

Міністерство освіти і науки України  
Київський національний університет імені Тараса Шевченка  
ННІ «Інститут геології»  
Кафедра геоінформатики

**КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА БАКАЛАВРА**  
**спеціальність 103 – Науки про Землю**  
**освітня програма «Геологія»**  
**спеціалізація «Геоінформатика»**

ТЕМА: «Просторова класифікація теплового потоку Закарпатського регіону»

Виконав



студент 4-го курсу  
кафедри Геоінформатика  
Циба Микола

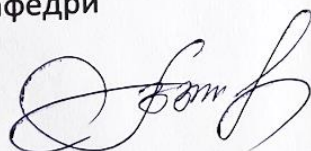
Науковий керівник



доцент  
кандидат геологічних наук  
Віршило Іван Вікторович

Робота рекомендується до захисту (протокол № 14 засідання кафедри  
Геоінформатики від «13» 06 2023 року)

Завідувач кафедри



професор  
доктор технічних наук  
Зацерковний Віталій Іванович

Київ – 2023

## РЕФЕРАТ

Бакалаврська дипломна робота: 48 с., 35 рис., 1 табл., 4 додатки, 21 джерело.

ЗАКАРПАТТЯ, ЗАКАРПАТСЬКА ЗАПАДИНА, АЛЬПІЙСЬКИЙ ВУЛКАНІЗМ, ТЕПЛОВЕ ПОЛЕ, ГРАВІТАЦІЙНЕ ПОЛЕ, КОРЕЛЯЦІЯ ГЕОФІЗИЧНИХ ПОЛІВ, АНОМАЛІЇ ТЕПЛООВОГО ПОТОКУ

**Мета роботи** полягає у дослідженні взаємозв'язку закономірностей просторового поширення теплового поля Закарпаття із гравітаційним полем Землі.

**Об'єктом дослідження** є геофізичні поля на території досліджень, зокрема теплове та гравітаційне поля Закарпаття, відомості про які отримано по даним свердловинних вимірів та літературних джерел.

**Предметом дослідження** є зв'язок теплового поля із геологічною будовою регіону та гравітаційним полем.

Поставленні завдання виконувалися переважно теоретичними методами: моделювання (геофізичних полів), порівняльний, аналізу тощо.

Проведено геологічну інтерпретацію геофізичних даних по аномаліям гравітаційного поля (в редукції Буге) та теплового поля Закарпатського регіону. Проведено кореляційну та кластеризаційну оцінку геофізичних полів об'єкту дослідження.

## ЗМІСТ

<b>ВСТУП</b> .....	4
<b>ОСНОВНА ЧАСТИНА</b> .....	5
<b>1.1 Геологічний нарис території дослідження</b> .....	5
<b>1.1.1 Паннонський басейн</b> .....	5
<b>1.1.2 Закарпатська западина</b> .....	7
<b>1.2 Загальна характеристика теплового поля Землі</b> .....	9
<b>1.2.1 Джерело енергії</b> .....	9
<b>1.2.2 Теплоперенос</b> .....	10
<b>1.2.3 Фізичні величини для опису теплового поля</b> .....	11
<b>1.2.4 Вимірювання температурних градієнтів у свердловинах</b> .....	12
<b>1.2.5 Регіональні особливості теплового потоку</b> .....	13
<b>1.3. Характеристика теплового поля Закарпатської западини</b> .....	14
<b>1.4 Загальна характеристика гравітаційного поля</b> .....	16
<b>1.4.1 Нормальне гравітаційне поле</b> .....	17
<b>1.4.2 Аномальне гравітаційне поле</b> .....	18
<b>1.4.3 Методика гравіметричних спостережень</b> .....	20
<b>1.4.4 Використання гравіметрії при регіональних геологічних дослідженнях</b> .....	21
<b>1.5 Характеристика гравітаційного поля Закарпатської западини</b> .....	23
<b>СПЕЦІАЛЬНА ЧАСТИНА</b> .....	26
<b>2.1 Характеристика фактичного матеріалу</b> .....	26
<b>2.2 Оцифрування даних гравітаційного поля</b> .....	26
<b>2.3 Кореляція гравітаційного та теплового геофізичних полів по свердловинам</b> .....	30
<b>2.4 Кореляція гравітаційного та теплового геофізичних полів по площі</b> дослідження .....	32
<b>3. ГЕОЛОГІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ОТРИМАНИХ РЕЗУЛЬТАТІВ</b> .....	39
<b>ВИСНОВКИ</b> .....	45
<b>СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ</b> .....	47

## ВСТУП

Енергія Землі, або ж геотермальна енергія, є майбутнім джерелом енергії для людства. На території України, в межах Закарпатської западини, є перспективні ділянки надр для використання цього виду енергії.

**Мета роботи** полягає у дослідженні взаємозв'язку закономірностей просторового поширення теплового поля Закарпаття із гравітаційним полем Землі.

**Об'єктом дослідження** є геофізичні поля на території досліджень, зокрема теплове та гравітаційне поля Закарпаття, відомості про які отримано по даним свердловинних вимірів та літературних джерел.

**Предметом дослідження** є зв'язок теплового поля із геологічною будовою регіону та гравітаційним полем.

Серед **завдань** бакалаврської роботи можна виділити наступні:

- літературний огляд питань теплового поля України та геологічної будови Закарпаття;
- обробка та інтерполяція даних теплового потоку (за даними свердловин) та гравітаційних аномалій (за картографічними даними);
- аналіз та інтерпретація результатів обробки геофізичних полів та доступної геологічної інформації;

Поставленні завдання виконувалися переважно теоретичними методами: моделювання (геофізичних полів), порівняльний, аналізу тощо.

Апробація дипломної роботи не проводилася.

Робота складається з загальної та спеціальної частин, 48 сторінок друкованого тексту, 34 рисунку, 1 таблиці та чотирьох додатків.

## ОСНОВНА ЧАСТИНА

### 1.1 Геологічний нарис території дослідження

#### 1.1.1 Паннонський басейн

Паннонський басейн є великим розтягнутим (extentional) басейном неогенового віку, що перекриває палеогенові відклади Альпійського складчастого поясу (рис. 1.1). Басейнова система неогенового періоду становить приблизно 600 км зі сходу на захід і 500 км з півночі на південь, за винятком пов'язаних Трансільванського та Віденського басейнів. Географічно вона лежить в межах альпійського гірського поясу східно-центральної Європи та обмежена Карпатськими горами на півночі та сході, Динарськими Альпами на півдні та Південними та Східними Альпами на заході.

Початком формування Паннонського басейну можна вважати пізній мезозой та кайнозой, коли відбувалося закриття моря Тетіс, що було спричинено зіткненням Євразійської плити з невеликими фрагментами кори попереду наступаючої Африканської плити. Це зіткнення створило Паратетіс і складчасті пояси Альпійського орогену, в межах якого сформований Паннонський басейн.

Паннонський басейн характеризується великою системою неогенових басейнів, що накладаються на внутрішні елементи сильно деформованих і складно розломних покривів мезозойських, палеозойських і докембрійських порід Альпійсько-Карпатського складчастого поясу (рис. 1.1).

Дотретинний фундамент системи Паннонського басейну складається з комплексу магматичних, метаморфічних та осадових порід докембрійського, палеозойського та мезозойського, палеогенового віку які були сильно деформовані при формуванні покривів Внутрішньокарпатського складчастого поясу.

З пізнього еоцену до раннього міоцену накопичувалися переважно епіконтинентальні, здебільшого морські відклади, тоді як флішеві відклади накопичувалися в окраїнних областях і жолобах.

Задугова басейнова система розтягання, яка була створена в міоцені (≈23 млн. років тому) на деформованих більш старих породах у регіоні Центрального Паратетису, характеризувалася потужними морськими, солонуватими, озерними, континентальним і річковим уламковим осадконакопиченням.

Синрифтові відклади (20,4-7,2 млн. років тому) накопичувалися в межах активних, розривних басейнів, грабенів і напівграбенів, а також басейнів зсуву. Осадконагромадження спершу обмежувалося окраїнними суббасейнами Паннонської системи, а з часом стало більш поширеним, що призвело до пропорційно великої потужності синрифтових відкладів у окраїнних областях, таких як у Закарпатська западина.

Пострифтовий цикл осадконагромадження (7,2-3,6 млн. років тому) фіксує ізоляцію Паннонського басейну від моря Тетіс і еволюцію великого «озера», яке згодом було заповнене осадами, принесеними в основному з півночі та заходу. Площа являє собою основний приплив осадів, і більша частина заповнення системи Паннонського басейну належить до цього пострифтового етапу, особливо у внутрішніх суббасейнах. Осади в основному недеформовані та без дефектів, за винятком особливостей ущільнення над підйомами фундаменту та деформації, пов'язаної з пізнішими зсувами та соляною тектонікою. (*Goutorbe, 2011; Ніколаєв, 1986*).

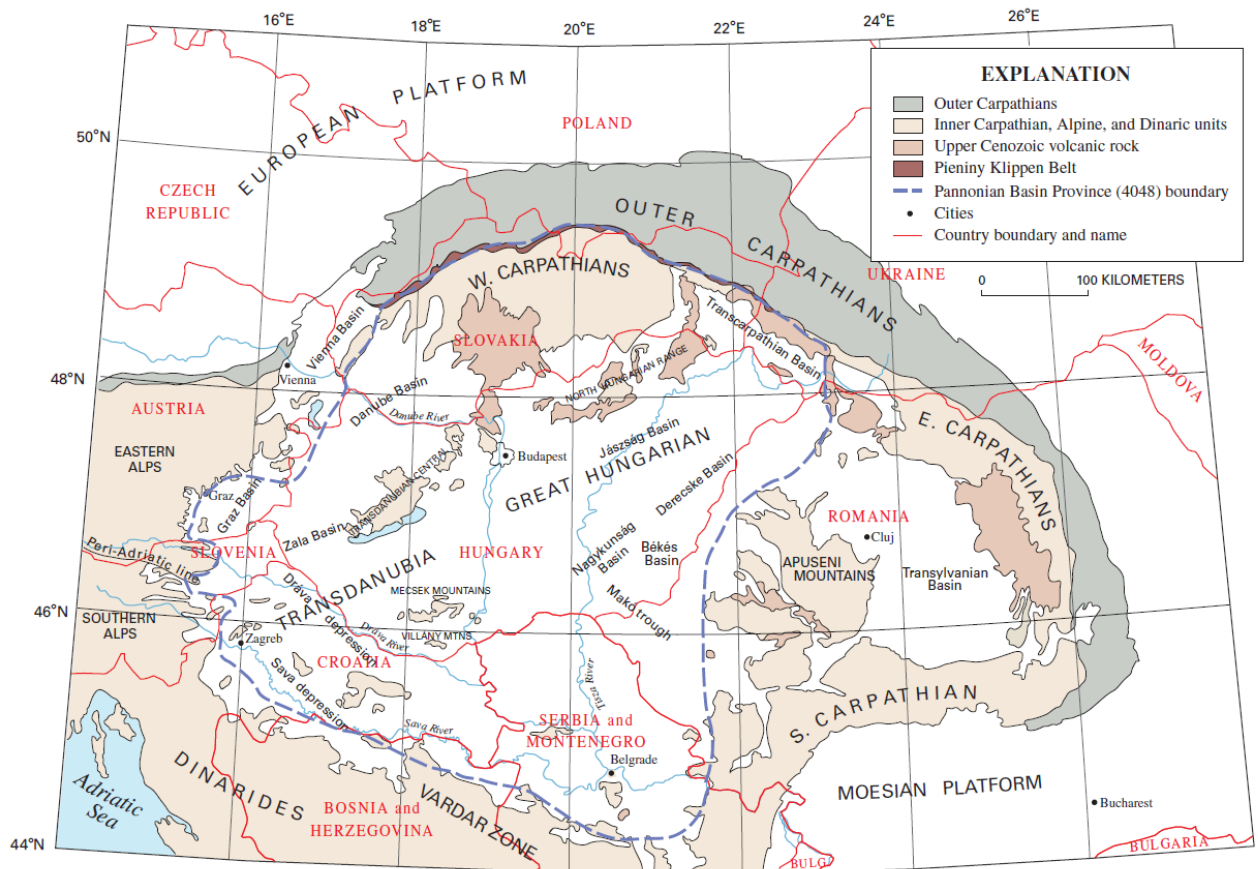


Рис. 1.1 - Головні структурні елементи Паннонського басейну. З цієї карти випливає що Паннонський басейн складається із багатьох різних басейнів, а Закарпаття розділяється на дві частини Вигорлат-Гутинським пасмом (Goutorbe, 2011).

### 1.1.2 Закарпатська западина

В структурному відношенні Закарпатський прогин належить до Альпійського орогену Карпат, і розташовується у північній частині Паннонського басейну, з заходу та сходу межує із П'єнінським поясом Кліппена, на півночі із Зовнішніми (Українськими) Карпатами.

Прогин розвинутий на гетерогенному дислокованому донеогеновому фундаменті, який складає перший структурний поверх.

Неогенові відклади представлені моласовими, флішевими, соляними, вулканогенними формаціями, відносно полого залягають із виразною блоковою будовою із поширенням соляних діапирів.

Особливе значення, в контексті мети роботи, мають соляні та вулканогенні формації, які в межах Закарпаття поширені нерівномірно.

Закарпатську западину прийнято поділяти на Чоп-Мукачевську (Чопську або Мукачевську) та Солотвинську западини, які розділяються Вигорлат-Гутинським вулканогенним пасмом. Характер залягання донеогенового фундаменту, літофаціальна характеристика неогенових відкладів дозволяють стверджувати про одночасне формування обох западин.

В межах Закарпатської западини, яка в першому наближенні нагадує граден Пн-Зх – Пд-Сх простягання, виділяють наступні повздовжні елементи:

- 1) Граничний із Карпатами моноклінальний борт: моноклінальне залягання, потужність міоценових відкладів до 700 метрів, перетинається вулканами Вигорлат-Гутинського пасма;
- 2) Центральна зона антиклінальних складок з двома регіональними (північна та південна) синкліналями: поширені явища соляного діапіризму, потужність міоценових відкладів до 2500 метрів, найсуттєвіше дислокована зона;
- 3) Припаннонська зона глибинних розломів із горстовою будовою: припіднятий блок із неогенвміщуючими породами, проявлений вулканізм.

Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо формує своєрідний покров, що граничить із Закарпатською западиною на півночі (в західній частині западини), та перетинає її в меридіональному напрямку приблизно посередині.

За віком та складом вулканічні формування поділяють на три етапи: дирифтовий (за старою термінологією – геосинкланальний, до 23 млн. років тому), синрифтовий (орогенний 20,4-4,5 млн. років тому) та пострифтовий (2-4

млн. років тому). В свою чергу, вулканізм синрифтового етапу розділяють на 4 фази: 20,4-11,5; 9-6,5; 6,5-5,5; 5,5-4,5 млн. років тому (Додаток Б та В). Важливою особливістю такої схеми є те, що до уваги приймається не лише Вигорлат-Гутинське пасмо, а і усі інші вулканогенні формування Закарпаття (розломні дайки та прототипи щитових вулканів, вулканічні покриви тощо) (Буров, 1971; Малєєв, 1961).

## 1.2 Загальна характеристика теплового поля Землі

### 1.2.1 Джерело енергії

Проблема теплового поля, в наукових колах, сприймається двояко: з одного боку теплове поле розглядається у масштабі Землі, її оболонки, загального теплового балансу та походження теплового поля; з іншого – фокус зміщений на верхні частини земної кори із залученням теплових ресурсів в енергетичну систему людства. В даній дипломній роботі теплове поле розглядається з другого боку.

Однак, розуміння походження теплового поля є важливим для поставлених завдань.

Перші пояснення природи теплового поля датуються сивою давниною, і стрімко розвиваються на межі XIX-XX століть [8]. На сьогодні панують погляди що джерела теплової енергії на Землі, як і на будь-якій іншій планеті, можна розділити на дві групи: джерела, що **генерували** теплову енергію в **минулому** (аккреція, загальна диференціація планети, розпад короткоживучих радіоактивних ізотопів) що призводить до накопичення більшої частини цієї енергії всередині планети, а також **джерел постійної генерації** теплової енергії (радіогенне тепло від розпаду довгоживучих радіоактивних ізотопів, подальшої диференціації, енергії припливів, хімічних реакцій тощо) (Табл. 1).

Таблиця 1. Джерела тепла планети Земля (Erpelbaum, 2014).

Джерело енергії	Енергія, що виділяється протягом життя Землі ( $n \cdot 10^{30}$ Джоулів), на думку авторів:						
	Автори	Монін, 1977	Адушкін та Вітяєв, 2007	Орлюнок, 2000	Сорокін та Ушаков, 2002	Поллак, 1997	Хенкок та Скіннер, 2000
Акреція					232	224	249
Диференціація речовини планети		16,1	15	15-50	16,84		
Сепарація ядра					14,03	14,93	16,1
Енергія падіння метеоритів			200				
Короткоживучі ізотопи			1				
Довгоживучі ізотопи		9	4	до 12	4,33		8
Енергія пружних деформацій планети			1	12			
Хімічні реакції та фазові переходи			1	1,7			
Сонячна енергія			2500				
Колізія із тілом, розміром Місяця						44,8	

Із аналізу Таблиці 1 випливає, що існує багато поглядів на джерела енергії Землі та їх кількісні співвідношення. Однак слід відзначити, що такі процеси як акреція, диференціація речовини та розпад довгоживучих ізотопів розглядаються у багатьох моделях.

### 1.2.2 Теплоперенос

Окрім утворення тепла, важливими є способи його «міграції». Передача тепла (тепловий потік), розглядається як механізми, які передають енергію та ентропію з одного місця в інше. До них належать:

Кондукція – передача енергії, що виникає внаслідок різниці температур між сусідніми частинами тіла і пояснюється обміном енергією між сусідніми молекулами та електронами в провідному середовищі. Тепло, що передається між напівзастигли батолітом та скелетом вміщуючих його порід, передається кондуктивно. В літосфері переважає кондуктивний теплоперенос.

Конвекція – процес, за якого тепло передається рухом нагрітої речовини, наприклад повітря, води, розплаву тощо. Природна конвекція є результатом тенденції речовини розуцільнюватися при нагріванні і підніматися вгору в результаті збільшення плавучості. Цей тип переміщення відбувається, наприклад, при циркуляції підземних вод, які також можуть бути підігріті напівзастигли батолітом.

Теплове випромінювання, процес, під час якого енергія у формі електромагнітного випромінювання випромінюється нагрітою поверхнею в усіх напрямках і рухається безпосередньо до місця поглинання зі швидкістю світла. Прикладом такого виду теплопередачі є сонячне випромінювання, яке постійно діє на планету Земля (*Веб-енциклопедія «Британіка»*).

### 1.2.3 Фізичні величини для опису теплового поля

Важливими є фізичні величини, які описують теплове поле. Найуживанішими із них є:

Щільність теплового потоку – вектор, що направлений в бік, протилежний градієнту температури, кількісно відповідає кількості теплоти, яка проходить через одиницю площі ізотермічної поверхні за одиницю часу. Вимірюється у  $[Q]=\text{Вт}/\text{м}^2$ . У літературі до терміну щільність теплового потоку вживають синонім – потужність теплового потоку.

Теплопровідність – характеризує здатність середовищ і гірських порід передавати тепло.  $[\alpha]=\text{Вт}\cdot\text{К}/\text{м}$ ,  $\alpha = Q/\text{grad } T$ , де  $Q$  – щільність теплового потоку,  $\text{grad } T$  – температурний градієнт (*Безродна, 2018*).

#### 1.2.4 Вимірювання температурних градієнтів у свердловинах

Вимірювання теплових градієнтів на великих глибинах проводяться в свердловинах за допомогою стандартних електротермометрів та термісторних термометрів, волоконно-оптичних датчиків тощо [Кутас, 1971; Eppelbaum, 2014]. При цьому припускається, що температура бурового розчину який заповнює свердловину відповідає температурі оточуючих порід. Циркуляція бурового розчину є неприпустимою, а отже необхідно вистояти свердловину. За експериментальними даними (Кутас, 1971) оптимальний термін вистойки – якнайдовше, не менше 10 днів (рис. 1.2).

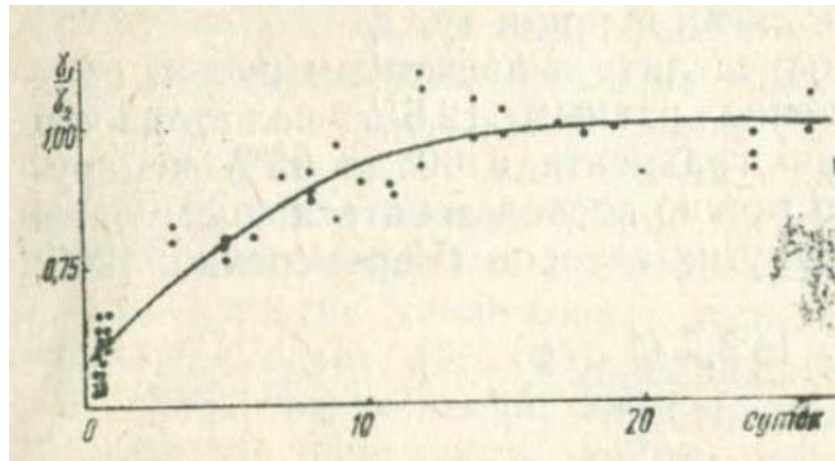


Рис. 1.2 - Зміна геотермічного градієнту, в залежності від терміну «вистойки» свердловини (Кутас, 1971).

Проте вистойка свердловини не гарантує надійні дані про тепловий градієнт, оскільки навіть невеликі дебіти газу в свердловині призводять до порушення рівноваги.

Ще складніша справа із вимірюванням теплового потоку, оскільки він потребує відомостей про теплопровідність гірських порід в природньому заляганні. Складність полягає у тому, що лабораторні дослідження керну відображають теплопровідність породи лише в першому наближенні, оскільки

гірські породи позбавили умов природнього залягання (*Кутас, 1971; Кутас, 2014*).

Хоча багато технічних моментів складно врахувати при обробці та інтерпретації фактичного матеріалу дипломної роботи, вважатимемо що заміри теплового потоку отримані із дотриманням всіх необхідних умов.

#### 1.2.5 Регіональні особливості теплового потоку

Регіональні особливості щільності теплового потоку кросс-корелюються із наступними спостереженнями: розрахункова теплогенерація, потужність верхньої та середньої кори, аномалії щільності верхньої мантії, топографія, вік порід, потужність літосфери та градієнт її зміни, потужність осадових відкладів, вік початку та кінця формування басейну, вік початку та тривалість рифтової фази, верхньо-мантіїні швидкісні аномалії, вік останньої термотектонічної події, типу басейну, дистанція до найближчих рифтів, розломних та трансформних зон тощо. Звичайно, деякі фактори мають подібну природу, а також різну вагу на результуючий (фактичний) тепловий потік (*Goutorbe, 2011*).

Загалом можна зазначити деякі закономірності: зростання щільності теплового потоку при зменшенні геологічного віку регіону, зростання щільності теплового потоку в окраїнних континентальних обстановках (зона субдукції, колізії, обдукції, океанічного спредінгу) та в деяких внутрішньоплитних обстановках (гарячі точки, континентальний рифтинг тощо), зростання щільності теплового потоку зі зростанням активності тектонічних рухів, суттєве зростання щільності теплового потоку в зонах розвитку вулканізму.

### 1.3. Характеристика теплового поля Закарпатської западини

У світовому масштабі Закарпатська западина не виділяється, натомість Паннонський басейн вирізняється дещо підвищеними значеннями щільності теплового потоку (рис. 1.3)

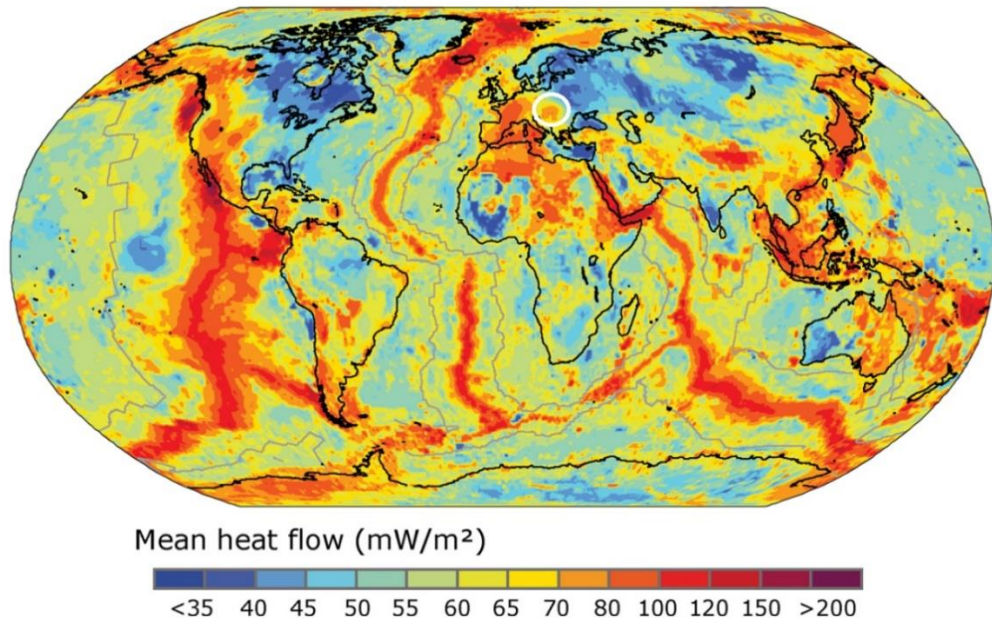


Рис. 1.3 Карта теплового потоку світу. Білим колом обведено Паннонський басейн, який генералізовано щільністю потоку 65-80 мВт/м<sup>2</sup> (Eppelbaum, 2014).

На карті теплового потоку Паннонського басейну, Закарпатська западина характеризується підвищеними високоградієнтними значеннями (рис 1.4).

Підвищенні значення щільності теплового потоку характерні для осередків кайнозойського вулканізму, так званого Внутрішньокарпатського вулканічного поясу (рис. 1.5) (Приходько, 2020). В межах Закарпаття вулканічний пояс структурно успадковує П'єнінський пояс Кліппена, хоча це і різні геологічні формації (вулканічна та осадова).

Інша робота (Локтєв, 2020) свідчить про сильнішу кластеризованість теплового поля (у вигляді градієнтів температури), на що вочевидь впливає різний вік окремих вулканічних апаратів, та локалізація аномалій теплового поля в обмеженому просторі (рис. 1.6).

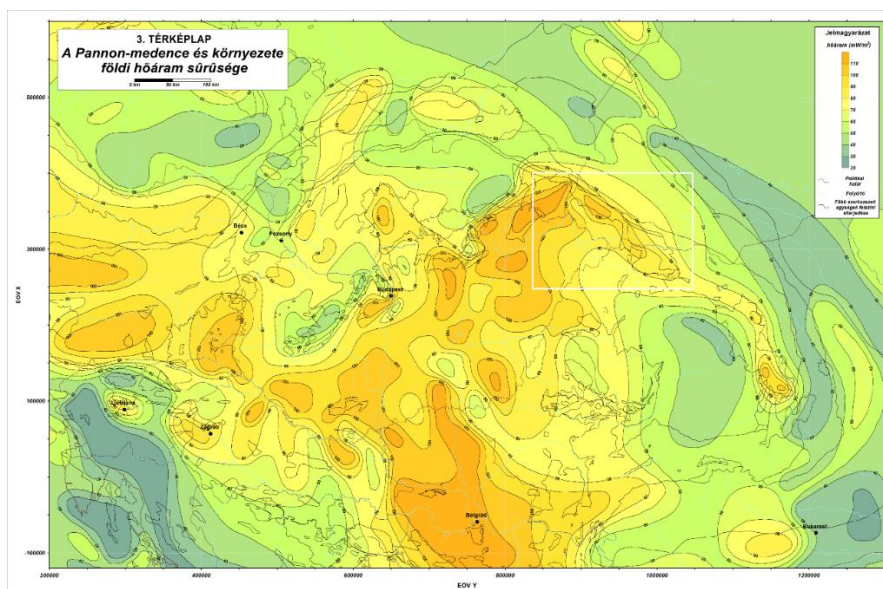


Рис. 1.4 - Карта теплового потоку Паннонського басейну. Білим прямокутником обведено Закарпатську западину (Атлас Паннонського басейну).

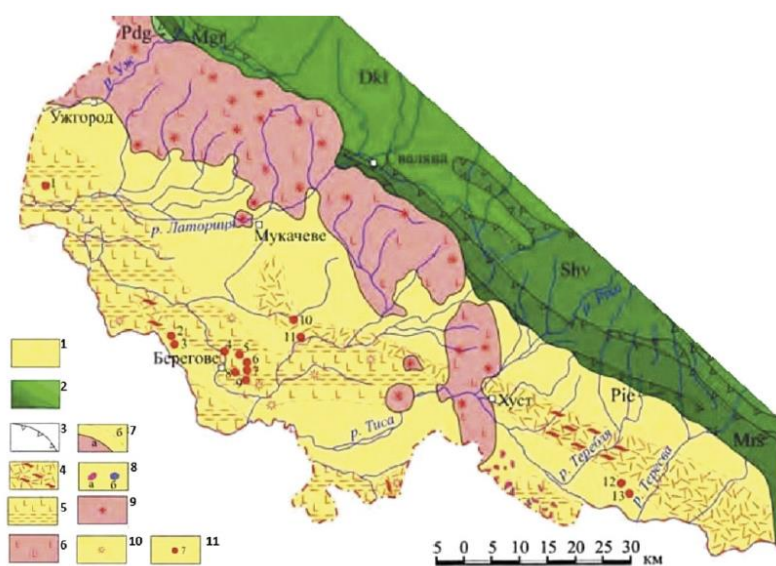


Рис. 1.5 - Поширення кайнозойських вулканітів [4] 1 – автохтонний Закарпатський моласовий прогин; 2 – алохтонні зони Карпат; 3 – межі Карпатських зон; 4, 5, 6 – міоценові магматичні комплекси; 7 – межі поширення магматичних комплексів (а – на поверхні, б – поховані); 8 – інтрузії (а – кислі, б – основні); 9 – вулканічні центри; 10 – поховані вулканічні центри; 11 – місця розміщення Закарпатського мезозойського вулканічного комплексу з нумерацією свердловин.

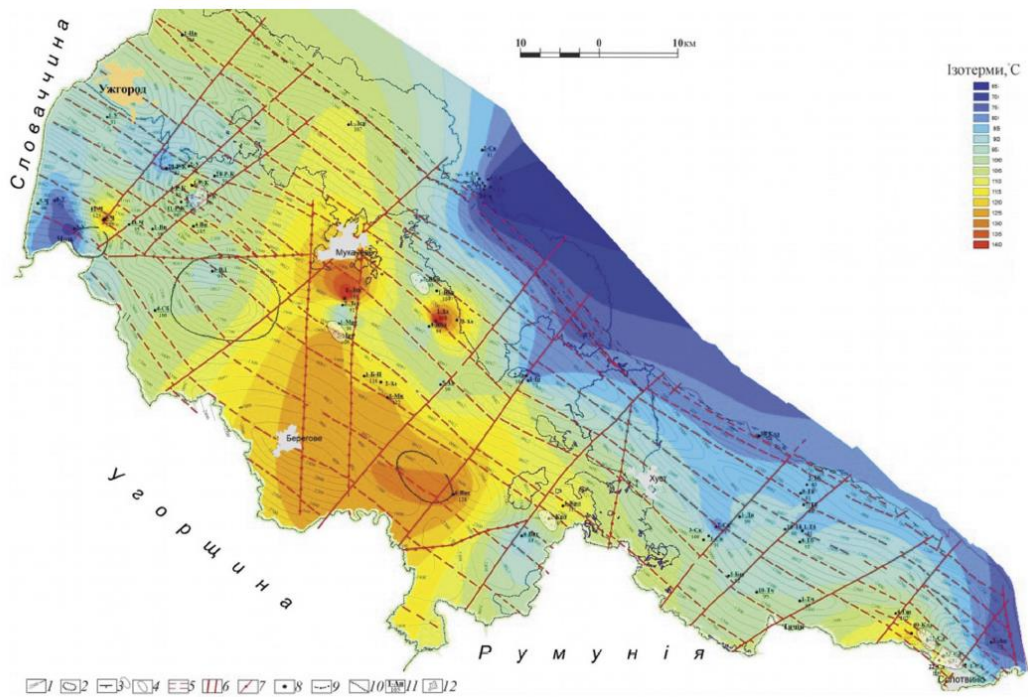


Рис. 1.6 - Карта розподілу температур на гіпсометричному рівні -2000 м з накладеною структурною картою поверхні донеогенової основи: 1 – ізогіпси донеогенової поверхні, м; 2 - палеовулкани; 3 – лінії насувів; 4 – газові родовища; 5 – повздовжні розломи; 6 – поперечні розломи; 7 – меридіональні розломи; 8 – глибокі свердловини; 9 – лінія державного кордону; 10 – границі Вигорлат-Гутинської гряди та вулканічного пасма Шолес; 11 – у чисельнику: номер та назва свердловини, у знаменнику: температура °С на абсолютній позначці -2000 м; 12 – міста (Локтєв, 2020).

#### 1.4 Загальна характеристика гравітаційного поля

Математична модель реального гравітаційного поля Землі досить складна. Це пояснюється перш за все тим, що зовнішня поверхня Землі має складну форму, а також внутрішня будова є складною. Густина порід змінюється від поверхні Землі до її центра, а також в горизонтальному напрямку. Тому гравітаційне поле Землі розподіляється на дві частини: нормальне і аномальне.

### 1.4.1 Нормальне гравітаційне поле

Нормальне гравітаційне поле представляє просту модель, що наближено відповідає реальній Землі. Модель гравітаційного поля, що використовується для опису, називається нормальним гравітаційним полем. Для приближення реальної Землі використовується еліпсоїд обертання, поверхня якого є рівневою (*Безродний, 2017*). Цей еліпсоїд називається рівневим еліпсоїдом і має задовольняти умовам:

- Центр еліпсоїда співпадає з центром Землі;
- Еліпсоїд має обертатися з тією ж швидкістю, що і Земля;
- Маса еліпсоїда має відповідати масі Землі;
- Гармонічні коефіцієнти другого порядку для еліпсоїда та Землі повинні співпадати;
- Нормальні потенціали сили тяжіння на поверхні еліпсоїда та рівневій поверхні, що проходить через точку відліку висот, мають співпадати.

Геоїд є подальшим кроком у наближенні до дійсної форми Землі після використання земного еліпсоїда. Геоїд - це поверхня рівноваги, яка співпадає з незбуреним рівнем води на океанах і продовжується під континентами. У кожній точці цієї поверхні сила тяжіння направлена по нормалі до неї. Геоїд знаходиться близько до загального земного еліпсоїда, іноді виходячи понад нього, іноді опускаючись під нього, але завжди залишаючись випуклим. Геоїд є використовуваною поверхнею відносності для всіх вимірних значень сили тяжіння. Фактично, порівняння значень сили тяжіння, які були виміряні на різних висотах, є складним завданням. Але застосовуючи редукцію цих значень на поверхню геоїда, ми приводимо їх до одного рівня і отримуємо можливість порівняти їх між собою.

Існує багато моделей нормального гравітаційного поля Землі (Міжнародний центр форми Землі). Кожна модель розглядає різні вхідні

параметри геоїда, поправки та редукції тощо. Для прикладу можна розглянути модель нормального гравітаційного поля Digital Gravitational Model – 1S (DGM-1S) (Рис. 1.7).

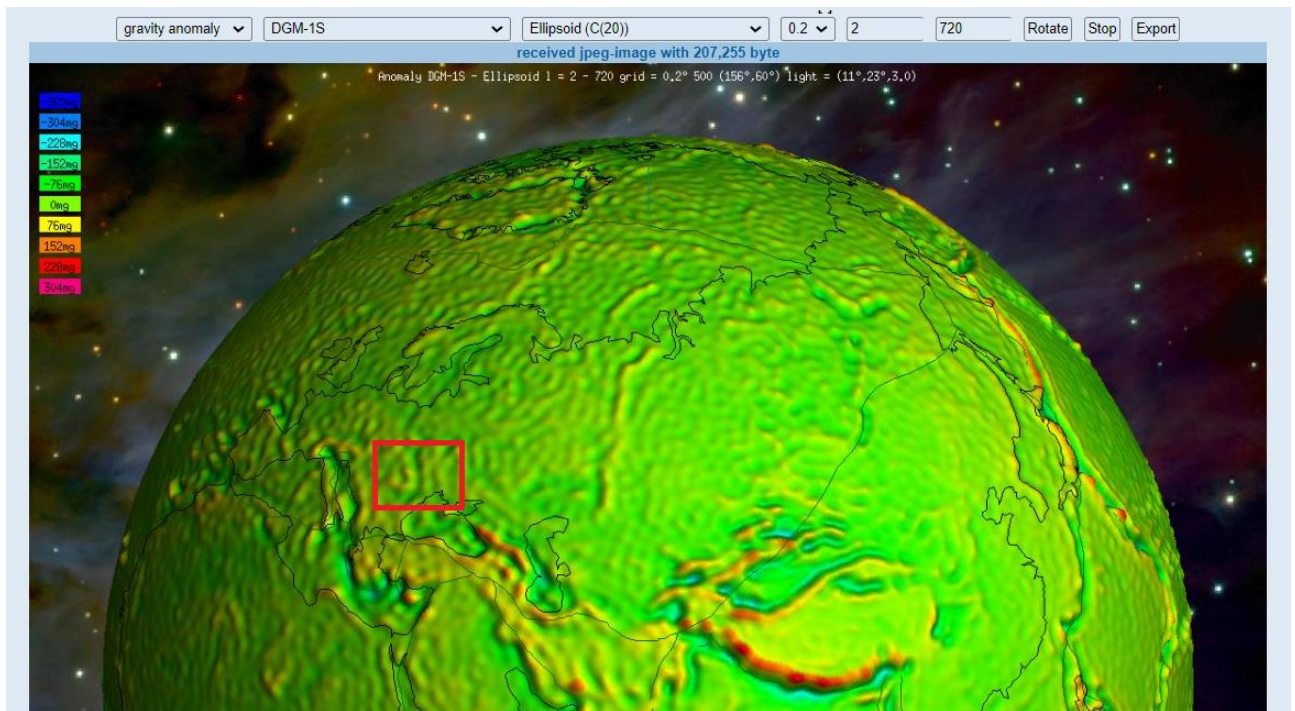


Рис. 1.7 - Нормальне гравітаційне поле за моделлю DGM-1S. Червоним прямокутником виділено орієнтовну область Українських Карпат та Закарпаття (Міжнародний центр форми Землі).

#### 1.4.2 Аномальне гравітаційне поле

Аномалією сили тяжіння розуміють різницю між виміряним (спостереженим) значенням сили тяжіння, яке віднесене до певної поверхні порівняння, та його теоретичним або нормальним значенням, яке визначається як модельне значення.

Аномальні гравітаційні поля пов'язані з неоднорідностями внутрішньої структури Землі, сучасними геодинамічними процесами, що відбуваються у надрах Землі, різкими змінами густини як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямках, висот пунктів спостереження, рельєфу навколишньої місцевості тощо.

При розрахунках аномалій сили тяжіння використовують різні поправки або редукації для виміряного або нормального значення сили тяжіння. Залежно від використаних коригувань розрізняють різні типи аномалій. Гравіметричні карти відображають поле аномалій сили тяжіння, включаючи аномалії Фая, Буге, Гленна, топографічні редукації тощо.

Редукація у вільному повітрі вводиться із міркувань про геодезичну висоту точки вимірювання, та відмінності цієї висоти від висоти еліпсоїда. Таким чином, редукація Фая (або у вільному повітрі) відображає густинну неоднорідність між точкою спостереження та точкою на еліпсоїді і може бути використана для характеристики неоднорідності гірських порід у цьому проміжку.

Поправка за денний рельєф місцевості вводиться із міркувань про притягання формами рельєфу точки спостереження. Тобто мета цієї поправки - змодельовати точку спостереження на горизонтальній поверхні, звести вплив надлишкових мас поруч ( в горизонтальній площині) нанівець.

Для подальшої геологічної інтерпретації, в роботі буде використана карта аномалій гравітаційного поля із врахуванням редукації Буге, що найширше використовується в подібних завданнях.

Редукація Буге інтегрує в собі поправки за вільне повітря, рельєф та притягання проміжного шару. Поправка про притягання проміжного шару вводиться із міркувань про знання речовинного складу порід між точкою спостереження та поверхнею еліпсоїда (частіше геоїда), і дозволяє підкреслити значення цих порід (щільнісних неоднорідностей) у формуванні аномального гравітаційного поля. Важливе значення має вибір густини проміжного шару, оскільки саме він є переважно «аномалієутворюючим». В нормативних документах по гравітаційній зйомці рекомендують обчислювати аномалії при двох значення густини 2,3 та 2,67 г/см<sup>3</sup>. У випадку значних варіацій густини гірських порід на робочій території, для виконання розрахунків редукації Буге

вводять різні значення густини для різних ділянок, що імовірно всього було зроблено для Закарпаття (Безродний, 2017; Міжнародний центр форми Землі).

### 1.4.3 Методика гравіметричних спостережень

По-перше, варто розрізняти різні типи зйомок в залежності від їх місця проведення. Серед них можна виділити наземні, морські, повітряні, підземні та свердловинні зйомки. Також важливо узгоджувати роботи за їх масштабом. Зйомки, що проводяться для виявлення регіональних аномалій та загальних закономірностей у структурі поля, виконуються в масштабах 1:200 000 та дрібніше і відображають глибинну будову літосфери. Однак, на основі результатів регіональних зйомок можна виділити окремі великі аномальні зони, де проводять пошукові зйомки. Вони виконуються в масштабах 1:100 000 - 1:50 000 і спрямовані на пошук корисних копалин, як впливає з їх назви.

Інтервал між точками профілю, або "крок за профілем", може дорівнювати відстані між самими профілями у випадку квадратної мережі зйомки. У разі прямокутної мережі зйомки, цей інтервал може бути меншим, не менш ніж у 5 разів.

Гравіметричні спостереження Закарпаття виконувалися наземно, в масштабі 1:200000. Для листів які описують Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо проводили пошукову гравіметричну зйомку масштабу 1:100 000 - 1:50 000. Інші відомості про методику гравіметричних зйомок Закарпаття поки невідомі.

Вимірювання сили тяжіння базуються на принципах того, що сила тяжіння здійснює вплив на вимірювальну систему: при вільному падінні, коливанні маятника або напруженої дуги, рівновага крутильних або пружинних терезів.

Абсолютними є вимірювання, коли вимірюється повна величина прискорення вільного падіння  $g$ .

Раніше, при перших зйомках ГК-200, вимірювання  $g$  проводили маятниковим способом. Коливання математичного маятника (його період) залежить від величини поля сили тяжіння. Абсолютні маятникові вимірювання досить трудомісткі: одне вимірювання може проводитися протягом декількох діб (аби підсікти невеликі відносні прирости). На результати маятникових спостережень істотно впливають похибки вимірювання довжини маятника і часу.

Зараз вимірювання абсолютного значення сили тяжіння виконуються за допомогою балістичних гравіметрів. Цей метод полягає у вимірюванні часу, протягом якого вільно падає пробна маса з відомої висоти в вакуумній камері. Використання таких гравіметрів, як ГАБЛ-Е, дозволяє досягти високої точності вимірювань сили тяжіння.

#### 1.4.4 Використання гравіметрії при регіональних геологічних дослідженнях

Гравіметрія використовується для виявлення та вивчення глибинних структурних елементів земної кори, наприклад блоків чи зон (рис 1.8), які відіграють важливу роль у геологічному розвитку різних регіонів і формуванні поверхневих структур, а також пов'язаних з ними родовищ корисних копалин (*Безродний, 2017*).

В гравітаційному полі спостерігаються інтенсивні регіональні гравітаційні аномалії в областях сучасного горотворення, таких як Українські Карпати. Ці аномалії можуть мати як від'ємні значення (негативні), що характерні для великих гірських піднять, так і позитивні значення, що відповідають западинам, включаючи сучасні морські басейни.

Гравірозвідка використовується для визначення меж та характеристик порід з різною густиною. Вона дозволяє контурити окремі петрографічні різновиди, які відрізняються за своєю густиною. Результати досліджень використовуються для створення петрощільнісних моделей регіону (рис.1.9).

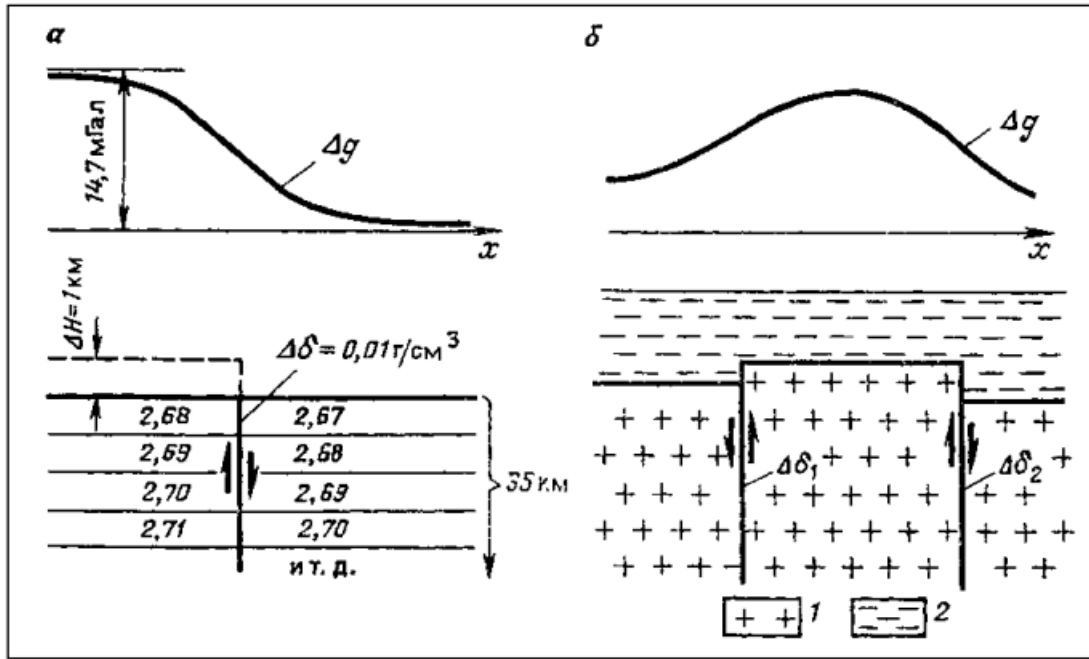


Рисунок 1.8 - Схема виникнення вертикальної границі густини в земній корі (а) і модель верхньої частини земної кори в умовах платформ (б) 1 – фундамент, 2 – чохол (Безродний, 2013).

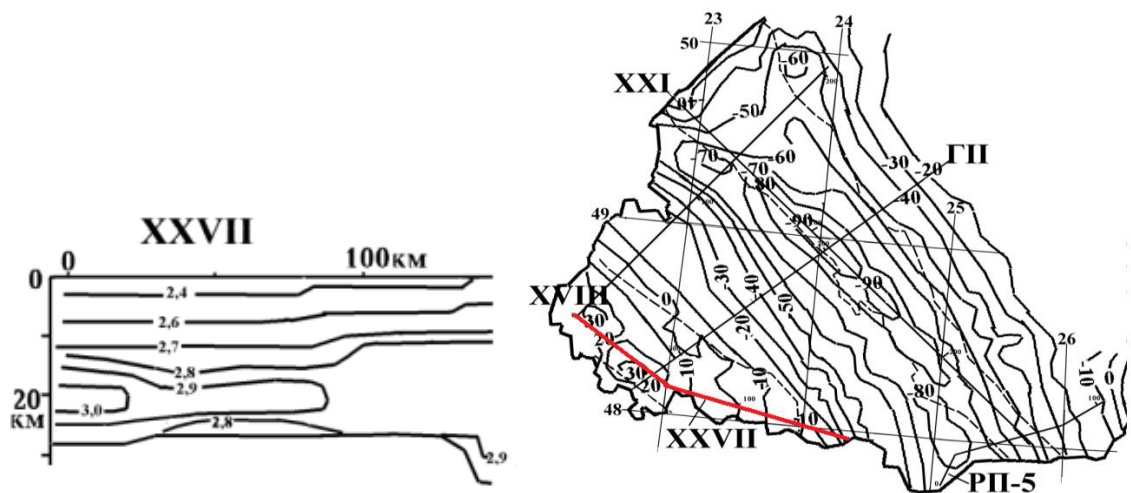


Рисунок 1.9 - Щільнісна модель Закарпатського прогину вздовж геотраверсу XXVII. За даними (Гордієнко, 2011).

## 1.5 Характеристика гравітаційного поля Закарпатської западини

Матеріали авторів (Орлюк, 2022) свідчать про сильну детермінованість гравітаційного поля в межах Карпатського регіону. Тільки для Закарпаття, інтенсивність аномалії Буге змінюється від -5 до +30 мГал, а горизонтальна градієнта регіональної компоненти від 0 до 0,9 мГал/км. Такого масштабу дані наводять авторів на думку про склад фундаменту, а саме мезо-палеозойський (рис. 1.10).

Локальні аномалії Буге Закарпатської западини характеризують дрібніші геологічні структури. Лінійність гравітаційних аномалій локальної компоненти є типовою (Орлюк, 2022) для Карпатського регіону і свідчить про наявність тектонічно-активних або вулканічних зон.

Натомість румунські дослідники (*Атлас Паннонського басейну*) виділяють регіональні аномалії Буге які об'єднують в собі Мукачевську западину і Вигорлат-Гутинське пасмо (до +20 мГал), і Солотвинську западину (до -20 мГал) (Додаток Г).

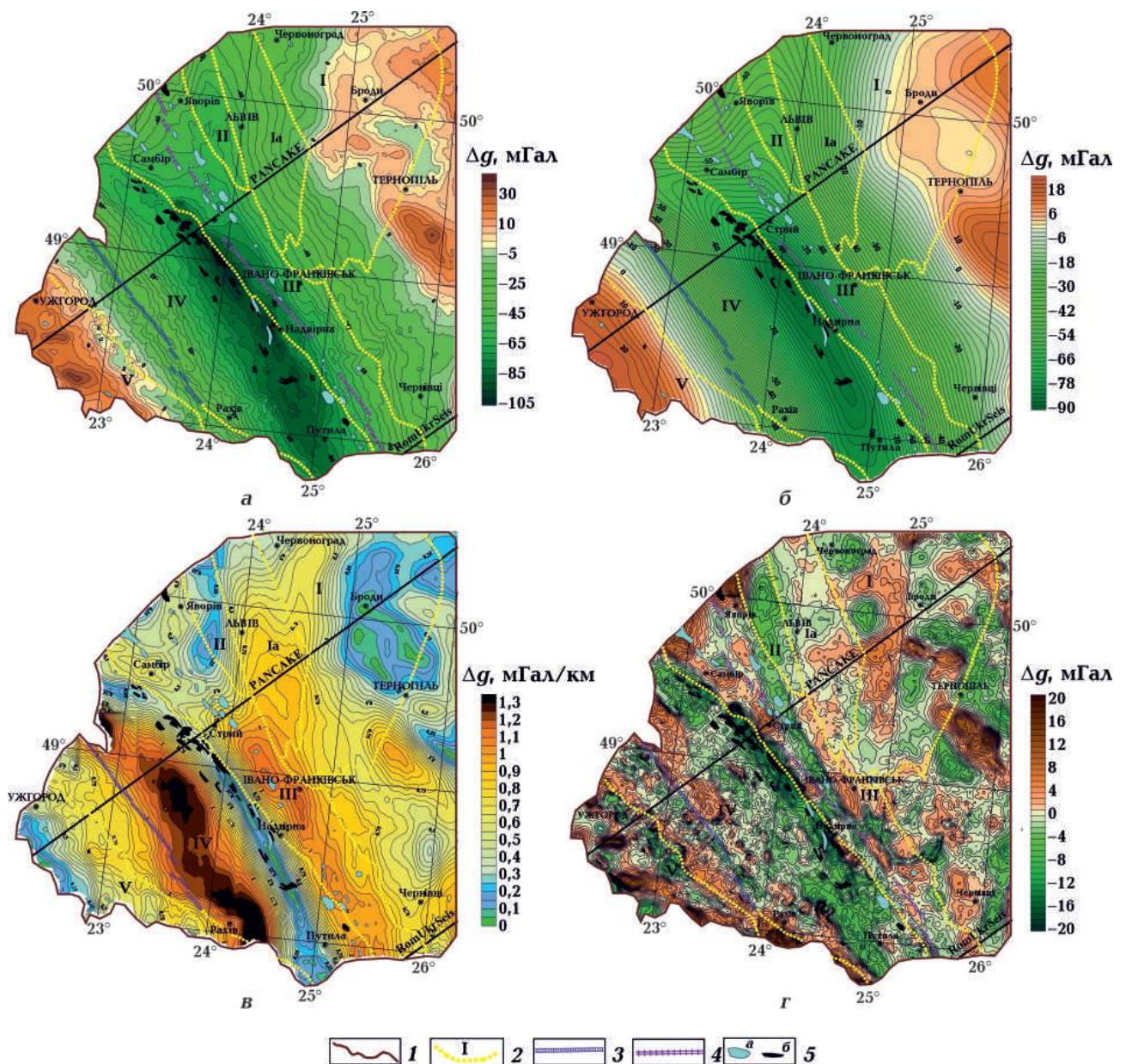


Рисунок 1.10 - Карта аномального гравітаційного поля Карпатського регіону: редукція Буге (а), її регіональна складова (б), горизонтальний градієнт (в), локальна компонента (г) (Єнтин, 2015; Орлюк, 2022).

В масштабі Паннонського басейну, Закарпатський прогин виділяється дещо по різному. Мукачевська западина (західна частина прогину) характеризується нижчими значеннями, в порівнянні із Солотвинською западиною (рис.1.11). Таку різницю автори (Bielik et al, 2005) пояснюють різною потужністю континентальної кори, де потужність Мукачевської западини – менша, приблизно 20-25 км, натомість в Солотвинській западині – 25-30.

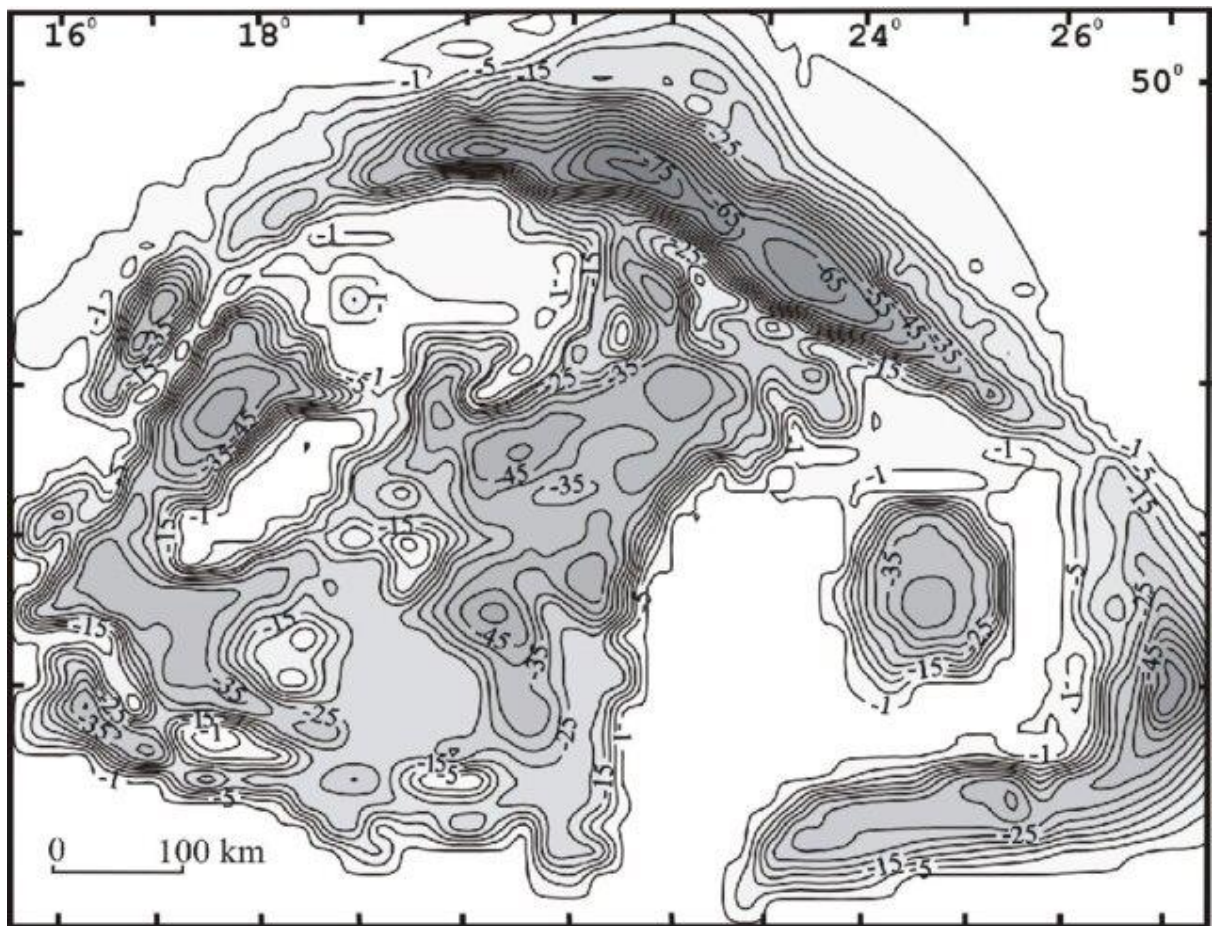


Рисунок 1.11 - Карта аномалій гравітаційного поля Паннонського басейну в редукції Буге (*Bielik et al, 2005*).

## СПЕЦІАЛЬНА ЧАСТИНА

### 2.1 Характеристика фактичного матеріалу

Фактичним матеріалом для виконання практичної частини дипломної роботи є (Додаток А):

- Геологічна карта масштабу 1:200000, М-34-XXXVI (Khust), L-34-VI (Baya-Mare), Карта аномалій гравітаційного поля ( $\Delta G$  в мГал, крок 1 мГал), Карта аномалій магнітного поля ( $\Delta T$  в нТл, крок 100 нТл), Замальовка тектонічної будови регіону.
- Дані по замірам теплого поля в свердловинах Закарпаття, із замірами теплового потоку, градієнтів та усередненої теплопровідності.

### 2.2 Оцифрування даних гравітаційного поля

Карта аномалій гравітаційного поля була прив'язана за у системі координат Pulkovo 1942 GK Zone 4, за кутовими точками ( $23^{\circ}$  -  $24^{\circ}$  східної довготи,  $47^{\circ}50'$  -  $48^{\circ}40'$  північної широти) (рис. 2.1).

Аномалії гравітаційного поля виникають при надлишку маси гірських порід у надрах, що впливає на швидкість прискорення в окремому місці. Позитивні аномалії пов'язані із підвищенням щільності гірських порід (основні вулканіти), негативні – при нижчій щільності гірських порід по відношенню до вміщуючих (кислі вулкани, соляні куполи).

Робота виконувалася у межах полігону  $23^{\circ}$  -  $24^{\circ}$  східної довготи,  $48^{\circ}$  -  $48^{\circ}20'$  північної широти, що зумовлено з одного боку відсутністю інформації для південної частини карти, а з іншого відсутністю даних по тепловому полю північніше  $48^{\circ}20'$  (св. Іршавська №1).

Після прив'язки растрового зображення карти було створено шейп-файл поліліній Gravi, додаткове атрибутивне поле – delta G, система координат – Pulkovo 1942 GK Zone 4.

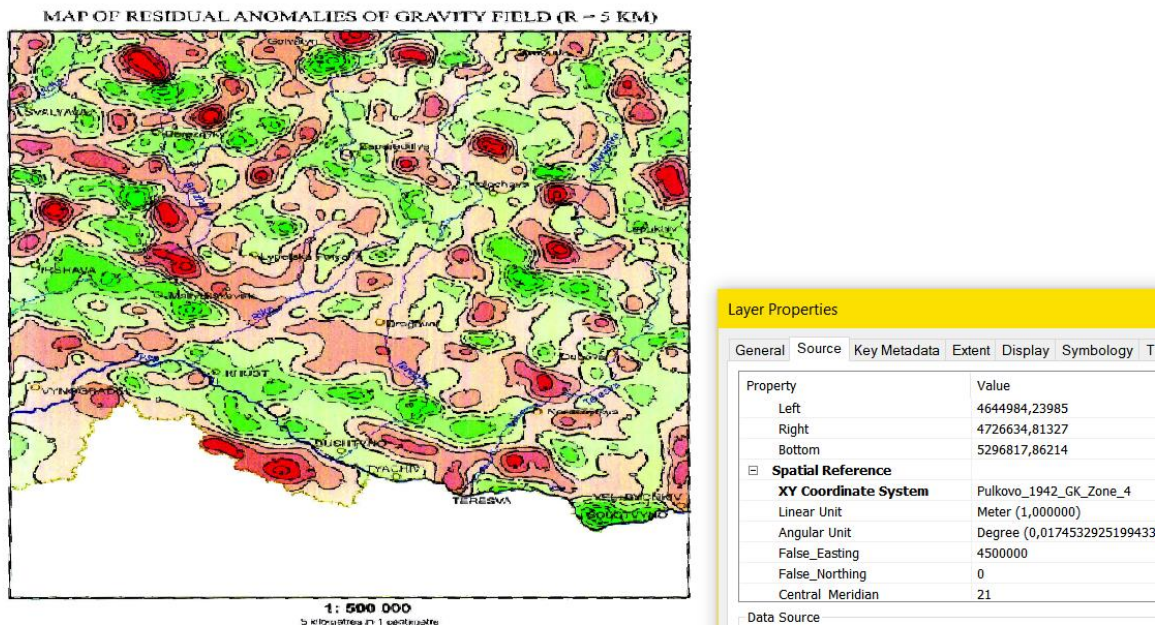


Рисунок 2.1 - Прив'язана карта аномалій гравітаційного поля.

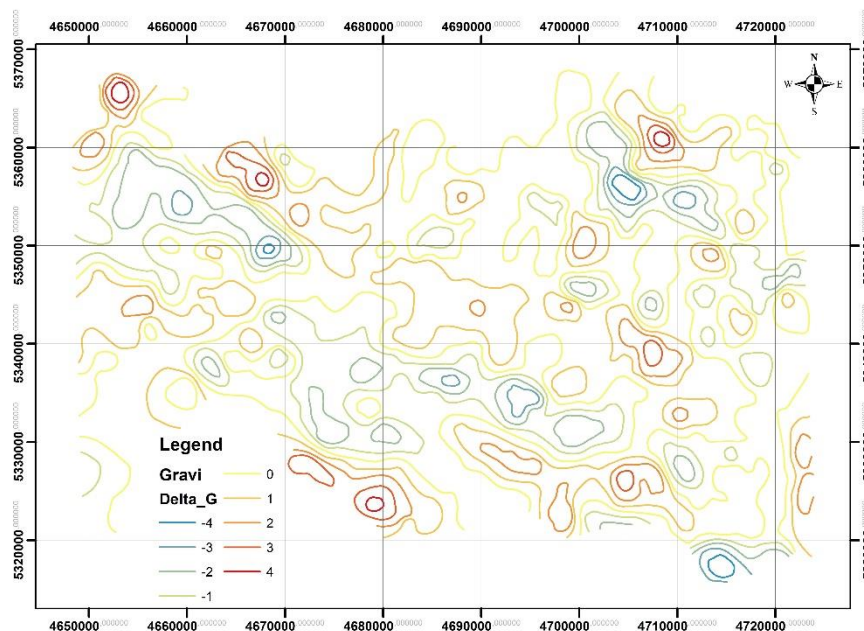


Рисунок 2.2 - Оцифровані дані карти аномалій гравітаційного поля. Ізолінії розфарбовані за допомогою функції Layer Properties – Symbology – Quantities – Graduated colors (9 класів, крок 1 мГал ).

Під час оцифрування було використано функції замикання точок поліліній (Snap) для замкнення контурів ізоліній та вручну вносилися дані по значенню полілінії (delta G). Результати оцифрування висвітлені на рис. 2.2.

Після завершення оцифрування, полілінії шару Gravi були згладжені за допомогою функції Smooth (Maximum allowed offset – 0,001) (рис 2.3).

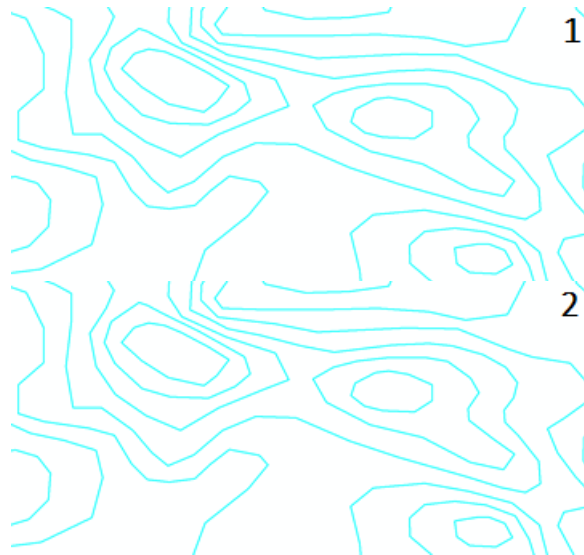


Рисунок 2.3 - Результати згладжування поліліній шару Gravi, де 1 – полілінії до згладжування, а 2 – після.

Наступним кроком було побудова поверхні (шару) гравітаційних аномалій. Для цього спершу шар поліліній Gravi було перетворено у шейп-файл точкових об'єктів Gravi\_points за допомогою функції ArcToolBox – Data Management Tools – Features – Feature Vertices to Points, шляхом відокремлення вузлів поліліній (рис. 2.4).

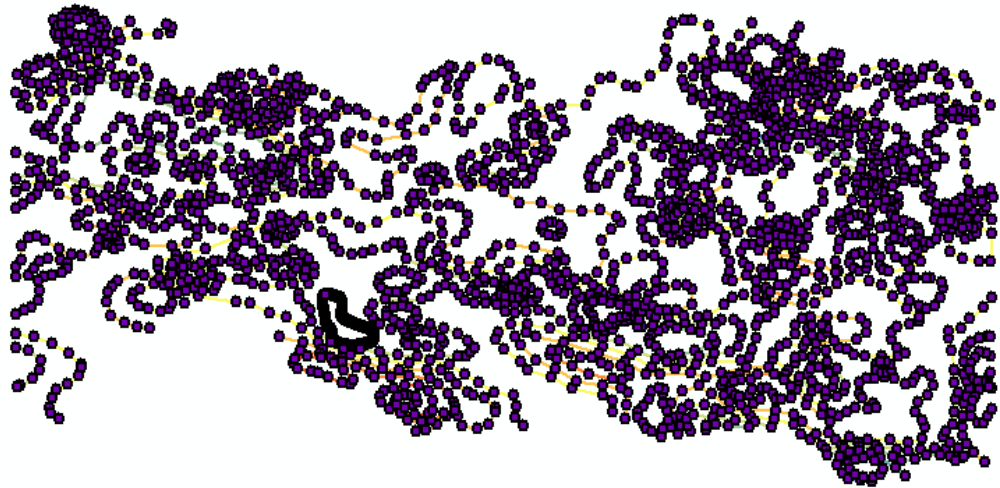


Рисунок 2.4 - Створений точковий шейп-файл Gravi\_points за допомогою функції Feature Vertices to Points

Побудова поверхні аномалій гравітаційного поля виконувалася за допомогою функції Geostatistical Analyst Tools – Interpolation – Empirical Bayesian Kriging по даним Gravi\_points при автоматично запропонованих параметрах кригінгу. У результаті створена цифрова карта аномалій гравітаційного поля південної частини листа М-34-XXXVI (Khust), L-34-VI (Baya-Mare) (рис. 2.5).

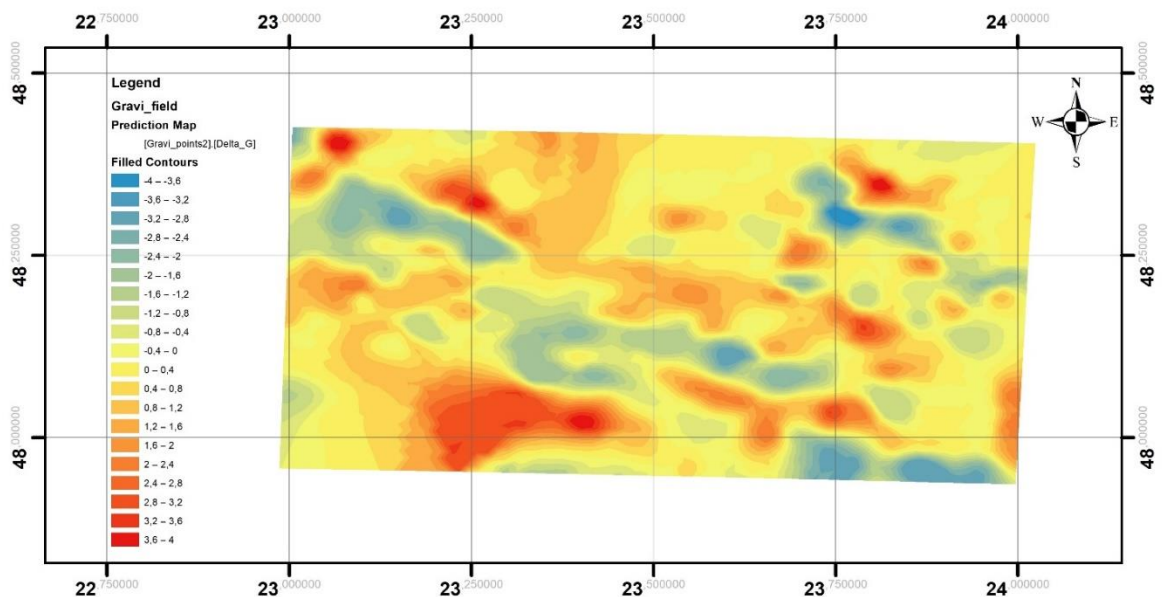


Рисунок 2.5 - Цифрова карта аномалій гравітаційного поля досліджуваної ділянки.

## 2.3 Кореляція гравітаційного та теплового геофізичних полів по свердловинам

Для кореляції значень гравітаційного та теплового геофізичних полів необхідно було доповнити табличні дані теплового потоку даними аномалій гравітаційного поля. Для цього було підготовлено .csv файл свердловин (Свердловини2.csv), додано в проект та відображено функцією Display XY Data (Рис. 2.6). У вхідних даних (ТС\_East(2).xls) містилися свердловини, що виходили за межі досліджуваної ділянки, тому свердловини західніше 23° східної довготи – не приймалися до уваги.

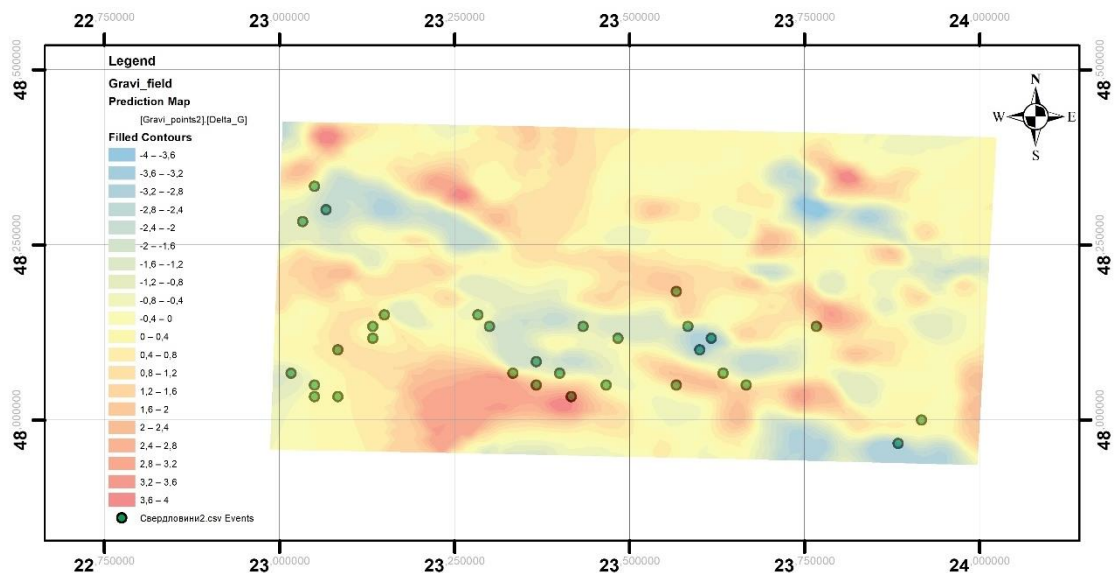


Рисунок 2.6 - Цифрова карта аномалій гравітаційного поля із винесеними свердловинами. Всього у межах досліджуваної ділянки 34 свердловини.

Біля кожної свердловини вручну бралися показники аномалій гравітаційного поля. За результатами накопичення та обробки даних було створено графіки залежності аномалій гравітаційного потоку від потужності теплового потоку (рис. 2.7) та теплового градієнту (рис. 2.8).

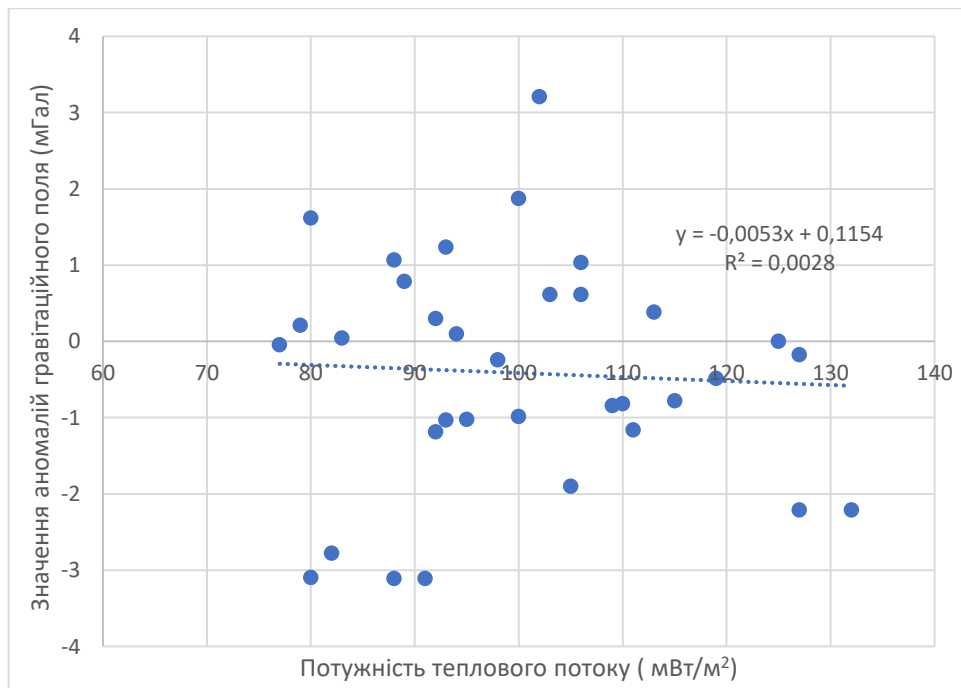


Рисунок 2.7 - Залежність значення аномалій гравітаційного поля від потужності теплового потоку. Величина достовірності апроксимації свідчить про практичну відсутність зв'язку між цими величинами.

Розрахований коефіцієнт кореляції становить -0,05287 (для  $\Delta G$ -Heatflow) та 0,1537 (для  $\Delta G$ -GradT), що свідчить про майже повну відсутність зв'язку між досліджуваними показниками.

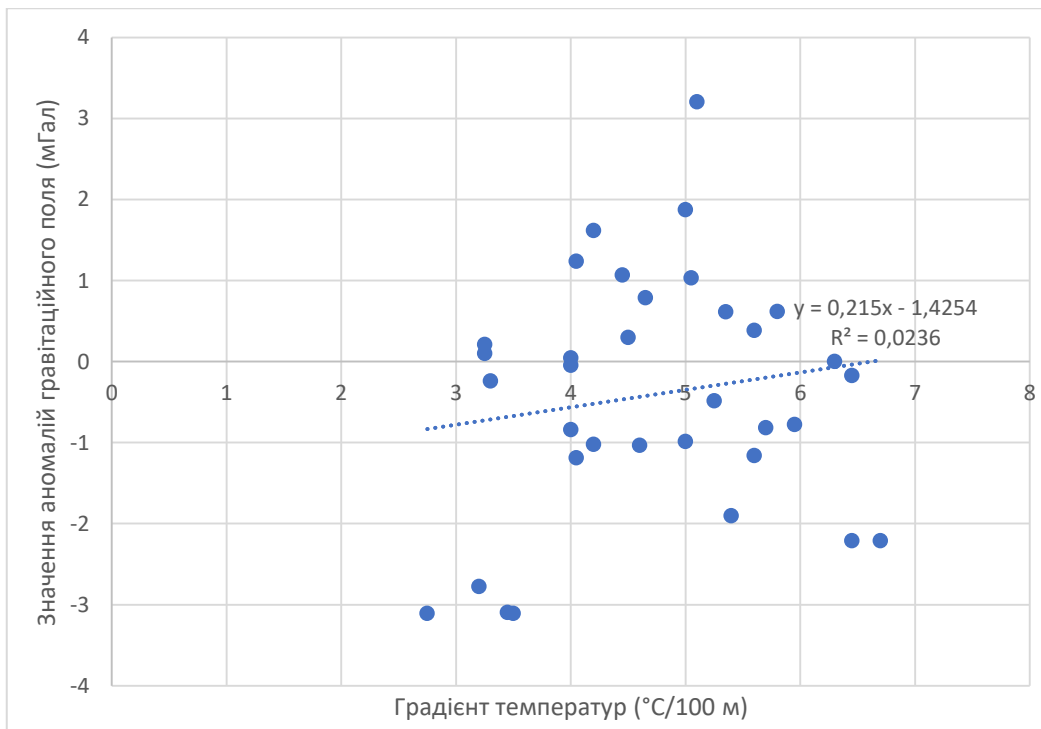


Рисунок 2.8 - Залежність значення аномалій гравітаційного поля від градієнту температури. Величина достовірності апроксимації свідчить про практичну відсутність зв'язку між цими величинами.

## 2.4 Кореляція гравітаційного та теплового геофізичних полів по площі дослідження

Такі результати не відповідають поставленій меті, тому для їх покращення автор вирішив провести кореляцію між побудованими поверхнями аномалій гравітаційного поля, теплового потоку та градієнту температур. Для цього спершу був опробований алгоритм Geostatistical Analyst Tools – Interpolation – Empirical Bayesian Kriging (для побудови поверхонь теплового потоку та градієнту температур), Spatial Statistics Tools – Analyzing patterns - Spatial Autocorrelation (Moran's I), але автору не вдалося отримати позитивних результатів.

Наступна ідея полягає в тому аби створити полігон точкових об'єктів, кожен з яких містить відповідні показники досліджуваних величин, із

наступною обробкою в Excel. Спершу для цього було опробовано алгоритм Data Management Tools – Sampling – Create Fishnet, але налаштування не дозволяють побудувати сітки точок із точним співпадінням координат, що призводитиме до зайвих неточностей. Тому для вирішення цього завдання, було використано програмний засіб Surfer.

Вхідними даними для побудови Grid-поверхонь у програмному засобі Surfer є: дані теплового поля в свердловинах (файл Свердловини2.csv), дані аномалій гравітаційного поля (файл Gravi\_points.xlsx)(рис 2.9).

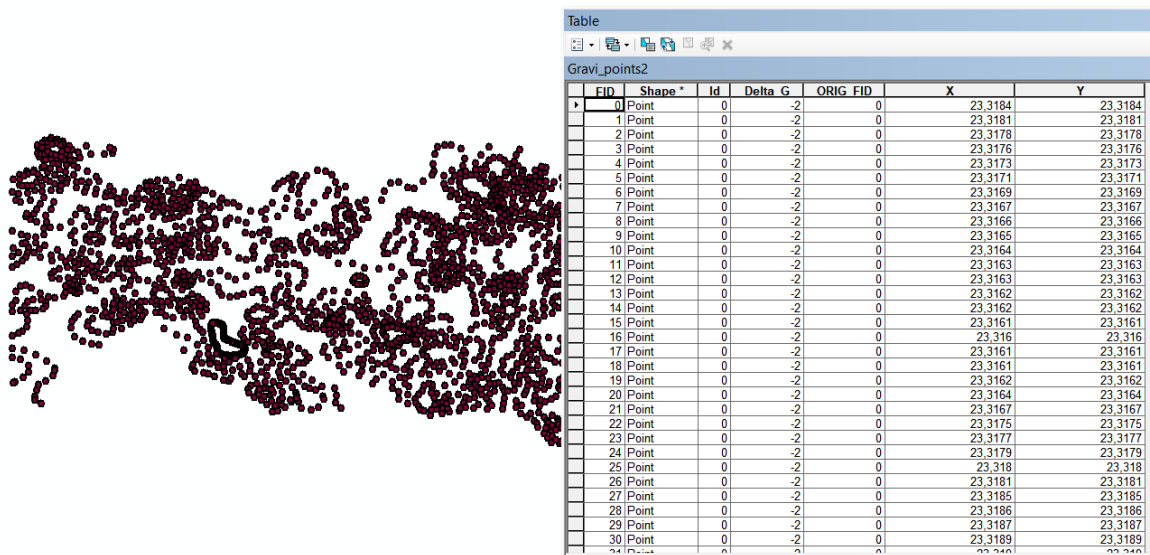


Рисунок 2.9 - Табличні дані шейп-файлу Gravi\_points, Open Attribute Table – Table Options – Add Field... - Fields “X”, “Y”; Open Attribute Table – Column Properties – Calculate Geometry – X coordinate/ Y coordinate; Open Attribute Table – Table Options – Export.

Для створення регулярної мережі точок ґрідy, необхідно в параметрах створення ґрідy вказати однакову геометрію, для прикладу взято файл Gravi\_points.xlsx (рис. 2.10).

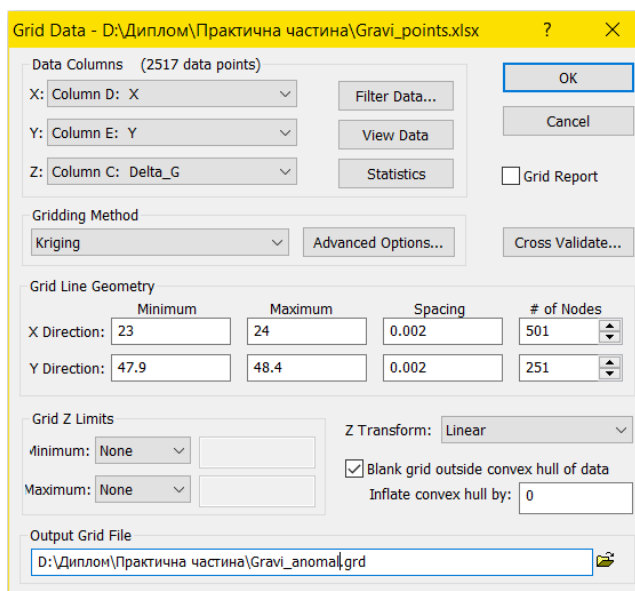


Рисунок 2.10 - Базові налаштування геометрії ґридів, на прикладі файлу Gravi\_points

Метод інтерполяції для усіх карт – Крігінг, при автоматичних налаштуваннях. У результаті створено три карти: Gravi\_anomal, Heatflow та Tgrad (рис. 2.11). Рішення використовувати автоматичне налаштування крігінгу пов'язане із неочевидністю певної анізотропії для геофізичних полів регіону вцілому. Тобто можна було б використовувати налаштування пошукового еліпсоїду, відштовхуючись від даних про регіональне теплове (Рис. 1.3) та локальне гравітаційне поле (Рис.2.2), але це б спотворило значення для східної частини карти. Цю проблему можна було б подолати кластеризацією геологічних об'єктів та налаштуванням крігінгу для кожного по окремо, але в даній роботі користуватимемося певним спрощенням.

Наступним кроком є вилучення вузлів ґриду. Для цього використовувався інструмент Grid – Convert... - ...dat. Дані кожного утвореного файлу поєднуємо на одному листі Excel (Analysis\_results – Fields). Для порівняння використовувалися комірки із наявними даними, тому все зайве було видалено (рис. 2.12).

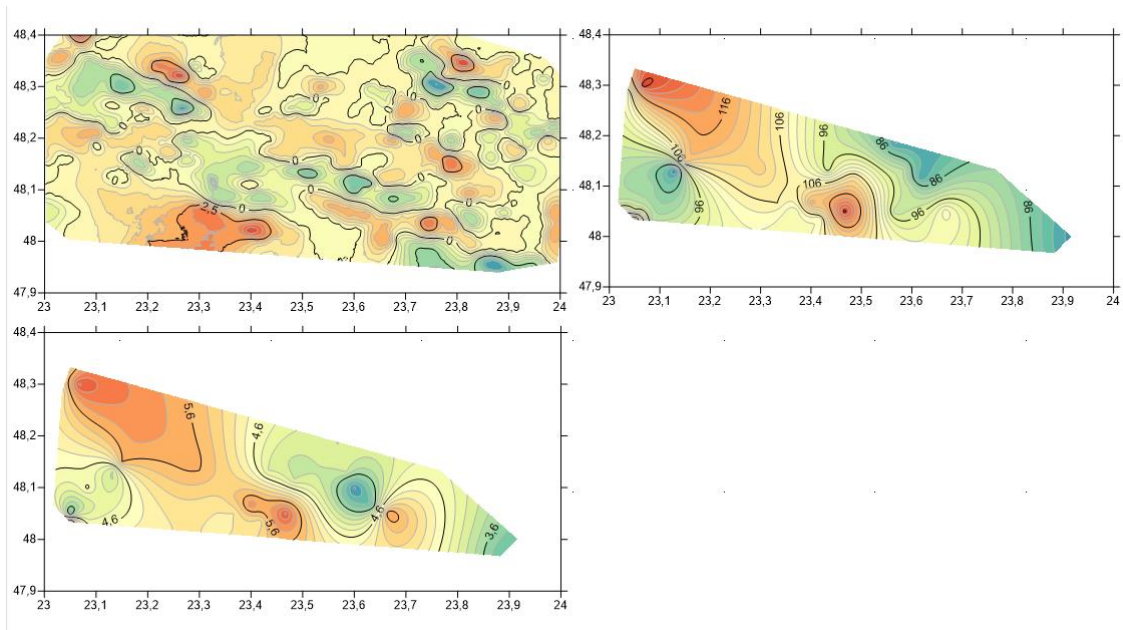


Рисунок 2.11 - Карты аномалій гравітаційного поля, потужності теплового потоку (із значеннями близькими 100) та температурного градієнту.

#	Y	X	detlaG	Heatflow	gradT	#	Y	X	detlaG	Heatflow	gradT
1	23	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17468	23,866	47,968	-3,32876	83,35698	3,385099
2	23,002	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17469	23,868	47,968	-3,31235	83,17227	3,361163
3	23,004	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17470	23,87	47,968	-3,26894	82,98838	3,337234
4	23,006	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17471	23,872	47,968	-3,20063	82,80539	3,313324
5	23,008	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17472	23,874	47,968	-3,11867	82,62343	3,289457
6	23,01	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17473	23,876	47,968	-3,03528	82,44272	3,26569
7	23,012	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17474	23,878	47,968	-2,9316	82,26375	3,2422
8	23,014	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17475	23,88	47,968	-2,82397	82,08859	3,219869
9	23,016	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17476	23,882	47,968	-2,71456	81,93163	3,205026
10	23,018	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17956	23,84	47,97	-1,77945	85,77621	3,697755
11	23,02	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17957	23,842	47,97	-1,91056	85,58491	3,674047
12	23,022	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17958	23,844	47,97	-2,04829	85,39384	3,650311
13	23,024	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17959	23,846	47,97	-2,19014	85,20303	3,626548
14	23,026	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17960	23,848	47,97	-2,33841	85,01251	3,602763
15	23,028	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17961	23,85	47,97	-2,48956	84,82229	3,578956
16	23,03	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17962	23,852	47,97	-2,6344	84,63241	3,555131
17	23,032	47,9	1,70E+38	1,70E+38	1,70E+38	17963	23,854	47,97	-2,77722	84,44201	3,531202

Рисунок 2.12 - Обробка даних ґридів із вилученням неінформативних комірок.

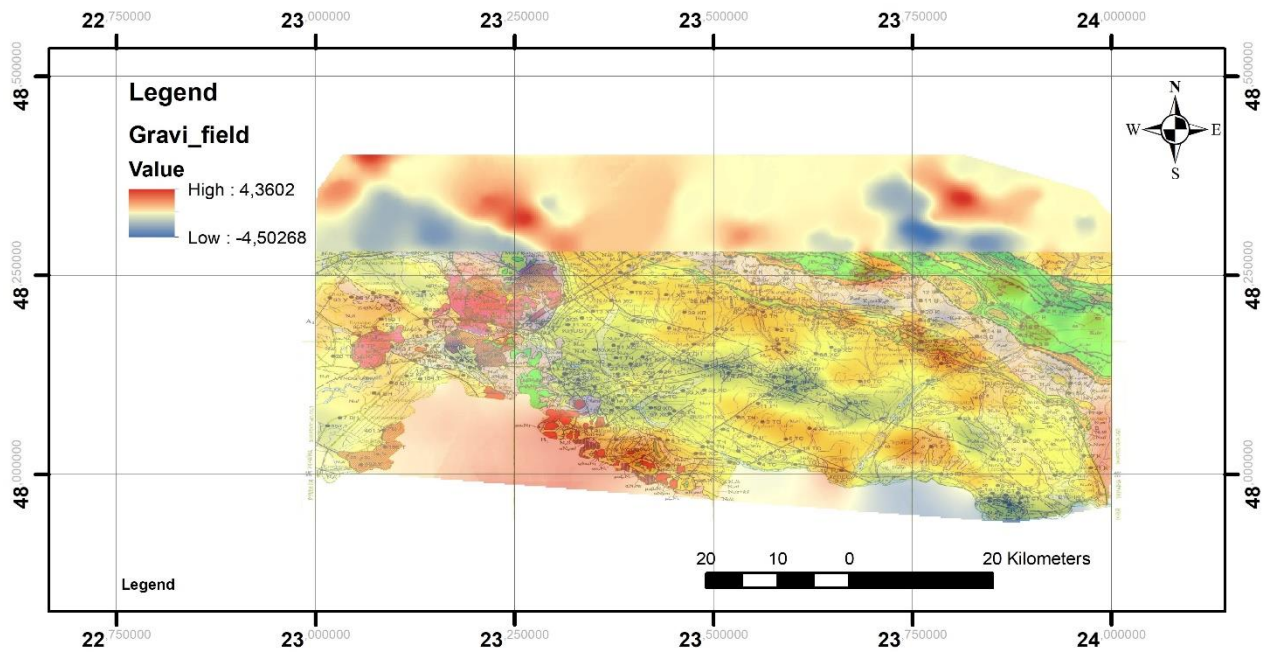


Рисунок 2.13 Геологічна карта із накладеною картою аномалій гравітаційного поля (мГал).

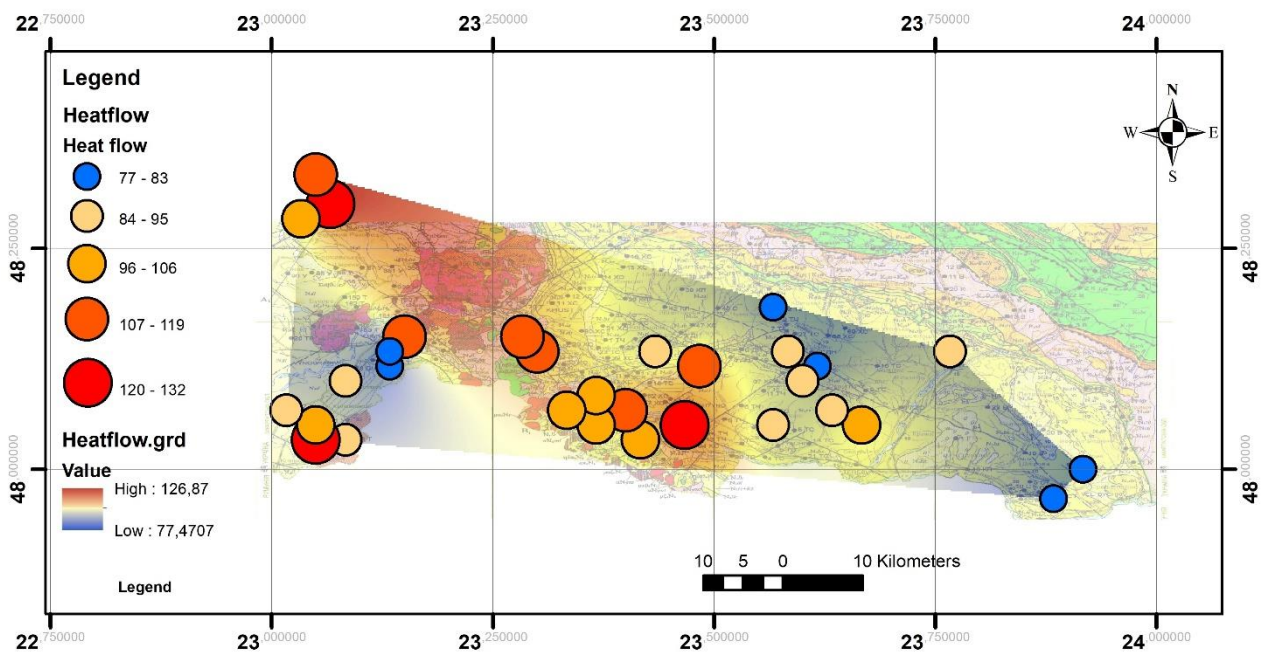


Рисунок 2.14 Геологічна карта досліджуваної місцевості із винесеним ґридом температурних градієнтів та точковими спостереженнями щільності теплового потоку ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ).

У результаті виконаної обробки по 46048 точкам ґриду, встановлені наступні закономірності:

Дані потужності теплового потоку мають нормальний розподіл, із середнім значенням для регіону  $100,84 \text{ мВт/м}^2$ , стандартним відхиленням  $10,54 \text{ мВт/м}^2$ . Коефіцієнт кореляції між даними теплового потоку і значень аномального гравітаційного поля становить  $-0,182$ , що свідчить про слабкий зворотній зв'язок. Коефіцієнт кореляції між даними теплового потоку і даними температурних градієнтів, очікувано, становить  $0,87$  і свідчить про прямий стійкий зв'язок. Для ілюстрації результатів побудовано точкову діаграму залежності  $\Delta G$  та Heatflow (рис. 2.15 а) та діаграму розподілу значень теплового потоку (рис 2.15 б).

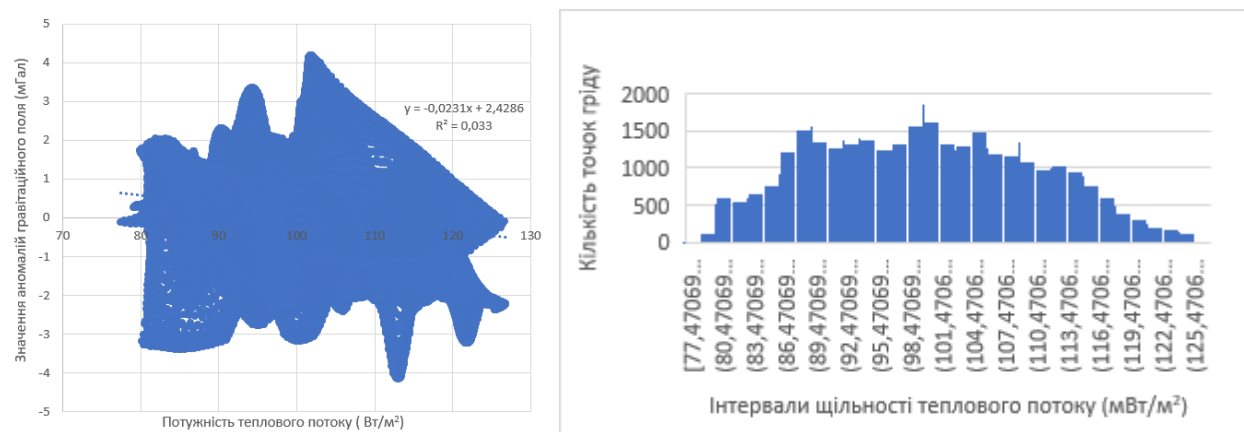


Рисунок 2.15 а - Діаграма залежності  $\Delta G$  та Heatflow, низька величина достовірності апроксимації свідчить про фактичну відсутність зв'язку між цими полями; б – діаграма розподілу значень інтенсивності теплового потоку наближена до нормального Гаусівського розподілу.

Дані градієнтів температур мають полімодальний (4) розподіл, із середнім значенням для регіону  $4,88 \text{ (}^\circ\text{C/100 м)}$ , та піками  $4,06 - 4,13$ ;  $4,47 - 4,54$ ;  $4,95 - 5,02$ ,  $5,64 - 5,71 \text{ (}^\circ\text{C/100 м)}$ . Коефіцієнт кореляції між градієнтами температур і значеннями аномального гравітаційного поля становить  $-0,005$ , що свідчить про відсутність зв'язку. Для ілюстрації результатів побудовано точкову діаграму залежності  $\Delta G$  та gradT (рис. 2.16 а) та діаграму розподілу значень теплового потоку (рис 2.16 б).

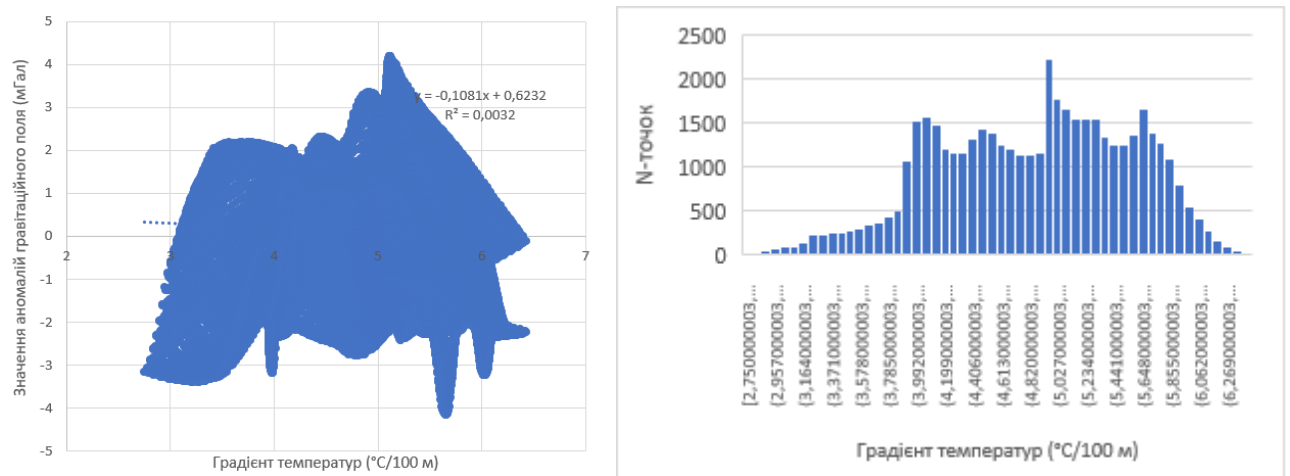


Рисунок 2.16 а - Діаграма залежності  $\Delta G$  та  $gradT$ , достовірність апроксимації свідчить про відсутність зв'язку між цими даними; б – діаграма розподілу значень інтенсивності теплового потоку характеризується як полімодальна.

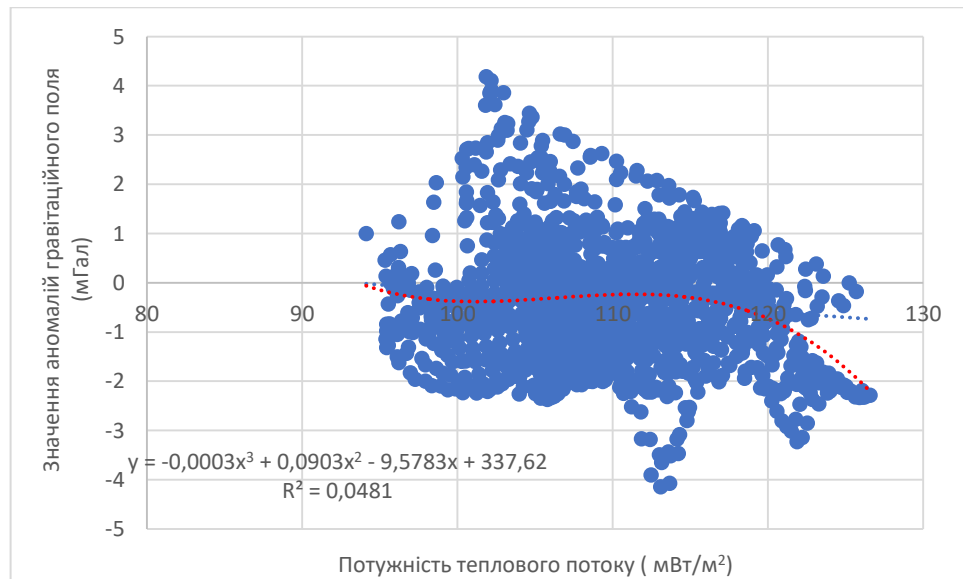


Рисунок 2.17 - Діаграма залежності  $\Delta G$  та Heatflow Вигорлат-Гутинського пасма, низька величина достовірності апроксимації свідчить про фактичну відсутність зв'язку між цими полями, коефіцієнт кореляції – -0,12.

### 3. ГЕОЛОГІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ОТРИМАНИХ РЕЗУЛЬТАТІВ

Геологічну інтерпретацію отриманих результатів доцільно проводити для трьох структурних елементів: Мукачевської западини, Вигорлат-Гутинського пасма та Солотвинської западини.

Мукачевська западина характеризується пониженими значеннями теплового потоку у регіоні ( $77-93 \text{ мВт/м}^2$ ), із локальними аномаліями до  $125 \text{ мВт/м}^2$ , які імовірно пов'язані із вулканічними структурами центрального типу (Рис. 3.1).

Високі градієнти на межі вулканічних споруд та вміщуючих порід вказують на низьку теплопровідність гірських порід поряд із кондуктивним теплопереносом. Підвищенні значення теплового потоку для Мукачевської западини ( $89-93 \text{ мВт/м}^2$ ) можуть вказувати на близькість інтрузивних тіл (дайок, лополітів чи батолітів) до поверхні або вплив конвекційного теплопереносу артезіанськими водами. Хоча розвантаження артезіанських вод слід очікувати на півночі Мукачевської западини (рис 3.2), проте можливою є їхня міграція розломами.

Наявні дані по глибинному сейсмічному зондуванню не вказують на розвиток глибинних магматичних процесів (Кутас, 1961), а отже має місце друга версія, яка також узгоджується із можливими розломами виділеними на тектонічній карті.



Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо характеризується підвищеними значеннями теплового потоку (100-132 мВт/м<sup>2</sup>), що вочевидь пов'язано із проявом новітнього вулканізму (рис. 3.3). Локальні аномалії теплового потоку пов'язані із віком активізації (від 24 млн. до 4 млн. років) та складом вулканітів (чим кисліші вулканіти – тим більша теплогенерації та теплопровідність), типом вулканічного апарату (центрального, тріщинно-дайковий) (рис. 3.4). Для Пн-Зх частини карти спостерігаються великі горизонтальні градієнти теплового потоку (100-132 мВт/м<sup>2</sup> протягом 7 км), що пов'язано із кондуктивним теплопереносом в межах вулканічних споруд.

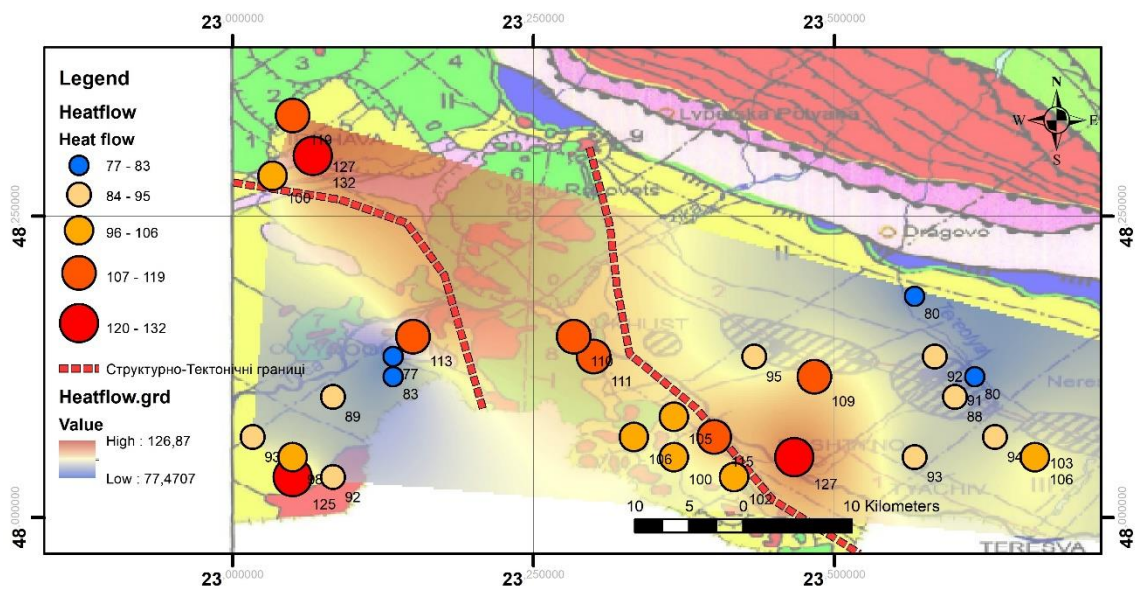


Рисунок 3.3 - Карта теплового потоку (поле і точкові виміри) накладено на тектонічну карту. Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо обмежується із заходу та сходу структурно-тектонічними границями.



109 мВт/м<sup>2</sup>) та імовірними проявами зародження сучасного магматизму (рис. 3.5 та рис 3.6).

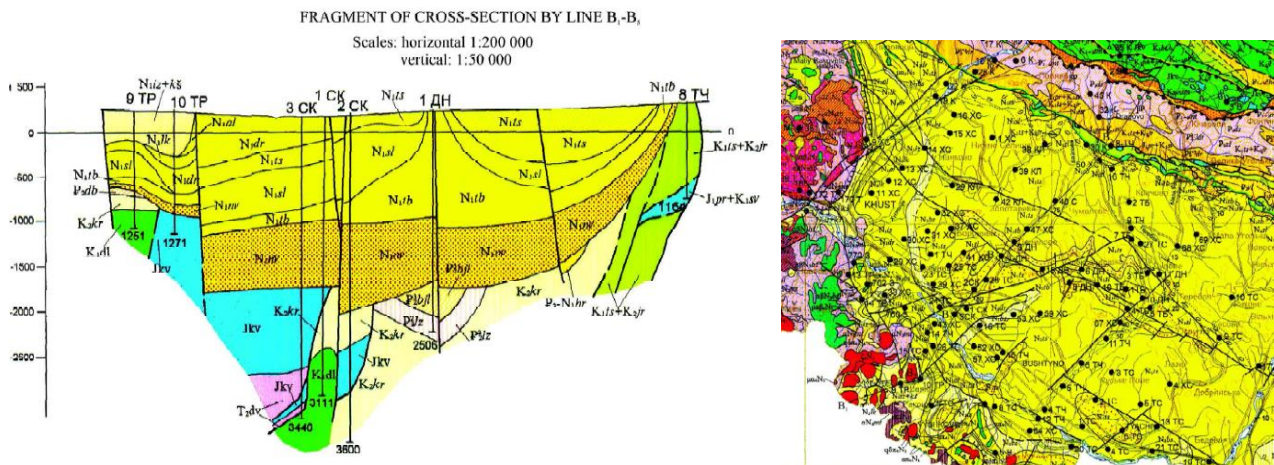


Рисунок 3.6 - Геологічний розріз західною частиною Солотвинської западини (із схематичною картою). Густоти даних теплового потоку недостатньо аби виділити блочну будову Солотвинської западини.

Окремої уваги заслуговує свердловина Вишковецька-651. На фоні високих градієнтів температур, щільності теплового потоку, на межі високоградієнтно низького та високого гравітаційного поля, приналежності до меридіонального поясу Вигорлат-Гутинського пасма та розломної зони – ця місцевість може розглядатися як осередок сучасного розвитку ендегенних процесів або активного прояву конвективного теплопереносу (рис. 3.7). Однак слід приймати до уваги, що один вимір може бути помилковим, а отже це всього лиш припущення.

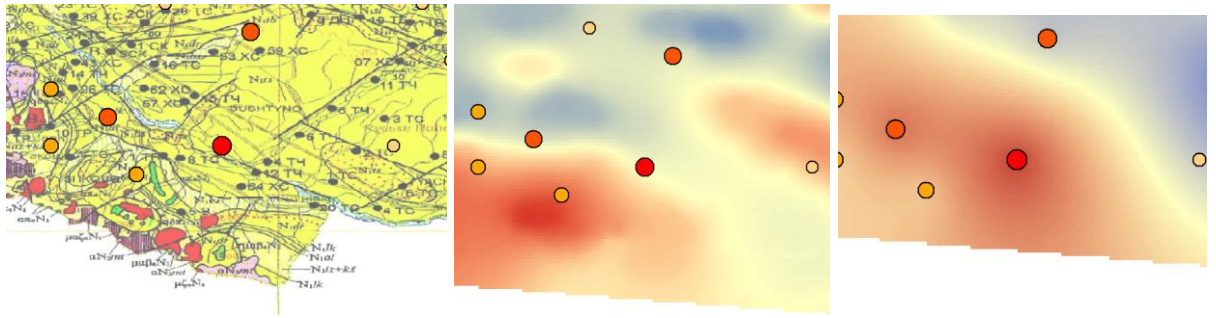


Рисунок 3.7 - Просторове положення св. Вишкетська №651. Аномалії гравітаційного поля навколо св. Вишкетська №651. Теплові градієнти навколо св. Вишкетська №651. (Умовні позначення попередніх карт).

## ВИСНОВКИ

Аномалії гравітаційного поля Закарпатської западини чітко повторюють абриси геологічних структур (рис 2.13): негативні аномалії пов'язані із Вигорлат-Гутинським пасмом та Центральною зоною антиклінальних складок із розвинутими соляними діпірами; позитивні аномалії описують синклінальні пояси Центральної зони та частину вулканітів на межі Вигорлат-Гутинського пасма та Паннонської розломної зони.

Теплове поле Закарпатської западини має підвищену щільність теплового потоку та теплові градієнти у порівнянні із іншими частинами Паннонського басейну (дані щільності теплового потоку мають нормальний розподіл, із середнім значенням для регіону  $100,84 \text{ мВт/м}^2$ , стандартним відхиленням  $10,54 \text{ мВт/м}^2$ ). Позитивні аномалії щільності теплового потоку та градієнтів температур тяжіють до прояву вулканічних процесів, негативні – до Центральної зони Закарпатської западини (рис. 2.14). Чіткого зв'язку між очікуваними позитивними аномаліями теплового потоку та проявами соляного діпіризму не спостерігається. Теплове поле можна характеризувати як високоградієнтне, оскільки протягом 2,5 км (св. Королівська №1 та Королівська №152) тепловий потік змінюється на 46% (від 77 до  $113 \text{ мВт/м}^2$ ), а отже для його кількісного опису необхідна густіша мережа спостережень, врахування типу теплопровідності обраних порід та мінливості їхнього складу.

Розрахунок залежності (рис. 2.15 та рис. 2.16) між щільністю теплового потоку, градієнтом температур та аномаліями гравітаційного поля не дав очевидного кореляційного зв'язку, а отже в подальшому необхідно використовувати багатофакторну оцінку, та удосконалювати способи інтерполяції теплового поля.

Спроба кластеризувати окремі геологічні структури (на прикладі Вигорлат-Гутинського пасма) і проводити аналіз по ним, також не дало надійних результатів (рис. 2.17), що вказує на те що окрім структурної кластеризації

необхідно враховувати вік вулканічних порід, форму їхнього залягання, об'єм та склад (із міркувань різної теплогенерації), параметри інтерполяції міжсвердловинного простору та типу теплопереносу.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. B. Goutorbe and others, Global heat flow trends resolved from multiple geological and geophysical proxies, *Geophysical Journal International*, Volume 187, Issue 3, December 2011, Pages 1405–1419, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05228.x>
2. Bielik, Miroslav & Makarenko, Irina & Starostenko, V. & Legostaeva, O. & Dérerová, Jana & Šefara, J. & Pasteka, Roman. (2005). New 3D gravity modeling in the Carpathian-Pannonian basin region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*. 35. 65-78.
3. Dolton, G.L., 2006, Pannonian Basin Province, Central Europe (Province 4808)—Petroleum geology, total petroleum systems, and petroleum resource assessment: U.S. Geological Survey Bulletin 2204–B, 47 p.
4. Eppelbaum, Lev & Kutasov, izzy & Pilchin, Arkady. (2014). *Applied Geothermics*. 10.1007/978-3-642-34023-9.
5. Атлас Паннонського басейну [https://geophysics.elte.hu/atlas/geodin\\_atlas.htm](https://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm)
6. Безродна І.М., Гожик А.П. Петрофізика: навч.посіб. (2018)/. – К. : ВПЦ «Київський університет», – 256 с.
7. Безродний Д.А. Підручник «Гравіметрія» в 3 книгах, книга 1 «Теоретичні основи гравіметрії» для студентів спеціальності 6.040103 – «Геологія» (спеціалізація – геофізика/ Упорядник – доц. Безродний Д.А. – електронний ресурс, 2017 – 185 с.
8. Буров В.С., Глушко В.В. та інші (1971,рос) Труды УкрНІГРІ. Випуск 25. Геологічна будова та горючі корисні копалини Українських Карпат. .М: Недра, Москва.
9. В.В. Гордієнко, І.В. Гордієнко, О.В. Завгородня, С. Ковачікова, І.М. Логвінов, В.М. Тарасов, О.В. Усенко Українські Карпати (геофізика, глибинні процеси). – К.: Логос, 2011. – 129 с., іл.: 89, Бібліогр.: с. 120-129. - Рос.
10. Веб-енциклопедія «Британіка» <https://www.britannica.com/>

11. Геологічна карта масштабу 1:200000 (2009): М-34-XXXVI (Khust), L-34-VI (Вауа-Маре)
12. Єнтин В.А., Гуськов С.І., Орлюк М.І., Гінтов О.Б., Осьмак Р.В. Карта абсолютних значень поля сили тяжіння України и деякі аспекти її можливої інтерпретації. Геофіз. журн. 2015. Т. 37. № 1. С. 53— 61. – Рос.
13. Кутас Р.І. (2014, рос) Тепловий потік і геотермічні моделі земної кори Українських Карпат. Геофізичний журнал №6, Т. 36.
14. Кутас Р.І., Гордієнко В.В. (1971, рос) Теплове поле України. .В: Наукова думка, Київ.
15. Локтев А.А., Температурний режим Закарпаття. Мінеральні ресурси. 2020. № 2. ISSN 1682-721X.
16. Малєєв Е.Ф. (1961, рос) Неогеновий вулканізм Закарпаття. .М: - Наука, Москва.
17. Міжнародний центр форми Землі <http://icgem.gfz-potsdam.de/>
18. Ніколаєв В.Г. (1986, рос) Паннонський басейн (будова осадового чохла та розвиток). – М.: Наука, Труды ГИН АН СРСР; Вип. 406.
19. Орлюк М.І., Бакаржієва М.І., Марченко А.В. Магнітна характеристика і тектонічна будова земної кори Карпатської нафтогазоносною області як складова частина комплексних критеріїв вуглеводнів. Геофізичний журнал №5, Т.44, 2022.
20. Приходько М.Г., Жабіна Н.М., Богданова М.І. (2020) Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо Закарпатського внутрішнього прогину (сучасний аспект). Geological Journal. № 1. С. 34—46. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.1.196976>
21. Толстой М.І. Геохімія, петрофізика і питання генезису новітніх вулканітів Радянських Карпат. Колектив авторів. Видавництво «Вища школа», 1976, 192 с. – Рос.





Схема неогенового вулканізму західної частини Вигорлат-Гутинського пасма (Закарпатський прогин) (Приходько, 2020).

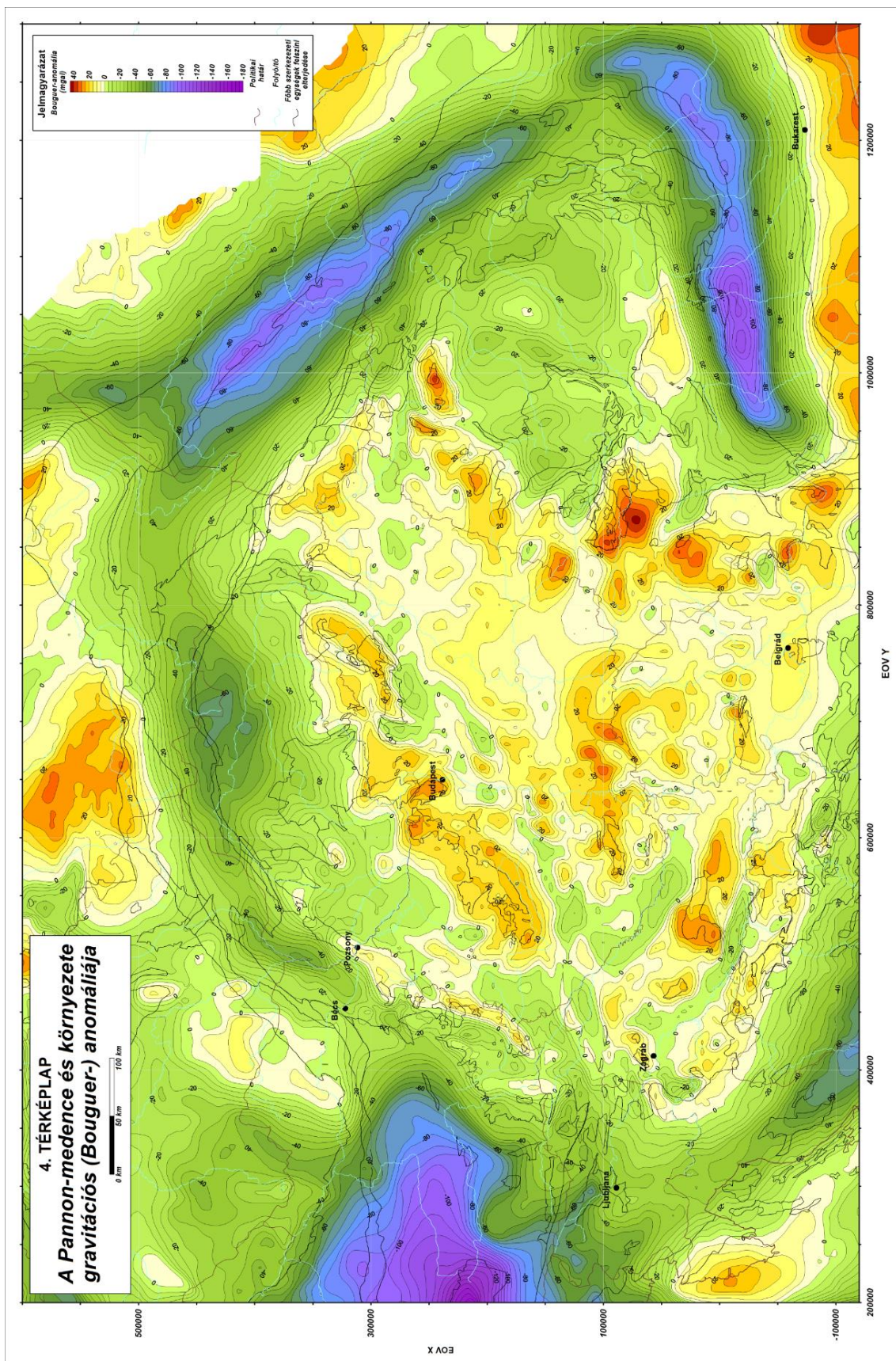
Т а б л и ц а 1

Составление схем расчленения вулканических образований Восточных Карпат

По Е. Ф. Малееву (1960, 1963)

Тектонический режим	Возраст	Цикл и фаза	Состав	Формы проявления	Тектонические структуры	Фазы			
						По В. С. Соболеву и др. (1955)	По Б. В. Мерляку и С. М. Слитковской (1958)	По В. П. Косову (1959, 1961)	По Л. Г. Давидовичу (1961)
Завершенная складчатость	Четвертичный — верхний плиоцен	Вулканизм платформенного (посторогенного) цикла	Базальты, андезитобазальты (бужорская свита)	Потоки, покровы, экструзии, шлаковые конусы, трубчатые взрывы	Разломы, преимущественно северо-восточного и субмеридионального простирания	III	V	IV	IV
			Липариты, дациты, андезиты, андезитобазальты, базальты и их туфы (тутинская свита)	Страатовулканы, потоки, покровы, купола, дайки	Выгорлат-Гутинский глубокий разлом северо-западного простирания и оперяющие его разломы перпендикулярного направления	II	IV	III	III
			Липарито-дациты, дациты, андезиты, андезиты и их туфы, микрогранодиориты, диориты-порфириты, кварцевый габоро, диабаз (ильницкая свита)	Страатовулканы, купола, потоки, горизонты туфов, габрибазальные интрузивы	Ужгород-Мукачевский глубокий разлом и оперяющие его разломы перпендикулярного направления	II	III	II	III
Оргонный или полуатлантический (последняя стадия неоген-плиоценового режима)	Мiocен — верхний плиоцен	Неогеновый цикл	Липариты, дациты, андезиты, андезитобазальты и их туфы	Страатовулканы, потоки, купола, горизонты туфов	Чоп-Береговский глубокий разлом северо-западного простирания и оперяющие его разломы	Ia	III	II	—
			Туфы дацита и липарито-дацита. Роговообманковые андезиты (?), андезиты в Венгрии	Размытые вулканы, горизонты туфов	Солотвинский глубокий разлом	I	II	I	—
Геосинклинальный	Олигоцен — Мел	Не расчленен	Липаритовые туфы, андезиты и их туфы	Экструзии, горизонты туфов	?	—	I	—	—
			Мел — палеогеновый цикл	Мел — палеогеновый цикл					

Характеристика вулканічних процесів Закарпатської западини (Малеев, 1961).



Карта гравітаційного поля (регіональні аномалії Буге) Паннонського басейну (*Атлас Паннонського басейну*).