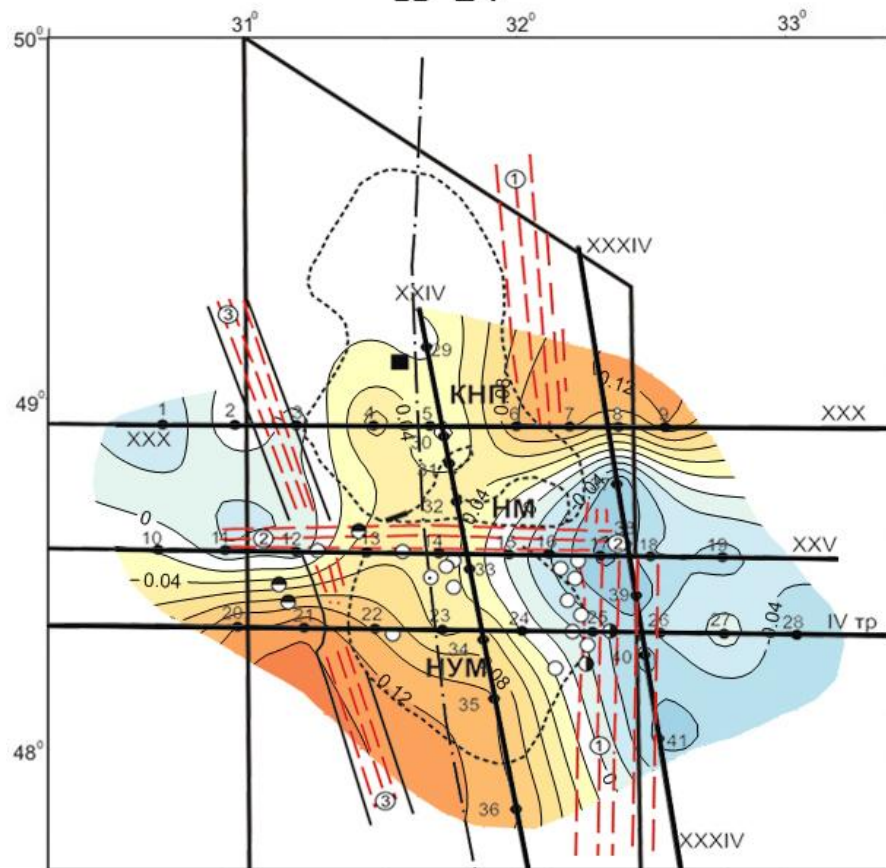
H=22



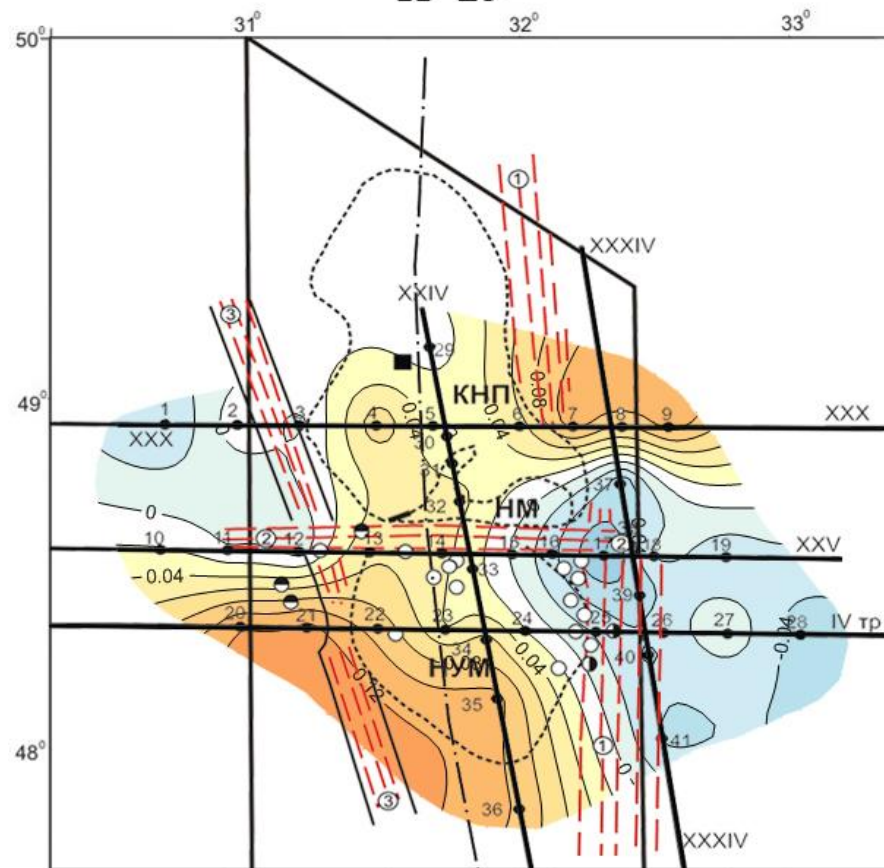
H=23



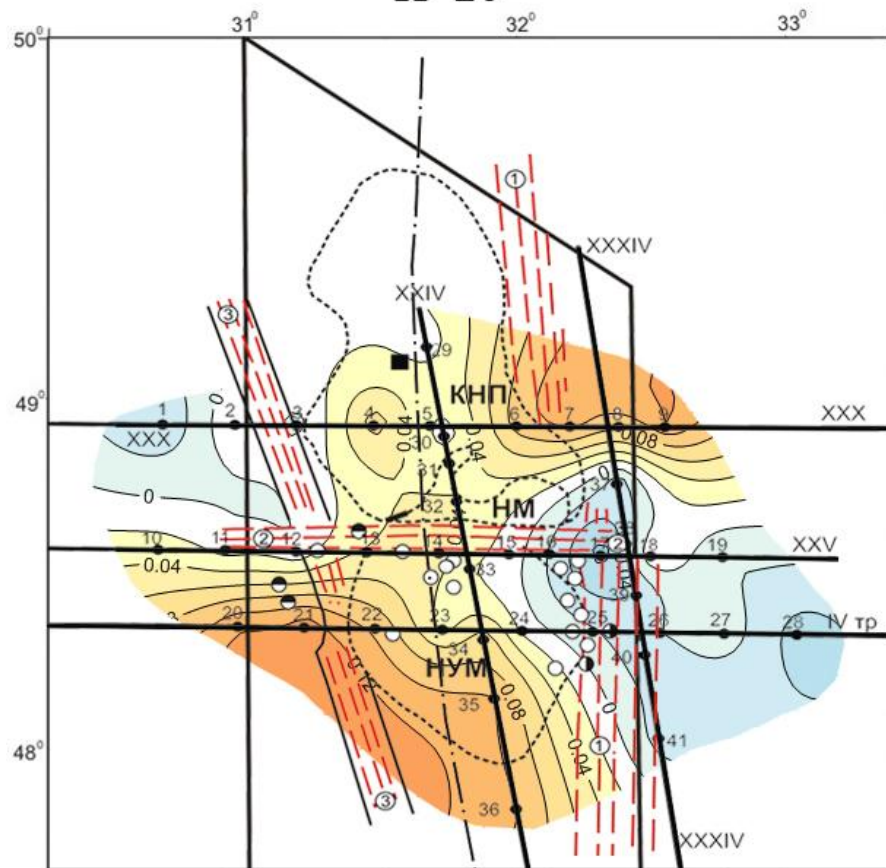
H=24



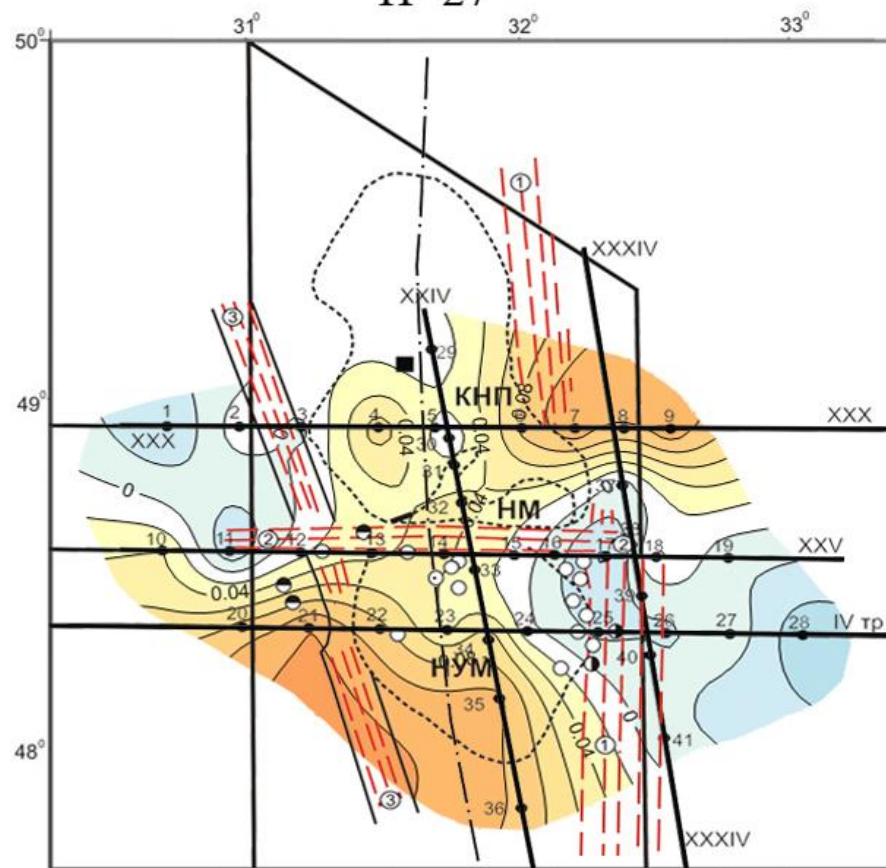
H=25



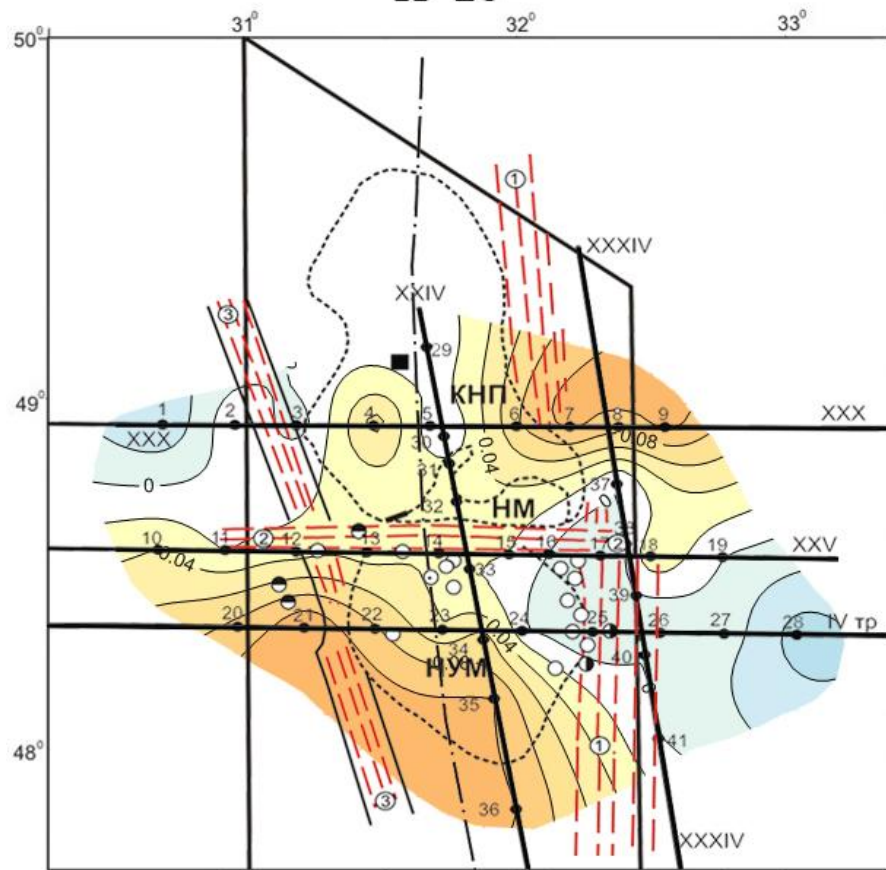
H=26



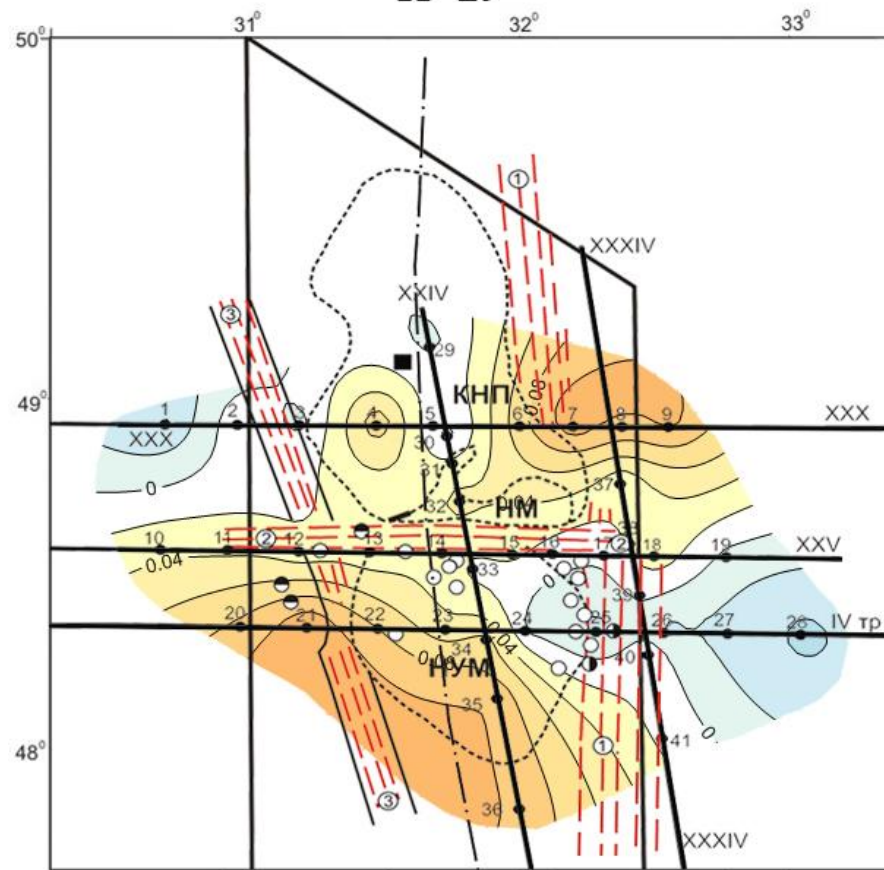
H=27



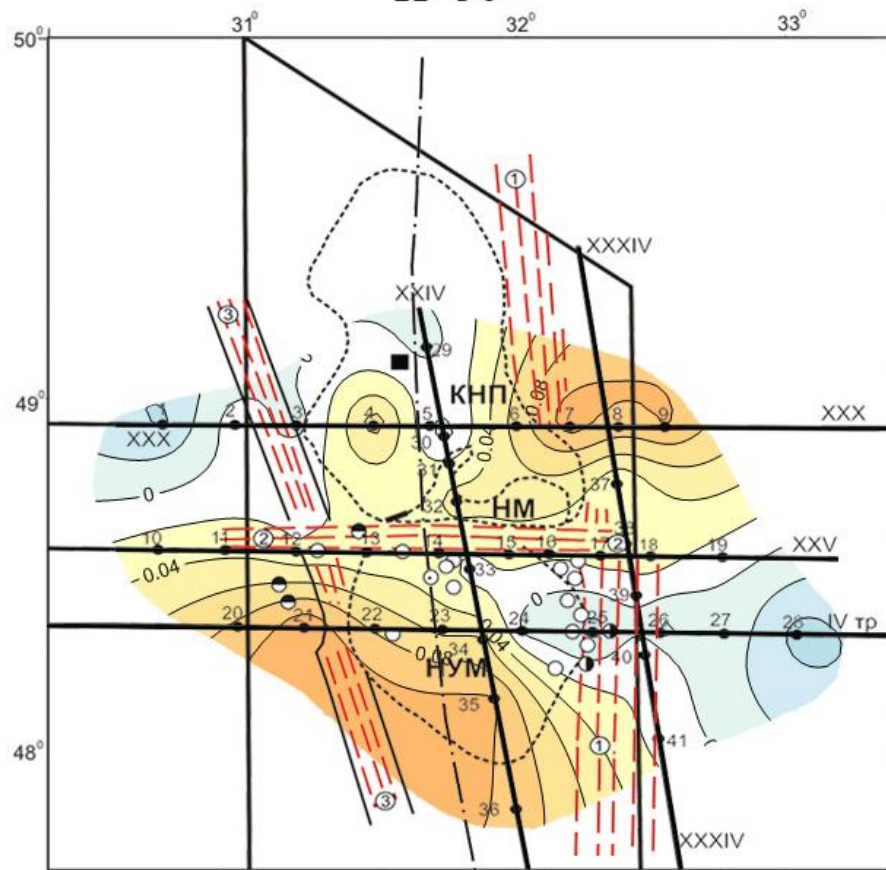
H=28



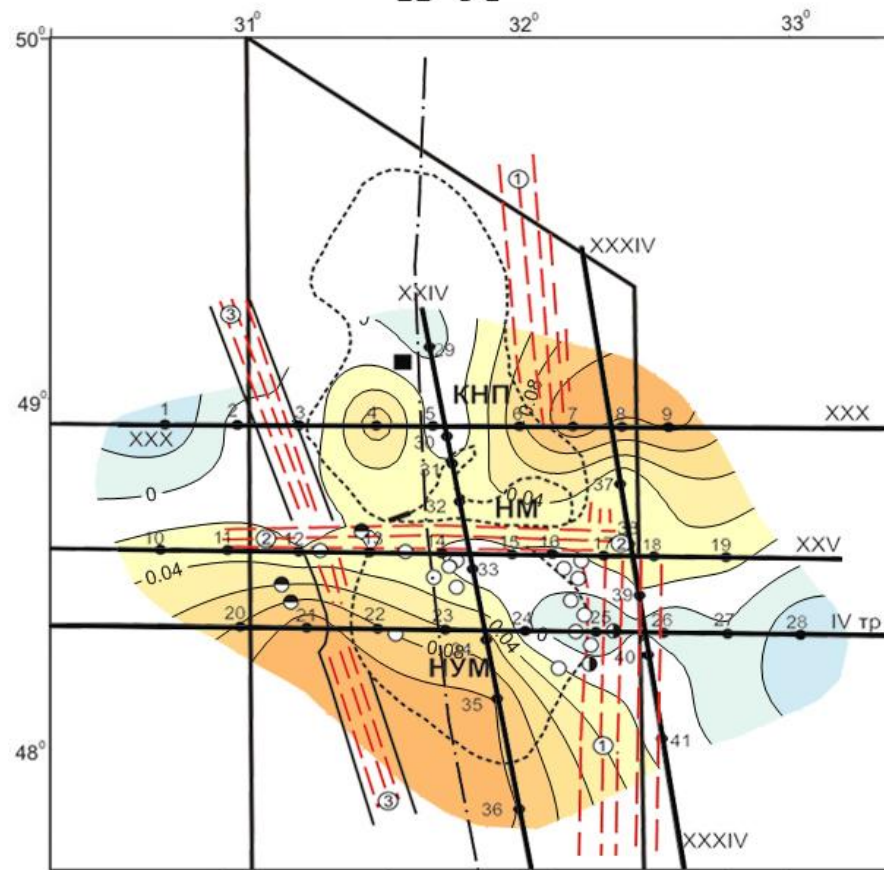
H=29



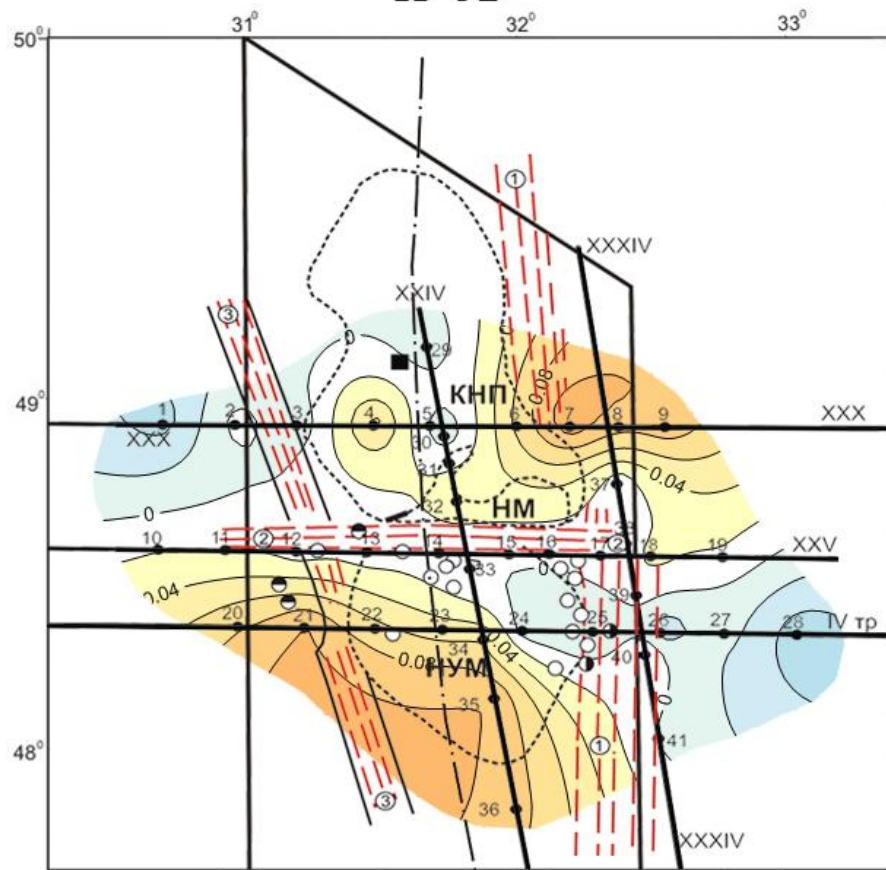
H=30



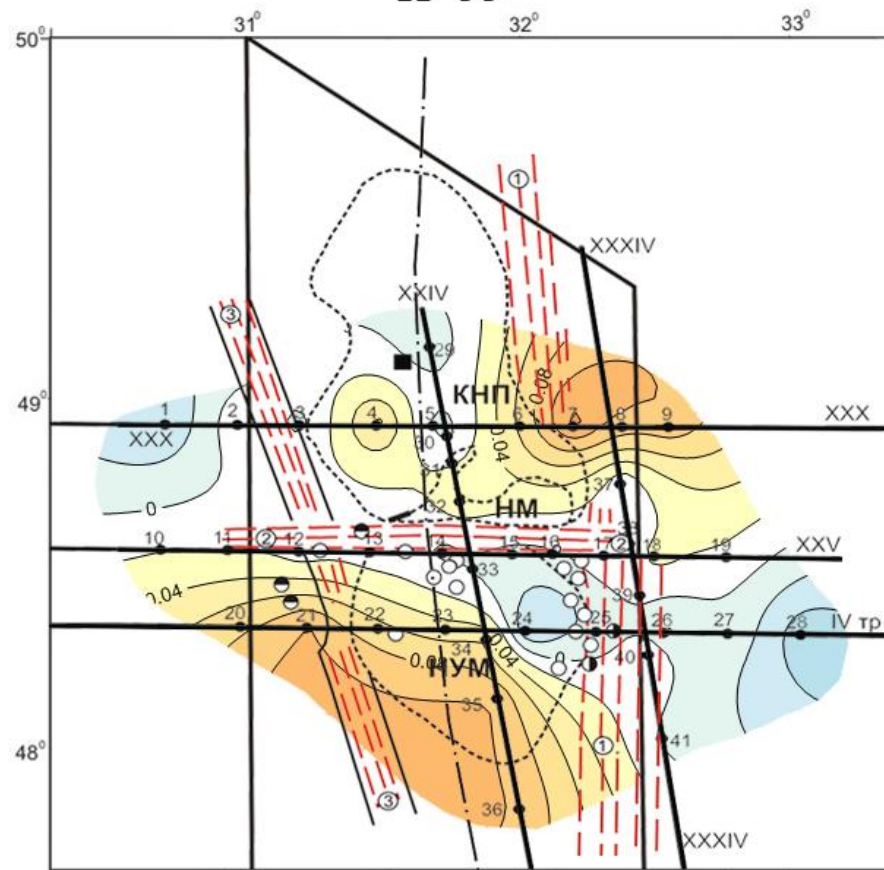
H=31



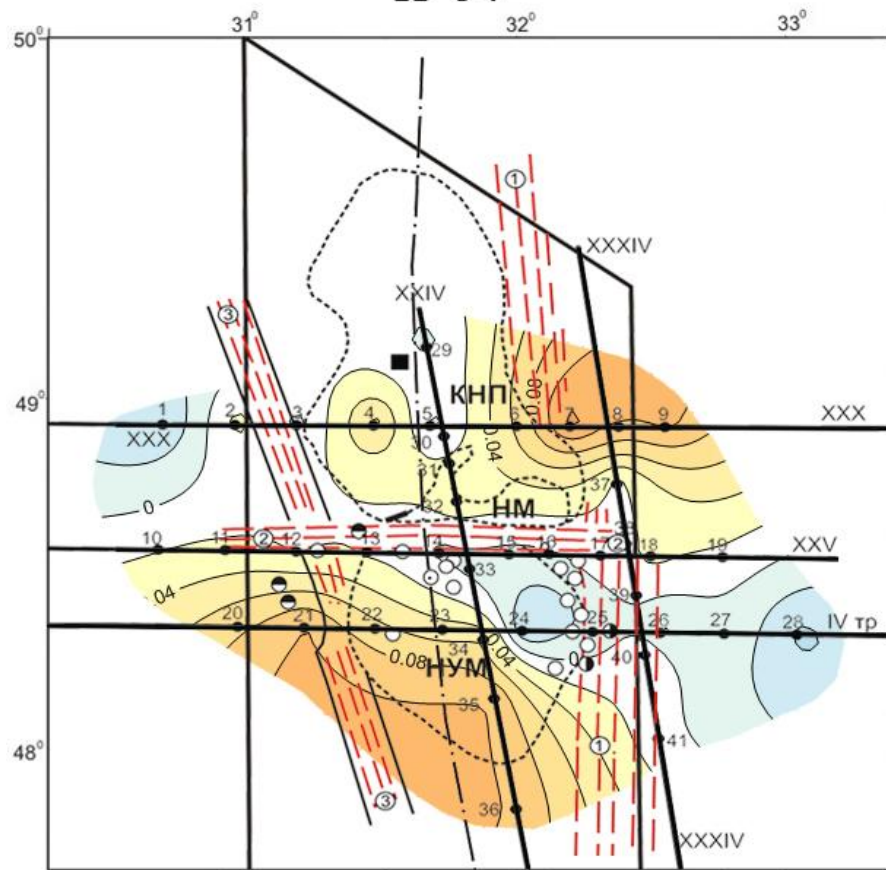
H=32



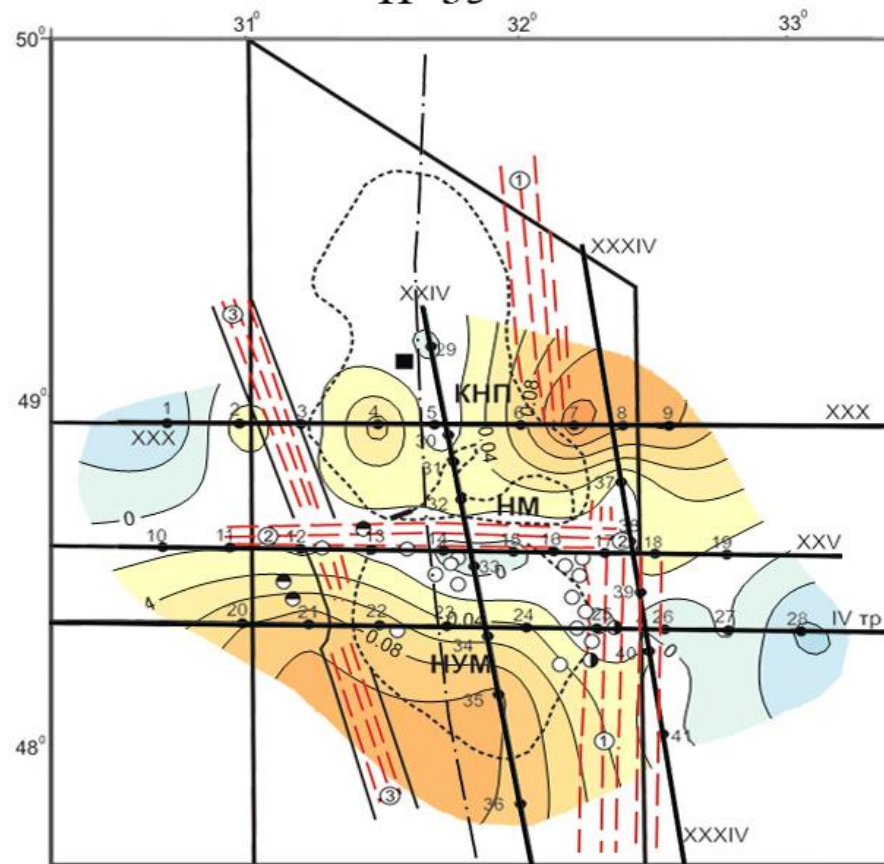
H=33



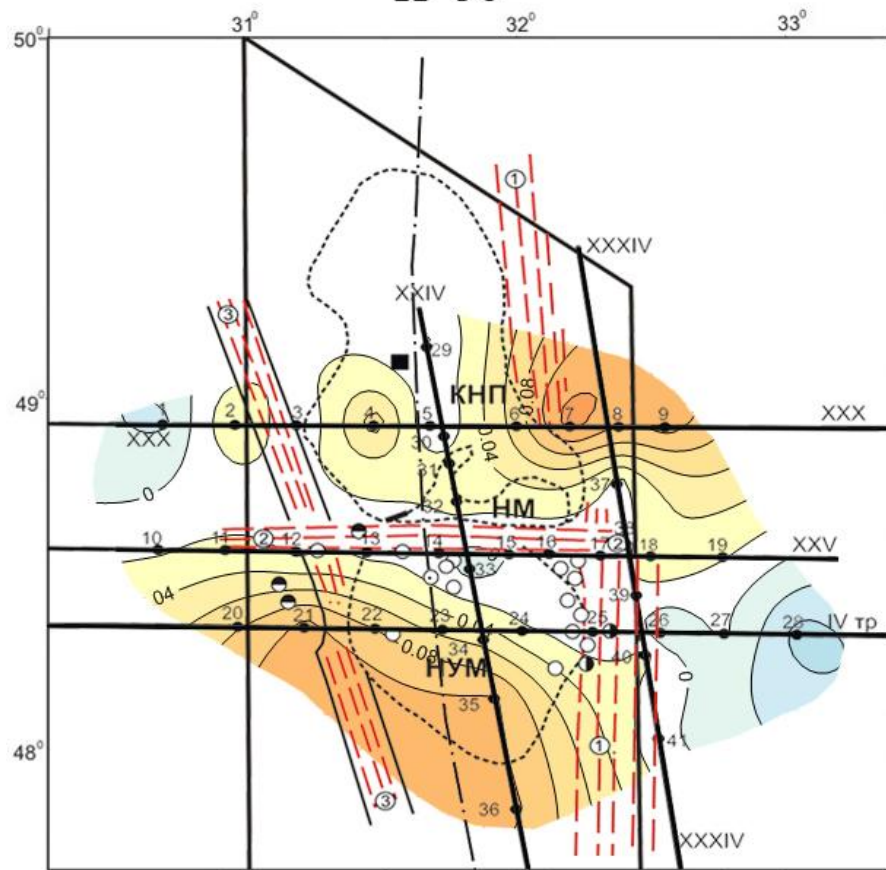
H=34



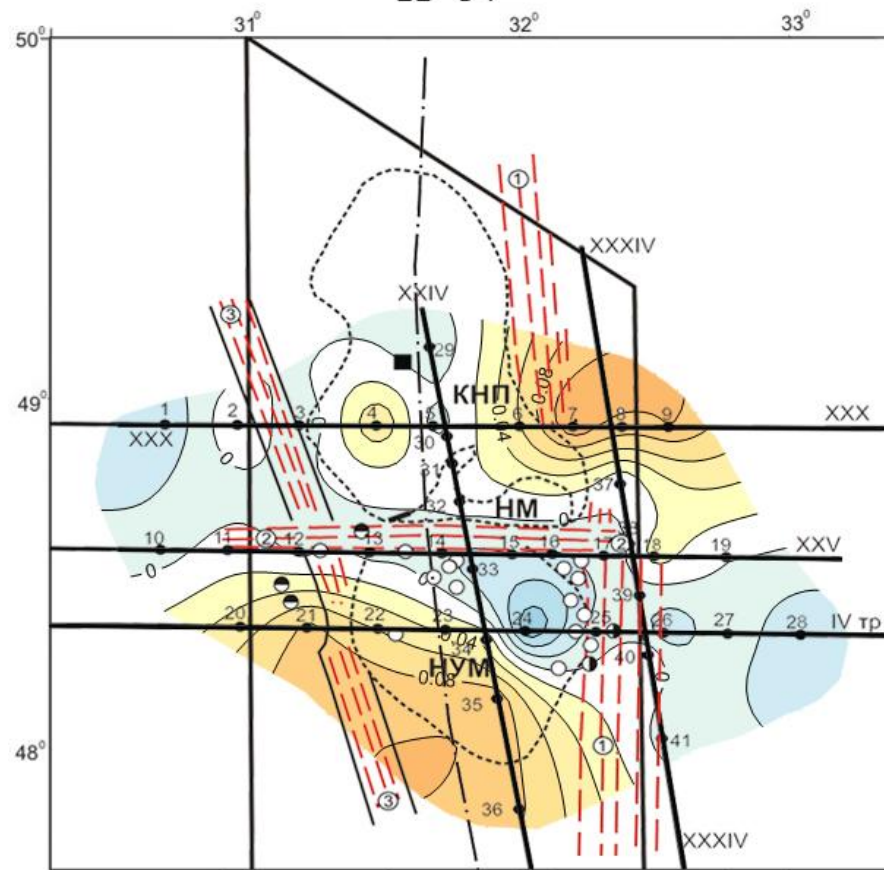
H=35



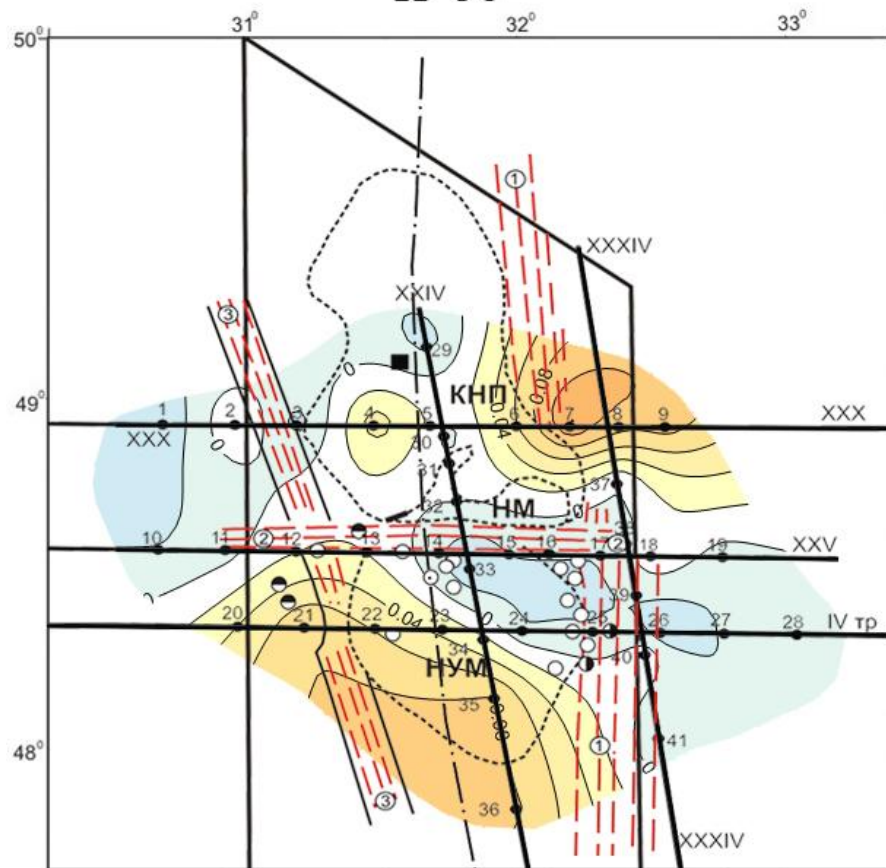
H=36



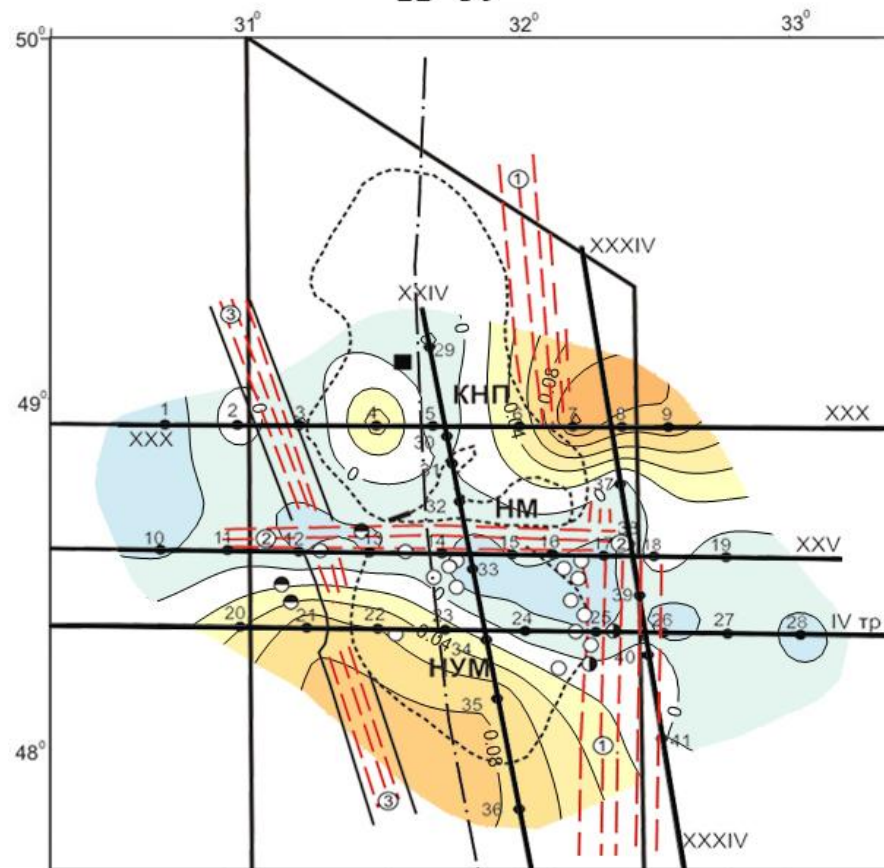
H=37



H=38



H=39



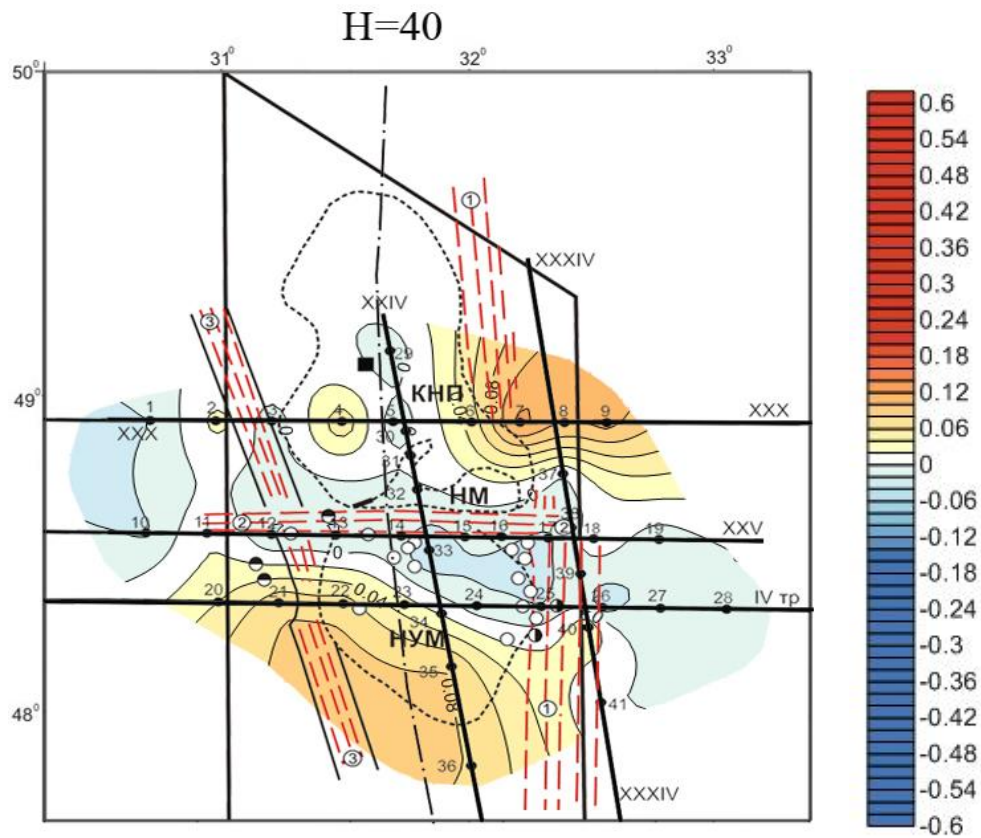


Рис 3.6 Розташування Кіровоградського рудного району у тектонічних структурах центральної частини Українського щита, де наведено ізолінії ΔV_p : 1 – ізолінії ΔV_p , км/с; 2 – профілі ГСЗ; 3 – геотраверс IV; 4 – точки на профілях, де розраховано графіки $\Delta V_p=f(H)$, зображені на рис 3.5; 5 – контури геологічних структур – КНП – Корсунь-Новомиргородський плутон, НУМ – Новоукраїнський масив; 6 – зони розломів (цифри у кружечках): 1 – Кіровоградська, 2 – Суботсько-Мошоринська, 3 – Звенигородсько-Братська; 7 – міжрегіональна зона розтягу Херсон-Смоленськ; 8 – контури Кіровоградського рудного району; 9 – родовища

урану, родовища та рудопрояви золота (10), літію (11), титану (12)



Остання особливість може вказувати на те, що Новоукраїнський масив як геологічна структура не настільки помітно відокремлюється від вміщуючих порід, як Корсунь-Новомиргородський плутон на глибинах 1 – 6 км.

В інтервалі 1 – 4 км майже уся територія Новоукраїнського масиву перебуває у полі негативних значень ΔV_p , причому ізолінії в основному оконтурюють цю структуру (рис 3.6, рівні 1 – 4 км). Слід підкреслити, що у межах північної (зона спряження з Корсунь-Новомиргородським плутоном) та східної (зона спряження з Кіровоградською зоною розломів) частин Новоукраїнського масиву розташована більшість родовищ урану території КРР. Отже, ці родовища характеризуються пониженими швидкостями поширення сейсмічних хвиль на глибині 1 – 4 км.

Глибше (5 – 7 км) значна частина Новоукраїнського масиву перебуває вже у полі позитивних значень ΔV_p : на 5 км – це західна і південно-західна частини, на 6 та 7 км – західна і східна частини (рис 3.6, рівні 5, 6, 7 км). Далі – на 8 (особливо), 9 та 10 км більша площа НУМ знову перебуває у полі негативних значень ΔV_p (рис 3.6, рівні 8, 9, 10 км).

Починаючи з 10 й до 27 км у східній частині Новоукраїнського масиву простежується серія ізоліній ΔV_p меридіонального й субмеридіонального напрямів, які характеризує значне зниження швидкостей у східному напрямі. На денній поверхні у межах цієї серії розташовано ряд родовищ урану. Поряд з цим, на більшій частині Новоукраїнського масиву на глибинах 14 – 27 км відзначено смугу підвищених швидкостей у межах не лише Новоукраїнського масиву, а й півдня Корсунь-Новомиргородського плутону. Ця смуга шириною близько 70 – 90 км прослідковується у субмеридіональному напрямі на протязі 150 км та просторово приурочена до трансрегіональної зони розтягу Херсон-Смоленськ, яка поділяє вказану смугу на дві майже однакові за розмірами частини (рис 3.6, рівні 14, 21, 27 км).

Глибше (28 – 34 км) напрям ізоліній змінюється з меридіонального на північно-західний, причому більша частина Новоукраїнського масиву, крім його східної та північно-східної частин, перебуває у полі позитивних значень ΔV_p (рис 3.6, рівні 28, 34 км). Далі, за виключенням рівня 35 км, площа, яка характеризується негативними значеннями ΔV_p , поступово зростає до глибини 40 км (рис 3.6 рівень 40 км).

Основні закономірності розподілу швидкостей у земній корі НУМ є наступні.

1. На глибинах 1 – 4 км напрям ізоліній ΔV_p в основному збігається з контурами Новоукраїнського масиву у східній і південній його частинах.
2. В інтервалі глибин 13 – 28 км західна частина Новоукраїнського масиву перебуває у полі позитивних значень ΔV_p , східна – негативних. Границя між ними визначається ізолініями ΔV_p переважно меридіонального та субмеридіонального напрямів.
3. За аналогією з КНП, контури НУМ не завжди збігаються з напрямом ізоліній ΔV_p . Напевне, пояснення може бути таким самим, як і для Корсунь-Новомиргородського плутону.
4. Переважно від'ємні прирости швидкостей на території НУМ пов'язані з кислими породами, що його складають: гранат-біотитовими і біотитовими трахітоїдними гранітами новоукраїнського типу.

Крім того, заслуговує на увагу порівняння горизонтальних перерізів ΔV_p земної кори Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву з особливостями сейсмічної верстуватості цих структур, досліджених у роботі [Трипольский, 1995]. Перш ніж перейти до порівняння, коротко розглянемо деякі результати вивчення відбивальної здатності земної кори Новоукраїнського масиву та Корсунь-Новомиргородського плутону, отримані раніше.

1. У роботі [Ильченко, Крюченко, 1981] відзначається, що «слоистость среды, хорошо выраженная в волновом поле, наиболее интенсивно проявлена (охватив практически всю толщину коры) в пределах Новоукраинского массива, что свидетельствует о гетерогенности его строения».

2. У роботі [Трипольский, 1995] було проаналізовано співвідношення між відбивальною здатністю земної кори Новоукраїнського масиву та Корсунь-Новомиргородського плутону. Аналізу підлягали докритичні відбиття, зареєстровані на глибинах 15-50 км вздовж двох широтних (XXX та IV геотраверс) та одного субмеридіонального профілю XXIV. Порівняння показало наступне: 1) відбивальна здатність земної кори Новоукраїнського масиву у 2.5 рази вища, ніж у Корсунь-Новомиргородському плутоні, причому максимальних значень це відношення досягає на глибинах 20-30 км, зростаючи до 3.3-4.4 разів; 2) ступінь кореляції сейсмічних хвиль K у земній корі Новоукраїнського масиву дещо нижчий, ніж у Корсунь-Новомиргородському плутоні, що може пояснюватись інтерференційною формою запису, що ускладнює кореляцію.

Проведемо порівняння у напрямку зростання глибини.

На глибинах 15 – 17 км у межах Новоукраїнського масиву та Корсунь-Новомиргородського плутону фіксується контрастний максимум верствуватості, просторово пов'язаний з границею K_2 . На цих глибинах горизонтальні перерізи на більшій частині території цих структур характеризуються дещо підвищеними значеннями ΔV_p , але на сході спостерігається різке зниження відносних швидкостей ΔV_p , причому площа цього зниження обмежується із заходу ізолініями швидкостей ΔV_p субмеридіонального спрямування.

Такий або близький до цього характер розподілу швидкостей у земній корі Новоукраїнського масиву та Корсунь-Новомиргородського плутону

зберігається до глибини 26 км. У цьому ж напрямі (18 – 26 км) швидко зменшується величина сейсмічної верстуватості земної кори, причому поблизу мінімуму верстуватості величина його у 3 – 4 рази менша в межах Корсунь-Новомиргородського плутону в порівнянні з Новоукраїнським масивом. Таким чином, зміна верстуватості з глибиною ніяким чином не корелюється з ізолініями ΔV_p .

Трансрегіональна зона розтягу Херсон-Смоленськ, як відзначалося раніше, виокремлюється у швидкісному полі ΔV_p на глибинах 13 – 27 км у вигляді смуги шириною близько 70 – 90 км. Ця смуга субмеридіонального простягання поділяється вказаною зоною на дві майже однакові за розмірами частини (рис 3.6, рівні 14 - 27).

На інших глибинних рівнях трансрегіональна зона розтягу Херсон-Смоленськ не виокремлюється.

За особливостями поля значень відносних швидкостей ΔV_p Звенигородсько-Братську зону розломів можна умовно поділити на три частини – північну, південну та ділянку, що прилягає до Ватутинського родовищу урану (місце перетину Звенигородсько-Братської та Суботсько-Мошоринської зон розломів). Напрямок ізоліній ΔV_p здебільшого є нормальним або близьким до цього по відношенню до простягання Звенигородсько-Братської зони розломів.

Співвідношення між північною і південною частинами Звенигородсько-Братської зони розломів має одну характерну особливість – якщо в межах однієї з частин поле ΔV_p має позитивні значення, то на більшості перерізів у другій частині це поле вже має негативні значення. Так, якщо на глибинах 1 та 2 км у північній частині поле має позитивні значення, то у південній – негативні (рис 3.2, рівні 1,2). І навпаки – якщо на глибинах 21 – 32 км у північній частині поле має негативні значення, то на тих же глибинах поле у південній частині характеризується позитивними значеннями (рис 3.6, рівні 21 - 32).

У інтервалі глибин 15 – 34 км у південній частині Звенигородсько-Братської зони розломів поле ΔV_p характеризується підвищеними значеннями.

У межах ділянки, що прилягає до Ватутинського родовища урану, переважна більшість горизонтальних перерізів характеризується негативними значеннями ΔV_p (рис 3.6, рівні 11, 16, 21). Виключенням є інтервал глибин 28 – 36 км, де спостерігаються невеликі відхилення поля ΔV_p у бік позитивних значень. Найбільші за абсолютною величиною відхилення поля ΔV_p фіксуються на глибинах 11 – 19 км.

Загалом, особливості розподілу швидкостей в межах Звенигородсько-Братської зони розломів не є особливо показовими, імовірно, з тієї причини, що профілі та геотраверс перетинають її перпендикулярно, в поперек простягання, що ускладнює оцінку швидкостей в межах вказаної зони розломів.

За характером та знаком поля ΔV_p Кіровоградська зона розломів (КЗР) може бути поділена на 2 частини – північну, що прилягає зі сходу до Корсунь-Новомиргородського плутону, та південну, що також прилягає зі сходу до Новоукраїнського масиву.

Швидкісні характеристики цих двох частин помітно відрізняються одна від одної. Якщо для північної частини, за виключенням денної поверхні ($H=0$), характерні позитивні значення ΔV_p (рис 3.6, рівні 1 – 4, 17 – 40), то південна частина перебуває переважно у полі негативних значень ΔV_p (рис 3.6, рівні 8 – 20).

Найбільші абсолютні позитивні значення ΔV_p північної частини КЗР фіксуються на глибинах 1 – 9 км (рис 3.6, рівні 1 – 9). Це, скоріш за все, зумовлено близьким розташуванням Кіровоградської зони розломів до Корсунь-Новомиргородського плутону, для якого характерні підвищені значення ΔV_p . Глибше (17 – 40 км) теж спостерігається позитивне поле ΔV_p ,

але зі значно меншими абсолютними значеннями, що також, напевне, зумовлено впливом Корсунь-Новомиргородського плутону.

У більшості випадків позитивні ізолінії ΔV_p спрямовані вздовж простягання північної частини Кіровоградської зони розломів, але спостерігається також нормальне положення ізоліній по відношенню до простягання цього розлому.

Частина Кіровоградської зони розломів, що просторово збігається з XXXIV профілем, перебуває переважно у полі негативних значень ΔV_p . Лише починаючи з глибини 26 км та до 40 км південь цієї частини перебуває у полі невеликих за абсолютною величиною позитивних значень ΔV_p .

В інтервалі глибин 14 – 27 км південна частина Кіровоградської зони розломів характеризується значним зменшенням швидкостей. Це фіксується меридіональним і субмеридіональним напрямом ізоліній ΔV_p та приурочене до зони спряження між Новоукраїнським масивом та Кіровоградською зоною розломів. Негативні значення приросту швидкостей в межах цієї зони розломів пояснюються, найімовірніше, значним зниженням щільності порід, яке пов'язане з тріщинуватістю, дробінням, мілонітизацією, флюїдами.

Загалом, Суботсько-Мошоринська зона розломів (СМЗР) перебуває у полі негативних значень ΔV_p . Але спостерігаються певні відхилення від цієї закономірності.

На глибинах 1 – 7 км СМЗР характеризується областю негативних значень ΔV_p субширотного простягання (рис 3.6, рівні 1 – 7). Спостерігається деякий вплив позитивного поля ΔV_p у зоні спряження Суботсько-Мошоринської зони розломів з Корсунь-Новомиргородським плутоном. Глибше (9 – 15 км) цей вплив поширюється не лише на СМЗР, а й на північну частину Новоукраїнського масиву. На захід і схід від зони спряження Суботсько-Мошоринської зони розломів з Корсунь-Новомиргородським плутоном та Новоукраїнським масивом вздовж простягання Суботсько-Мошоринської зони розломів фіксується поле негативних значень ΔV_p .

Глибше (16 – 27 км) СМЗР перетинається субмеридіональною областю позитивних значень ΔV_p , яка просторово збігається з трансрегіональною зоною розтягу Херсон-Смоленськ.

Далі (28 – 31 км) земна кора Суботсько-Мошоринської зони розломів характеризується позитивними значеннями ΔV_p з невеликими абсолютними значеннями.

У самих низах кори СМЗР (37 – 40 км) спостерігається область негативних значень ΔV_p субширотного простягання. Але, на відміну від подібної області на глибинах 1 – 7 км, абсолютні значення ΔV_p тут значно менші (рис 3.6, рівні 37 - 40).

Загалом, Суботсько-Мошоринська зона розломів (СМЗР) перебуває у полі негативних значень ΔV_p . Зони милонітизації тут майже відсутні, але решта причин відносного зниження швидкостей – тріщинуватість, дробіння, метасоматоз - , імовірно, така ж, як і в межах Кіровоградської зони розломів. Варто відзначити, що зменшення ΔV_p під СМЗР, в порівнянні з сусідніми ділянками Кіровоградського рудного району, починається вже з глибини 8 км. З огляду на те, що північний борт Суботсько-Мошоринської зони розломів проходить по краю габро-анортозитових масивів Корсунь-Новомиргородського плутону, які сильно впливають на швидкісну характеристику кори в верхніх її горизонтах, можна очікувати, що розуцільнення кори в межах зони розломів починається з самої поверхні докембрійського фундаменту, але не помітне через цей вплив. Тому можна припустити, що занурення поверхні М ("мантійний ров") тут, швидше за все, пов'язано з розуцільненням і кори, і мантії в зоні розломів.

Якщо подумки абстрагуватися від тектонічної будови Кіровоградського рудного району (тобто не звертати увагу на тектонічне районування), а розглянути лише конфігурацію ізолій ΔV_p , зображених на горизонтальних перерізах, то можна дійти наступних висновків.

1. За напрямом ізоліній позитивних значень ΔV_p можна впевнено окреслити контури Корсунь-Новомиргородського плутону на глибинах 1 – 5 км, частково за напрямом позитивних і негативних значень ізоліній ΔV_p – на глибинах 15 – 25 км.

2. Контури Новоукраїнського масиву можна також окреслити за напрямом негативних значень ізоліній ΔV_p на глибинах 1 – 4 км, частково – за напрямом позитивних і негативних значень ізоліній ΔV_p на глибинах 16 – 23 км. Цікаво, що східна границя Новоукраїнського масиву може бути приблизно визначена за розташуванням ряду родовищ урану.

3. Смуга позитивних значень ΔV_p субмеридіонального простягання шириною близько 70 – 90 км, що перетинає Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив та прослідковується на глибинах 14 – 17 км, просторово відповідає трансрегіональній зоні розтягу Херсон-Смоленськ такого ж простягання.

4. З усіх зон глибинних розломів, виокремлених на території Кіровоградського рудного району, найбільш яскраво у полі швидкостей виявляється Суботсько-Мошоринська зона розломів. Тут напрям ізоліній негативних значень ΔV_p на глибинах 1 – 7 та 37 – 40 км чітко вказує на положення та простягання Суботсько-Мошоринської зони розломів.

5. На глибинах 14 – 24 км південна частина Кіровоградська зона розломів характеризується субмеридіональним та меридіональним простяганням ізоліній ΔV_p , які просторово приурочені до зони спряження Кіровоградської зони розломів та Новоукраїнського масиву. Варто відзначити, що саме ця частина КЗР просторово співпадає з XXXIV профілем.

6. На більшості горизонтальних перерізів характерний нормальний, або близький до нормального напрям ізоліній ΔV_p відносно простягання Звенигородсько-Братської зони розломів. Це практично унеможлиблює виокремлення цієї зони за особливостями конфігурації ізоліній ΔV_p . Єдиною характерною особливістю поля швидкостей для Звенигородсько-Братської зони розломів є негативні значення ΔV_p впродовж майже усієї земної кори у місці перетину Звенигородсько-Братської та Суботсько-Мошоринської зон розломів поблизу Ватутинського родовища урану.

7. Усі без винятку території розповсюдження урановорудних полів характеризуються негативними значеннями ΔV_p на глибинах 1 – 4 км.

8. Найкраще за характером поля ізоліній ΔV_p виокремлюється південна частина Корсунь-Новомиргородського плутону, Новоукраїнського масиву та Суботсько-Мошоринської зони розломів. Це можна пояснити наступним чином:

- вказані структури за своєю будовою та речовинним складом у значних інтервалах глибин відрізняються від прилягаючих до них структур;
- ці структури розташовані переважно у центральній частині досліджуваної території і тому досліджені з максимальною детальністю.

3.5. Горизонтальний швидкісний градієнт G

У зв'язку з тим, що швидкості на площинах горизонтальних перерізів змінюються у значних межах, з'явилась можливість визначити величину горизонтального градієнту швидкості у залежності від глибини $G=f(H)$ при переході від одного перерізу до наступного (рис 3.7.). Вивчення горизонтального швидкісного градієнту яскраво відображає

зміну речовинного складу, тріщинуватості, напруженого стану порід по літералі в різних комбінаціях.

На сьогоднішній день вивченню горизонтального швидкісного градієнту в межах Кіровоградського рудного району, не зважаючи на велику кількість матеріалу, що дозволяє вивчати його достатньо детально, було приділено недостатню увагу. Тому в роботі здійснена спроба вивчити горизонтальний швидкісний градієнт у найважливіших, на думку автора, напрямках.

З цією метою було обрано напрями, що характеризують зміни швидкостей по латералі:

- 1) центральна частина Корсунь-Новомиргородського плутону (профіль ХХХ, точка 5) – область спряження Новоукраїнського масиву та Кіровоградська зона розломів (профіль ХХV, точка 17), відстань – 55 км;
- 2) вздовж субширотної Суботсько-Мошоринської зони розломів (СМЗР), (профіль ХХV, точка 14, - профіль ХХV, точка 17), відстань – 40 км;
- 3) поперек простягання Звенигородсько-Братської зони розломів (ХХХ профіль, IV геотраверс);
- 4) поперек простягання Кіровоградської зони розломів (IV геотраверс).

Розрахунки показали, що горизонтальний градієнт G змінюється від 0 до $0,0084 \text{ c}^{-1}$. Вздовж першого напрямку горизонтальний градієнт досягає максимальної величини $0,0084 \text{ c}^{-1}$ на глибині 5 км (максимальна глибина поширення порід основного складу), після чого на глибині 6 км горизонтальний градієнт швидко зменшується до $0,001 \text{ c}^{-1}$.

Далі з глибиною горизонтальний градієнт поступово зростає до $0,0038 \text{ c}^{-1}$ (14 км), після чого також поступово зменшується до нуля на глибині 29 км. За виключенням інтервалу 0 – 5 км, характер графіка

$G=f(H)$, складеного вздовж другого напрямку, є дуже близьким до попереднього. Максимальне значення G ($0,0053 \text{ c}^{-1}$) фіксується на глибині 18 км, після чого зменшується до мінімального значення (0) на глибині 30 км.

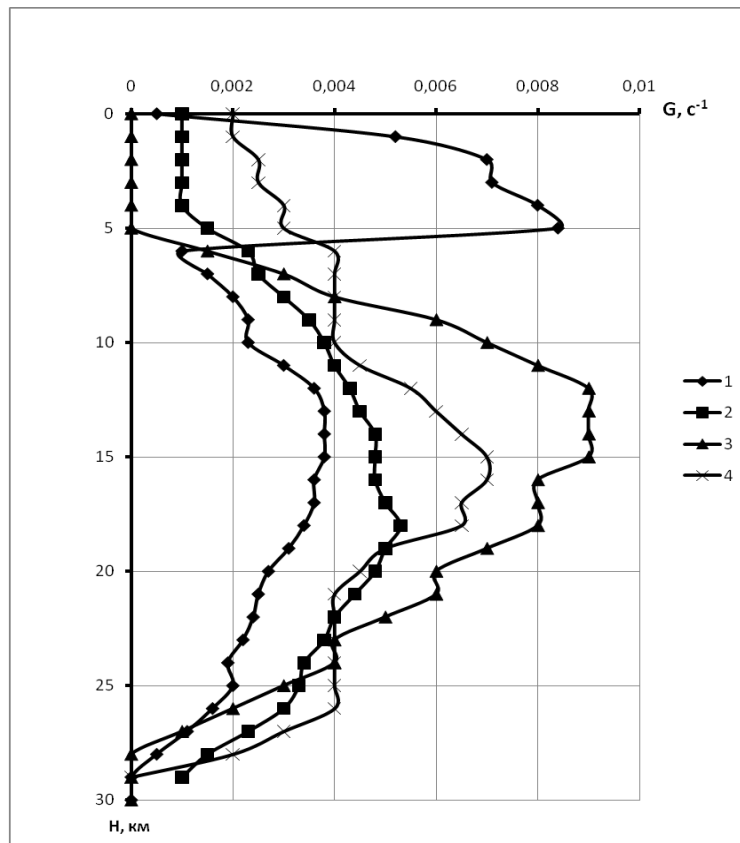


Рис 3.7. Зміна горизонтальних градієнтів швидкості $G=f(H)$, розрахованих вздовж різних напрямків: 1 – центральна частина Корсунь-Новомиргородського плутону – зона спряження Новоукраїнського масиву та Кіровоградської зони розломів; 2 – вздовж простягання Суботсько-Мошоринської зони розломів; 3 – поперек простягання Звенигородсько-Братської зони розломів; 4 – поперек простягання Кіровоградської зони розломів.

У інтервалі 6 – 14 км градієнт, розрахований вздовж першого напрямку (центральна частина Корсунь-Новомиргородського плутону –

зона спряження Новоукраїнського масиву та Кіровоградської зони розломів), зростає з глибиною у 3.8 рази; градієнт, розрахований вздовж другого напрямку (вздовж простягання Суботсько-Мошоринської зони розломів), у інтервалі глибин 5 – 18 км – у 2.3 рази. Градієнт, розрахований вздовж обох цих напрямів має від'ємний знак у південно-східному та східному напрямах, тобто швидкість у земній корі на різних глибинах (1 – 30 км) поступово зменшується у вказаних напрямах.

Раніше відзначалося, що на глибинах 14 – 27 км у межах південної частини Корсунь-Новомиргородського плутону та більшої частини Новоукраїнського масиву виокремлюється смуга підвищених швидкостей субмеридіонального простягання. Із заходу та зі сходу смуга обмежена серіями ізоліній ΔV_p субмеридіонального простягання, які у плані майже збігаються зі Звенигородсько-Братською та Кіровоградською зонами розломів відповідно.

У межах зазначених зон розломів, вздовж широтного профілю XXV були розраховані горизонтальні градієнти швидкості G . З'ясувалося, що характер графіків $G=f(H)$ та раніше отриманих графіків дуже близькі між собою.

Таким чином, градієнт G у межах значної частини КРР, за деяким винятком (рис 3.7) змінюється з глибиною за одним і тим же законом – максимальні значення відповідають глибинам 14 – 18 км (тут залягає поверхня K_2), мінімальні – 28 – 30 км. Глибше 30 км градієнт G майже дорівнює нулю, що може вказувати на відносну однорідність порід на цій глибині, а також на постійні за напрямом дії та інтенсивністю значення напружень..

Таким чином, в результаті вивчення особливостей розподілу швидкостей в земній корі Кіровоградського рудного району і окремих структур, що його складають, виявлені деякі закономірності швидкісних характеристик досліджуваних геологічних об'єктів, що в подальшому

може бути використано при створенні комплексної геолого-геофізичної моделі Кіровоградського рудного району.

Висновки

1. Переважна більшість основних структур Інгульського мегаблоку Українського щита характеризується своїми особливостями графіків $\Delta V_p=f(H)$. Це відбиває основні риси просторового розподілу швидкостей у земній корі цих структур. Найскладніший розподіл швидкостей має земна кора Новоукраїнського масиву. Корсунь-Новомиргородський плутон, у свою чергу, характеризується значними позитивними аномаліями ΔV_p у верхній частині кори (до глибини 8 км), а зони розломів, навпаки, негативними аномаліями.

2. У результаті застосування методики вивчення просторового розподілу відносних значень швидкостей ΔV_p показано, що основні геологічні структури Кіровоградського рудного району – Корсунь-Новомиргородський плутон, Новоукраїнський масив, Кіровоградська та Суботсько-Мошоринська зони розломів, трансрегіональна зона розтягу Херсон-Смоленськ – упевнено виокремлюються у полі швидкостей поширення сейсмічних хвиль. Це відкриває нові можливості для тектонічного районування Інгульського мегаблоку та Українського щита в цілому.

3. Далеко не повна відповідність напрямів ізоліній ΔV_p контурам основних геологічних структур може пояснюватись наступним чином.

а. На різних глибинних рівнях ці структури мають змінний у просторі характер контактів з вміщуючими породами – від різких і контрастних змін речовинного складу до поступових і тому мало помітних або зовсім непомітних у полі швидкостей переходів до вміщуючих порід.

б. Система спостережень недостатньо детальна для виявлення незначних змін швидкостей, які відбуваються на різних глибинних рівнях.

4. Висловлено припущення щодо глибини залягання аноксидитів та габро-аноксидитів на території Корсунь-Новомиргородського плутону, яка, згідно з розподілом відносних значень швидкостей ΔV_p може досягати глибини 8 км.

5. Прослідковано зону розуцільнення земної кори в межах Суботсько-Мошоринської та Кіровоградської зон розломів від денної поверхні до глибини залягання межі поділу М, з якою, імовірно, пов'язаний так званий «мантійний ров», тобто заглиблення межі поділу М за рахунок розуцільнення.

6. Горизонтальний градієнт швидкості G в межах значної частини Кіровоградського рудного району, розрахований у різних напрямках, з глибиною, за деяким винятком, змінюється за одним і тим же законом – максимальні значення відповідають глибинам 14 – 18 км, що просторово відповідає поверхні K_2 , мінімальні – 28 – 30 км. Глибше 30 км градієнт майже дорівнює нулю, тобто середовище мало змінюється по літералі.

РОЗДІЛ 4. ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ШВИДКОСТЕЙ ПОШИРЕННЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ У ЗЕМНІЙ КОРІ У РАЙОНІ УРАНОВОРУДНИХ ПОЛІВ

У попередньому розділі було представлено методику, згідно з якою кожен структуру запропоновано характеризувати вертикальним графіком $\Delta V_p=f(H)$, де величина ΔV_p визначає міру відхилення швидкостей у земній корі конкретної структури від нормальних швидкостей. За норму приймався осереднений розподіл швидкостей з глибиною ($V_p=f(H)$) у земній корі Кіровоградського рудного району. У цьому випадку величина ΔV_p характеризувала міру швидкісної аномалії та особливості її зміни як по глибині, так і по латералі для кожної зі структур, що вивчалися.

У результаті застосування цієї методики було, зокрема, встановлено, що земна кора родовищ урану Кіровоградського рудного району характеризується переважно негативними значеннями ΔV_p . Поглиблене вивчення цього висновку складає предмет дослідження, результати якого будуть викладені у цій главі.

Особливу увагу буде звернуто на територію, в межах якої розташовані Северинське, Мічуринське, Новокостянтинівське, Ватутинське та Партизанське родовища урану. Ця територія переважно розташована між Суботсько-Мошоринською зоною розломів на півночі та Новоукраїнським масивом на півдні.

Кіровоградська зона розломів містить Лелеківське, Мічуринське і Юріївське рудні поля, Звенигородсько-Братська зона розломів - Ватутинське рудне поле. У Новоукраїнському масиві розташовані Новокостянтинівське і Партизанське рудні поля.

Не зважаючи на повсюдне розповсюдження потужних (30-50 і більше метрів) пухких відкладів і наявність суцільних чорноземних посівних площ, урановорудні поля Кіровоградського рудного району за допомогою буріння і

геофізичних методів до теперішнього часу закартировані в масштабі 1:50 000 - 1:10 000 Уранові родовища систематично вивчені свердловинами на 1,5-2 км нижче ерозійної поверхні ранньодокембрійських порід. Окремі свердловини дістали позначки -2,5 і -2,8 км. У ряді випадків за допомогою буріння досліджені не тільки рудні поклади, але також їх надрудні і підрудні частини. Результати буріння підтверджені проходкою підземних гірничих виробок. Це слугує основою для надійної інтерполяції поверхневих структур урановорудних родовищ і полів на глибину як мінімум у 3 км [Старостенко, Гинтов, 2013]. Розглянемо основні урановорудні поля досліджуваної території докладніше.

Мічуринське і Лелеківське урановорудні поля. Перше в межах Кіровоградського рудного району Мічуринське уранове родовище було відкрито масовими пошуками за допомогою каротажу свердловин у жовтні 1964 р. Кіровоградська зона розломів з загальних геотектонических позицій відноситься до числа меридіональних структур Українського щита. Центральний її відрізок, де знаходяться Мічуринське і Лелеківське рудні поля, нагадує дугу, звернену опуклою стороною на схід, і приурочену до контакту Кіровоградсько-Новоукраїнського масиву з гнейсами чечеліївської світи.

Мічуринське рудне поле об'єднує однойменне велике родовище і розташовані поблизу нього Північно-, Південно- і Західно-Коноплянські родовища. Воно розташовується в області переходу від Новоукраїнсько-Кіровоградського гранитоїдного масиву до стратифікованих порід чечеліївської світи. Інтрузивно-ультраметаморфічний цоколь Мічуринського рудного поля утворюють трахітоїдні і порфіроподібні граніти кіровоградського комплексу, та прилягаючі до них великі поля мігматитів, гнейсів і занурені в мігматити і гнейси Завадовський і Коноплянський масиви середньозернистих гранітів [Старостенко, Гинтов, 2013].

Лелеківське рудне поле знаходиться на північно-західному фланзі Кіровоградської зони розломів і включає Лелеківське, Подгайцівське, Северинське і Щорсівське родовища урану, просторово пов'язані з Лелеківським масивом середньозернистих гранітів. Останній має клиноподібну в плані форму, на південному заході стикається з трахітоїдними порфіроподібними гранітами кіровоградського комплексу, на північному сході – з гнейсами чечеліївської світи і порфіробластичними мігматитами [Старостенко, Гинтов, 2013].

На Северинському родовищі, на відміну від Мічурінського, в альбітитах інтенсивно розвинена пізня гематит-карбонат-флогопітова асоціація, яка містить уранові мінерали. Останні представлені браннерітом і продуктами його розкладу, уранінітом, настураном, вторинними силікатами урану і урановими чернями. Переважно розвинені гематит-карбонат-хлоритові альбітити. Більш обмежене поширення мають рібекітовмісні гематит-карбонат-хлоритові і гематит-карбонат-егіринові альбітити, а також флогопітовмісні гематит-карбонат-хлоритові альбітити [Старостенко, Гинтов, 2013].

Юріївське рудне поле. Юріївське рудне поле включає Юріївське уранове і Юріївське золоторудне родовища. Обидва родовища залягають в метаморфічних породах інгуло-інгулецької серії, розсічених апліт-пегматоїдними дайками і зонами катаклазу і регресивних зеленокаменних зміні. Зважаючи на те, що Юріївське урановорудне поле знаходиться на значній відстані від наявних профілів ГСЗ, в межах роботи його швидкісні характеристики не розглядаються.

Ватутінське урановорудне поле. Накладені на інтрузивно-ультраметаморфічний цоколь розривні структури є одним з головних факторів локалізації уранономісних натрових метасоматитів в Звенигородсько-Братській зоні розломів. Тонкослоїстий горизонт має потужність від 250 до 800 м і складається з багаторазово перемежовуваних

гнейсов, мігматитів, гранітів. Гнейси представлені біотитовими, амфібол-біотитовими, гранат - і графітсовмісними різновидами. Мігматити тіньові і смугасті, граніти переважно рівномірнотернисті і порфіроподібні, близькі до аляскитів з переважанням калію над натрієм. Підлегле значення мають пегматоїдні граніти і двупольовошпатові пегматити [Старостенко, Гинтов, 2013].

Новокостянтинівське урановорудне поле. Новокостянтинівське рудне поле розташовується у внутрішній частині Новоукраїнського гранітоїдного масиву, об'єднує Докучаєвське, Лісове, Літнє, Новокостянтинівське уранові родовища і за загальним структурним планом різко відрізняється від рудних полів, приурочених до Кіровоградської та Звенигородсько-Братської зон розломів [Старостенко, Гинтов, 2013], що, в свою чергу, знайшло відображення і в особливостях поширення сейсмічних хвиль, про що буде йти мова нижче. Субстратом для рудного поля слугують гранат-біотитові і біотитові трахітоїдні граніти і монцоніти новоукраїнського комплексу. Місцями трахітоїдні граніти прорвані аплітоподібними біотитовими гранітами [Старостенко, Гинтов, 2013].

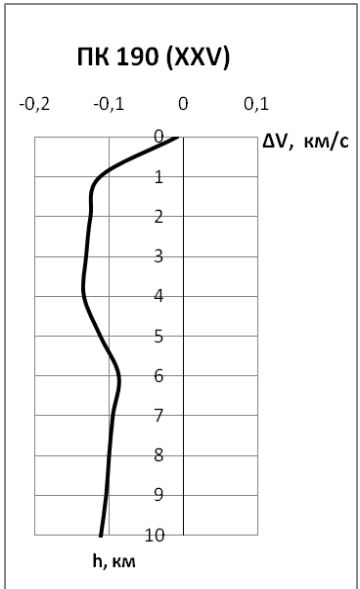
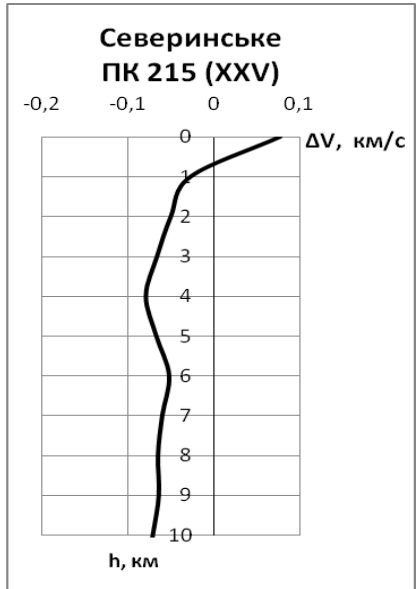
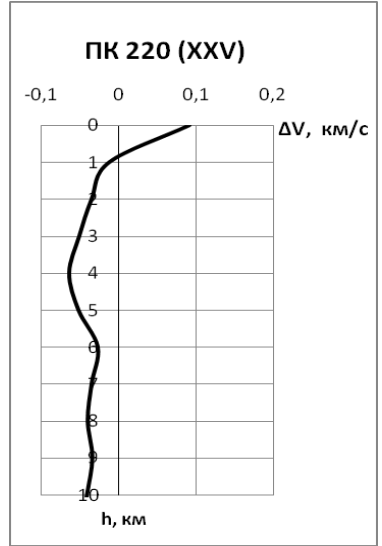
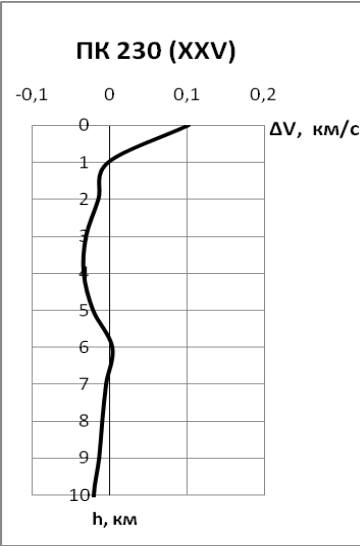
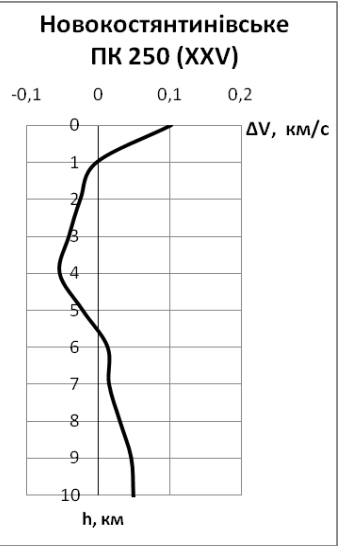
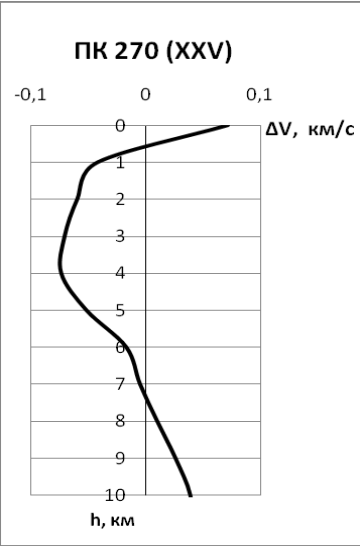
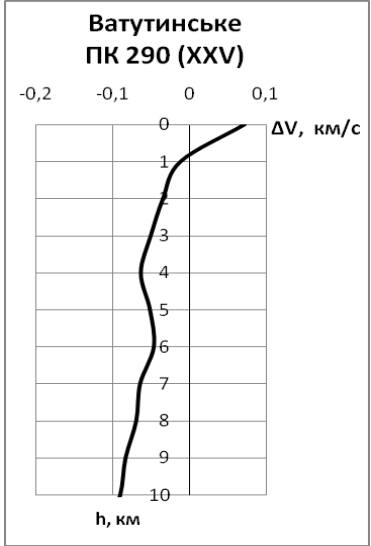
Таким чином, уранові родовища КРР близькі за віком до Корсунь-Новомиргородського плутону, але зосереджені в Новоукраїнському гранітоїдному масиві і пов'язаних з ним Кіровоградській і Звенигородсько-Братській зонах розломів.

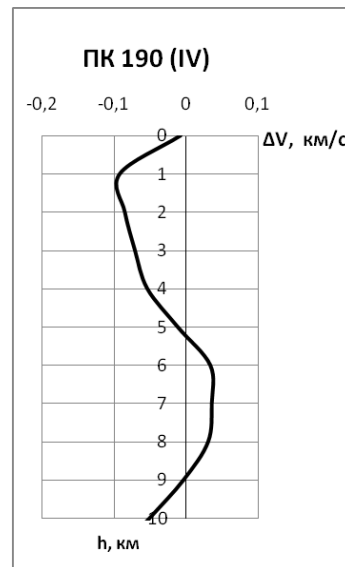
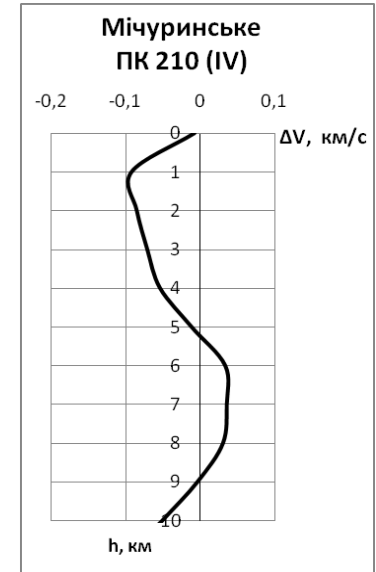
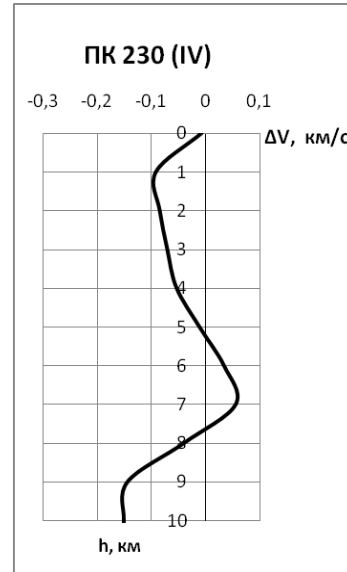
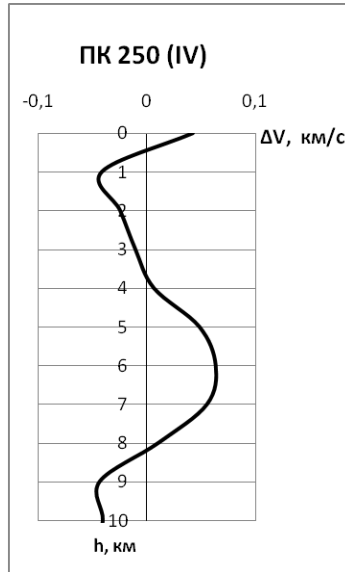
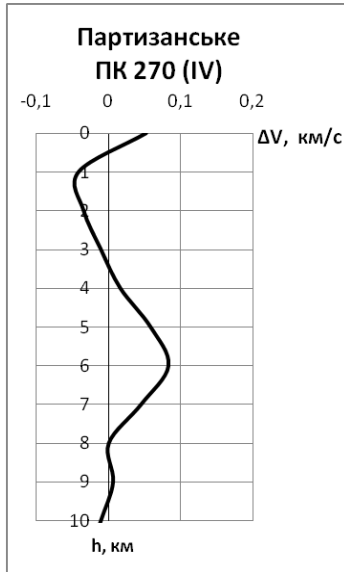
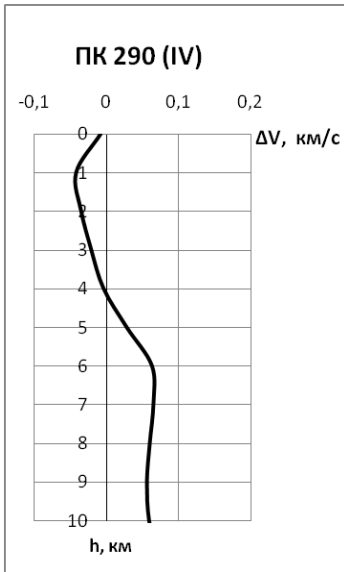
Необхідно відзначити, що земна кора зони спряження Новоукраїнського масиву та Кіровоградської зони розломів, де розташована група уранових родовищ, в тому числі Северинське, Мічуринське та ін., має ряд особливих геолого-геофізичних характеристик, що відрізняють її від суміжних структур.

1. У земній корі на глибині 1 – 27 км неперервно простежується негативна аномалія ΔV .

2. Акустична модель горизонту K_2 являє собою серію, що складається з десяти високо- та низькошвидкісних шарів, які чергуються між собою, товщиною по 0,9 км кожна. Серія залягає в інтервалі глибин 10 – 19 км, швидкості у її товщі нижчі, ніж у вміщуючих породах [Трипольский, Харитонов, 1984, а].
3. Перехідна зона кора-мантія має тонковерстувату структуру та складена п'ятнадцятьма тонкими прошарками товщиною 0,4 – 0,6 км кожен загальною потужністю до 9 км [Трипольский, Харитонов, 1984, б].
4. Від межі поділу Мохоровичича зареєстровано аномалії відбиваючих властивостей цієї межі – інтенсивні субвертикальні та дуже інтенсивні закритичні відбиття [Трипольский, Шаров, 2004].
5. За геологічними даними виокремлено площу високого потенціалу алмазонасності [Федоришин та ін., 2006].
6. Також за геологічними даними виокремлено поле з підвищеними значеннями коефіцієнту лейкократовості [Федоришин та ін., 2006].

На рис 4.1 наведено вертикальні графіки $\Delta V_p=f(H)$ до глибини 10 км у межах досліджуваної території, складені у місцях розташування родовищ урану і ділянок поза родовищами (Додаток Б). На усіх без винятку графіках фіксуються, починаючи з глибини 1 км, негативні значення ΔV_p . На усіх графіках, що знаходяться найближче до уранових родовищ негативні значення ΔV_p спостерігаються до глибини не менше, ніж 4 км. На багатьох графіках негативні значення спостерігаються навіть глибше, аж до глибини у 10 км.





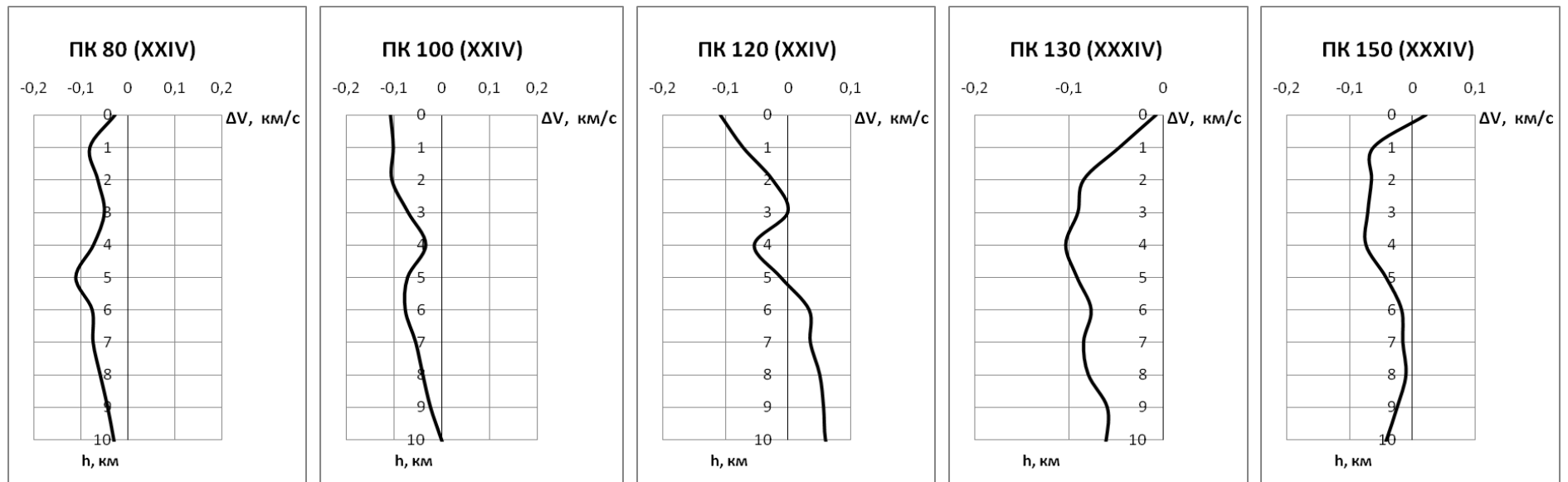


Рис 4.1. Вертикальні графіки $\Delta V_p=f(H)$, що характеризують величини відхилення швидкостей від нормальних значень $V_p=f(H)$ у районі розташування уранових родовищ.

Максимальні відхилення ΔV_p відзначаються на профілі XXV (ПК 190) – це трохи на схід від перетину Суботсько-Мошоринської і Кіровоградської зон розломів, мінімальні – також на профілі XXV (ПК 230) – зона спряження Корсунь-Новомиргородського плутону та Новоукраїнського масиву.

Були також складені горизонтальні перерізи значень ΔV_p у районі розташування родовищ урану (рис 4.2 а). На всіх перерізах відзначаються негативні значення ΔV_p , що підтверджує висловлену вище думку про те, що в районі уранових родовищ аномалії ΔV_p негативні, а також надає підстави припускати, що рудопрояви урану можуть виявлятися щонайменше до глибини 4 км.

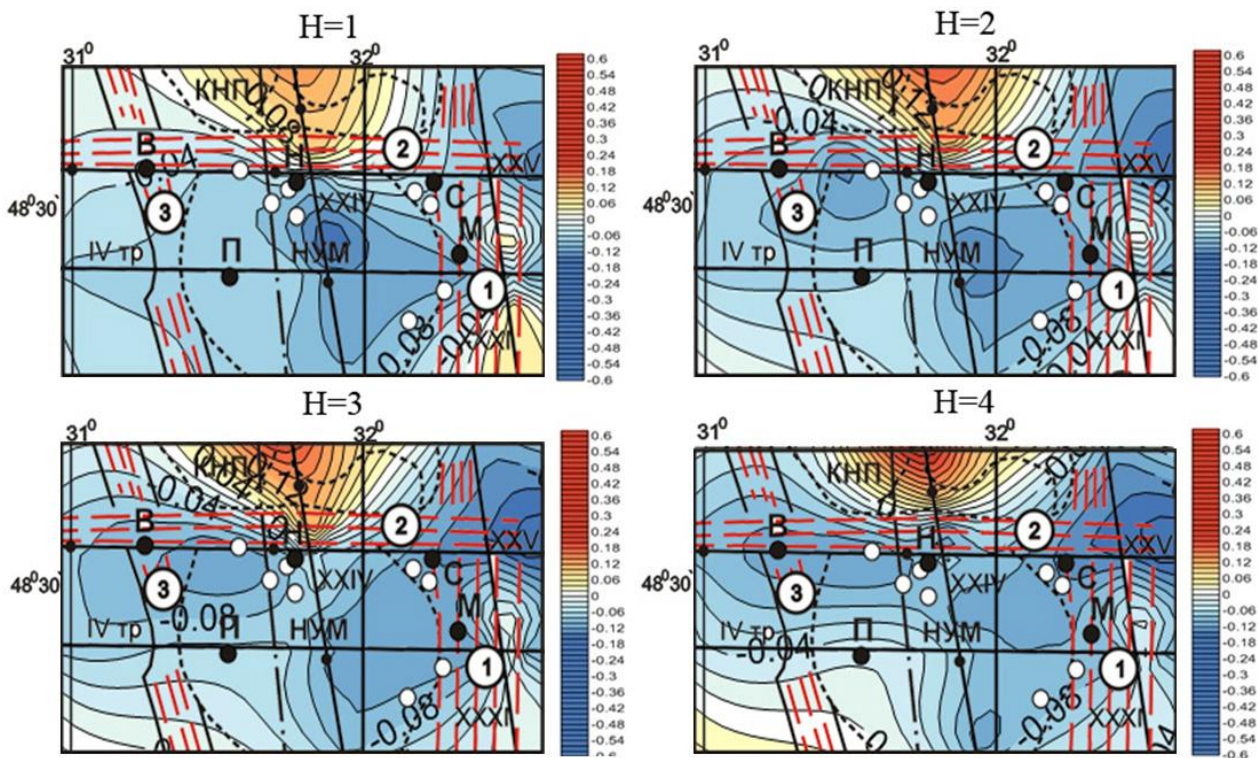


Рис 4.2 (а). Карта ізоліній ΔV_p на глибинних перерізах 1, 2, 3, 4, 15, 28 та 36 км у районі розташування уранових родовищ. 1 – ізолінії ΔV_p , км/с; 2 – трансрегіональна зона розтягу Херсон-Смоленськ; 3 - зони розломів (1 – Кіровоградська, 2 – Суботсько-Мошоринська, 3 – Звенигородсько-Братська); 4 - профілі ГС3 і 5 – геотраверс ГС3; 6 – родовища урану; 7 – родовища урану, на яких наведено геологічні розрізи [Старостенко и др., 2010, 2011] (В – Ватутинське, П – Партизанське, Н – Новокостянтинівське, С – Северинське, М – Мічуринське); 8 – контури геологічних структур (КНП – Корсунь-Новомиргородський плутон, НУМ – Новоукраїнський масив).

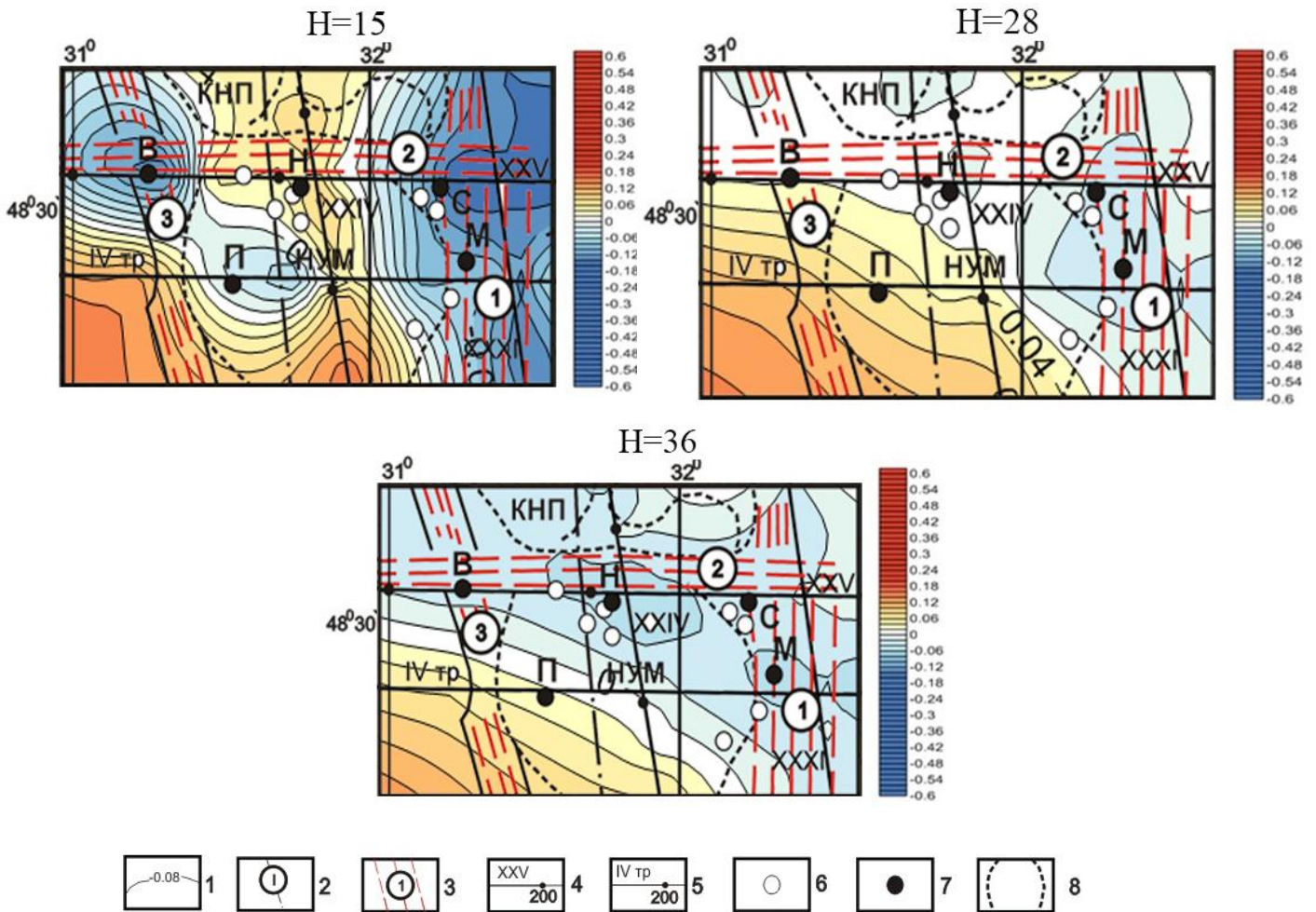


Рис 4.2 (б). Карта ізолій ΔV_p на глибинних перерізах 1, 2, 3, 4, 15, 28 та 36 км у районі розташування уранових родовищ. 1 – ізолії ΔV_p , км/с; 2 – трансрегіональна зона розтягу Херсон-Смоленськ; 3 – зони розломів (1 – Кіровоградська, 2 – Суботсько-Мошоринська, 3 – Звенигородсько-Братська); 4 – профілі ГСЗ і 5 – геотраверс ГСЗ; 6 – родовища урану; 7 – родовища урану, на яких наведено геологічні розрізи [Старостенко и др., 2010, 2011] (В – Ватутинське, П – Партизанське, Н – Новокостянтинівське, С – Северинське, М – Мічуринське); 8 – контури геологічних структур (КНП – Корсунь-Новомиргородський плутон, НУМ – Новоукраїнський масив).

Слід зазначити, що у деяких місцях (трохи на схід від перетину Суботсько-Мошоринської (СМЗР) і Кіровоградської зон розломів та у центральній частині Новоукраїнського масиву поблизу точки перетину XXIV профілю та IV геотраверсу) абсолютні величини негативних аномалій ΔV_p є більшими, ніж у районі родовищ урану (рис 4.2).

Для порівняння наведено також перерізи на більших глибинах (15, 28 та 36 км) (рис 4.2.), з яких видно, що на великих глибинах у районі родовищ урану швидкості можуть буду як пониженими, так і підвищеними.

Вищезазначене доповнюється таблицею 1, де у місцях вертикальних графіків $\Delta V_p=f(H)$ наведено значення вертикальних градієнтів G , c^{-1} в інтервалі глибин 0 – 4 км та співвідношення G/G_n , де G_n – осереднений градієнт у КРР ($0,0602 c^{-1}$) на цих же глибинах (0 – 4 км).

Таблиця 1

XXV профіль							
ПК	290 (В)	270	250 (Н)	230	220	215 (С)	190
G, c^{-1}	0,0275	0,0250	0,0225	0,0275	0,0225	0,0225	0,0260
$G/G_n, c^{-1}$	0,46	0,42	0,37	0,46	0,37	0,37	0,43
IV геотраверс							
ПК	290	270 (П)	250	230	210 (М)	190	
G, c^{-1}	0,0625	0,0525	0,0525	0,0500	0,0500	0,0500	
$G/G_n, c^{-1}$	1,04	0,87	0,87	0,83	0,83	0,83	
XXIV профіль				XXXIV профіль			
ПК	80	100	120	130	150		
G, c^{-1}	0,0500	0,0800	0,0750	0,0375	0,0375		
$G/G_n, c^{-1}$	0,83	1,33	1,25	0,62	0,62		

G, c^{-1} – вертикальний градієнт в інтервалі глибин 0 – 4 км. G_n, c^{-1} – нормальний градієнт у тому ж інтервалі глибин для КРР ($0,0602 c^{-1}$). Родовища урану: В – Ватутинське, П – Партизанське, Н – Новокостянтинівське, С – Северинське, М – Мічуринське.

Перш за все хотілось би звернути увагу на дуже малі величини G на Северинському, Новокостянтинівському та Ватутинському родовищах урану.

Дуже малий осереднений градієнт ($0,0248 \text{ с}^{-1}$) фіксується також на профілі XXV, напрям та положення якого збігається з Суботсько-Мошоринською зоною розломів.

Загалом, осереднений градієнт на усіх родовищах урану ($0,0350 \text{ с}^{-1}$) (глибини 0 – 4 км) майже удвічі менший за такий же градієнт у КРР ($0,0602 \text{ с}^{-1}$), а також помітно менший за осереднений градієнт ($0,0488 \text{ с}^{-1}$) на усіх ділянках поза цими родовищами. Це доводить, що швидкості на родовищах урану змінюються повільніше, ніж поза ними.

У таблиці 2 наведено сумарний результат визначення дефіциту швидкостей у земній корі території з негативними значеннями ΔV_p на глибинах 1 – 4 км.

Дефіцит швидкостей – це відхилення їх величин від осереднених або нормальних значень у земній корі Українського щита, розрахованих за даними методу ГСЗ. Абсолютні значення відхилень визначались послідовно для глибин 1, 2, 3 та 4 км, після чого сумувались та отримували сумарне відхилення в інтервалі 1 – 4 км. Для порівняння на позиціях 18 і 19 наведено приклади позитивних значень ΔV_p на цих же глибинах (Корсунь-Новомиргородський плутон).

Слід підкреслити, що середнє значення сумарного дефіциту швидкостей на родовищах урану ($-0,188 \text{ км/с}$) суттєво менше ніж те саме на ділянках поза цими родовищами ($-0,235 \text{ км/с}$). На родовищах урану дефіцит швидкостей з глибиною розподіляється наступним чином: максимальне значення ($-0,058 \text{ км/с}$) припадає на глибину 3 км, мінімальне ($-0,035 \text{ км/с}$) – на глибину 1 км.

Максимальний дефіцит швидкостей на родовищах урану ($-0,302 \text{ км/с}$) фіксується на Мічуринському родовищі, мінімальний ($-0,082 \text{ км/с}$) – на Партизанському.

Таблиця 2

№	Розташування точок виміру	Розподіл дефіциту швидкостей з глибиною, км/с				Сумарний дефіцит швидкостей, км/с
		1 км	2 км	3 км	4 км	
1	Пр XXV, ПК 190	-0,112	-0,125	-0,131	-0,134	-0,502
2	Пр XXV, ПК 215 (С)	-0,027	-0,090	-0,066	-0,079	-0,262
3	Пр XXV, ПК 220	-0,012	-0,035	-0,051	-0,064	-0,162
4	Пр XXV, ПК 230	-0,002	-0,015	-0,031	-0,034	-0,082
5	Пр XXV, ПК 250 (Н)	-0,002	-0,025	-0,041	-0,054	-0,122
6	Пр XXV, ПК 270	-0,042	-0,060	-0,071	-0,074	-0,247
7	Пр XXV, ПК 290 (В)	-0,012	-0,015	-0,051	-0,064	-0,142
8	Гтр IV, ПК 190	-0,092	-0,085	-0,071	-0,054	-0,302
9	Гтр IV, ПК 210 (М)	-0,092	-0,085	-0,071	-0,054	-0,302
10	Гтр IV, ПК 230	-0,092	-0,085	-0,071	-0,054	-0,302
11	Гтр IV, ПК 250	-0,042	-0,025	-0,011	0,000	-0,078
12	Гтр IV, ПК 270 (П)	-0,042	-0,035	-0,021	0,016	-0,082
13	Гтр IV, ПК 290	-0,042	-0,035	-0,021	-0,004	-0,102
14	Пр XXIV, ПК 120	-0,072	-0,025	-0,001	-0,054	-0,152
15	Пр XXIV, ПК 100	-0,102	-0,105	-0,071	-0,034	-0,312
16	Пр XXIV, ПК 80	-0,082	-0,065	-0,051	-0,074	-0,272
17	Пр XXXIV, ПК 150	-0,062	-0,065	-0,071	-0,074	-0,272
18	Пр XXXIV, ПК 130	-0,047	-0,085	-0,091	-0,104	-0,327
19	Пр XXXIV, ПК 140 (КНП)	0,118	0,175	0,179	0,166	0,638
20	Пр XXX, ПК 250 (КНП)	0,188	0,285	0,319	0,346	1,138

Дефіцит швидкостей поширення сейсмічних хвиль у земній корі території з негативними значеннями ΔV_p на глибинах 1 – 4 км. Родовища урану: С – Северинське, Н – Новоколятинівське, В – Ватутинське, М – Мічуринське, П – Партизанське. КНП – Корсунь-Новомиргородський плутон.

Максимальний дефіцит швидкостей на усій досліджуваній території (-0,502 км/с) відзначено дещо на схід від перетину Суботсько-Мошоринської і Кіровоградської зон розломів.

У таблиці 3 просумовано результати вивчення швидкостей та вертикальних градієнтів швидкостей G у земній корі Українського щита, Кіровоградського рудного району, родовищ урану та на ділянках поза ними.

Відзначаються складні співвідношення між швидкостями у земній корі родовищ урану, з одного боку, та ділянок поза ними. Так, на глибинах 0 – 4

км швидкості на родовищах урану вище, ніж поза ними, на 0,013 км/с. Це складає 0,22% від 6,038 км/с (швидкість у земній корі родовищ урану). Глибше (5 – 10 км) порівнювані швидкості вже однакові (6,194 км/с), ще глибше (11 – 15 км) спостерігається вже значне перевищення швидкості на ділянках поза родовищами урану (6,336 км/с проти 6,297 км/с). Це складає 0,6% від 6,336 км/с.

Таблиця 3

№	ΔH , км	$V_{\text{КРР}}$, км/с	$G_{\text{КРР}}$, с ⁻¹	$V_{\text{ур}}$, км/с	$G_{\text{ур}}$, с ⁻¹	$V_{\text{п}}$, км/с	$G_{\text{п}}$, с ⁻¹	$V_{\text{ущ}}$, км/с	$G_{\text{ущ}}$, с ⁻¹
1	0-4	6,062	0,0602	6,038	0,0350	6,025	0,0488	6,103	0,0578
2	5-10	6,210	0,0220	6,194	0,0186	6,194	0,0254	6,229	0,0164
3	11-15	6,360	0,0310	6,297	0,0280	6,134	0,0318	6,365	0,0268
4	16-20	6,510	0,0263	6,482	0,0278	6,498	0,0280	6,509	0,0298
5	21-25	6,635	0,0243	6,636	0,0270	6,638	0,0290	6,643	0,0265
6	26-30	6,759	0,0248	6,782	0,0273	6,787	0,0275	6,795	0,0265
7	31-35	6,882	0,0238	6,899	0,0215	6,904	0,0223	6,908	0,0283
8	36-40	7,012	0,0285	7,014	0,0225	7,017	0,0223	7,051	0,0275
9	0-40	6,545	0,0289	6,531	0,0273	6,540	0,0285	6,569	0,0284

Швидкості поширення сейсмічних хвиль та вертикальні градієнти

швидкостей. $G_{\text{ущ}}$ у земній корі УЩ, КРР, родовищ урану та поза ними;

$V_{\text{ур}}$, $G_{\text{ур}}$ – швидкість та градієнт у земній корі родовищ урану, що прилягає до родовищ урану;

$V_{\text{п}}$ – швидкість поширення сейсмічних хвиль у земній корі поза родовищами урану;

$G_{\text{прил}}$ – вертикальний градієнт швидкості у земній корі поза родовищами урану.

Глибше (16 – 20 км) це перевищення зменшується більше ніж удвічі, ще глибше (до самих низів земної кори) перевищення ще спостерігається, але набуває мінімальних значень (0,002 – 0,005 км/с).

Загалом, земна кора родовищ урану (інтервал глибин 0 – 40 км) менш швидкісна, ніж поза родовищами (6,531 км/с проти 6,540 км/с). Це складає

0,14% від 6,540 км/с. У тому ж інтервалі глибин земна кора родовищ урану ще менш швидкісна, ніж у Українському щиті чи Кіровоградському рудному районі. У першому випадку дефіцит швидкостей складає -0,038 км/с, або 0,060%, у другому - -0,014 км/с, або 0,22%.

Такі невеликі відсотки характерні для кристалічної земної кори докембрійських щитів, загалом, та для Українського щита, зокрема, де, на відміну від регіонів з потужними осадовими відкладами, швидкість по латералі (або від структури до структури), як правило, змінюється дуже незначно.

Виключення спостерігається лише у тих випадках, коли спостерігається значна зміна швидкостей при переході від плутонів, складених породами інтрузивного генезису (наприклад, КНП) до вміщуючих порід.

Викликає інтерес дослідження особливостей розподілу сейсмічних швидкостей у земній корі деяких родовищ урану в порівнянні з прилягаючими ділянками профілів ГСЗ та осередненими значеннями швидкостей у земній корі Кіровоградського рудного району.

На рис 4.3 наведено осереднені графіки $\Delta V_p = f(H)$, визначені як для родовищ урану (Северинське, Мічуринське, Ватутинське, Новокостянтинівське та Партизанське), так і для прилягаючих до них ділянок профілів ГСЗ на відстані від родовищ до 20 км. Порівняння цих графіків показує, що в інтервалі глибин 4 – 11 км швидкості у земній корі родовищ урану, здебільшого, дещо вищі, ніж у прилягаючих до них ділянках профілів ГСЗ.

Винятком є лише Северинське та Ватутинське уранові родовища, швидкості в межах якого рівні або нижчі за швидкості на оточуючій території. Характер графіків, що відповідають цим родовищам, також схожий між собою – на обох графіках спостерігаються контрастні мінімуми (до -0,08 км/с) на глибинах близько 20 км.

Найбільше переважання середніх швидкостей в межах родовища над прилягаючими територіями фіксується на Новокостянтинівському урановому родовищі.

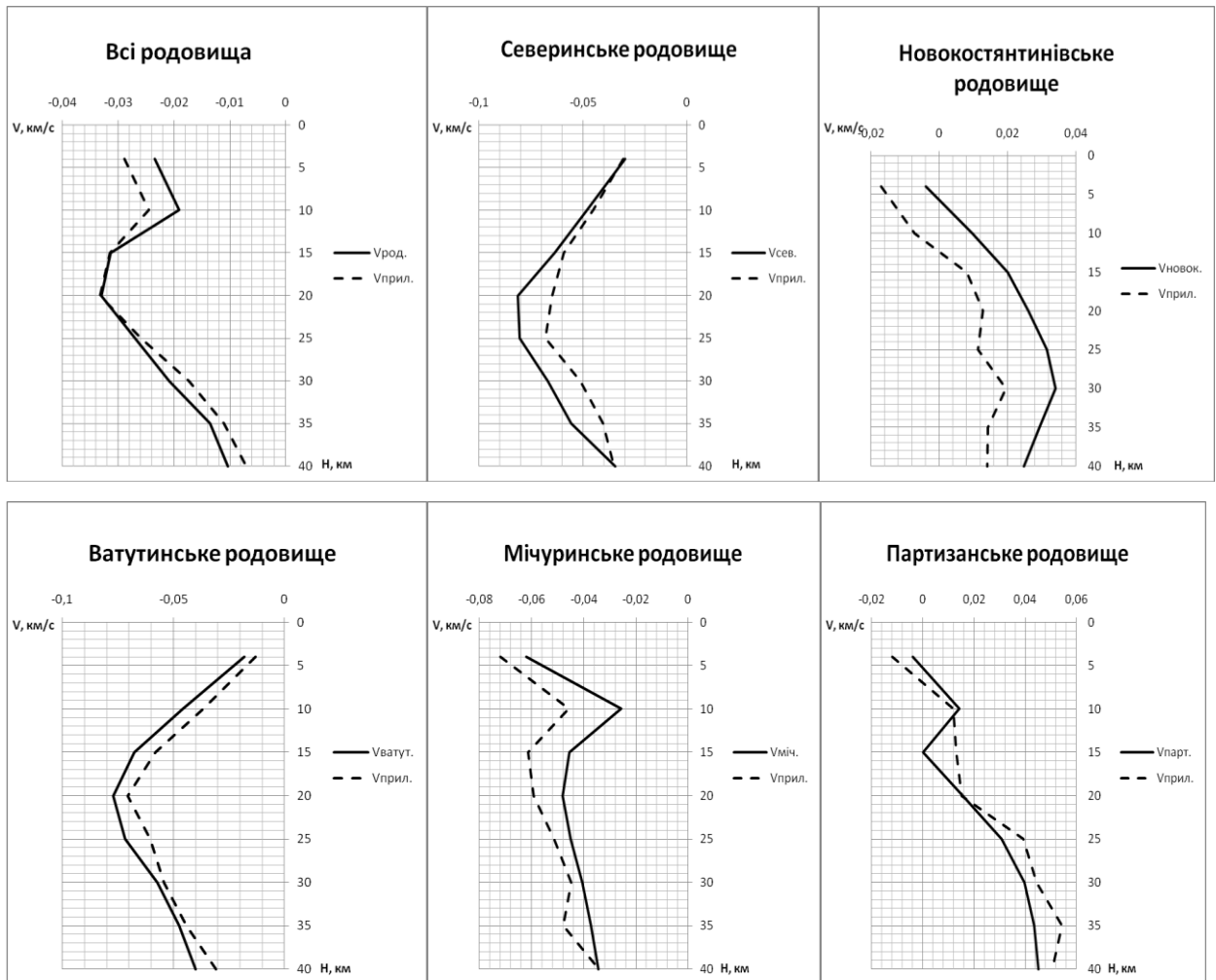


Рис 4.3. Графіки $\Delta V_p = f(H)$, визначені для родовищ урану (Северинське, Мічуринське, Ватутинське, Новокостянтинівське та Партизанське) і для прилягаючих до них ділянок профілів ГСЗ ($V_{\text{прил.}}$) на відстані від родовищ до 20 км.

Варто також відзначити, що криві швидкостей, побудованих в межах Мічуринського та партизанського родовищ схожі за своєю конфігурацією, але суттєво відрізняються за значеннями – для Мічуринського родовища характерні негативні значення відхилень швидкостей, а для Партизанського, навпаки, додатні.

Крім того, виконано порівняння швидкостей у земній корі окремих родовищ урану із осередненою швидкістю у земній корі КРР (нормальна швидкість).

З цією метою земна кора в діапазоні глибин 0 – 40 км була поділена на інтервали 0 – 5, 6 – 10, 11 – 15, 16 – 20, 21 – 25, 26 – 30, 31 – 35 та 36 – 40 км. В кожному з цих інтервалів за графіками $V_p=f(H)$ (окремо для родовищ урану та Кіровоградського рудного району) розраховано швидкості, які потім порівнювались між собою.

Результати розрахунків наведено у таблиці 4.

Від'ємні відхилення від нормальних швидкостей, за невеликими виключеннями, спостерігаються у земній корі Северинського, Мічуринаського та Ватутинського родовищ урану (таблиця 4). Максимальні значення відхилень спостерігаються, в межах вищезазначених родовищ, на глибинах 11 – 20 км, найбільше сумарне відхилення (-0,376 км/с) фіксується на Северинському урановому родовищі. Середнє відхилення від нормальних швидкостей для цих трьох родовищ дорівнює - 0,319 км/с.

Той факт, що швидкісні характеристики цих родовищ подібні між собою, не є дивним, адже їх геологічна будова також схожа, як зазначалося раніше.

Переважно позитивні відхилення від нормальних швидкостей, розрахованих в межах Кіровоградського рудного району, спостерігаються у земній корі Новокостянтинівського і Партизанського уранових родовищ (таблиця 4). Максимальні значення відхилень спостерігаються на глибинах 16 – 30 км, найбільше сумарне відхилення (+0,378 км/с) фіксується на Партизанському родовищі.

Таблиця 4

	Северинське родовище урану			Мічуринське родовище урану			Ватутинське родовище урану		
	V _p крр	V _p	V _p крр - V _p	V _p крр	V _p	V _p крр - V _p	V _p крр	V _p	V _p крр - V _p
0 - 5	6,079	6,043	-0,036	6,079	6,025	-0,054	6,079	6,055	-0,024
6 - 10	6,219	6,157	-0,062	6,219	6,228	0,009	6,219	6,148	-0,071
11 - 15	6,348	6,257	-0,091	6,348	6,268	-0,080	6,348	6,242	-0,106
16 - 20	6,510	6,397	-0,113	6,510	6,456	-0,054	6,510	6,404	-0,106
21 - 25	6,635	6,559	-0,076	6,635	6,604	-0,031	6,635	6,586	-0,049
26 - 30	6,759	6,754	-0,005	6,759	6,736	-0,023	6,759	6,764	0,005
31 - 35	6,882	6,900	0,018	6,882	6,866	-0,016	6,882	6,904	0,022
36 - 40	7,011	7,000	-0,011	7,011	6,998	-0,013	7,011	7,020	0,009

	Новокостянтинівське родовище урану			Партизанське родовище урану		
	V _p крр	V _p	V _p імб - V _p	V _p крр	V _p	V _p крр - V _p
0 - 5	6,079	6,072	-0,007	6,079	6,085	0,006
6 - 10	6,219	6,248	0,029	6,219	6,244	0,025
11 - 15	6,348	6,400	0,052	6,348	6,326	-0,022
16 - 20	6,510	6,558	0,048	6,510	6,578	0,068
21 - 25	6,635	6,690	0,055	6,635	6,730	0,095
26 - 30	6,759	6,800	0,041	6,759	6,840	0,081
31 - 35	6,882	6,884	0,002	6,882	6,950	0,068
36 - 40	7,011	7,010	-0,001	7,011	7,070	0,059

Відхилення значень швидкостей V_p, виміряних в районах уранових родовищу, від нормальних значень швидкостей V_p.

Середнє відхилення від нормальних швидкостей для двох останніх родовищ дорівнює $+0,303$ км/с.

Цікаво, що середні відхилення для різних груп родовищ за абсолютною величиною майже однакові ($-0,319$ км/с та $+0,303$ км/с). Що це означає, важко сказати, слід у майбутньому більш детально вивчити це явище.

Узагальнюючи вищенаведені результати, можна прийти до висновку, що найяскравіше у полі відносних швидкостей виділяються Северинське та Мічуринське родовища, для них же притаманні, відповідно, і найбільші значення сумарного дефіциту швидкостей. Найнижчі значення вертикального градієнту спостерігаються на Северинському, Новокостянтинівському та Ватутинському родовищах. Партизанське родовище, навпаки, майже на всіх глибинах характеризується відносно підвищеними швидкостями і більшим, у порівнянні з іншими родовищами, значенням вертикального сейсмічного градієнту.

Висновки

1. У роботі [Старостенко, Гинтов, 2013] висловлено думку, що «діапазон розвитку натрових метасоматитових уранових руд максимален в среде, однородной по вертикали...». З цим визначенням певною мірою узгоджується встановлена нами аномально мала величина вертикального градієнту швидкості в інтервалі глибин $0 - 4$ км у районі уранових родовищ, розташованих у межах Суботсько-Мошоринської зони розломів (Северинське, Новокостянтинівське та Ватутинське). За такого малого вертикального градієнту у автора є підстави припустити, що геологічне середовище на цих глибинах є достатньо однорідним по вертикалі, що може вказувати на підвищену концентрацію натрових метасоматитів та уранових руд до глибини 4 км.

2. Встановлено зв'язок площ поширення родовищ урану з областями зниження відносних швидкостей ΔV_p у порівнянні з

осередненими швидкостями розповсюдження сейсмічних хвиль в межах Кіровоградського рудного району. Це може розглядатися і як зв'язок родовищ з зонами розломів, адже мінімуми ΔV_p та прогини поверхонь K_2 і границі Мохоровичича всюди збігаються з цими зонами. Не виключено, що встановлений критерій розповсюдження урановмісних метасоматитів є комплексним – зона розломів + мінімум ΔV_p , адже там, де відсутня одна з цих характеристик, кількість виявлених родовищ різко зменшується.

3. Встановлено складні співвідношення між швидкостями у земній корі родовищ урану та на ділянках поза ними. На глибинах 0 – 4 км швидкості на родовищах урану вищі, а, починаючи з глибин 11 – 15 км, вже нижчі. Це свідчить про особливий розподіл швидкостей у земній корі родовищ урану, чому слід приділити особливу увагу при подальших дослідженнях.

ВИСНОВКИ

У роботі запропоновано методику вивчення просторового розподілу швидкостей поширення сейсмічних хвиль у земній корі. Згідно з цією методикою аналізу підлягають не лише абсолютні, а переважно відносні значення швидкостей ΔV_p , що характеризують різницю між швидкістю в окремій точці на профілі чи геотраверсі та осередненою швидкістю для всього регіону досліджень (Кіровоградський рудний район). Крім того, вивчені особливості розподілу швидкостей, вертикальні та горизонтальні градієнти швидкостей в місцях розташування урановорудних полів та поруч з ними.

У роботі детально розглянуті швидкісні характеристики Кіровоградського рудного району в цілому та його окремих структур, таких як Новоукраїнський масив, Корсунь-Новомиргородський плутон, Суботсько-Мошоринська, Звенигородсько-Братська та Кіровоградська зони розломів, а також зона розтягу Херсон-Смоленськ, які достатньо контрастно виділяються у полі відносних швидкостей.

Основними результатами є наступне.

1. Показано, що основні геологічні структури Кіровоградського рудного району – Корсунь-Новомиргородський плутон, Новоукраїнський масив, Кіровоградська та Суботсько-Мошоринська зони розломів, трансрегіональна зона розтягу Херсон-Смоленськ – упевнено виокремлюються у полі швидкостей поширення сейсмічних хвиль. Особливо контрастно виділяються найбільш детально досліджені структури - Корсунь-Новомиргородський плутон, Кіровоградська та Суботсько-Мошоринська зони розломів, які характеризуються значними відхиленнями значень ΔV_p у порівнянні з Кіровоградським рудним районом в цілому. Це відкриває нові можливості для тектонічного районування не тільки Кіровоградського

рудного району, а й Інгульського мегаблоку та навіть Українського щита.

2. Показано, що за швидкісними характеристиками (V_p) земна кора Кіровоградського рудного району є в цілому низькошвидкісною: середні сейсмічні швидкості тут становлять 6,55 км/с проти 6,566 км/с в межах Українського щита, хоча окремі структури Кіровоградського рудного району - Корсунь-Новомиргородський плутон (6,59 км/с) і Новоукраїнський масив (6,57 км/с) характеризуються більш високою середньою швидкістю V_p в порівнянні з такою Українського щита. Це означає, що середня швидкість V_p в межах Кіровоградського рудного району знижена відносно середньої швидкості щита в основному за рахунок розущільнення кори КРР в зонах розломів, які обмежують Корсунь-Новомиргородський плутон і Новоукраїнський масив, а саме, Суботсько-Мошоринської, Кіровоградської, та, у меншому ступені, Звенигородсько-Братської зон розломів, що поділяють плутон і масив і займають практично весь інший простір Кіровоградського рудного району.

3. Висловлено припущення щодо глибини залягання анортозитів та габро-анортозитів (тобто порід основного складу, що характеризуються підвищеними швидкостями) на території Корсунь-Новомиргородського плутону, яка може досягати глибини 8 км.

4. Прослідковано зону розущільнення земної кори в межах розташування Суботсько-Мошоринської зони розломів та Кіровоградської зони розломів від денної поверхні до глибини залягання межі поділу М, з якою, імовірно, пов'язаний так званий «мантійний ров», тобто заглиблення межі поділу Мохоровичича за рахунок розущільнення порід (дробіння, катаклаз, мілонітизація та процеси флюїдизації).

5. Висловлено припущення, що встановлений аномально малий вертикальний градієнт швидкості в інтервалі глибин 0 – 4 км у районі деяких уранових родовищ (Северинське, Новокостянтинівське та Ватутинське) може вказувати на підвищену концентрацію натрових метасоматитів та уранових руд до глибини щонайменше 4 км.

6. Встановлено зв'язок урановорудних полів, пов'язаних з зонами натрових метасоматитів, з областями знижених відносних швидкостей ΔV_p . Це може розглядатися і як зв'язок родовищ з зонами розломів, адже мінімуми ΔV_p та прогини поверхонь K_2 і M всюди збігаються з цими зонами. Імовірно, встановлений пошуковий критерій є комплексним: зона розломів, мінімуми значень відносних швидкостей ΔV_p , а також малі значення вертикального швидкісного градієнту, адже там, де відсутня одна з цих характеристик, кількість виявлених родовищ різко зменшується.

ЛІТЕРАТУРА

Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Кулик С. Н., Логвинов И. М. Геофизическая модель тектоносферы Украины. Киев: Наукова думка, 1985. 212 с.

Гейко В. С., Цветкова Т. А. О единственности решения одномерной обратной кинематической задачи сейсмоки. *Геофиз. журн.* 1989. Т. 11. № 6. С. 61—67.

Гинтов О. Б. Докембрий Украинского щита и тектоника плит. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 3—21.

Гинтов О. Б., Мычак С. В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. I. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 102—118.

Гинтов О. Б., Мычак С. В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. II. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 4. С. 89—99.

Дрогицкая Г. М., Трипольский А. А., Попов Н. И., Казанский В. И., Тарасов Н. Н., Шаров Н. В. Сейсмогеологическая позиция Кировоградского рудного района (Украинский щит) в связи с локальными неоднородностями поверхности Мохо. *Геофизика XXI столетия. 2006 г.: Сб. тр. Восьмых геофиз. чтений им. В. В. Федынского (2—4 марта 2006 г., Москва)*. Москва: Научный мир, 2007. С. 21—27.

Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Ленинград: Наука, 1983. 96 с.

Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Отв. ред. Н. В. Шаров. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1986. 116 с.

Ильченко Т. В. Результаты обработки материалов метода ГСЗ по профилю Черкассы—Новый Буг (Украинский щит) и их точность. *Геофиз. журн.* 1983. Т. 5. № 4. С. 51—57.

Ильченко Т. В. Строение земной коры и верхней мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (профили Бабанка—Пятихатки и Черкассы—Новый Буг). *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 6. С. 30—42.

Ильченко Т. В., Крюченко В. А. Результаты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ XXV Бабанка—Пятихатки. *Геофиз. журн.* 1981. Т. 3. № 1. С. 94—104.

Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия. Москва: Недра, 1988. 286 с

Казанский В. И., Максимов Е. П. Геологическая позиция и история формирования Эльконского урановорудного района (Алданский щит, Россия). *Геология рудных месторождений.* 2000. Т. 42. № 3. С. 212—230.

Казанский В. И., Макивчук О. Ф., Попов Н. И., Дрогицкая Г. М., Старостенко В. И., Трипольский А. А., Чичеров В. М. Глубинное строение и металлогения Кировоградского полиметального рудного района (Украинский щит): корреляция геологических и сейсмических данных. *Геология рудных месторождений.* 2012. Т. 54. № 1. С. 22—48.

Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Под ред. В. И. Старостенко, О. Б. Гинтова. Киев: Прастыи луды, 2013. 499 с.

Кононов Ю. В. Металлоносность габброидных пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1985. 154 с.

Кременецкий А. А., Овчинников Л. П. Геохимия глубинных пород. Москва: Наука, 1986. 261 с.

Крюченко В. А., Половинкин Б. В., Трипольский А. А. Глубинное строение земной коры центральной части Украинского щита по профилю ГСЗ Николаев—Канев. *Геофиз. журн.* 1981. Т. 3. № 2. С. 82—89.

- Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов. Москва: Недра, 1989. 286 с
- Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Легостаева О. В., Савченко А. С. Средняя плотность земной коры Кировоградского рудного района и слагающих его структур (центральная часть Украинского щита). *Доп. НАН України. Математика, природознавство, технічні науки*. 2013. № 11. С. 103—108.
- Лебедев Т. С., Корчин В. А., Буртний П. А. РТ-исследования физических свойств пород верхней части разреза Криворожской сверхглубокой скважины. 2. Упругие характеристики. *Геофиз. журн.* 1992. Т. 14. № 5. С. 35—50.
- Литвиненко И. В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита. *Зап. ЛГИ*. 1984. Т. 101. С. 3—9.
- Литвиненко И. В., Ланев В. С., Лизинский М. Д. Сверхглубокое бурение и региональные сейсмические исследования восточной части Балтийского щита. *Сов. геология*. 1989. № 10. С. 83—90.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: геотраверсы I, II, V*. Отв. ред. В. Б. Соллогуб. Киев: Наук. думка, 1987. 168 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: геотраверсы IV, VI, VIII*. Под ред. А. В. Чекунова, Киев: Наук. думка, 1988. 172 с.
- Миц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н., Кунина Н. М., Никитичев А. П., Раевский А. Б., Седых Ю. Н., Ступак В. М., Фонарев В. И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. Москва: Научный мир, 1996. 287 с.
- Митрохин А. В. Анортозит-рапакивігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): Дис. ... д-ра геолог. наук. Київ, 2011. 346 с.

Омельченко В. Д., Трипольский А. А., Носенко А. Б. Скоростные неоднородности и рельеф раздела Мохоровичича Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 6. С. 113—126.

Пашкевич И. К., Марковский В. С., Орлюк М. И., Елисеева С. В., Мозговая А. П., Таращан С. А. Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наук. думка, 1990. 168 с.

Продайвода Г. Т., Омельченко В. Д., Маслов Б. П. Сейсмоминералогическая модель земной коры Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 4. С. 100—107.

Пуцаровский Ю. М. Новые веяния в тектонике. *Геотектоника.* 1997. № 4. С. 62—68.

Рундквист Д. В., Миц М. В., Ларин А. М., Ненахов В. М., Рыцк Е. Ю., Турченко С. И., Чернышев Н. М. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. Москва: МПР РФ РАН, 1999. 399 с.

Синицын А. В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Ленинград: Недра, 1990. 491 с.

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

Соллогуб В. Б., Ильченко Т. В. Сейсмическая модель геотраверса VIII. *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1986. № 12. С. 15—18.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А., Бабиниц В. А. Результаты исследования глубинного строения Украинского щита. В кн.: *Строение коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы.* Киев: Наук. думка, 1978. С. 136—147.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Харечко Г. Е., Красовский С. С., Лазаренко М. А., Куприенко П. Я. Сравнительная характеристика глубинной структуры земной коры Индийского, Украинского и Балтийского щитов. В кн.: *Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии.* Москва: Радио и связь, 1984. С. 109—116.

Старостенко В. И., Гинтов О. Б. Заключение. В кн.: *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых.* Киев: Прастыи луды, 2013. С. 464—469.

Старостенко В. И., Казанский В. И., Дрогицкая Г. М., Макивчук О. Ф., Попов Н. И., Трипольский А. А., Тарасов Н. Н., Шаров Н. В. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района (Украинский щит) с локальными неоднородностями коры и рельефом поверхности Мохо. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 1. С. 3—21.

Старостенко В. И., Казанский В. И., Попов Н. И., Дрогицкая Г. М., Заяц В. Б., Макивчук О. Ф., Трипольский А. А., Чичеров М. В. От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит). 1. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 1. С. 3—33.

Старостенко В. И., Казанский В. И., Попов Н. И., Дрогицкая Г. М., Заяц В. Б., Макивчук О. Ф., Трипольский А. А., Чичеров М. В. От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит). II. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 5. С. 3—16.

Строение земной коры Анабарского щита. Москва: Наука, 1986. 198 с.

Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. Под ред. А. Ф. Морозова, Н. В. Межеловского, Н. И. Павленковой. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. 735 с.

Строение литосферы российской части Баренц-региона. Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

Тектоносфера Украины. Отв. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1989. 188 с.

Трипольский А. А. Структура земной коры древних щитов по сейсмическим данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1995. 46 с.

Трипольский А. А., Гейко В. С., Ливанова Л. П., Трипольская В. А., Цветкова Т. А. Сейсмическая модель земной коры. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы IV, VI, VIII*. Киев: Наук. думка, 1988. С. 13—25 с.

Трипільський О. А., Тополук О. В., Трипільська В. О. Особливості розподілу сейсмічних швидкостей у земній корі Кіровоградського рудного району (КРР) Інгульського мегаблоку Українського щита. 1. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 68—78.

Трипільський О. А., Тополук О. В., Трипільська В. О. Особливості розподілу сейсмічних швидкостей у земній корі Кіровоградського рудного району (КРР) Інгульського мегаблоку Українського щита. 2. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 161—169.

Трипольский А. А., Калюжная Л. Т., Омельченко В. Д. Особенности глубинного строения плутонов гранитов рапакиви и габбро-анортозитов Украинского и Балтийского щитов (по сейсмическим данным). *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 6. С. 121—136.

Трипольский А. А., Квачук Л. А., Трипольская В. А. Особенности сейсмической расслоенности земной коры Кировоградского блока. *Геофиз. журн.* 1984. Т. 6. № 3. С. 88—94.

Трипольский А. А., Харитонов О. М. Исследование тонкослоистой структуры переходной зоны кора—мантия на примере Украинского щита. *Геофиз. журн.* 1984б. Т. 6. № 2. С. 43—48.

Трипольский А. А., Харитонов О. М. Тонкослоистая структура горизонта K_2 в верхней части консолидированной коры Украинского щита. *Геофиз. журн.* 1984а. Т. 6. № 6. С. 19—24.

Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 159 с.

Федоришин Ю. І., Маківчук О. Ф., Фесенко О. В., Денега О. Б. Перспективи корінної алмазонасності Кіровоградського мегаблоку Українського щита (Висновки за результатами прогнозних досліджень). *Мінеральні ресурси України*. 2006. № 1. С. 13—17.

Цветкова Т. А. Два подхода в задаче лучевой сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 121—133.

Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Трипольский А. А. и др. Сравнительный анализ глубинного строения Балтийского и Украинского щитов по данным региональных геофизических исследований. *Записки горн. ин-та*. 1992а. Т. 135. С. 74—91.

Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Трипольский А. А., Харитонов О. М., Шаров Н. В., Бородулин М. А., Гутерх А., Матежок Р., Перхуць Э., Град М. Сравнительный анализ глубинного строения Балтийского и Украинского щитов по данным ГСЗ. В кн.: *Исследования континентальной земной коры комплексом сейсмических методов (к 70-летию со дня рождения проф. И. В. Литвиненко)*. СПб: Изд. Санкт-Петербург. горн. ин-та, 1992б. С. 74—91.

Чекунов А. В., Трипольский А. А., Гейко В. С., Ливанова Л. П., Трипольская В. А., Цветкова Т. А. Сейсмическая модель верхней литосферы Украинского щита. *Докл. АН СССР*. 1986. Т. 291. № 2. С. 440—443.

Чекунов А. В., Трипольский А. А., Калюжная Л. Т. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. *Геофиз. журн.* 1993. Т. 15. № 1. С. 3—23.

Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 5. С. 104—120.

Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1993. 245 с.

Шаров Н. В. Сейсмические данные о рельефе поверхности Мохоровичича Балтийского щита. *Геофиз. сб.* 1982. № 1. С. 91—97.

Шаров Н. В. Сопоставление геофизических разрезов земной коры с результатами бурения глубоких скважин на Фенноскандинавском щите *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 4. С. 253—264.

Шаров Н. В., Исанина Э. В., Заможня Н. Г., Крупнова Н. А., Сулейманов А. К. Результаты глубинных сейсмических исследований методами ОГТ, ГСЗ и МОВЗ Онежско-Ладожской площади (Республика Карелия, Россия). *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 23—39.

Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: Изд-во ЗУКЦ, 2005. 364 с.

Яновская Т. Б. Проблемы сейсмической томографии. В сб.: *Проблемы геотомографии*. Москва: Наука, 1997. С. 86—98.

Adams J., Basham P., 1989. Seismicity and seismotectonics of Canada's eastern margin and craton. In: *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*. Dordrecht-Boston-London: Kluwer Academic Publ., P. 355—370.

BABEL Working Group, 1993. Integrated seismic studies of the Baltic Shield using data in the Gulf of Bothnia region. *Geophys. J. Int.* 112(3), 305—324.

Behrendt I. C., Hutchinson D. R., Lee M., Thornber C. R., Trehu A., Cannon W. F., Green A. G., 1990. GLIMPCE seismic reflection evidence of deep-crustal and upper mantle intrusions and magmatic underplating associated with the Midcontinent Rift System of North America. *Tectonophysics* 173, 595—615.

Berry M. J., 1973. Structure of the crust and upper mantle in Canada. *Tectonophysics* 20, 183—201.

Boland A. V., Ellis R. M., Northey D. J., West G. F., Green A. G., Forsyth D. A., Mereu R. F., Meyer R. P., Morel-à-I'Huissier P., Buchbinder G. G. R., Asudeh I., Haddon R. A. W., 1988. Seismic delineation of upthrust Archaean crust in Kapuskasing, Northern Ontario. *Nature* 335, 711—713.

Brown L., Barazangi M., Oliver J., Kaufman S., 1986. The first decade of COCORP: 1974—1984. *Reflection Seismology: A Global Perspective: Geodynamics Series* 13, 107—120.

Chekunov A. V., Tripolsky A. A., Kharitonov O. M., 1997. Deep seismic reflection seismography in studying the Earth's crust of the Ukrainian Shield. *Tectonophysics* 269, 269—278.

Chen W. P., Molnar P., 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 88, 4183—4214.

Christensen N. J., Mooney W. D., 1995. Seismic Velocity structure and composition of continental crust: a global View. *J. Geophys. Res.* 100, 9761—9788.

CLIMPCE Seismic REFRACTION Working Group, 1989. CLIMPCE Seismic Experiments Long-offset Recordings. *EOS* 70(38), 841—853.

Clowes R. M., 1993. Variations in continental crustal structure in Canada from LITHOPROBE seismic reflection and other data. *Tectonophysics* 219, 1—27.

Clowes R. M., Calvert A. Y., Eaton D. W., Hajnal Z., Hall J., Ross G. M., 1996. LITHOPROBE reflection studies of Archean and Proterozoic crust in Canada. *Tectonophysics* 264, 65—88.

Cook F. A., Green A. G., Simony P. S., Price R. A., Parrish R., Milkereit B., Gordy P. L., Brown R. L., Coflin K. C., Patenaude C., 1988. LITHOPROBE seismic reflection structure of the southeastern Canadian Cordillera: initial results. *Tectonics* (7), P. 157—160.

Drummond B. J., Collins C. D. N., 1986. Seismic evidence for underplating of the lower continental crust of Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, 361—372.

EUGENO-S Working group, 1988. Crustal structure and tectonic evolution european on transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S Project). *Tectonophysics* 150, 253—348.

- Gaal G., 1982. Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield. *Geologische Rundschau* 71, 158—170.
- Gaal G., Gorbatshev R., 1987. An outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.* 35, 15—52.
- Galson D. A., Mueller St., 1986. An introduction to the European Geotraverse Project: First results and present plans. *Tectonophysics* 126, 1—30.
- Grad M., Guterch A., Lund C. -E., 1991. Seismic models of the lower lithosphere beneath the southern Baltic Sea between Sweden and Poland. *Tectophysics* 189, 219—227.
- Grad M., Luosto U., 1987. Seismic models of the crust of the Baltic shield along the SVEKA profile in Finland. *Ann. Geophys.* 5B, 639—650.
- Grad M., Tripolsky A. A., 1995. Crustal structure from P and S seismic waves and petrological models of the Ukrainian shield. *Tectonophysics* 250, 89—112.
- Green A., Milkereit B., Davidson A., Spencer C., Hutchinson D. R., Cannon W. F., Lee M. W., Agena W. F., Behrendt J. C., Hinze W. J., 1988. Crustal structure of the Grenville Front and adjacent terranes. *Geology* 16, 788—792.
- Guggisberg B., Kaminski W., Prodehl C., 1991. Crustal structure of the Fennoscandian Shield; A travelttime Interpretation of the long-range FENNOLORA seismic refraction profile. *Tectonophysics* 195, 105—137.
- Husbye E. S., Hovland J., Christofferson A., Astrom K., Slunga R., Lund C. -E., 1986. Tomographical mapping of the lithosphere and asthenosphere beneath southern Scandinavia and adjacent areas. *Tectonophysics* 128, 229—250.
- Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H., 2009. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect. *J. Geophys. Res.* 114, B06308. doi:10.1029/2008JB005689.

- Jones A. G.*, 1981. On a type classification of lower crustal layers under Precambrian regions. *J. Geophys.* 49, 226—233.
- Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V., Nordgulen O., Wennerström M., Korhonen J.*, 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the NW Department of Natural Resources of Russia .
- Kuusisto M., Kukkonen I. T., Heikkinen P., Pesonen L. J.*, 2006. Lithological interpretation of crustal composition in the Fennoscandian Shield with seismic Velocity data. *Tectonophysics* 420, 283—299.
- Lewry J. E. Hajnal Z., Green A., Lucas S. B., White D., Stauffer M. R., Ashton K. E., Weber W., Clowes R.*, 1994. Structure of Paleoproterozoic Continent-Continent collision zone: a LITHOPROBE seismic reflection profile across the Trans-Hudson Orogen, Canada. *Tectonophysics* 232, 143—160.
- Luosto U.*, 1991. Moho map of the Fennoscandian Shield based on seismic refraction data. Inst. of Seism. Univ. Helsinki. Rep. S-25, 43—49.
- Masse R. P.*, 1987. Crustal and Upper Mantle Structure of stable continental regions in North America and Northern Europe. *Pure Appl. Geophys.* 125, 206—239.
- Meissner R.*, 1986. The continental crust: a geophysical approach. New York: Academic, 426 p.
- Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V.*, 2009. A three-dimensional model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia craton and Belomorian tectonic province. *Tectonophysics* 472, 323—339.
- Mitrofanov E. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F., Arzamastsev A. A., Yevzerov V. Ya., Lyubtsov V. V., Shipilov E. CV., Nikolayeva S. B., Fedotov Zh. A.*, 1995. Geology of the Kola Peninsula. Apatity, 145 p.
- Richardson R. M., Solomon S. C., Sleep N. H.*, 1979. Tectonic stress in the plates. *Rev. Geophys. Space Phys.* 17, 981—1019.

- Sharov N. V.*, 1991. Lithosphere of the Baltic Shield according seismic data. Inst. of Seism. Univ. Helsinki. Rep. S-25, 87—95.
- Solomon S. G., Richardson R. M., Bergman E. A.*, 1980. Tectonic stress: models and magnitudes. *J. Geophys. Res.* 85, 6085—6092.
- Sprenke K. F.*, 1982. Potential field inversion: Ph. D. thesis. University of Alberta, Edmonton, Alta. 115 p
- Tripolsky A. A.*, 1997. P-wave seismic crustal models of Precambrian shields based on regional seismic data. *Acta Geophysica Polonica* 45(4), 303—332.
- Williams C., Deyer L. A., Grubb F. V.*, 2001. Heat flow and the sesmotectonics of the Los Angeles and Ventura Basins of Southern California. EOS Trans. AGU, 82947, Fall Suppl., Abstract. 310 p.

ДОДАТОК А

Профіль ХХХ									
ПК 330				ПК 310			ПК 290		
Н	Vp	Vpкpp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$
0	6	5,908	0,092	0	5,8	-0,108	0	5,8	-0,108
1	6,04	6,042	-0,002	1	6	-0,042	1	6,08	0,038
2	6,07	6,085	-0,015	2	6,12	0,035	2	6,17	0,085
3	6,1	6,121	-0,021	3	6,18	0,059	3	6,18	0,059
4	6,14	6,154	-0,014	4	6,21	0,056	4	6,21	0,056
5	6,17	6,162	0,008	5	6,23	0,068	5	6,22	0,058
6	6,2	6,167	0,033	6	6,26	0,093	6	6,24	0,073
7	6,24	6,195	0,045	7	6,29	0,095	7	6,26	0,065
8	6,27	6,22	0,05	8	6,31	0,09	8	6,28	0,06
9	6,3	6,244	0,056	9	6,34	0,096	9	6,3	0,056
10	6,33	6,271	0,059	10	6,36	0,089	10	6,32	0,049
11	6,35	6,299	0,051	11	6,37	0,071	11	6,34	0,041
12	6,37	6,326	0,044	12	6,41	0,084	12	6,35	0,024
13	6,39	6,363	0,027	13	6,43	0,067	13	6,37	0,007
14	6,41	6,39	0,02	14	6,45	0,06	14	6,39	0
15	6,43	6,423	0,007	15	6,47	0,047	15	6,42	-0,003
16	6,46	6,455	0,005	16	6,49	0,035	16	6,45	-0,005
17	6,48	6,485	-0,005	17	6,52	0,035	17	6,48	-0,005
18	6,5	6,512	-0,012	18	6,54	0,028	18	6,5	-0,012
19	6,53	6,539	-0,009	19	6,56	0,021	19	6,53	-0,009
20	6,55	6,56	-0,01	20	6,58	0,02	20	6,55	-0,01
21	6,58	6,587	-0,007	21	6,6	0,013	21	6,58	-0,007
22	6,6	6,61	-0,01	22	6,63	0,02	22	6,6	-0,01
23	6,64	6,635	0,005	23	6,65	0,015	23	6,63	-0,005
24	6,67	6,658	0,012	24	6,68	0,022	24	6,65	-0,008
25	6,7	6,684	0,016	25	6,7	0,016	25	6,68	-0,004
26	6,74	6,709	0,031	26	6,73	0,021	26	6,704	-0,005
27	6,77	6,735	0,035	27	6,75	0,015	27	6,73	-0,005
28	6,8	6,76	0,04	28	6,778	0,018	28	6,75	-0,01
29	6,82	6,785	0,035	29	6,8	0,015	29	6,78	-0,005
30	6,84	6,808	0,032	30	6,82	0,012	30	6,8	-0,008
31	6,86	6,831	0,029	31	6,84	0,009	31	6,83	-0,001
32	6,88	6,863	0,017	32	6,87	0,007	32	6,85	-0,013
33	6,9	6,884	0,016	33	6,9	0,016	33	6,88	-0,004
34	6,92	6,904	0,016	34	6,93	0,026	34	6,9	-0,004
35	6,94	6,926	0,014	35	6,96	0,034	35	6,93	0,004
36	6,96	6,948	0,012	36	6,99	0,042	36	6,95	0,002
37	6,98	6,988	-0,008	37	7,01	0,022	37	6,97	-0,018
38	7	7,018	-0,018	38	7,04	0,022	38	6,99	-0,028
39	7,02	7,044	-0,024	39	7,06	0,016	39	7,02	-0,024
40	7,04	7,062	-0,022	40	7,09	0,028	40	7,05	-0,012

Профіль ХХХ									
ПК 330				ПК 310			ПК 290		
Н	Vp	Vpкpp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$
0	6	5,908	0,092	0	5,8	-0,108	0	5,8	-0,108
1	6,04	6,042	-0,002	1	6	-0,042	1	6,08	0,038
2	6,07	6,085	-0,015	2	6,12	0,035	2	6,17	0,085
3	6,1	6,121	-0,021	3	6,18	0,059	3	6,18	0,059
4	6,14	6,154	-0,014	4	6,21	0,056	4	6,21	0,056
5	6,17	6,162	0,008	5	6,23	0,068	5	6,22	0,058
6	6,2	6,167	0,033	6	6,26	0,093	6	6,24	0,073
7	6,24	6,195	0,045	7	6,29	0,095	7	6,26	0,065
8	6,27	6,22	0,05	8	6,31	0,09	8	6,28	0,06
9	6,3	6,244	0,056	9	6,34	0,096	9	6,3	0,056
10	6,33	6,271	0,059	10	6,36	0,089	10	6,32	0,049
11	6,35	6,299	0,051	11	6,37	0,071	11	6,34	0,041
12	6,37	6,326	0,044	12	6,41	0,084	12	6,35	0,024
13	6,39	6,363	0,027	13	6,43	0,067	13	6,37	0,007
14	6,41	6,39	0,02	14	6,45	0,06	14	6,39	0
15	6,43	6,423	0,007	15	6,47	0,047	15	6,42	-0,003
16	6,46	6,455	0,005	16	6,49	0,035	16	6,45	-0,005
17	6,48	6,485	-0,005	17	6,52	0,035	17	6,48	-0,005
18	6,5	6,512	-0,012	18	6,54	0,028	18	6,5	-0,012
19	6,53	6,539	-0,009	19	6,56	0,021	19	6,53	-0,009
20	6,55	6,56	-0,01	20	6,58	0,02	20	6,55	-0,01
21	6,58	6,587	-0,007	21	6,6	0,013	21	6,58	-0,007
22	6,6	6,61	-0,01	22	6,63	0,02	22	6,6	-0,01
23	6,64	6,635	0,005	23	6,65	0,015	23	6,63	-0,005
24	6,67	6,658	0,012	24	6,68	0,022	24	6,65	-0,008
25	6,7	6,684	0,016	25	6,7	0,016	25	6,68	-0,004
26	6,74	6,709	0,031	26	6,73	0,021	26	6,704	-0,005
27	6,77	6,735	0,035	27	6,75	0,015	27	6,73	-0,005
28	6,8	6,76	0,04	28	6,778	0,018	28	6,75	-0,01
29	6,82	6,785	0,035	29	6,8	0,015	29	6,78	-0,005
30	6,84	6,808	0,032	30	6,82	0,012	30	6,8	-0,008
31	6,86	6,831	0,029	31	6,84	0,009	31	6,83	-0,001
32	6,88	6,863	0,017	32	6,87	0,007	32	6,85	-0,013
33	6,9	6,884	0,016	33	6,9	0,016	33	6,88	-0,004
34	6,92	6,904	0,016	34	6,93	0,026	34	6,9	-0,004
35	6,94	6,926	0,014	35	6,96	0,034	35	6,93	0,004
36	6,96	6,948	0,012	36	6,99	0,042	36	6,95	0,002
37	6,98	6,988	-0,008	37	7,01	0,022	37	6,97	-0,018
38	7	7,018	-0,018	38	7,04	0,022	38	6,99	-0,028
39	7,02	7,044	-0,024	39	7,06	0,016	39	7,02	-0,024
40	7,04	7,062	-0,022	40	7,09	0,028	40	7,05	-0,012

Профіль ХХХ									
ПК 330				ПК 310			ПК 290		
Н	Vp	Vpкpp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$
0	6	5,908	0,092	0	5,8	-0,108	0	5,8	-0,108
1	6,04	6,042	-0,002	1	6	-0,042	1	6,08	0,038
2	6,07	6,085	-0,015	2	6,12	0,035	2	6,17	0,085
3	6,1	6,121	-0,021	3	6,18	0,059	3	6,18	0,059
4	6,14	6,154	-0,014	4	6,21	0,056	4	6,21	0,056
5	6,17	6,162	0,008	5	6,23	0,068	5	6,22	0,058
6	6,2	6,167	0,033	6	6,26	0,093	6	6,24	0,073
7	6,24	6,195	0,045	7	6,29	0,095	7	6,26	0,065
8	6,27	6,22	0,05	8	6,31	0,09	8	6,28	0,06
9	6,3	6,244	0,056	9	6,34	0,096	9	6,3	0,056
10	6,33	6,271	0,059	10	6,36	0,089	10	6,32	0,049
11	6,35	6,299	0,051	11	6,37	0,071	11	6,34	0,041
12	6,37	6,326	0,044	12	6,41	0,084	12	6,35	0,024
13	6,39	6,363	0,027	13	6,43	0,067	13	6,37	0,007
14	6,41	6,39	0,02	14	6,45	0,06	14	6,39	0
15	6,43	6,423	0,007	15	6,47	0,047	15	6,42	-0,003
16	6,46	6,455	0,005	16	6,49	0,035	16	6,45	-0,005
17	6,48	6,485	-0,005	17	6,52	0,035	17	6,48	-0,005
18	6,5	6,512	-0,012	18	6,54	0,028	18	6,5	-0,012
19	6,53	6,539	-0,009	19	6,56	0,021	19	6,53	-0,009
20	6,55	6,56	-0,01	20	6,58	0,02	20	6,55	-0,01
21	6,58	6,587	-0,007	21	6,6	0,013	21	6,58	-0,007
22	6,6	6,61	-0,01	22	6,63	0,02	22	6,6	-0,01
23	6,64	6,635	0,005	23	6,65	0,015	23	6,63	-0,005
24	6,67	6,658	0,012	24	6,68	0,022	24	6,65	-0,008
25	6,7	6,684	0,016	25	6,7	0,016	25	6,68	-0,004
26	6,74	6,709	0,031	26	6,73	0,021	26	6,704	-0,005
27	6,77	6,735	0,035	27	6,75	0,015	27	6,73	-0,005
28	6,8	6,76	0,04	28	6,778	0,018	28	6,75	-0,01
29	6,82	6,785	0,035	29	6,8	0,015	29	6,78	-0,005
30	6,84	6,808	0,032	30	6,82	0,012	30	6,8	-0,008
31	6,86	6,831	0,029	31	6,84	0,009	31	6,83	-0,001
32	6,88	6,863	0,017	32	6,87	0,007	32	6,85	-0,013
33	6,9	6,884	0,016	33	6,9	0,016	33	6,88	-0,004
34	6,92	6,904	0,016	34	6,93	0,026	34	6,9	-0,004
35	6,94	6,926	0,014	35	6,96	0,034	35	6,93	0,004
36	6,96	6,948	0,012	36	6,99	0,042	36	6,95	0,002
37	6,98	6,988	-0,008	37	7,01	0,022	37	6,97	-0,018
38	7	7,018	-0,018	38	7,04	0,022	38	6,99	-0,028
39	7,02	7,044	-0,024	39	7,06	0,016	39	7,02	-0,024
40	7,04	7,062	-0,022	40	7,09	0,028	40	7,05	-0,012

Профіль ХХХ									
ПК 330				ПК 310			ПК 290		
Н	Vp	Vpкpp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$
0	6	5,908	0,092	0	5,8	-0,108	0	5,8	-0,108
1	6,04	6,042	-0,002	1	6	-0,042	1	6,08	0,038
2	6,07	6,085	-0,015	2	6,12	0,035	2	6,17	0,085
3	6,1	6,121	-0,021	3	6,18	0,059	3	6,18	0,059
4	6,14	6,154	-0,014	4	6,21	0,056	4	6,21	0,056
5	6,17	6,162	0,008	5	6,23	0,068	5	6,22	0,058
6	6,2	6,167	0,033	6	6,26	0,093	6	6,24	0,073
7	6,24	6,195	0,045	7	6,29	0,095	7	6,26	0,065
8	6,27	6,22	0,05	8	6,31	0,09	8	6,28	0,06
9	6,3	6,244	0,056	9	6,34	0,096	9	6,3	0,056
10	6,33	6,271	0,059	10	6,36	0,089	10	6,32	0,049
11	6,35	6,299	0,051	11	6,37	0,071	11	6,34	0,041
12	6,37	6,326	0,044	12	6,41	0,084	12	6,35	0,024
13	6,39	6,363	0,027	13	6,43	0,067	13	6,37	0,007
14	6,41	6,39	0,02	14	6,45	0,06	14	6,39	0
15	6,43	6,423	0,007	15	6,47	0,047	15	6,42	-0,003
16	6,46	6,455	0,005	16	6,49	0,035	16	6,45	-0,005
17	6,48	6,485	-0,005	17	6,52	0,035	17	6,48	-0,005
18	6,5	6,512	-0,012	18	6,54	0,028	18	6,5	-0,012
19	6,53	6,539	-0,009	19	6,56	0,021	19	6,53	-0,009
20	6,55	6,56	-0,01	20	6,58	0,02	20	6,55	-0,01
21	6,58	6,587	-0,007	21	6,6	0,013	21	6,58	-0,007
22	6,6	6,61	-0,01	22	6,63	0,02	22	6,6	-0,01
23	6,64	6,635	0,005	23	6,65	0,015	23	6,63	-0,005
24	6,67	6,658	0,012	24	6,68	0,022	24	6,65	-0,008
25	6,7	6,684	0,016	25	6,7	0,016	25	6,68	-0,004
26	6,74	6,709	0,031	26	6,73	0,021	26	6,704	-0,005
27	6,77	6,735	0,035	27	6,75	0,015	27	6,73	-0,005
28	6,8	6,76	0,04	28	6,778	0,018	28	6,75	-0,01
29	6,82	6,785	0,035	29	6,8	0,015	29	6,78	-0,005
30	6,84	6,808	0,032	30	6,82	0,012	30	6,8	-0,008
31	6,86	6,831	0,029	31	6,84	0,009	31	6,83	-0,001
32	6,88	6,863	0,017	32	6,87	0,007	32	6,85	-0,013
33	6,9	6,884	0,016	33	6,9	0,016	33	6,88	-0,004
34	6,92	6,904	0,016	34	6,93	0,026	34	6,9	-0,004
35	6,94	6,926	0,014	35	6,96	0,034	35	6,93	0,004
36	6,96	6,948	0,012	36	6,99	0,042	36	6,95	0,002
37	6,98	6,988	-0,008	37	7,01	0,022	37	6,97	-0,018
38	7	7,018	-0,018	38	7,04	0,022	38	6,99	-0,028
39	7,02	7,044	-0,024	39	7,06	0,016	39	7,02	-0,024
40	7,04	7,062	-0,022	40	7,09	0,028	40	7,05	-0,012

Профіль XXX									
ПК 270				ПК 250			ПК 230		
H	Vp	Vpкpp	$\Delta Vpкpp$	H	Vp	$\Delta Vpкpp$	H	Vp	$\Delta Vpкpp$
0	5,8	5,908	-0,108	0	6	0,092	0	5,88	-0,028
1	6,08	6,042	0,038	1	6,23	0,188	1	6,18	0,138
2	6,16	6,085	0,075	2	6,37	0,285	2	6,33	0,245
3	6,22	6,121	0,099	3	6,44	0,319	3	6,15	0,029
4	6,14	6,154	-0,014	4	6,5	0,346	4	6,17	0,016
5	6,17	6,162	0,008	5	6,54	0,378	5	6,19	0,028
6	6,19	6,167	0,023	6	6,15	-0,017	6	6,22	0,053
7	6,21	6,195	0,015	7	6,19	-0,005	7	6,24	0,045
8	6,24	6,22	0,02	8	6,23	0,01	8	6,27	0,05
9	6,26	6,244	0,016	9	6,27	0,026	9	6,3	0,056
10	6,28	6,271	0,009	10	6,29	0,019	10	6,32	0,049
11	6,38	6,299	0,081	11	6,35	0,051	11	6,35	0,051
12	6,48	6,326	0,154	12	6,4	0,074	12	6,37	0,044
13	6,49	6,363	0,127	13	6,43	0,067	13	6,4	0,037
14	6,5	6,39	0,11	14	6,45	0,06	14	6,43	0,04
15	6,53	6,423	0,107	15	6,471	0,048	15	6,49	0,067
16	6,55	6,455	0,095	16	6,49	0,035	16	6,54	0,085
17	6,58	6,485	0,095	17	6,52	0,035	17	6,59	0,105
18	6,6	6,512	0,088	18	6,54	0,028	18	6,63	0,118
19	6,62	6,539	0,081	19	6,57	0,031	19	6,65	0,111
20	6,64	6,56	0,08	20	6,59	0,03	20	6,67	0,11
21	6,66	6,587	0,073	21	6,62	0,033	21	6,69	0,103
22	6,68	6,61	0,07	22	6,64	0,03	22	6,71	0,1
23	6,71	6,635	0,075	23	6,66	0,025	23	6,74	0,105
24	6,73	6,658	0,072	24	6,68	0,022	24	6,76	0,102
25	6,76	6,684	0,076	25	6,71	0,026	25	6,78	0,096
26	6,78	6,709	0,071	26	6,73	0,021	26	6,8	0,091
27	6,81	6,735	0,075	27	6,75	0,015	27	6,82	0,085
28	6,83	6,76	0,07	28	6,77	0,01	28	6,84	0,08
29	6,86	6,785	0,075	29	6,79	0,005	29	6,86	0,075
30	6,88	6,808	0,072	30	6,81	0,002	30	6,88	0,072
31	6,91	6,831	0,079	31	6,84	0,009	31	6,91	0,079
32	6,93	6,863	0,067	32	6,86	-0,003	32	6,93	0,067
33	6,95	6,884	0,066	33	6,88	-0,004	33	6,95	0,066
34	6,97	6,904	0,066	34	6,9	-0,004	34	6,97	0,066
35	7	6,926	0,074	35	6,93	0,004	35	7	0,074
36	7,02	6,948	0,072	36	6,95	0,002	36	7,02	0,072
37	7,05	6,988	0,062	37	6,98	-0,008	37	7,05	0,062
38	7,07	7,018	0,052	38	7	-0,018	38	7,08	0,062
39	7,1	7,044	0,056	39	7,03	-0,014	39	7,09	0,046
40	7,12	7,062	0,058	40	7,05	-0,012	40	7,11	0,048

Профіль ХХХ									
ПК 210				ПК 200			ПК 190		
Н	Vp	Vpкpp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$
0	5,8	5,908	-0,108	0	5,79	-0,118	0	5,85	-0,058
1	6,08	6,042	0,038	1	5,998	-0,044	1	6,06	0,018
2	6,22	6,085	0,135	2	6,14	0,055	2	6,1	0,015
3	6,32	6,121	0,199	3	6,259	0,138	3	6,2	0,079
4	6,4	6,154	0,246	4	6,38	0,226	4	6,3	0,146
5	6,18	6,162	0,018	5	6,17	0,008	5	6,4	0,238
6	6,2	6,167	0,033	6	6,23	0,063	6	6	-0,167
7	6,23	6,195	0,035	7	6,251	0,056	7	6,04	-0,155
8	6,26	6,22	0,04	8	6,27	0,05	8	6,08	-0,14
9	6,29	6,244	0,046	9	6,309	0,065	9	6,12	-0,124
10	6,32	6,271	0,049	10	6,329	0,058	10	6,16	-0,111
11	6,35	6,299	0,051	11	6,36	0,061	11	6,2	-0,099
12	6,38	6,326	0,054	12	6,379	0,053	12	6,24	-0,086
13	6,41	6,363	0,047	13	6,41	0,047	13	6,28	-0,083
14	6,43	6,39	0,04	14	6,441	0,051	14	6,32	-0,07
15	6,49	6,423	0,067	15	6,459	0,036	15	6,36	-0,063
16	6,54	6,455	0,085	16	6,599	0,144	16	6,4	-0,055
17	6,59	6,485	0,105	17	6,62	0,135	17	6,6	0,115
18	6,63	6,512	0,118	18	6,649	0,137	18	6,63	0,118
19	6,65	6,539	0,111	19	6,67	0,131	19	6,66	0,121
20	6,67	6,56	0,11	20	6,688	0,128	20	6,69	0,13
21	6,7	6,587	0,113	21	6,719	0,132	21	6,72	0,133
22	6,72	6,61	0,11	22	6,738	0,128	22	6,74	0,13
23	6,75	6,635	0,115	23	6,771	0,136	23	6,76	0,125
24	6,77	6,658	0,112	24	6,79	0,132	24	6,78	0,122
25	6,8	6,684	0,116	25	6,81	0,126	25	6,8	0,116
26	6,82	6,709	0,111	26	6,829	0,12	26	6,83	0,121
27	6,85	6,735	0,115	27	6,859	0,124	27	6,85	0,115
28	6,87	6,76	0,11	28	6,88	0,12	28	6,87	0,11
29	6,9	6,785	0,115	29	6,901	0,116	29	6,89	0,105
30	6,92	6,808	0,112	30	6,92	0,112	30	6,91	0,102
31	6,95	6,831	0,119	31	6,939	0,108	31	6,94	0,109
32	6,98	6,863	0,117	32	6,959	0,096	32	6,96	0,097
33	7,01	6,884	0,126	33	6,979	0,095	33	6,98	0,096
34	7,03	6,904	0,126	34	7	0,096	34	7,01	0,106
35	7,06	6,926	0,134	35	7,019	0,093	35	7,03	0,104
36	7,08	6,948	0,132	36	7,05	0,102	36	7,06	0,112
37	7,11	6,988	0,122	37	7,08	0,092	37	7,09	0,102
38	7,14	7,018	0,122	38	7,104	0,086	38	7,11	0,092
39	7,17	7,044	0,126	39	7,129	0,085	39	7,14	0,096
40	7,19	7,062	0,128	40	7,17	0,108	40	7,17	0,108

Профіль XXV									
ПК 330				ПК 310			ПК 290		
H	Vp	V _{ркpp}	ΔV _{ркpp}	H	Vp	ΔV _{ркpp}	H	Vp	ΔV _{ркpp}
0	6	5,908	0,092	0	6	0,092	0	6	0,092
1	6,03	6,042	-0,012	1	6,03	-0,012	1	6,02	-0,022
2	6,05	6,085	-0,035	2	6,05	-0,035	2	6,04	-0,045
3	6,08	6,121	-0,041	3	6,08	-0,041	3	6,07	-0,051
4	6,1	6,154	-0,054	4	6,1	-0,054	4	6,09	-0,064
5	6,12	6,162	-0,042	5	6,12	-0,042	5	6,11	-0,052
6	6,14	6,167	-0,027	6	6,14	-0,027	6	6,13	-0,037
7	6,16	6,195	-0,035	7	6,16	-0,035	7	6,15	-0,045
8	6,18	6,22	-0,04	8	6,18	-0,04	8	6,17	-0,05
9	6,19	6,244	-0,054	9	6,19	-0,054	9	6,18	-0,064
10	6,2	6,271	-0,071	10	6,2	-0,071	10	6,19	-0,081
11	6,23	6,299	-0,069	11	6,23	-0,069	11	6,21	-0,089
12	6,25	6,326	-0,076	12	6,25	-0,076	12	6,23	-0,096
13	6,28	6,363	-0,083	13	6,28	-0,083	13	6,25	-0,113
14	6,3	6,39	-0,09	14	6,3	-0,09	14	6,27	-0,12
15	6,33	6,423	-0,093	15	6,33	-0,093	15	6,3	-0,123
16	6,37	6,455	-0,085	16	6,37	-0,085	16	6,34	-0,115
17	6,4	6,485	-0,085	17	6,4	-0,085	17	6,37	-0,115
18	6,43	6,512	-0,082	18	6,43	-0,082	18	6,4	-0,112
19	6,47	6,539	-0,069	19	6,47	-0,069	19	6,44	-0,099
20	6,5	6,56	-0,06	20	6,5	-0,06	20	6,47	-0,09
21	6,54	6,587	-0,047	21	6,54	-0,047	21	6,51	-0,077
22	6,57	6,61	-0,04	22	6,57	-0,04	22	6,55	-0,06
23	6,6	6,635	-0,035	23	6,6	-0,035	23	6,59	-0,045
24	6,63	6,658	-0,028	24	6,63	-0,028	24	6,62	-0,038
25	6,66	6,684	-0,024	25	6,66	-0,024	25	6,66	-0,024
26	6,7	6,709	-0,009	26	6,7	-0,009	26	6,69	-0,019
27	6,73	6,735	-0,005	27	6,73	-0,005	27	6,73	-0,005
28	6,76	6,76	0	28	6,76	0	28	6,77	0,01
29	6,79	6,785	0,005	29	6,79	0,005	29	6,8	0,015
30	6,82	6,808	0,012	30	6,82	0,012	30	6,83	0,022
31	6,85	6,831	0,019	31	6,85	0,019	31	6,85	0,019
32	6,88	6,863	0,017	32	6,88	0,017	32	6,88	0,017
33	6,91	6,884	0,026	33	6,91	0,026	33	6,91	0,026
34	6,93	6,904	0,026	34	6,93	0,026	34	6,93	0,026
35	6,95	6,926	0,024	35	6,95	0,024	35	6,95	0,024
36	6,98	6,948	0,032	36	6,98	0,032	36	6,98	0,032
37	7	6,988	0,012	37	7	0,012	37	7	0,012
38	7,02	7,018	0,002	38	7,02	0,002	38	7,02	0,002
39	7,04	7,044	-0,004	39	7,04	-0,004	39	7,04	-0,004
40	7,06	7,062	-0,002	40	7,06	-0,002	40	7,06	-0,002

Профіль XXV									
ПК 270				ПК 250			ПК 230		
H	Vp	Vpкpp	$\Delta Vpкpp$	H	Vp	$\Delta Vpкpp$	H	Vp	$\Delta Vpкpp$
0	5,98	5,908	0,072	0	6,01	0,102	0	6,01	0,102
1	6	6,042	-0,042	1	6,04	-0,002	1	6,04	-0,002
2	5,99	6,085	-0,095	2	6,06	-0,025	2	6,07	-0,015
3	6,05	6,121	-0,071	3	6,08	-0,041	3	6,09	-0,031
4	6,08	6,154	-0,074	4	6,1	-0,054	4	6,12	-0,034
5	6,11	6,162	-0,052	5	6,14	-0,022	5	6,14	-0,022
6	6,15	6,167	-0,017	6	6,18	0,013	6	6,17	0,003
7	6,19	6,195	-0,005	7	6,21	0,015	7	6,19	-0,005
8	6,23	6,22	0,01	8	6,25	0,03	8	6,21	-0,01
9	6,27	6,244	0,026	9	6,29	0,046	9	6,23	-0,014
10	6,31	6,271	0,039	10	6,32	0,049	10	6,25	-0,021
11	6,34	6,299	0,041	11	6,35	0,051	11	6,28	-0,019
12	6,37	6,326	0,044	12	6,37	0,044	12	6,31	-0,016
13	6,41	6,363	0,047	13	6,4	0,037	13	6,34	-0,023
14	6,44	6,39	0,05	14	6,43	0,04	14	6,37	-0,02
15	6,47	6,423	0,047	15	6,45	0,027	15	6,4	-0,023
16	6,5	6,455	0,045	16	6,48	0,025	16	6,43	-0,025
17	6,53	6,485	0,045	17	6,52	0,035	17	6,45	-0,035
18	6,55	6,512	0,038	18	6,56	0,048	18	6,48	-0,032
19	6,58	6,539	0,041	19	6,6	0,061	19	6,5	-0,039
20	6,6	6,56	0,04	20	6,63	0,07	20	6,53	-0,03
21	6,63	6,587	0,043	21	6,65	0,063	21	6,56	-0,027
22	6,65	6,61	0,04	22	6,67	0,06	22	6,59	-0,02
23	6,68	6,635	0,045	23	6,69	0,055	23	6,62	-0,015
24	6,71	6,658	0,052	24	6,71	0,052	24	6,65	-0,008
25	6,74	6,684	0,056	25	6,73	0,046	25	6,68	-0,004
26	6,75	6,709	0,041	26	6,76	0,051	26	6,72	0,011
27	6,77	6,735	0,035	27	6,78	0,045	27	6,75	0,015
28	6,79	6,76	0,03	28	6,8	0,04	28	6,78	0,02
29	6,81	6,785	0,025	29	6,82	0,035	29	6,81	0,025
30	6,83	6,808	0,022	30	6,84	0,032	30	6,84	0,032
31	6,85	6,831	0,019	31	6,85	0,019	31	6,85	0,019
32	6,87	6,863	0,007	32	6,87	0,007	32	6,87	0,007
33	6,89	6,884	0,006	33	6,88	-0,004	33	6,88	-0,004
34	6,92	6,904	0,016	34	6,9	-0,004	34	6,9	-0,004
35	6,94	6,926	0,014	35	6,92	-0,006	35	6,92	-0,006
36	6,96	6,948	0,012	36	6,95	0,002	36	6,95	0,002
37	6,98	6,988	-0,008	37	6,97	-0,018	37	6,97	-0,018
38	7	7,018	-0,018	38	7	-0,018	38	7	-0,018
39	7,02	7,044	-0,024	39	7,03	-0,014	39	7,03	-0,014
40	7,04	7,062	-0,022	40	7,05	-0,012	40	7,05	-0,012

Профіль XXV									
ПК 220				ПК 210			ПК 190		
H	Vp	V _{крр}	ΔV _{крр}	H	Vp	ΔV _{крр}	H	Vp	ΔV _{крр}
0	6	5,908	0,092	0	5,97	0,062	0	5,9	-0,008
1	6,03	6,042	-0,012	1	6	-0,042	1	5,93	-0,112
2	6,05	6,085	-0,035	2	6,02	-0,065	2	5,96	-0,125
3	6,07	6,121	-0,051	3	6,04	-0,081	3	5,99	-0,131
4	6,09	6,154	-0,064	4	6,06	-0,094	4	6,02	-0,134
5	6,11	6,162	-0,052	5	6,08	-0,082	5	6,05	-0,112
6	6,14	6,167	-0,027	6	6,09	-0,077	6	6,08	-0,087
7	6,16	6,195	-0,035	7	6,11	-0,085	7	6,1	-0,095
8	6,18	6,22	-0,04	8	6,13	-0,09	8	6,12	-0,1
9	6,21	6,244	-0,034	9	6,15	-0,094	9	6,14	-0,104
10	6,23	6,271	-0,041	10	6,17	-0,101	10	6,16	-0,111
11	6,25	6,299	-0,049	11	6,19	-0,109	11	6,18	-0,119
12	6,27	6,326	-0,056	12	6,2	-0,126	12	6,19	-0,136
13	6,29	6,363	-0,073	13	6,22	-0,143	13	6,21	-0,153
14	6,31	6,39	-0,08	14	6,24	-0,15	14	6,22	-0,17
15	6,34	6,423	-0,083	15	6,26	-0,163	15	6,26	-0,163
16	6,37	6,455	-0,085	16	6,29	-0,165	16	6,29	-0,165
17	6,41	6,485	-0,075	17	6,32	-0,165	17	6,32	-0,165
18	6,44	6,512	-0,072	18	6,35	-0,162	18	6,35	-0,162
19	6,46	6,539	-0,079	19	6,4	-0,139	19	6,4	-0,139
20	6,49	6,56	-0,07	20	6,44	-0,12	20	6,44	-0,12
21	6,52	6,587	-0,067	21	6,48	-0,107	21	6,49	-0,097
22	6,55	6,61	-0,06	22	6,51	-0,1	22	6,53	-0,08
23	6,58	6,635	-0,055	23	6,54	-0,095	23	6,58	-0,055
24	6,6	6,658	-0,058	24	6,57	-0,088	24	6,62	-0,038
25	6,64	6,684	-0,044	25	6,6	-0,084	25	6,67	-0,014
26	6,69	6,709	-0,019	26	6,64	-0,069	26	6,73	0,021
27	6,73	6,735	-0,005	27	6,69	-0,045	27	6,76	0,025
28	6,77	6,76	0,01	28	6,74	-0,02	28	6,8	0,04
29	6,81	6,785	0,025	29	6,79	0,005	29	6,82	0,035
30	6,84	6,808	0,032	30	6,84	0,032	30	6,84	0,032
31	6,86	6,831	0,029	31	6,86	0,029	31	6,87	0,039
32	6,88	6,863	0,017	32	6,88	0,017	32	6,89	0,027
33	6,9	6,884	0,016	33	6,9	0,016	33	6,911	0,027
34	6,92	6,904	0,016	34	6,92	0,016	34	6,93	0,026
35	6,94	6,926	0,014	35	6,94	0,014	35	6,96	0,034
36	6,96	6,948	0,012	36	6,96	0,012	36	6,99	0,042
37	6,98	6,988	-0,008	37	6,98	-0,008	37	7,02	0,032
38	7	7,018	-0,018	38	7	-0,018	38	7,04	0,022
39	7,02	7,044	-0,024	39	7,02	-0,024	39	7,06	0,016
40	7,04	7,062	-0,022	40	7,04	-0,022	40	7,08	0,018

Геотраверс IV									
ПК 310				ПК 290			ПК 270		
Н	Vp	Vpкpp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$
0	5,9	5,908	-0,008	0	5,9	-0,008	0	5,96	0,052
1	6	6,042	-0,042	1	6	-0,042	1	6	-0,042
2	6,05	6,085	-0,035	2	6,05	-0,035	2	6,05	-0,035
3	6,1	6,121	-0,021	3	6,1	-0,021	3	6,11	-0,011
4	6,17	6,154	0,016	4	6,15	-0,004	4	6,17	0,016
5	6,23	6,162	0,068	5	6,19	0,028	5	6,22	0,058
6	6,22	6,167	0,053	6	6,23	0,063	6	6,25	0,083
7	6,21	6,195	0,015	7	6,26	0,065	7	6,24	0,045
8	6,2	6,22	-0,02	8	6,28	0,06	8	6,22	0
9	6,2	6,244	-0,044	9	6,3	0,056	9	6,25	0,006
10	6,23	6,271	-0,041	10	6,33	0,059	10	6,26	-0,011
11	6,27	6,299	-0,029	11	6,37	0,071	11	6,27	-0,029
12	6,3	6,326	-0,026	12	6,4	0,074	12	6,28	-0,046
13	6,4	6,363	0,037	13	6,45	0,087	13	6,32	-0,043
14	6,5	6,39	0,11	14	6,5	0,11	14	6,36	-0,03
15	6,55	6,423	0,127	15	6,55	0,127	15	6,4	-0,023
16	6,6	6,455	0,145	16	6,6	0,145	16	6,47	0,015
17	6,63	6,485	0,145	17	6,63	0,145	17	6,53	0,045
18	6,66	6,512	0,148	18	6,65	0,138	18	6,6	0,088
19	6,69	6,539	0,151	19	6,67	0,131	19	6,63	0,091
20	6,72	6,56	0,16	20	6,69	0,13	20	6,66	0,1
21	6,73	6,587	0,143	21	6,72	0,133	21	6,69	0,103
22	6,77	6,61	0,16	22	6,74	0,13	22	6,71	0,1
23	6,79	6,635	0,155	23	6,77	0,135	23	6,73	0,095
24	6,81	6,658	0,152	24	6,79	0,132	24	6,75	0,092
25	6,83	6,684	0,146	25	6,81	0,126	25	6,77	0,086
26	6,85	6,709	0,141	26	6,84	0,131	26	6,8	0,091
27	6,87	6,735	0,135	27	6,86	0,125	27	6,82	0,085
28	6,89	6,76	0,13	28	6,88	0,12	28	6,84	0,08
29	6,91	6,785	0,125	29	6,9	0,115	29	6,86	0,075
30	6,93	6,808	0,122	30	6,92	0,112	30	6,88	0,072
31	6,96	6,831	0,129	31	6,94	0,109	31	6,91	0,079
32	6,98	6,863	0,117	32	6,96	0,097	32	6,93	0,067
33	7	6,884	0,116	33	6,98	0,096	33	6,95	0,066
34	7,02	6,904	0,116	34	7	0,096	34	6,97	0,066
35	7,04	6,926	0,114	35	7,02	0,094	35	6,99	0,064
36	7,06	6,948	0,112	36	7,05	0,102	36	7,02	0,072
37	7,08	6,988	0,092	37	7,07	0,082	37	7,04	0,052
38	7,1	7,018	0,082	38	7,09	0,072	38	7,07	0,052
39	7,12	7,044	0,076	39	7,11	0,066	39	7,1	0,056
40	7,14	7,062	0,078	40	7,13	0,068	40	7,12	0,058

Геотраверс IV											
	ПК 190				ПК 170				ПК 150		
Н	Vp	Vpкpp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$		
0	5,9	5,908	-0,008	0	5,9	-0,008	0	5,9	-0,008		
1	5,95	6,042	-0,092	1	5,98	-0,062	1	6	-0,042		
2	6	6,085	-0,085	2	6	-0,085	2	6,06	-0,025		
3	6,05	6,121	-0,071	3	6,14	0,019	3	6,12	-0,001		
4	6,1	6,154	-0,054	4	6,16	0,006	4	6,179	0,025		
5	6,15	6,162	-0,012	5	6,18	0,018	5	6,21	0,048		
6	6,2	6,167	0,033	6	6,2	0,033	6	6,23	0,063		
7	6,23	6,195	0,035	7	6,24	0,045	7	6,25	0,055		
8	6,25	6,22	0,03	8	6,2	-0,02	8	6,19	-0,03		
9	6,24	6,244	-0,004	9	6,15	-0,094	9	6,23	-0,014		
10	6,22	6,271	-0,051	10	6,18	-0,091	10	6,08	-0,191		
11	6,2	6,299	-0,099	11	6,22	-0,079	11	6,16	-0,139		
12	6,23	6,326	-0,096	12	6,25	-0,076	12	6,24	-0,086		
13	6,27	6,363	-0,093	13	6,3	-0,063	13	6,32	-0,043		
14	6,31	6,39	-0,08	14	6,35	-0,04	14	6,4	0,01		
15	6,35	6,423	-0,073	15	6,4	-0,023	15	6,42	-0,003		
16	6,38	6,455	-0,075	16	6,45	-0,005	16	6,44	-0,015		
17	6,42	6,485	-0,065	17	6,48	-0,005	17	6,45	-0,035		
18	6,46	6,512	-0,052	18	6,5	-0,012	18	6,47	-0,042		
19	6,5	6,539	-0,039	19	6,53	-0,009	19	6,49	-0,049		
20	6,52	6,56	-0,04	20	6,55	-0,01	20	6,51	-0,05		
21	6,55	6,587	-0,037	21	6,58	-0,007	21	6,53	-0,057		
22	6,58	6,61	-0,03	22	6,6	-0,01	22	6,55	-0,06		
23	6,6	6,635	-0,035	23	6,63	-0,005	23	6,58	-0,055		
24	6,63	6,658	-0,028	24	6,65	-0,008	24	6,6	-0,058		
25	6,66	6,684	-0,024	25	6,68	-0,004	25	6,63	-0,054		
26	6,69	6,709	-0,019	26	6,7	-0,009	26	6,66	-0,049		
27	6,71	6,735	-0,025	27	6,73	-0,005	27	6,68	-0,055		
28	6,74	6,76	-0,02	28	6,75	-0,01	28	6,71	-0,05		
29	6,76	6,785	-0,025	29	6,76	-0,025	29	6,74	-0,045		
30	6,78	6,808	-0,028	30	6,8	-0,008	30	6,76	-0,048		
31	6,81	6,831	-0,021	31	6,83	-0,001	31	6,79	-0,041		
32	6,83	6,863	-0,033	32	6,85	-0,013	32	6,81	-0,053		
33	6,86	6,884	-0,024	33	6,88	-0,004	33	6,83	-0,054		
34	6,88	6,904	-0,024	34	6,9	-0,004	34	6,86	-0,044		
35	6,9	6,926	-0,026	35	6,93	0,004	35	6,881	-0,045		
36	6,93	6,948	-0,018	36	6,95	0,002	36	6,9	-0,048		
37	6,95	6,988	-0,038	37	6,98	-0,008	37	6,95	-0,038		
38	6,98	7,018	-0,038	38	7	-0,018	38	7	-0,018		
39	7,01	7,044	-0,034	39	7,032	-0,012	39	7,02	-0,024		
40	7,03	7,062	-0,032	40	7,05	-0,012	40	7,05	-0,012		

Профіль XXIV									
ПК 190			ПК 160			ПК 150			
H	Vp	V _{ркpp}	ΔV _{ркpp}	H	Vp	ΔV _{ркpp}	H	Vp	ΔV _{ркpp}
0	5,98	5,908	0,072	0	6	0,092	0	6	0,092
1	6,13	6,042	0,088	1	6,22	0,178	1	6,2	0,158
2	6,27	6,085	0,185	2	6,36	0,275	2	6,3	0,215
3	6,36	6,121	0,239	3	6,45	0,329	3	6,35	0,229
4	6,45	6,154	0,296	4	6,51	0,356	4	6,43	0,276
5	6,54	6,162	0,378	5	6,32	0,158	5	6,1	-0,062
6	6,63	6,167	0,463	6	6,16	-0,007	6	6,15	-0,017
7	6,7	6,195	0,505	7	6,2	0,005	7	6,21	0,015
8	6,78	6,22	0,56	8	6,23	0,01	8	6,26	0,04
9	6,3	6,244	0,056	9	6,29	0,046	9	6,31	0,066
10	6,33	6,271	0,059	10	6,37	0,099	10	6,35	0,079
11	6,35	6,299	0,051	11	6,39	0,091	11	6,4	0,101
12	6,38	6,326	0,054	12	6,4	0,074	12	6,4	0,074
13	6,4	6,363	0,037	13	6,43	0,067	13	6,42	0,057
14	6,43	6,39	0,04	14	6,45	0,06	14	6,44	0,05
15	6,46	6,423	0,037	15	6,47	0,047	15	6,46	0,037
16	6,49	6,455	0,035	16	6,49	0,035	16	6,48	0,025
17	6,51	6,485	0,025	17	6,52	0,035	17	6,5	0,015
18	6,54	6,512	0,028	18	6,54	0,028	18	6,52	0,008
19	6,57	6,539	0,031	19	6,56	0,021	19	6,55	0,011
20	6,59	6,56	0,03	20	6,58	0,02	20	6,57	0,01
21	6,61	6,587	0,023	21	6,61	0,023	21	6,59	0,003
22	6,63	6,61	0,02	22	6,63	0,02	22	6,62	0,01
23	6,65	6,635	0,015	23	6,65	0,015	23	6,64	0,005
24	6,67	6,658	0,012	24	6,67	0,012	24	6,66	0,002
25	6,69	6,684	0,006	25	6,7	0,016	25	6,68	-0,004
26	6,72	6,709	0,011	26	6,72	0,011	26	6,7	-0,009
27	6,74	6,735	0,005	27	6,74	0,005	27	6,73	-0,005
28	6,76	6,76	0	28	6,76	0	28	6,75	-0,01
29	6,78	6,785	-0,005	29	6,78	-0,005	29	6,77	-0,015
30	6,8	6,808	-0,008	30	6,8	-0,008	30	6,79	-0,018
31	6,82	6,831	-0,011	31	6,83	-0,001	31	6,82	-0,011
32	6,85	6,863	-0,013	32	6,85	-0,013	32	6,84	-0,023
33	6,87	6,884	-0,014	33	6,88	-0,004	33	6,87	-0,014
34	6,9	6,904	-0,004	34	6,91	0,006	34	6,9	-0,004
35	6,92	6,926	-0,006	35	6,94	0,014	35	6,92	-0,006
36	6,946	6,948	-0,002	36	6,96	0,012	36	6,95	0,002
37	6,97	6,988	-0,018	37	6,99	0,002	37	6,97	-0,018
38	6,99	7,018	-0,028	38	7,01	-0,008	38	6,99	-0,028
39	7,02	7,044	-0,024	39	7,04	-0,004	39	7,02	-0,024
40	7,05	7,062	-0,012	40	7,06	-0,002	40	7,05	-0,012

Профіль XXIV									
ПК 140				ПК 120			ПК 100		
Н	Vp	Vpкpp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$	Н	Vp	$\Delta Vpкpp$
0	6	5,908	0,092	0	5,8	-0,108	0	5,8	-0,108
1	6,16	6,042	0,118	1	5,97	-0,072	1	5,94	-0,102
2	6,26	6,085	0,175	2	6,06	-0,025	2	5,98	-0,105
3	6,3	6,121	0,179	3	6,12	-0,001	3	6,05	-0,071
4	6,32	6,154	0,166	4	6,1	-0,054	4	6,12	-0,034
5	6,07	6,162	-0,092	5	6,15	-0,012	5	6,09	-0,072
6	6,12	6,167	-0,047	6	6,2	0,033	6	6,09	-0,077
7	6,22	6,195	0,025	7	6,23	0,035	7	6,14	-0,055
8	6,26	6,22	0,04	8	6,27	0,05	8	6,18	-0,04
9	6,3	6,244	0,056	9	6,3	0,056	9	6,22	-0,024
10	6,37	6,271	0,099	10	6,33	0,059	10	6,27	-0,001
11	6,4	6,299	0,101	11	6,37	0,071	11	6,32	0,021
12	6,42	6,326	0,094	12	6,4	0,074	12	6,36	0,034
13	6,44	6,363	0,077	13	6,44	0,077	13	6,4	0,037
14	6,47	6,39	0,08	14	6,47	0,08	14	6,44	0,05
15	6,5	6,423	0,077	15	6,51	0,087	15	6,52	0,097
16	6,52	6,455	0,065	16	6,53	0,075	16	6,6	0,145
17	6,55	6,485	0,065	17	6,554	0,069	17	6,62	0,135
18	6,57	6,512	0,058	18	6,57	0,058	18	6,63	0,118
19	6,6	6,539	0,061	19	6,59	0,051	19	6,65	0,111
20	6,621	6,56	0,061	20	6,61	0,05	20	6,66	0,1
21	6,64	6,587	0,053	21	6,63	0,043	21	6,68	0,093
22	6,66	6,61	0,05	22	6,62	0,01	22	6,69	0,08
23	6,69	6,635	0,055	23	6,67	0,035	23	6,71	0,075
24	6,71	6,658	0,052	24	6,69	0,032	24	6,73	0,072
25	6,73	6,684	0,046	25	6,71	0,026	25	6,75	0,066
26	6,75	6,709	0,041	26	6,73	0,021	26	6,78	0,071
27	6,78	6,735	0,045	27	6,76	0,025	27	6,81	0,075
28	6,8	6,76	0,04	28	6,78	0,02	28	6,83	0,07
29	6,83	6,785	0,045	29	6,8	0,015	29	6,85	0,065
30	6,855	6,808	0,047	30	6,82	0,012	30	6,87	0,062
31	6,87	6,831	0,039	31	6,84	0,009	31	6,9	0,069
32	6,9	6,863	0,037	32	6,86	-0,003	32	6,92	0,057
33	6,92	6,884	0,036	33	6,882	-0,002	33	6,94	0,056
34	6,94	6,904	0,036	34	6,9	-0,004	34	6,96	0,056
35	6,96	6,926	0,034	35	6,92	-0,006	35	6,98	0,054
36	6,98	6,948	0,032	36	6,94	-0,008	36	7	0,052
37	7	6,988	0,012	37	6,96	-0,028	37	7,02	0,032
38	7,02	7,018	0,002	38	6,98	-0,038	38	7,04	0,022
39	7,04	7,044	-0,004	39	7	-0,044	39	7,06	0,016
40	7,06	7,062	-0,002	40	7,02	-0,042	40	7,08	0,018

Профіль XXIV							
ПК 80				ПК 50			
Н	V _p	V _{ркpp}	ΔV _{ркpp}	Н	V _p	V _{ркpp}	ΔV _{ркpp}
0	5,880	5,908	-0,028	0	5,750	5,908	-0,158
1	5,960	6,042	-0,082	1	6,020	6,042	-0,022
2	6,020	6,085	-0,065	2	6,160	6,085	0,075
3	6,070	6,121	-0,051	3	6,280	6,121	0,159
4	6,080	6,154	-0,074	4	6,360	6,154	0,206
5	6,050	6,162	-0,112	5	6,450	6,162	0,288
6	6,090	6,167	-0,077	6	6,080	6,167	-0,087
7	6,120	6,195	-0,075	7	6,120	6,195	-0,075
8	6,160	6,220	-0,060	8	6,150	6,220	-0,070
9	6,200	6,244	-0,044	9	6,180	6,244	-0,064
10	6,240	6,271	-0,031	10	6,220	6,271	-0,051
11	6,280	6,299	-0,019	11	6,260	6,299	-0,039
12	6,320	6,326	-0,006	12	6,290	6,326	-0,036
13	6,530	6,363	0,167	13	6,340	6,363	-0,023
14	6,560	6,390	0,170	14	6,380	6,390	-0,010
15	6,580	6,423	0,157	15	6,450	6,423	0,027
16	6,600	6,455	0,145	16	6,530	6,455	0,075
17	6,620	6,485	0,135	17	6,600	6,485	0,115
18	6,640	6,512	0,128	18	6,640	6,512	0,128
19	6,660	6,539	0,121	19	6,660	6,539	0,121
20	6,680	6,560	0,120	20	6,680	6,560	0,120
21	6,700	6,587	0,113	21	6,700	6,587	0,113
22	6,720	6,610	0,110	22	6,720	6,610	0,110
23	6,740	6,635	0,105	23	6,740	6,635	0,105
24	6,760	6,658	0,102	24	6,760	6,658	0,102
25	6,790	6,684	0,106	25	6,780	6,684	0,096
26	6,810	6,709	0,101	26	6,810	6,709	0,101
27	6,840	6,735	0,105	27	6,830	6,735	0,095
28	6,860	6,760	0,100	28	6,860	6,760	0,100
29	6,880	6,785	0,095	29	6,880	6,785	0,095
30	6,910	6,808	0,102	30	6,900	6,808	0,092
31	6,930	6,831	0,099	31	6,930	6,831	0,099
32	6,960	6,863	0,097	32	6,950	6,863	0,087
33	6,980	6,884	0,096	33	6,980	6,884	0,096
34	7,000	6,904	0,096	34	7,000	6,904	0,096
35	7,030	6,926	0,104	35	7,020	6,926	0,094
36	7,050	6,948	0,102	36	7,050	6,948	0,102
37	7,080	6,988	0,092	37	7,070	6,988	0,082
38	7,100	7,018	0,082	38	7,100	7,018	0,082
39	7,120	7,044	0,076	39	7,120	7,044	0,076
40	7,140	7,062	0,078	40	7,140	7,062	0,078

ДОДАТОК Б

Профіль XXV														
	ПК 290		ПК 270		ПК 250		ПК 230		ПК 220		ПК 215		ПК 190	
H	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P
0	5,98	0,072	5,98	0,072	6,01	0,102	6,01	0,102	6	0,092	5,985	0,077	5,9	-0,008
1	6,03	-0,012	6	-0,042	6,04	-0,002	6,04	-0,002	6,03	-0,012	6,015	-0,027	5,93	-0,112
2	6,05	-0,035	5,99	-0,06	6,06	-0,025	6,07	-0,015	6,05	-0,035	6,035	-0,05	5,96	-0,125
3	6,07	-0,051	6,05	-0,071	6,08	-0,041	6,09	-0,031	6,07	-0,051	6,055	-0,066	5,99	-0,131
4	6,09	-0,064	6,08	-0,074	6,1	-0,054	6,12	-0,034	6,09	-0,064	6,075	-0,079	6,02	-0,134
5	6,11	-0,052	6,11	-0,052	6,14	-0,022	6,14	-0,022	6,11	-0,052	6,095	-0,067	6,05	-0,112
6	6,12	-0,047	6,15	-0,017	6,18	0,013	6,17	0,003	6,14	-0,027	6,115	-0,052	6,08	-0,087
7	6,13	-0,065	6,19	-0,005	6,21	0,015	6,19	-0,005	6,16	-0,035	6,135	-0,06	6,1	-0,095
8	6,15	-0,07	6,23	0,01	6,25	0,03	6,21	-0,01	6,18	-0,04	6,155	-0,065	6,12	-0,1
9	6,16	-0,084	6,27	0,026	6,29	0,046	6,23	-0,014	6,21	-0,034	6,18	-0,064	6,14	-0,104
10	6,18	-0,091	6,31	0,039	6,32	0,049	6,25	-0,021	6,23	-0,041	6,2	-0,071	6,16	-0,111

Геотраверс IV												
	ПК 290		ПК 270		250		ПК 230		ПК 210		ПК 190	
H	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P
0	5,9	-0,008	5,96	0,052	5,95	0,042	5,9	-0,008	5,9	-0,008	5,9	-0,008
1	6	-0,042	6	-0,042	6	-0,042	5,95	-0,092	5,95	-0,092	5,95	-0,092
2	6,05	-0,035	6,05	-0,035	6,06	-0,025	6	-0,085	6	-0,085	6	-0,085
3	6,1	-0,021	6,11	-0,011	6,11	-0,011	6,05	-0,071	6,05	-0,071	6,05	-0,071
4	6,15	-0,004	6,17	0,016	6,16	0,006	6,1	-0,054	6,1	-0,054	6,1	-0,054
5	6,19	0,028	6,22	0,058	6,21	0,048	6,15	-0,012	6,15	-0,012	6,15	-0,012
6	6,23	0,063	6,25	0,083	6,23	0,063	6,2	0,033	6,2	0,033	6,2	0,033
7	6,26	0,065	6,24	0,045	6,25	0,055	6,25	0,055	6,23	0,035	6,23	0,035
8	6,28	0,06	6,22	0	6,23	0,01	6,18	-0,04	6,25	0,03	6,25	0,03
9	6,3	0,056	6,25	0,006	6,2	-0,044	6,1	-0,144	6,24	-0,004	6,24	-0,004
10	6,33	0,059	6,26	-0,011	6,23	-0,041	6,12	-0,151	6,22	-0,051	6,22	-0,051

Профіль XXIV							Профіль XXXIV			
	ПК 80		ПК 100		ПК 120		ПК 130		ПК 150	
H	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P	V _P	ΔV _P
0	5,88	-0,028	5,8	-0,108	5,8	-0,108	5,9	-0,008	5,93	0,022
1	5,96	-0,082	5,94	-0,102	5,97	-0,072	5,995	-0,047	5,98	-0,062
2	6,02	-0,065	5,98	-0,105	6,06	-0,025	6	-0,085	6,02	-0,065
3	6,07	-0,051	6,05	-0,071	6,12	-0,001	6,03	-0,091	6,05	-0,071
4	6,08	-0,074	6,12	-0,034	6,1	-0,054	6,05	-0,104	6,08	-0,074
5	6,05	-0,112	6,09	-0,072	6,15	-0,012	6,07	-0,092	6,12	-0,042
6	6,09	-0,077	6,09	-0,077	6,2	0,033	6,09	-0,077	6,15	-0,017
7	6,12	-0,075	6,14	-0,055	6,23	0,035	6,11	-0,085	6,18	-0,015
8	6,16	-0,06	6,18	-0,04	6,27	0,05	6,14	-0,08	6,21	-0,01
9	6,2	-0,044	6,22	-0,024	6,3	0,056	6,184	-0,06	6,22	-0,024
10	6,24	-0,031	6,27	-0,001	6,33	0,059	6,21	-0,061	6,23	-0,041