

УДК 551.4; DOI [10.30970/gpc.2023.1.3949](https://doi.org/10.30970/gpc.2023.1.3949)

## ОСОБЛИВОСТІ РЕЛЬЄФУ РАЙОНУ СЕРЕДНЬОЇ ТЕЧІЇ РІКИ БОРЖАВИ ТА ЇХНІЙ ЗВ'ЯЗОК ІЗ ГЕОДИНАМІКОЮ ТА СЕЙСМОТЕКТОНІКОЮ

Андрій Назаревич<sup>1</sup>, Галина Байрак<sup>2</sup>, Леся Назаревич<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України,  
Львів, Україна, nazarevych.a@gmail.com;

<sup>2</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, Україна,  
halyna.bayrak@lnu.edu.ua; orcid.org/0000-0002-4802-2706

<sup>3</sup>Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, відділ сейсмічності  
Карпатського регіону, Львів, Україна, nazarevych.l@gmail.com

**Анотація.** З залученням найновіших (до 2010–2022 рр. включно) геолого-геофізичних та геодезичних даних і геолого-тектонічних побудов проаналізовано особливості рельєфу району середньої течії р. Боржави (Українське Закарпаття), у тому числі особливості морфології долини самої ріки, простежено їхній зв'язок із геодинамікою та сейсмотектонікою території. На ділянці між селами Керецьки і Довгим ріка протікає в долині південь – південно-східного простягання між південно-західними схилами Складчастих Карпат і північно-східними схилами Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта, трасуючи приповерхневі структури зони Закарпатського глибинного розлому (шва-сутури – зони контакту тектонічних структур Закарпатського прогину і Складчастих Карпат). У с. Довгому ріка повертає на південний захід і на ділянці до с. Великі Ком'яти перетинає у цьому напрямі Вигорлат-Гутинський хребет, її долина тут приурочена до розривних порушень діагональної Боржавської розломної зони. Місце повороту русла р. Боржави в с. Довгому пов'язане з областю зчленування структур Боржавської розломної зони та зони Закарпатського розлому-сутури, а оточуючі його з південного сходу та сходу Оноцьке підняття і вулканічний хребет Великий Шоллес – з впливом діагонального Виноградівського і меридіонального Оашського розломів. У північно-східній частині досліджуваного району, під гірськими масивами хребтів Куку – Паленого Груню виявлено зону заглибленої (40–55 км) сейсмічної активності, пов'язану з областю зчленування глибинних тектонічних структур зон Закарпатського та Оашського розломів, перший з яких занурюється у північно-східному напрямі під Карпати, а другий (його нахилений суброзлом) – у східному напрямі під структури Солотвинської западини. Також постійну, у тому числі найновішу (два відчутні землетруси з початку 2023 р.) сейсмічну активність (здебільшого на глибинах донеогенового фундаменту 2–6 км) у досліджуваному районі демонструють, поряд з іншими розломно-блоковими структурами Закарпатського прогину і складчасто-насувними структурами Складчастих Карпат, структури Боржавської розломної зони (ортогональної до Карпат, міні-грабенової за будовою) та спряжених з нею більш субмеридіональних Шаланко-Іршавського (дещо сигмоїдного у плані) і Петрово-Арданівського розломів. Проаналізовано генезис зазначених особливостей рельєфу та сейсмічності досліджуваного району з точки зору поєднання “альпійської” (насув-підсув структур кори Закарпатського прогину і осадових товщ сучасних Складчастих Карпат на північний схід – так званої багатоярусної “крокодилової” тектоніки), сучасної “терейнової” (зміщення на схід структур кори Закарпатського прогину – північно-східного закінчення терейну Алькапа – накладений, відносно малоамплітудний процес) і “астенолітної” (“розтікання” конвективних потоків від астеноліта під Панонією) складових пізньонеогенового (“постмагматичного” – до 5–7 млн. років тому) та сучасного регіонального геодинамічного процесу.

**Ключові слова:** Українське Закарпаття; долина ріки Боржави; поперечний профіль; ухил русла; розломи; геодинаміка; землетрус; сейсмотектоніка.

## FEATURES OF RELIEF OF THE BORZHAVA RIVER MIDDLE FLOW AREA AND THEIR CONNECTION WITH GEODYNAMICS AND SEISMOTECTONICS

Andriy Nazarevych<sup>1</sup>, Galyna Bayrak<sup>2</sup>, Lesya Nazarevych<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Carpathian Branch of S. I. Subbotin name Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, Lviv, Ukraine;*

<sup>2</sup>*Ivan Franko National University of Lviv, Lviv, Ukraine;*

<sup>3</sup>*S. I. Subbotin name Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, Department of Seismicity of the Carpathian Region, Lviv, Ukraine*

**Abstract.** With attraction of the newest (until 2010–2022 inclusive) geological-geophysical and geodetic data and geological-tectonic construction, the features of relief of the Borzhava River middle flow area (Ukrainian Transcarpathians) were analyzed, including peculiarities of the morphology of the river valley, their connection with the geodynamics and seismotectonics of the territory is traced. In the interval between Keretsky and Dovge villages the river flows in the valley of south – southeast direction between the southwestern slopes of the Folded Carpathians and northeastern slopes of Vygortat-Guta volcanic ridge, tracing the near-surface localization of Transcarpathian deep fault zone geological structures (fault-suture, i.e. contact zones of the tectonic structures of the Transcarpathian depression and the Folded Carpathians). In the Dovge village river turns to the southwest and crosses the Vygortat-Guta ridge in this direction in the interval to the Velyki Komyaty village, its valley here is associated with rupture discontinuities of the diagonal Borzhava fault zone. The place of turns of the Borzhava River in the Dovge village is connected with the area of junction of the structures of the Borzhava fault zone and the Transcarpathian fault-suture zone. The Onok height and the Velyky Sholles volcanic ridge, which surround it from the southeast and east, are connected with influence of the diagonal Vynohradiv and meridional Oash faults. In the northeastern part of studied area, under the mountain ranges of the Kuk – Palenny Grun` ridges, a relatively deep (40–55 km) zone of seismic activity was discovered, it is related to the area of junction of the deep tectonic structures of the Transcarpathian and Oash fault zones, the first of which dips in the northeast direction under the Carpathians, and the second (its tilted subfault) dips in the eastern direction under the structures of the Solotvyno depression. Also regular, including the newest (2 perceptible earthquakes since the beginning of 2023) seismic activity (mainly at the depths of the pre-Neogene basement (2–6 km)) is demonstrated in the studied area (along with fault-block structures of the Transcarpathian trough and fold-thrust structures of the Folded Carpathians) by the structures Borzhava fault zone (orthogonal to the Carpathians, mini-graben in structure) and conjugated with it, the more submeridional Shalanky-Irshava (slightly sigmoid in plan) and Petrovo-Ardanovo faults. The genesis of the specified peculiarities of the relief and seismicity of the studied area is analyzed from the point of view of a combination of "alpine" (thrust-subduction of the crustal structures of the Transcarpathian depression and sedimentary strata of the modern Folded Carpathians to the northeast – the so-called multi-tiered "crocodile" tectonics), present "terrain" (shift to the east of the crustal structures of the Transcarpathian depression – northeastern end of the Alkapa terrane – superimposed, relatively low-amplitude process) and "asthenolitic" ("spreading" of convective flows from the asthenolite under Pannonia) components of late Neogene ("post-magmatic", up to 5–7 million years ago) and modern regional geodynamic process.

**Key words:** Ukrainian Transcarpathians; Borzhava River valley; cross section; channel slope; faults; geodynamics; earthquake; seismotectonics.

### Вступ

Карпатський регіон України належить до геодинамічно, тектонічно і сейсмічно активних регіонів Альпійсько-Середземноморського мобільного поясу Європи (Гофштейн, 1964; Строение..., 1978; Геодинамика..., 1985; Крупський,

2020; Бойко та ін., 2003; Дослідження..., 2005; Гнилко, 2011; Сучасна..., 2015; Кравчук, 2021; Sandulescu, 1988; The Carpathian-Pannonian..., 2006; Kiss, 2014 та ін.). Його рельєф і тектоніка сформувались упродовж тривалого складного тектонічного розвитку, зокрема на альпійському і постальпійському етапі (Гофштейн, 1964; Литосфера..., 1987–1993; Крупський, 2020; Павлюк і Медведєв, 2004; Лозиняк і Місюра, 2010; Ляшкевич 2014; Кравчук, 2021; Байрак, 2006, 2011 та ін.). Оскільки тектонічні і рельєфотворчі процеси в таких геоактивних регіонах тісно пов'язані з сейсмічною активністю (Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2013, 2019а, 2019б; Яроцкий и др., 2020; Kiss, 2014; Toral & Softa, 2023 та ін.), яка їх специфічним чином відображає, вивчення цих взаємозв'язків є важливим для розшифрування особливостей геодинаміки і рельєфоутворення досліджуваних регіонів. Особливо яскраво це проявляється в тектонічно активних розломних зонах з сильними та катастрофічними приповерхневими землетрусами (Яроцкий и др., 2020; Toral & Softa, 2023 та ін.).

Вивчення особливостей рельєфу Українських Карпат та його зв'язків з геодинамікою і сейсмотектонікою є також важливим з практичного погляду, зокрема для уточнення геоecологічних ризиків і перспектив нафтогазоносності регіону (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019б). Важливу інформацію щодо цього може дати аналіз особливостей рельєфу річкових долин та прилеглих територій у поєднанні з геолого-геоморфологічними, тектонічними, геофізичними та іншими даними (Байрак, 2006, 2011; Назаревич А. і Назаревич Л., 2019б; Nazarevych & oth., 2022; Назаревич та ін., 2021, 2023). Прикладом такого аналізу є наведені нижче результати виконаних нами досліджень особливостей рельєфу району середньої течії р. Боржави (Українське Закарпаття) та їхнього зв'язку з тектонікою регіону. Мета цих досліджень – простежити особливості впливу регіональних неогенових та сучасних геодинамічних і тектонічних процесів на формування геолого-тектонічної будови та рельєфу зазначеного району і його сейсмотектоніку з урахуванням успадкованості цих процесів. Для аналізу нами залучено великий обсяг геолого-геофізичних та геодезичних даних і геолого-тектонічних побудов різних авторів (Швец, 1957; Хоменко, 1978; Сомов, 1990; Ляшкевич, 2014; Кравчук, 2021; Лозиняк і Місюра, 2010; Крупський, 2020; Шлапінський та ін., 2017; Kiss, 2014 та ін.), включно з найновішими (2010–2021 рр.) даними Закарпатської ГРЕ, ЗУГРЕ, ЛВ УкрДГРІ (М. Приходько, Р. Жарнікова, Д. Лящук, П. Лозиняк та ін.), а також результати пов'язаних з цією проблематикою наших попередніх багаторічних досліджень (Байрак, 2006, 2011; Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2012, 2013, 2019а, 2019б; Назаревич та ін., 2002, 2016; 2021, 2023; Лозиняк та ін., 2011; Nazarevych & oth., 2022; Kováčiková & oth., 2016 та ін.).

Досліджуваний район знаходиться в центральній частині Закарпаття (рис. 1), геоморфологічно охоплює південну частину центрального сегмента південно-західного макросхилу Українських Карпат і прилеглу центральну частину Закарпатської низовини, тектонічно (детальніше далі) – відповідну частину Складчастих Карпат і Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма та прилеглу частину Закарпатського прогину (північно-східну частину Чоп-Мукачівської западини).

#### Морфологічна характеристика долини р. Боржави

Басейн ріки Боржави займає центральну частину території Закарпаття. Витоками ріки Боржави є джерела в урочищі Гимба на східному схилі гори Стій –

найвищої вершини Полонинського хребта і гірського масиву Полонина Боржава. Верхів'я ріки пролягає у врізаній у цей масив гірській долині меридіонального простягання, напрям течії – на південь. Досліджувана нами зона середньої течії р. Боржави простягається від с. Керецьки до с. Великі Ком'яти (рис. 1).

Загалом долину Боржави за напрямом простягання, змінами поперечного профілю і характером поздовжнього профілю можна поділити на три частини. Це: верхня течія – ділянка А, від витоків до с. Керецьки, де долина має виражений гірський характер; середня течія – ділянка Б, від с. Керецьки до так званої Шаланської тіснини (звуження долини ріки між відрогом Реметівської гряди і горою Шаланка (Гемливец)), де у верхній частині (до с. Луково) течія ріки має ще гірський характер, а в нижній – рівнинний; нижня течія – ділянка В, від Шаланської тіснини до впадіння в р. Тису, де течія ріки має виражений рівнинний характер (рис. 1).

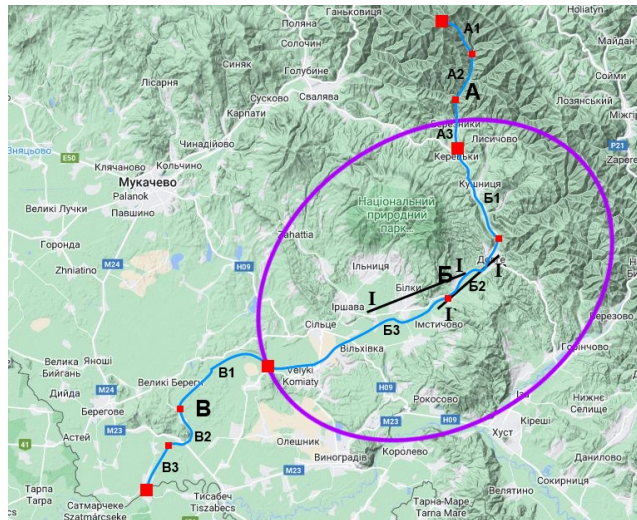


Рис. 1. Ріка Боржава від витоків до гирла (веб-ресурс “Планета Земля”).

Позначено межі ділянок русла (пояснення в тексті) і досліджуваний район (окреслений овалом), показано простягання геологічних профілів (наведених на рис. 4, б, в).

Fig. 1. River Borzhava from the sources to the mouth ("Planet Earth" web resource). The borders of the riverbed sections (explanation in the text), the studied area (outlined by an oval) and stretch of geological profiles (see Fig. 4, b, c) are shown.

Найвища частина верхньої течії (ділянка А1, див. рис. 1) – це відрізок від витоків до злиття потоків Ямка Вегрівська, Великий Звор і Млинівка – довжиною близько 7 км. Найвний великий перепад висот – 1200 м, великий похил русла – понад 170 м/км, стрімка течія. Долина має типовий гірський характер із V-подібним поперечним профілем (рис. 2, а). Днище долини вузьке (ширина 10–15 м), затиснуте між крутими схилами, русло в ньому пряме однорукавне.

Середня частина верхньої течії (ділянка А2) – від злиття потоків і до північного краю с. Березники – довжиною близько 7 км. Перепад висот значний і становить 140 м, похил 20 м/км, характер потоку гірський. Поперечний профіль набуває U-подібного характеру (рис. 2, б). Днище долини ширшає до 60–130 м, русло

звивисте, ріка підмиває круті гірські схили то одного, то другого берега.

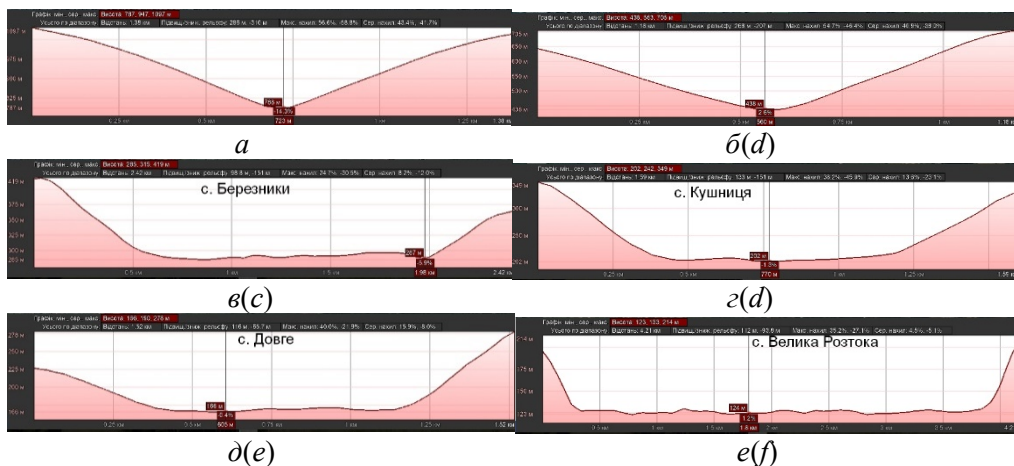


Рис. 2. Поперечні профілі долини Боржави на різних відрізках ріки (див. рис. 1): а – А1; б – А2; в – А3; г – Б1; д – Б2; е – Б3. Джерело – профіль рельєфу веб-ресурсу “Планета Земля”.

Fig. 2. Transverse profiles of the valley of the Borzhava River at different sections (see Fig. 1): а – А1; б – А2; в – А3; д – Б1; е – Б2; ф – Б3. Source – relief profile of the web resource "Google Earth".

Нижня частина верхньої течії (ділянка А3) – від початку с. Березники до закінчення с. Керецьки – довжиною 7,3 км. На цьому відрізку днище долини різко розширюється до 1,1–1,2 км, присутні пологі придолінні схили і перша надзаплавна тераса. Поперечний профіль стає коритоподібним (рис. 2, в). Перепад висот становить 80 м, похил днища зменшується до 11,5 м/км. Ріка Боржава на цьому відрізку має меандруюче русло, яке підмиває ліві береги, а праві, паралельно йому, підмиває притока Велика Розсош. В кінці цього відрізка вони зливаються.

Верхня частина середньої течії Боржави (ділянка Б1) довжиною близько 14 км знаходиться між селами Керецьки і Довге. Перепад висот значний, як і на попередньому відрізку, – 80 м, а похил удвічі менший – 5,7 м/км. Характер потоку – слабо виражений гірський. Поперечний профіль коритоподібний, проте ширина днища зменшується до 500–700 м (рис. 2, г). Для русла характерні врізані меандри. На цій ділянці долина ріки має північ – північно-західне – південь – південно-східне простягання (азимут 150–160°) і пролягає між південно-західними схилами Складчастих Карпат і північно-східними схилами гірського масиву Бужори – сегменту Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта, трасуючи приповерхневе залягання геологічних структур, прилеглих з північного сходу до всієї великої тектонічної зони Закарпатського глибинного розлому (Шлапінський та ін., 2017), зокрема Монастирецького і Вежанського субпокровів та Буркутського покриву (див. далі, рис 4, в). Ця ділянка долини ріки – частина великої Березне-Ліпчанської (Тур’янської) міжгірської долини, формування якої пов’язують з етапом неогенової вулканічної активності та утворенням Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта (Кравчук, 2021). Морфологія долини (зокрема, широке днище з крутими схилами) вказує на певні часово-просторові особливості її формування

(див. далі).

Середня частина середньої течії ріки довжиною 11 км розташована між селами Довге і Луково (ділянка Б2). Перепад висот становить 35 м, похил незначний і сягає 3,2 м/км, перехідний до рівнинного характер потоку. Поперечний профіль терасований (рис. 2 д), наявні перша та іноді друга надзаплавні тераси, днище звужується до 500–600 м, русло здебільшого пряме. Перед с. Довгим ріка різко повертає на південний захід (азимут 230–235°) і на ділянці до с. Луково перетинає вулканічний Вигорлат-Гутинський хребет. Її долина на цьому відрізку приурочена до структур ортогональної Боржавської розломної зони у фундаменті Закарпатського прогину (детальніше далі). Місце повороту русла Боржави в с. Довгому пов'язане зі складно побудованою вузловою зоною перетину структур Боржавської розломної зони та Закарпатського розлому-сутури (детальніше далі), а оточуючі його з південного сходу та сходу Оноцьке підняття і вулканічний хребет Великий Шоллес – з впливом структур діагонального (ортогонального до Карпат) Виноградівського і меридіонального Оашського розломів (у фундаменті Чоп-Мукачівської западини Закарпатського прогину).

Великі перепади висот на гірських ділянках А1, А2 і А3, перехід до значно менших перепадів висот на ділянках Б1, Б2 і нижче за течією ілюструє поздовжній профіль (рис. 3). Загалом він близький до профілю рівноваги, похил від верхів'я до гирла експоненціально зменшується. В межах Складчастих Карпат (до села Довгого) характер потоку виражено гірський (похил від 170 до 5,7 м/км), на ділянці перетину Вигорлат-Гутинського хребта (між селами Довге і Луково) – перехідний (похил 3,2 м/км), далі – рівнинний (похил 0,7–0,3 м/км). Такий похил русла Боржави сформувався впродовж постальпійського часу формування південного мегасхилу Українських Карпат (Кравчук, 2021) і частково відображає особливості сучасної геодинаміки досліджуваної території (детальніше далі).

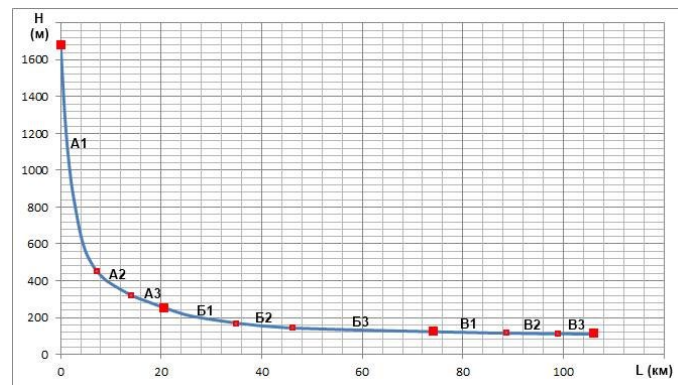


Рис. 3. Поздовжній профіль русла ріки Боржави (позначено ділянки верхньої, середньої і нижньої течії – див. рис. 1).

Fig. 3. Longitudinal profile of the Borzhava river bed (sections of the upper, middle and lower reaches are marked – see Fig. 1).

Нижня частина середньої течії (ділянка Б3) знаходиться між селами Луково і Шаланки (так званою Шаланською тіщиною). Довжина її близько 28 км, перепад висот 20 м, похил приблизно 0,7 м/км, характер потоку рівнинний. Ширина днища сягає 1,7–2,3 км, поперечний профіль коритоподібний у звуженнях між гірськими хребтами і терасований – у долинних розширеннях, зокрема в місці злиття з

притокою – р. Іршавою (рис. 2, е). Ділянка Б3 розташована між відрогами вулканічних масивів Бужора (на заході) і Великий Шоллес (на сході), тут р. Боржава тече по поверхні осадових товщ Закарпатського прогину. Цю частину долини середньої течії Боржави – між с. Луково і Шаланськими воротами за характером рельєфу долини поділяємо також на дві частини. Перша з них – між селами Луково і Боржавське, де ріка протікає в Іршавській улоговині (котловині), утвореній відрогами вулканічних масивів Бужора і Великий Шоллес. Долина ріки тут розширюється, течія її сповільнюється і переходить у рівнинний режим, русло стає звивистішим. На наступній ділянці (від села Боржавського до Шаланської тіснини) р. Боржава тече в долині, утвореній з північного заходу відрогами низького (абсолютні відмітки 250–400 м) гірського хребта Гат (зокрема, гори Камінна і Бодулів) карпатського простягання і Реметівської гряди (урочища Лази, Барбалинець, Гордзівка) ортогонального (південно-західного) простягання, а з південного сходу – північними схилами ґрунків (горбів) Оноцького підняття (зокрема, урочища Горбок і Галині гори) і гори Шаланка. Загалом характер течії, русла і долини Боржави тут подібний до таких в Іршавській улоговині (ширина днища долини в середньому 3–4 км). У самій Шаланській тіснині Боржава приймає найбільшу свою праву притоку – р. Іршаву, яка є водозбором урочища східної частини південно-західного схилу вулканічного масиву Бужора.

На ділянці нижньої течії (ділянка В на рис. 1) Боржава тече на південний захід у широку (6–8 км) долину вздовж південно-східного краю Реметівської гряди (валу) і її продовження до Берегівських гір – гряди Челениця (підвищення між селами Квасово і Великі Береги) аж до с. Квасово (ділянка В1), де, впершись у горстогенно-вулканогенні морфоструктури Берегівського горбогір'я (зокрема, гори Грунок і Келеменову) обтікає їх дугою зі сходу у широку до 10 км долину між Берегівським горбогір'ям і горою Шаланка (ділянка В2), а після с. Бене тече Закарпатською рівниною на південний захід до с. Вари (ділянка В3), за яким впадає в Тису.

Виділені відрізки нижньої течії Боржави, крім спричинених тектонікою та геологічною будовою і сучасною геодинамікою цієї території особливостей напряму пролягання русла ріки (тут проявляються вже особливості тектоніки і геодинаміки зони Припаннонського глибинного розлому і смуги Берегово-Беганьських горстів (детальніше у (Ковалишин и Братусь, 1984; Назаревич А. і Назаревич Л, 2000, 2001, 2002, 2004, 2015а, 2015б; Назаревич та ін., 2002, 2019 та ін.)), характеризуються й іншими специфічними параметрами. Верхній відрізок (В1) розташований між Шаланською тісниною та с. Квасово, має довжину 15 км, перепад висот 10 м, похил приблизно 0,6 м/км, рівнинний характер потоку, жолобоподібний поперечний профіль долини. Середня частина нижньої течії (відрізок В2) довжиною приблизно 10 км простягається від села Квасово до села Бене. Нижня частина нижньої течії (відрізок В3) довжиною приблизно 7 км знаходиться між с. Бене і гирлом – місцем впадіння у р. Тису. На останніх двох ділянках нижньої течії Боржави перепад висот дуже малий, сумарно близько 5 м, похил у середньому становить орієнтовно 0,3 м/км (течія дуже повільна). Тут також проявляється вплив підпірної греблі поблизу села Боржава, спорудженої у 1892 р. для додаткового живлення річки Верке і Берегівської меліоративної системи (Швець, 1957).

Тектоніка та геодинаміка району досліджень

Для подальшого спільного з геоморфологією аналізу коротко охарактеризуємо загальні риси тектонічної будови і геодинаміки району досліджень у регіональному контексті. Як уже зазначено вище, тектонічно район охоплює південну частину центрального сегмента Складчастих Карпат, центральну ділянку Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма та прилеглу центральну частину Закарпатського прогину – північно-східну частину Чоп-Мукачівської западини (рис. 4). Відповідно, тут наявні насувно-покривні карпатські структури (рис. 4, *в*), структури кори Закарпатського прогину, розбиті численними розломами різного простягання на блоки різних розмірів і конфігурації (рис. 4, *б*; рис. 5), масиви еффузивних вулканічних порід (Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет), що частково перекривають у досліджуваному районі як карпатські покриви, так і структури прогину (рис. 4, *б*). Оскільки перелічені структури кори сформувались у результаті регіонального тектонічного процесу, який є змінним у часі і в просторі, хоча й певною мірою успадкованим від альпійського часу (часу формування Карпат) до сьогодні, і який є визначальним чинником формування рельєфу району досліджень, розглянемо основні риси цього процесу, зокрема в контексті генезису рельєфу.

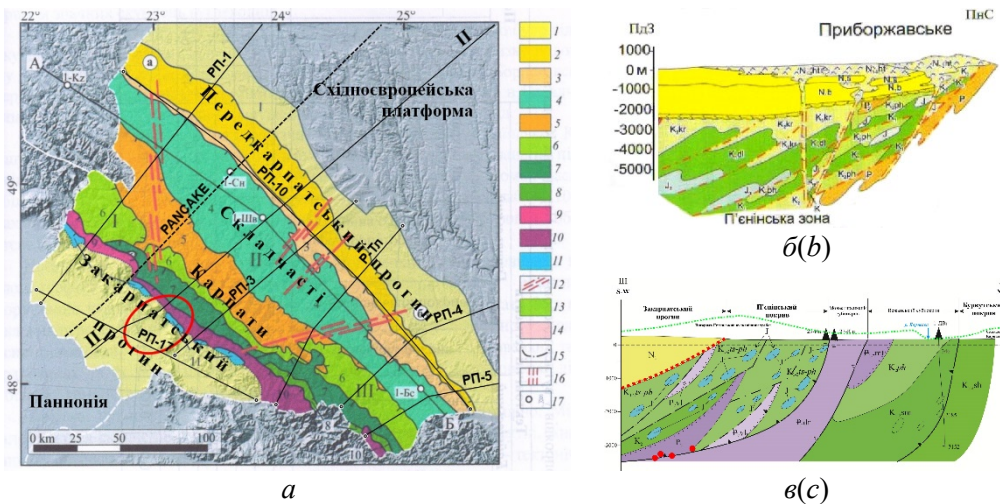


Рис. 4. Тектонічне районування Українських Карпат (*а*) (Крупський, 2020) (показано регіональні профілі, червоним овалом виділено досліджуваний район) і глибинна будова верхньої частини розрізу кори на ділянках середньої течії р. Боржави: *б* – профіль Дубрівка – Приборжавське (профіль I-I на рис. 1) (Лозиняк і Місюра, 2010); *в* – профіль Луково – Довге (профіль Г-Г' на рис. 1) (Nazarevych & oth., 2022; Шлапінський та ін., 2017), червоні мітки – вогнища землетрусів.

Fig. 4. Tectonic zoning of the Ukrainian Carpathians (*a*) (Krupskyy, 2020) (regional profiles are shown, the studied area is marked with a red oval) and deep structure of the upper horizons of the crust in the middle flow of the Borzhava River: *b* – profile Dubrivka – Pryborzhavske (profile I-I in fig. 1) (Lozynyak & Misyura, 2010); *c* – profile Lukovo – Dovge (profile Г-Г' in fig. 1) (Nazarevych & oth., 2022; Shlapinsky & oth., 2017), red marks are foci of earthquakes.

За результатами узагальнення численних геолого-геофізичних, геодезичних і геоморфологічних даних, геодинамічний процес формування Карпатського



регіону України має 3 основні складові (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019а, 2019б) – “альпійську”, “терейнову” і “астенолітну”. Основною складовою процесу є “альпійська”, “терейнова” і “астенолітна” складові є менш вираженими і мають деякою мірою підпорядкований характер.

“Альпійська” складова регіонального геодинамічного процесу спричинена глобальним плитово-тектонічним процесом – зміщенням Африканської плити на північ і тиском її на затиснуті між нею і південним краєм Західноєвропейської та південно-західним краєм Східноєвропейської платформ численні блоки, терейни та мікроплити Альпійсько-Середземноморського мобільного поясу (Литосфера..., 1987–1993; Крупський, 2020; Kiss, 2014 та ін.). У Карпатському регіоні України цей процес спричинив насув-підсув структур кори Закарпатського прогину та осадових товщ сучасних Складчастих Карпат на північний схід (на занурюваний край Східноєвропейської і Західноєвропейської платформ) – процес так званої багатоярусної “крокодилової” тектоніки (Литосфера..., 1987–1993; Назаревич А. і Назаревич Л., 2019а, 2019б та ін.). Цей процес спричинив формування сучасної насувно-покривної структури Українських Складчастих Карпат, у порівнянні з активною фазою утворення карпатських насувів він зараз діє значно менш активно, хоча й досі є основною причиною сучасних регіональних рухів земної кори та її сейсмотектонічної активності (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019а, 2019б; Kiss, 2014 та ін.). Щодо формування рельєфу Українських Карпат ця складова регіонального геодинамічного процесу також була основним чинником, здебільшого завдяки їй сформовано сучасний рельєф хребтів і долин карпатського простягання (Кравчук, 2021), а разом з “терейною” та “астенолітною” складовими і спричиненими цим усім процесами “клавішною” (горст-грабенової) тектоніки – долини та хребти ортогонального, меридіонального і дугоподібного простягання, різні вторинні форми рельєфу (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019а, 2019б). Також вона (хоч менш виразно) проявляється у тектоніці і рельєфі Закарпатського прогину – смугами (валами) горст-грабенових структур фундаменту і відповідних піднять у рельєфі карпатського та антикарпатського простягання (“клавішна” тектоніка) та спряженими з ними розломами і розривними порушеннями нижчих рангів (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019а, 2019б), голоценова та сучасна активність яких простежується за геодезичними, геоморфологічними, сейсмологічними, геомагнітними, геоелектричними, гідрогеологічними, геотермічними та іншими даними (Хоменко, 1978; Лозиняк і Місюра, 2010; Назаревич А. і Назаревич Л., 2000, 2001, 2002, 2004, 2012, 2013, 2019а, 2019б; Назаревич та ін., 2015а, 2015б, 2019, 2021 та ін.).

“Терейнова” складова регіонального геодинамічного процесу спричинена диференціальними рухами терейнів Алькапа (до якого належить і кора Закарпатського прогину) і Тися-Дакія, які складають основу земної кори Паннонії і Трансільванії (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019а, 2019б; Kiss, 2014 та ін.) і безпосередньо передають зусилля глобального плитово-тектонічного тиску на складчасто-насувні структури Українських Карпат. У процесі тектонічного розвитку літосфери Карпатського регіону України ця складова геодинамічного процесу мала дещо різний характер і геодинамічну спрямованість на різних етапах (Гнилко, 2011; Назаревич А. і Назаревич Л., 2019а, 2019б; Kiss, 2014). Сьогодні вона проявляється зміщенням на схід структур кори Закарпатського прогину – північно-східного закінчення терейну Алькапа (Назаревич А. і Назаревич Л.,

2019a, 2019б; Kiss, 2014), цей процес відносно малоамплітудний, накладений на “альпійський”. У тектоніці та рельєфі Карпат і Закарпатського прогину ця складова регіонального геодинамічного процесу проявляється структурами ортогонального і меридіонального простягання (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019a, 2019б), зокрема, Латорицько-Стрийською зсувною зоною (Гнилко, 2011; Крупський, 2020) (рис. 4, а), а також дугоподібними структурами – продуктом взаємодії всіх геодинамічних складових і їхніх локальних трансформацій в умовах складного і змінного в часі і просторі геомеханічного і реологічного стану різних ділянок літосфери регіону (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019a, 2019б).

“Астенолітна” складова регіонального геодинамічного процесу спричинена “розтіканням” конвективних потоків від астеноліта під Паннонією, зокрема на північ – північний схід (Литосфера..., 1987–1993; Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2012, 2013, 2019a, 2019б). Це спричинило перенесення зон концентрації тектонічних напружень від “альпійської” і “терейнової” складових регіонального геодинамічного процесу у передфронтальну зону таких потоків, поступовий, диференційований у часі і в просторі прогрів літосфери над ними, зокрема – кори Закарпатського прогину (передусім Чоп-Мукачівської западини) і прилеглих зон Складчастих Карпат у постальпійський час (після основної фази карпатської складчастості), в подальшому – магматичну активізацію регіону (7,5–5 млн років тому (Малеєв, 1964; Мерлич и Спитковская, 1974; Ковалишин и Братусь, 1984; Ляшкевич, 2014)), і подальше повільне охолодження і прогинання структур кори в тилловій зоні такого потоку, що простежується на території Чоп-Мукачівської западини від початку постмагматичного етапу до сьогодні (Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2012, 2013, 2019a, 2019б; Назаревич та ін., 2002, 2018). У тектоніці та рельєфі Карпат і Закарпатського прогину ця складова регіонального геодинамічного процесу проявляється різкою субгоризонтальною реологічною розшарованістю земної кори Закарпатського прогину і її багатоярусною геодинамікою та сейсмотектонікою, а також, відповідно, вираженою “клавійною” (горст-грабеновою) тектонікою донеогенового фундаменту (Лозиняк і Місюра, 2010; Назаревич А. і Назаревич Л., 2019a, 2019б), формуванням Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма і похованих вулканічних структур у корі прогину (Малеєв, 1964; Мерлич и Спитковская, 1974; Ляшкевич, 2014)), наявністю дугових структур, характерних для фронтів поверхневих і астеносферних магматичних потоків (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019a, 2019б) (рис. 5).

Для розуміння особливостей тектонічного генезису структур рельєфу у зв’язку з різними геодинамічними обстановками і процесами, зокрема щодо Карпат і Закарпаття, важливу інформацію надали також результати численних досліджень з тектонофізичного моделювання різних геодинамічних процесів і формування різномасштабних тектонічних структур, у тому числі і спеціально для Закарпаття (Бокун, 1981; Бокун і Назаревич, 2013; Назаревич та ін., 2015a, 2015б та ін.).

Детальну інформацію про геологічну будову досліджуваного району (зокрема, про глибинну будову і розломно-блокову тектоніку донеогенового фундаменту Закарпатського прогину та неогенових осадових товщ, про будову зони Закарпатського розлому) отримано фахівцями Закарпатської ГРЕ, ЛВ УкрДГРІ за результатами поверхневих геологорозвідувальних робіт і буріння, глибинне простягання структур простежено за результатами виконаних фахівцями ПФ

НАН України, ЗУГРЕ, Укргеофізики досліджень методами сейсморозвідки, зокрема, за системою регіональних профілів РП-1 – РП-4; РП-17 (рис. 4, *a*) (Чекунов и др., 1969; Строеие..., 1978; Литосфера..., 1987–1993; Крупський, 2020 та ін.), з залученням даних гравірозвідки, магніторозвідки та електророзвідки. Впродовж останніх десятиліть цю інформацію значно деталізовано і уточнено (Лозиняк і Місюра, 2010; Лозиняк та ін., 2011 та ін.). Це, зокрема, дало нам змогу пов'язати морфологію долини Боржави і неглибоку (до 6–10 км) сейсмічну активність у досліджуваному районі з структурами зони Закарпатського глибинного розлому, який являє собою регіональну тектонічну структуру 1-го порядку – шовну (сутурну) зону між Закарпатським прогином і Складчастими Карпатами, з своєю закономірною глибинною будовою (включно з субвертикальними розломами, по яких виливались вулканіти Вигорлат-Гути, тріщинуватими флюїдонасиченими зонами, що формують Карпатську аномалію електропровідності, активними глибинними сейсмофокальними зонами), геомеханічним режимом і сеймотектонікою, з складним за будовою Оашським меридіональним розломом, з розривними порушеннями Боржавської розломної зони та інших розломів фундаменту, з їхньою кінематикою та вертикальними рухами (див. рис. 4–7).

#### Зв'язок рельєфу району з тектонікою та геодинамікою

Тектонічно (як уже зазначено вище) досліджуваний нами район середньої течії р. Боржави лежить на стику структур земної кори Закарпатського прогину і Складчастих Карпат (рис. 4, *a*) (Крупський, 2020).

У структурі верхніх горизонтів кори прогину (рис. 4 *b*) наявні неогенові осадові товщі (значно перекриті у цьому районі вулканітами – еффузивами Вигорлат-Гути) і гетерогенний донеогеновий (мезозойський) фундамент (Лозиняк і Місюра, 2010), розбитий численними розломами карпатського, ортогонального і меридіонального простягання на дрібні блоки різної конфігурації (рис. 5). У структурі Складчастих Карпат (рис. 4, *в*) наявні численні насуви і складки різновікових мезо-кайнозойських порід (Шлапінський та ін., 2017), у прилеглій до Закарпатського розлому зоні місцями вони також перекриті еффузивами Вигорлат-Гути. Для подальшого зіставлення рельєфу району з особливостями глибинної будови і геодинамічного режиму досліджуваної території простежимо особливості відображення в рельєфі основних тут розломів – Закарпатського, Оашського і Боржавської розломної зони (рис. 5).

Долина ріки Боржави пов'язана з приповерхневими структурами зони Закарпатського глибинного розлому (рис. 5, *a*) на ділянці Б1 (див. рис. 1) між селами Керецьки і Довге. Як нами уже відзначалося раніше (Nazarevych & oth., 2022; Назаревич та ін., 2023), у досліджуваному районі рельєф зони Закарпатського розлому зазнає помітних змін. У північно західній частині району зона розлому представлена долиною ріки Боржави південь – південно-східного простягання (абсолютні висоти до 200 м). З південного заходу цю долину обмежують північно-східні схили сформованого у період магматичної активізації регіону, в тому числі центрального сегмента зони Закарпатського розлому гірського масиву Бужора Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта, з північного сходу – південно-західні схили гірського масиву Куку – частини великого гірського масиву Боржава Складчастих Карпат.

У південно-східній частині досліджуваного району (рис. 5) рельєф зони

Закарпатського розлому низькогірний. Між селами Довге і Липецька Поляна тут наявна дуже вузька (шириною до 100–200 м) гірська долина (абсолютні висоти до 280–300 м) струмка Довгого (її південно-західний борт – північно-східні відроги вулканічного хребта Великий Шоллес, північно-східний – південно-західні відроги гірського масиву Паленого Груню), а далі зона розлому трасується через кілька низьких (висоти до 350–400 м) кососічних гірських хребтів і долин (південного напрямку, азимут 170–190°) у напрямі сіл Крайне, Монастирець і Горінчово (останнє розташоване вже в долині ріки Ріки також ортогонального до Карпат простягання).

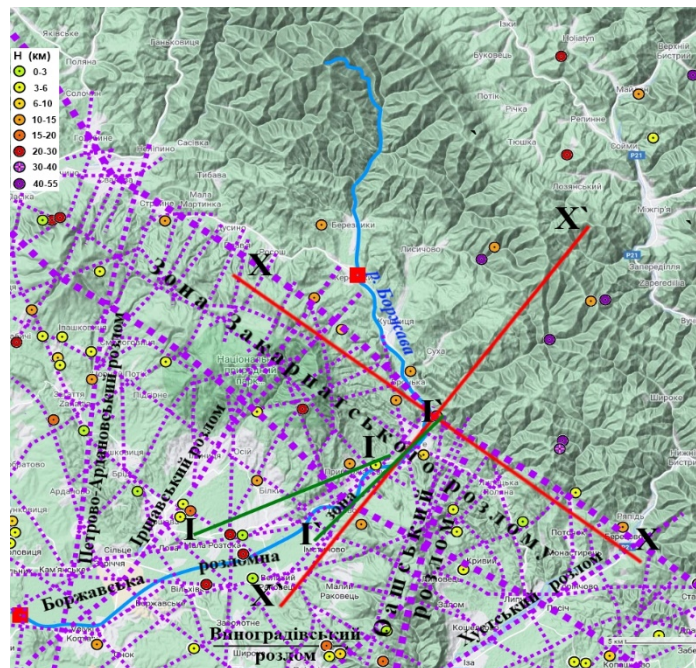


Рис. 5. Рельєф, розломна тектоніка (розломи у фундаменті та осадових товщах Закарпатського прогину і зони Закарпатського розлому за даними Закарпатської ГРЕ, ЗУГРЕ, ЛВ УкрДГРІ (М. Приходько, Р. Жарнікова, Д. Лящук, П. Лозиняк та ін., 2002–2014 рр.) і сейсмічність зони середньої течії р. Боржави (кола різного кольору – вогнища землетрусів, колір – індикатор їхніх глибин, X–X та X'–X' – умовні профілі (рис. 7, а, в), інші позначення – див. рис. 1).

Fig. 5. Relief, fault tectonics (faults in the basement and sedimentary layers of the Transcarpathian depression and the zone of the Transcarpathian fault on the data of the Transcarpathian GPE, ZUGPE, LB UkrSGPI (M. Prykhodko, R. Zharnikova, D. Lyashchuk, P. Lozynyak & oth., 2002–2014)) and seismicity of the zone of the middle flow of the Borzhava River (circles of different colors are foci of earthquakes, the color is an indicator of their depths, X–X and X'–X' are nominal profiles (Fig. 7, a, c), other designations see Fig. 1).

Такі зміни рельєфу зони Закарпатського розлому, а також динаміка рік, на наш погляд (детальніше див. далі), безпосередньо пов'язані зі зміною геодинамічного режиму земної кори в цьому районі (рис. 6, а). Ці зміни режиму простежені тут за геологічними, геодезичними та геофізичними даними від пізнього міоцену (сармату) до теперішнього часу (Лозиняк та ін., 2011; Сомов, 1990; Назаревич А. і

Назаревич Л., 2002, 2004, 2013).

Оашський меридіональний розлом у досліджуваному районі маркується в рельєфі вулканічним хребтом Великий Шоллес північного простягання, який унаслідок особливої будови і геодинаміки цього розлому (Назаревич А. і Назаревич Л., 2004; Лозиняк та ін., 2011; Kováčiková & oth., 2016) має нижчі абсолютні висоти, ніж інші вулканічні утворення Вигорлат-Гутинського пасма. Утворення масиву зумовлене діяльністю давнього полігенного стратовулкана (Кравчук, 2021). На активний характер зони розлому (крім геодезичних та геофізичних даних – рис. 6, а, б) вказує, зокрема, будова долини та виразна динаміка р. Тиси при перетині нею гірських масивів Великий Шоллес та Оаш (Байрак, 2011), а також місцева сейсмічність (Лозиняк та ін., 2011; Kováčiková & oth., 2016; Назаревич А. і Назаревич Л., 2004; Назаревич Л. і Назаревич А., 2012) (рис. 5).

Стосовно Боржавської розломної зони (рис. 5) зазначимо, що вона є яскравим прикладом “клавішної” (горст-грабенової) тектоніки фундаменту Закарпатського прогину – сигмоподібний ланцюжок блоків фундаменту (знижених на десятки метрів щодо сусідніх блоків), що формують своєрідний мініграбен, дещо подібний, наприклад, до відомого Рейнського грабену, хоча й у багато разів менший за простяганням, шириною і перепадом висот. Цей мініграбен з північного заходу і південного сходу оточений ланцюжками блоків підняття (мінігорстів), ці структури розділені серією розривних порушень (мінірозломів) скидо-зсувної кінематики з перепадом відносних висот (глибин) крил цих розломів у десятки метрів (дані П. Лозиняка, Д. Лящука, Р. Жарнікової). В рельєфі (рис. 5) Боржавському мініграбену відповідає долина р. Боржави на ділянці між селами Довге – Великі Ком’яти – Квасово, прилеглим ланцюжкам міні-горстів – грядоподібні підняття між селами Великі Береги – Нижні і Верхні Ремети – Хмільник – Кам’янське – Сільце – Лоза – Дубрівка – Білки (Реметівський вал (уступ)) на північному заході і Шаланки – Великі Ком’яти – Боржавське – Вільхівка – Нижнє Болотнє – Великий Раковець – Імстичево (Оноцьке підняття) на південному сході. Північно-східний сегмент цього мініграбена (від лінії сіл Білки – Імстичево до села Довге) в рельєфі обмежують схили вулканічних масивів Вигорлат-Гути – масиву Бужора з північного заходу і масиву Великий Шоллес зі сходу і південного сходу.

На південному заході досліджуваного району, поблизу міста Іршави і сіл Кам’янське, Заріччя і Великі Ком’яти Боржавська розломна зона перетинається з більш субмеридіональними Іршавським (Шаланко-Іршавським за П. Лозиняком) та Петрово-Арданівським (Петровським за Р. Жарніковою) розломами (див. рис. 5), до вузла перетину усіх цих розломних структур у районі між селами Великі Ком’яти і Шаланки приурочена вулканічна структура гори Шаланка.

#### Тектонічна зумовленість рельєфу (аналіз і дискусія)

Розглядаючи геодинамічні і тектонічні причини зміни напряму долини Боржави у досліджуваному районі, а також генезис деяких інших геоморфологічних особливостей цієї долини, можна вказати на таке.

Початковий нахил долини і напрям верхньої течії ріки на південь – південний схід спричинений загальним нахилом тут території в цьому напрямку від розташованого на північ–північний захід потужного гірського масиву Боржави з горою Стій до Закарпатського прогину між хребтами Складчастих Карпат на

північному сході і вулканічним хребтом Вигорлат-Гути на південному заході.

Прямим наслідком взаємодії “альпійської” і “терейнової” складових регіонального тектонічного процесу є сформований під час періоду неогенової магматичної активізації у Закарпатті Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет, який формує морфоструктури борту долини Боржави на ділянці між селами Керецьки – Довге, ефузиви Вигорлат-Гути виливались тут через субвертикальні розриви зон Закарпатського розлому-сутури (див. рис. 4, б) і Оашського розлому (див. рис. 7, б).

Також певний вплив на напрям і морфологію долини Боржави в період активізації вулканічної діяльності мав процес спучування осадових товщ прогину та прилеглих покривів Карпат і формування своєрідних купольних структур під дією зростання температур і механічного тиску знизу вулканічних мас при зародженні і формуванні вулканічних масивів Бужора та Великий Шоллес. Сліди такого процесу збереглися досі у вигляді фрагментів характерних систем радіально-кільцевих розривних порушень у зонах цих вулканів (див. рис. 5). Подібні структури чітко простежені і в районі магматичних масивів порід Берегівського горбогір'я (Ковалишин и Братусь, 1984; Назаревич А і Назаревич Л., 2000, 2001, 2002, 2004, 2015а, 2015б; Назаревич та ін., 2002, 2019). Сучасний порівняно невеликий ухил русла ріки на ділянці Керецьки – Довге, на наш погляд, пов'язаний також з постмагматичним геодинамічним режимом цієї території – поширенням на неї зони просідань у тилевій частині астеносферного потоку, що занурювався під Карпати (Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2013, 2019б; Назаревич та ін., 2002, Лозиняк та ін., 2011) (див. рис. 6).

Дрібноблокова структура фундаменту Закарпатського прогину в досліджуваному районі (і загалом) пов'язана, за нашими висновками (Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2013, 2019а, 2019б; Назаревич та ін., 2002, 2015а, 2015б, 2016; Kováčiková & oth., 2016) з процесом так званої “клавійної” (горст-грабенової) тектоніки – різкою реологічною (і відповідно, швидкісною) горизонтальною розшарованістю кори прогину під впливом високого глибинного теплового потоку і різноспрямованих субгоризонтальних тектонічних зусиль (див. вище), зокрема, з малою (4–5 км) товщиною механічно твердого шару фундаменту, подошва якого лежить на механічно ослаблених тріщинуватих флюїдонасичених породах підзони знижених швидкостей у “гранітному” шарі кори, що знаходяться на глибинах 6,5–12–14 км (Назаревич та ін., 2002, 2018). Ці породи внаслідок своєї пластичності генерують диференційовані субвертикальні та субгоризонтальні зусилля на налягаючі зверху блоки фундаменту і спричиняють їхні відносні вертикальні та горизонтальні переміщення. Такі процеси чітко простежені, зокрема, за результатами тектонофізичного моделювання (Бокун, 1981; Бокун і Назаревич, 2013; Назаревич та ін., 2015а, 2015б) у тому числі саме щодо Закарпаття. Горизонтальна компонента “альпійської” і “терейнової” складових місцевого сейсмотектонічного процесу чітко відстежена нами за особливостями процесів у вогнищах характерних землетрусів Виноградівської сейсмогенної зони Закарпаття, локалізованої у межах прилегло до долини Боржави з південного сходу Оноцького підняття (Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2013, 2019а, 2019б). У більшому (щодо блокової структури кори Закарпатського прогину) просторовому масштабі процес “клавійної” тектоніки генерується також підзоною знижених швидкостей у низах

“базальтового” шару кори, в загальному ці процеси і створили показану на рис. 5 складну ієрархічну розломно-блокову структуру фундаменту і осадових товщ прогину, яка виразно відображається і у рельєфі зони русла Боржави у досліджуваному районі, і у рельєфі денної поверхні цілої Закарпатської низовини.

Відзначимо, що “клавішна” тектоніка є характерною для геодинамічно і сейсмотектонічно активних регіонів, вона чітко відображається у голоценових та сучасних рухах земної поверхні і в рельєфі цих територій, це простежено нами у Закарпатському і в Передкарпатському прогинах, а також у інших регіонах (Назаревич Л. і Назаревич А., 2018; Яроцкий и др., 2020 та ін.).

Зона повороту русла Боржави в с. Довгому і подальший південно-західний його напрям спричинені, з одного боку, тектонічним стиском у районі Оашського меридіонального розлому насувно-підсувної кінематики (Kováčiková & oth., 2016), а з іншого – впливом процесів прогинання в Закарпатському прогині, інтенсивніших у його західній частині (Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2019а, 2019б; Лозиняк і Місюра, 2010; Лозиняк та ін., 2011) і простежених за геодезичними даними до сьогодні (Сомов, 1990), а також особливостями такого процесу прогинання під час неогенової вулканічної активізації та особливостями геомеханічного режиму тектонічних структур у зоні ортогональних Боржавської розломної зони і Виноградівського розлому (Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2013, 2019а, 2019б). Внаслідок цього сформувався ортогональний до Карпат бар’єр у рельєфі (вулканічний хребет Великий Шоллес і Оноцьке підняття) на шляху подальшого можливого простягання русла Боржави на південь і південний схід, і водночас – “пролому” у Вигорлат-Гутинському вулканічному хребті. Цей пролом (на нашу думку) сформувався за рахунок концентрації тут напружень стиску, як сфокусованої реакції опору структур Закарпатського і Оашського розломів на дію альпійської, терейнової та астенолітної складових регіонального геодинамічного процесу (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019б) у наявних тут розломно-блокових тектонічних структурах зон Боржавського та (частково) Виноградівського розломів у період формування цього вулканічного хребта і, відповідно, заблокованого або значно утрудненого тут виливання на поверхню лавових мас (див. у порівнянні геологічні розрізи на рис. 4, б, в, та їх локалізацію на рис. 1 і 5).

Складний і специфічний геодинамічний режим притаманний досліджуваному району і нині (див. рис. 6). Його характерні риси – наявність зони горизонтального розтягу та опускань кори величиною 1–3 мм/рік (позначеної крапом на рис. 6 а) у західній і північно-західній частинах Закарпаття (включно з західним сегментом південного мегасхилу Карпат) з переходом у напрямі на схід і північ до режиму стиску і піднять (величиною 1–2 мм/рік), такий перехід відбувається, зокрема, і в досліджуваному нами районі (Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2013, 2019а, 2019б; Назаревич та ін., 2002). Причинами цього є (як уже зазначено вище) складне поєднання “альпійської” (стиск і зміщення масивів порід на північний схід вхрест Карпат), сучасної “терейнової” (стиск і зміщення кори Закарпатського прогину на схід) і “астенолітної” (поширення північної гілки горизонтального конвективного потоку під Карпати (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019б), що відображається просторовим розподілом глибинного теплового потоку (рис. 6 б, зона високого (90–110 мВт/м<sup>2</sup>) теплового потоку позначена крапом) і супроводжується перерозподілом та концентрацією механічних напружень у зоні

перед фронтом цього потоку) складових регіонального геодинамічного процесу (Назаревич А. і Назаревич Л., 2004, 2013, 2019а, 2019б, Назаревич та ін., 2002, 2015а, 2015б).

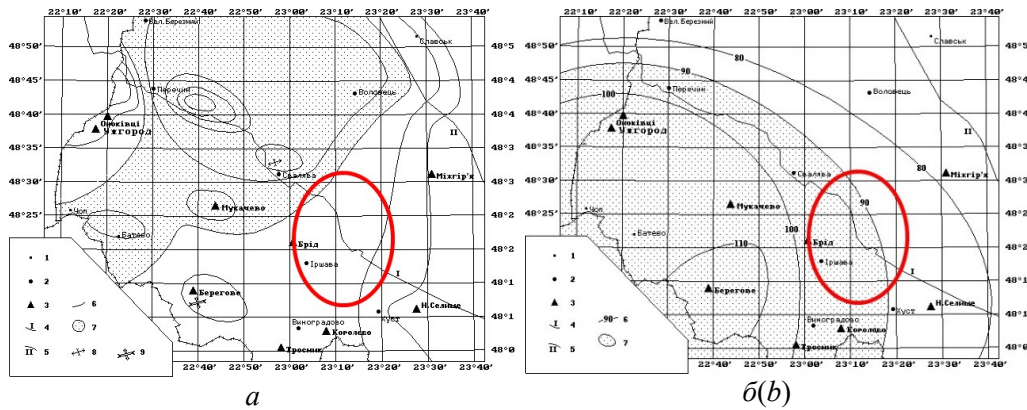


Рис. 6. Геодинаміка (а) (вертикальні та горизонтальні рухи земної поверхні) і глибинний тепловий потік (б) на території Закарпаття (пояснення в тексті), червоними овалами позначено досліджуваний район середньої течії р. Боржави (детальніше див. Назаревич А. і Назаревич Л., 2004).

Fig. 6. Geodynamics (a) (vertical and horizontal movements of the Earth's surface) and deep heat flow (b) in the territory of Transcarpathians (explanation in the text), red ovals mark the studied area of the middle flow of the Borzhava river (more detailed see Nazarevych A. & Nazarevych L., 2004).

Цей геодинамічний режим яскраво відображається в особливостях місцевої сейсмічності (див. рис. 5 і 7) і сейсмотектонічного процесу, зокрема, в наявності тут досить унікальної для Карпатського регіону України зони відносно глибокої (40–55 км) сейсмічної активності (район гірського масиву Паленого Груню) – зони глибинного зчленування Закарпатського і Оашського розломів (Nazarevych & oth., 2022; Назаревич та ін., 2023) (рис. 7). Закарпатський розлом занурюється у північно-східному напрямі під Карпати (рис. 7, в, з), а Оашський (його нахилений суброзлом) – у східному напрямі під структури Солотвинської западини Закарпатського прогину (рис. 7, а, б).

Про сучасну геодинамічну і сейсмотектонічну активність цих розломів свідчить глибинно-просторова локалізація у них (рис. 5 і 7) значної кількості вогнищ місцевих землетрусів. Її встановлено за результатами попередніх наших досліджень з використанням спеціально розроблених методик уточненого визначення координат та глибин вогнищ місцевих землетрусів (Назаревич А. і Назаревич Л., 2004, 2012, 2013, 2019а, 2019б; Kováčiková & oth., 2016). Про це ж свідчить і локалізація вогнищ місцевих землетрусів у зоні Оашського глибинного розлому на глибинному розрізі по регіональному профілю глибинного сейсмічного зондування РП-17 (Nazarevych & oth., 2022; Kováčiková & oth., 2016; Назаревич А. і Назаревич Л., 2019б) (рис. 7, б), на 12 км південніше від досліджуваної нами зони і на умовному розрізі в зоні на південь від водосховища Теремле-Ріцької ГЕС (Назаревич А. та ін., 2016) (рис. 7, з), на 15 км східніше від досліджуваної зони.



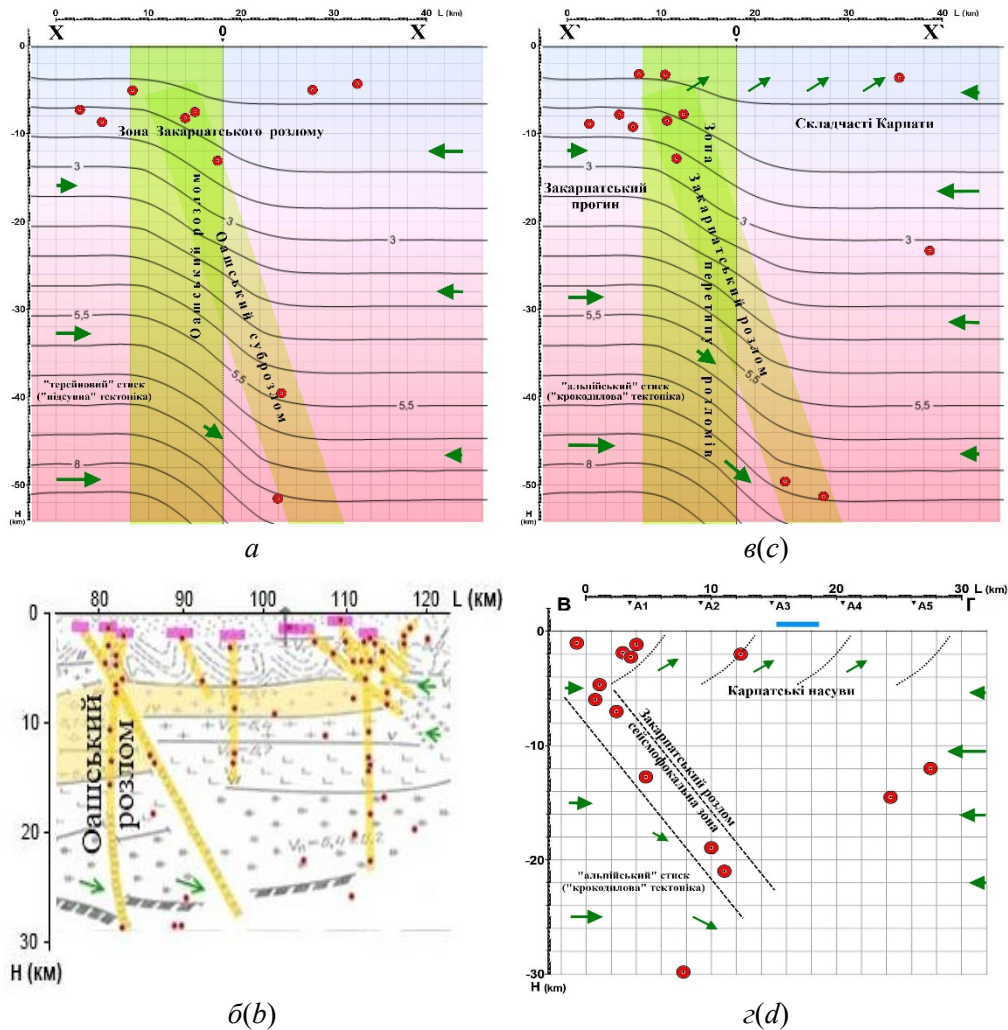


Рис. 7. Сейсотектоніка зони Оашського (а, б) та Закарпатського (в, г) розломів у досліджуваному районі (червоні мітки – вогнища землетрусів): по умовних профілях X-X' (а) та X'-X' (в) (показаних на рис. 5) та на південь (б) (Назаревич А. і Назаревич Л., 2013) і схід (г) (Назаревич та ін., 2016) від цієї зони (пояснення в тексті), стрілками показано відносні величини і напрямки дії тектонічних сил.  
 Fig. 7. Seismotectonics of the Oash (a, b) and Transcarpathian (c, d) fault zones in the studied area (red marks are foci of earthquakes): on the nominal profiles X-X' (a) and X'-X' (c) (shown in Fig. 5) and to the south (b) (Nazarevych A. & Nazarevych L., 2013) and east (d) (Nazarevych & oth., 2016) of this zone (explanation in the text), arrows show the relative values and directions of tectonic stress.

Специфічною особливістю місцевого сейсотектонічного процесу є концентрація геомеханічних напружень і сейсмічної активності в зонах градієнтів глибинних температур і, відповідно, реологічних характеристик геологічного середовища, що схематично відображено на рис. 7, а, в. Саме тому сейсмічна активність тут багатоярусна, найбільше вона концентрується в шарі

донеогенового фундаменту Закарпатського прогину (глибини 2–7 км), зокрема в зоні підшви поверхневого шару карпатських насувів (див. рис. 4, *в*), і в зоні переходу від прогину до Складчастих Карпат (див. рис. 7). Очевидно, перелічені особливості геодинаміки та геомеханіки земної кори регіону разом з особливостями регіональних геодинамічних процесів впливають і на характер формування рельєфу досліджуваних територій.

Детальне вивчення усіх аспектів цих питань вимагає комплексних досліджень великого обсягу геолого-геофізичних та геоморфологічних даних з залученням методик математичного моделювання.

Сучасну різноглибинну геодинамічну та сеймотектонічну активність структур земної кори досліджуваного району засвідчують інструментально зафіксовані тут за час інструментальних сейсмологічних досліджень у Карпатському регіоні України (з 1961 р.) численні землетруси з локалізацією на різних розломах і розривних порушеннях нижчих рангів і з різними глибинами вогнищ (див. рис. 5 та 7, *а, в*) (Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2013 та ін.). Зокрема, активність Боржавської розломної зони засвідчують землетруси в районі розривних порушень південно-східної (район сіл Вільхівка, Великий Раковець, Луково, Довге) та північно-західної (район сіл Мала Розтока, Приборжавське) бортових зон Боржавського мініграбену, при чому землетруси з глибинами вогнищ 20–30 км у районі сіл Мала Розтока і Вільхівка свідчать про активність цих розломів на глибинах низів кори (так званого “базальтового” шару) (Назаревич та ін., 2002; Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2019б).

Про сеймотектонічну активність області перетину Боржавської ортогональної розломної зони та зони Закарпатського глибинного розлому свідчать і найновіші відчутні землетруси, один з яких (з  $M=3,8$ ) відбувся тут 3 січня 2023 р. о 13.28.38,5 за Грінвічем (о 15.28.38,5 за місцевим часом) в с. Довгому (координати вогнища 48,36N і 23.25E, глибина 6 км). Ще один відчутний землетрус з  $M=3,4$  відбувся тут зовсім недавно – 14 квітня 2023 р. о 04.54.50 за Грінвічем у районі с. Імстичево.

Також зазначимо, що за інструментальними та історичними (з 1867 р.) даними відчутні (з  $M \geq 2,5$ ) землетруси відбуваються в районі села Довгого порівняно досить часто, в середньому кожні 20-30 років, а зареєстрованих тут за час інструментальних сейсмологічних спостережень (з 1961 р.) слабших (з  $M=0,8 \div 2,5$ ) землетрусів понад десять. Сейсмічний режим цієї зони дещо подібний до такого у дослідженій нами раніше зоні на південь від Тербле-Ріцької ГЕС (Назаревич та ін., 2016) (див. рис. 7, *з*).

#### Висновки

Отже, можемо стверджувати, що особливості рельєфу району середньої течії р. Боржави спричинені особливостями формування Складчастих Карпат (Глушко, Круглов, 1986; Крупський, 2020; Павлюк, Медведєв, 2004; Кравчук, 2021), Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта (Ляшкевич, 2014) і Закарпатського прогину (Назаревич та ін., 2002; Назаревич А. і Назаревич Л., 2002, 2004, 2010, 2013, 2019а, 2019б; Лозиняк і Місюра, 2010; Лозиняк та ін., 2011) в цьому районі, зокрема, описаними вище особливостями геодинаміки і тектонічного процесу в зонах наявних тут Закарпатського та Оашського розломів, а також діагональних Боржавської розломної зони і Виноградівського розлому Закарпатського прогину. Загалом ці особливості відображають специфічний комбінований вплив

“альпійської”, “терейнової” та “астенолітної” складових регіонального геодинамічного процесу, у тому числі суттєву зміну характеру геомеханічного режиму літосфери регіону в постальпійський і “постмагматичний” період. Зокрема, про зафіксовані у рельєфі та у тектонічній структурі осадових товщ і фундаменту кори Закарпатського прогину такі зміни – часткову переорієнтацію осей напружень з ортогонального до Карпат північно-східного на тангенціальний східний напрямок, спричинену змінами в часі (послабленням) ортогональної до Карпат “альпійської”, переорієнтацією з північно-східного на більш східний напрям “терейнової” та поступовим переходом з північно-східного на східний і південно-східний напрям “астенолітної” складових регіонального геодинамічного тиску у досліджуваному районі свідчать описані вище рельєф, глибинно-просторова будова, геодинаміка і сейсмотектоніка тектонічних структур Боржавської розломної зони і зони Виноградівського розлому (див. також Назаревич А. і Назаревич Л., 2019а, 2019б).

Відповідно, ще один важливий, на наш погляд, територіально більш загальний новий висновок – формування річкової долини Боржави у досліджуваному районі (та ряду інших долин і гірських хребтів південно-західного макросхилу Українських Карпат) відбувалось значною мірою під впливом “терейнової” складової регіонального геодинамічного процесу – зміщення терейну Алькапа та належних до нього тектонічних структур кори Закарпатського прогину на схід і генерацію відповідної східної складової тектонічного тиску, яка діяла на структури складчастих Карпат, причому тангенціально до основного північно-східного “альпійського” тиску (Назаревич А. і Назаревич Л., 2019а, 2019б). Це засвідчує близький до меридіонального напрям багатьох таких долин і гірських хребтів (зокрема, долини р. Латориці з притоками західніше, згаданих вище кососічних гірських хребтів і долин південного напрямку в районі сіл Крайне, Монастирець і Горінчово східніше та подібних за напрямом долин і хребтів ще далі на схід – між селами Драгово і Нересниця, Водиця і Косівська Поляна). Такий меридіональний напрям долин і хребтів сформувався паралельно до фронту дії цього “терейнового” тиску (перпендикулярно до напрямку дії тектонічної сили) під впливом, у тому числі, процесу “хвильового” (циклічного) поширення цього тиску (так званих інфранизькочастотних (зокрема, з періодами в роки і десятиліття) хвиль напружень-деформацій). Наявність таких хвиль і відповідних циклів сейсмічної активізації засвідчують дані наших геодинамічних досліджень (Лозиняк та ін., 2011; Назаревич А. і Назаревич Л., 2019а, 2019б та ін.), у тому числі пов’язаних з пошуком провісників і прогнозом землетрусів.

Зауважимо також, що меридіональні плани в рисунку річкових долин і гірських хребтів виразно проявляються саме на південно-західному макросхилі Українських Карпат (до вододілу), причому найчастіше і найвиразніше – у прилеглий до Закарпатського глибинного розлому смузі шириною до 15–20 км. На північно-східному макросхилі такі плани практично відсутні, що може засвідчувати суттєву участь у зазначеному процесі як приповерхневих складчастих структур, так і глибинніших (до 15–25 км) реологічно послаблених (як за рахунок осадового морського походження, так і за рахунок впливу підвищених глибинних теплових потоків і глибинних температур з південного заходу, з боку Закарпатського прогину і астеноліта під Панонією) горизонтів кори під південно-західним макросхилом Українських Карпат. Адже відомо, що

напруження і деформації в таких горизонтах кори, за даними дослідників (Ю. Л. Ребецький та ін.) поширюються з суттєво меншим загасанням із відстанню, з характеристиками поширення, ближчими до законів гідродинаміки. А на північно-східний (завододільний) макросхил Українських Карпат, структури якого (за даними тектоністів) лежать на зануреному на 12–15–18 км краю Східноєвропейської платформи, такі деформації не діють, тому структури меридіонального плану (за винятком Латорицько-Стрийської зсувної зони) там практично не спостерігаються (Nazarevych & oth., 2022; Назаревич та ін., 2023).

Стосовно подальших деталізованих досліджень зв'язків рельєфу Закарпаття з тектонікою та геодинамікою, у тім числі сучасною, то такі дослідження потребують проведення комплексного генетичного аналізу великого обсягу геолого-геофізичних та геоморфологічних даних з урахуванням фізичних закономірностей часово-просторового розвитку процесів рельєфоутворення, що виходить за рамки цієї статті. Зокрема, такі дослідження вимагають точніших та детальніших геодезичних даних, у тім числі щодо висот урізу води вздовж русел річок, передусім стосовно рівнинної частини території, де ухили річок малі. При цьому потрібно також детально відстежувати такий важливий індикативний параметр як зміни швидкості течії вздовж русла ріки. Оскільки такі дослідження важливі, зокрема, з погляду прогнозування повеневих загроз, вони є актуальними серед інших геоекологічних досліджень.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

- Байрак Г. Історико-тектонічні особливості формування гідромережі Українських Карпат на основі аналізу 3d-моделі рельєфу // *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: збірник наукових праць*. Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2006. С. 141–151.
- Байрак Г. Р. Сучасні руслові процеси і динаміка русла р. Тиси на ділянці перетину Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма // *Фізична географія та геоморфологія*. Вип. 62. Київ : ВГЛ Обрії, 2011. С. 45–54.
- Бойко Г. Ю., Лозиняк П. Ю., Заяць Х. Б., Анікеєв С. Г., Петрашкевич М. Й., Колодій В. В., Гайванович О. П. Глибинна геологічна будова Карпатського регіону // *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2003. № 2. С. 52–61.
- Бокун А. Н. Соляные структуры Солотвинской впадины. Киев : Наук. думка, 1981. 135 с.
- Бокун О. М., Назаревич А. В. Структура і динаміка зон горизонтального зсуву (за результатами фізичного моделювання і польових досліджень) // *Геодинаміка*. 2013. № 1(14). С. 129-141. <http://dx.doi.org/10.23939/jgd2013.01.129>.
- Геодинаміка Карпат / Круглов С. С., Смирнов С. Е., Спітковська С. М., Фильштинський Л. Е., Хижняков А. В. Київ : Наук. думка, 1985. 136 с.
- Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи карпатської споруди // *Геодинаміка*. 2011. № 1(10). С. 47–57.
- Гофштейн І. Д. Неотектоніка Карпат. Київ : Вид-во АН УРСР, 1964. 183 с.
- Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / Під ред. В. І. Старостенка. Київ : Наук. думка, 2005. 256 с.
- Ковалишин З. И, Братусь М. Д. Флюїдний режим гідротермальних процесів Закарпаття. Київ : Наук. думка, 1984. 86 с.

- Кравчук Я. С. Рельєф Українських Карпат. Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2021. 576 с.
- Крупський Ю. З. Геологія і нафтогазоносність Західного регіону України. Львів : Сполом, 2020. 256 с.
- Літосфера Центральної і Східної Європи / Під ред. А. В. Чекунова. Київ : Наук. думка. 1987-1993.
- Лозиняк П. Ю., Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Неогенова та сучасна геодинаміка і сейсмічність літосфери Закарпаття // *Геодинаміка*. 2011. № 2(11). С. 170-172.
- Лозиняк П., Місюра А. Особливості геологічної будови донеогенового фундаменту Закарпатського прогину // *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2010. № 3-4. С. 73-83.
- Ляшкевич З. М. Еволюція та генезис кайнозойського вулканізму Панкардії. *Вісник КНУ ім. Тараса Шевченка. Геологія*. 2014. № 3(66). С. 21-26.
- Малєєв Є. Ф. Неогеновий вулканізм Закарпаття. Наука, 1964. 251 с.
- Мерлич Б. В., Спітковська С. М. Глибинні розломи, неогеновий магматизм і оруднення Закарпаття // *Проблеми тектоніки і магматизму глибинних розломів*. Львів, 1974. С. 173-180.
- Назаревич А., Байрак Г., Назаревич Л., Пиріжок Н. Зв'язок рельєфу із сейсмотектонікою зони середньої течії р. Боржави на Закарпатті // *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат та прилеглих територій: матеріали доповідей XIII науково-практичного семінару за міжнародної участі (2-3 березня 2023 р.)*. Львів : Галич-прес, 2023. С. 130-134.
- Назаревич А., Назаревич Л. Про характерні сценарії і механізми землетрусів Виноградівської сейсмогенної зони Закарпаття // *Збірник наукових праць VII Міжнародної наукової конференції "Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища"*. 24-26 вересня 2019 р., м. Львів. Львів : Растр-7, 2019 (а). С. 128-130.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Геодинаміка літосфери заходу Закарпаття за комплексом даних // *Геодинаміка*. 2004. № 1(4). С. 45-53.
- Назаревич А. В., Бокун О. М., Назаревич Л. Є. Структура, динаміка і сейсмотектоніка скидових зон (за результатами фізичного моделювання та польових досліджень). Частина 1: Фізичне моделювання // *Геодинаміка*. 2015 (а). № 1(18). С. 63-85. <http://dx.doi.org/10.23939/jgd2015.01.063>.
- Назаревич А. В., Бокун О. М., Назаревич Л. Є. Структура, динаміка і сейсмотектоніка скидових зон (за результатами фізичного моделювання та польових досліджень). Частина 2: Польові дослідження // *Геодинаміка*. 2015 (б). № 2(19). С. 55-71. <http://dx.doi.org/10.23939/jgd2015.02.055>.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є., Ковалишин З.І. Природа підзони знижених швидкостей у гранітах кори Закарпаття та її перспективні ресурси // *Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол.* 2002. Вип. 15. С. 119-125.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Геодинаміка і особливості сейсмотектонічного процесу Берегівської горстової зони (Закарпаття) // *Геодинаміка*. 2000. № 1(3). С. 131-147.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Геодинаміка і тріщинуватість породних масивів (на прикладі Берегівського горбогір'я в Закарпатті) // *Науковий вісник НГАУ*. 2001. № 4. С. 23-24.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Геодинаміка, тектоніка та сейсмічність

- Карпатського регіону України // *Геодинаміка*. 2013. № 2(15). С. 247–249. <http://dx.doi.org/10.23939/jgd2013.02.247>.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Глибинні пастково-колекторські тектонічні структури в літосфері Карпатського регіону України: природа, походження і перспективні ресурси // *Наук. вісник Ів.-Франк. нац. техн. ун-ту. нафти і газу*. 2002. № 3(4). С. 10–21.
- Назаревич Л. Є., Назаревич А. В. Сейсмогеодинамічна активізація нафтогазоносних районів Передкарпатського прогину (Долина, Надвірна, Борислав) // *Мінеральні ресурси України*. 2018. № 2. С. 36–42. <http://dx.doi.org/10.31996/mru.2018.2.36-42>.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є. Про терейнові особливості геодинаміки Українських Карпат та їх зв'язок з нафтогазоносністю // *Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування. Матеріали Шостої міжнародної науково-практичної конференції (7–11 жовтня 2019 р., м. Трускавець)*. Київ : ДКЗ, 2019 (б). Т. 1. С. 355–359.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є., Шлапінський В. Є. Сейсмічність, геологія, сеймотектоніка і геодинаміка району Терембле-Ріцької ГЕС (Українське Закарпаття) // *Геодинаміка*. 2016. № 1(20). С. 170–192. <http://dx.doi.org/10.23939/jgd2016.01.060>.
- Назаревич А. В., Назаревич Л. Є., Ковалишин З. І. Природа підзони знижених швидкостей у гранітах кори Закарпаття та її перспективні ресурси // *Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол.* 2002. Вип. 15. С. 119–125.
- Назаревич Л. Є., Назаревич А. В. Сейсмічність і деякі особливості сеймотектоніки Українських Карпат // *Геодинаміка*. 2012. № 1(12). С. 145–151. <http://dx.doi.org/10.23939/jgd2012.01.145>.
- Назаревич Л. Є., Назаревич А. В. Характерні землетруси Берегівської сейсмогенної зони: особливості джерела і макросейсмічного поля // *Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. Геологія*. 2006. № 38–39. С. 42–47.
- Назаревич А., Назаревич Л., Байрак Г. Особливості геодинаміки і сеймотектоніки та їхній вплив на рельєф Українських Карпат // *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат та прилеглих територій: матеріали 12 науково-практичного семінару за міжнародної участі (25–26 листопада 2021 р.)*. Львів : Видавництво ЛНУ, 2021. С. 121–125.
- Назаревич А., Назаревич Л., Баштевич М. Виділення малоамплітудних деформаційних аномалій – провісників місцевих Закарпатських землетрусів з урахуванням метеотермопружних деформацій // *Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. Геологія*. 2019. № 1(84). С. 21–28. <http://dx.doi.org/10.17721/1728-2713.84.03>.
- Павлюк М. І., Медведєв А. П. Панкардія: проблеми еволюції. Львів : Ліга-Прес, 2004. 108 с.
- Сомов В. И. Сучасна направленість розвитку тектонічних структур Карпато-Балканського регіону // *Геофіз. журнал*. 1990. Т. 12. № 6. С. 39–47.
- Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы / Соллогуб В. Б., Гутерх А., Просен Д. и др. Київ : Наук. думка, 1978. 272 с.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій / Ред.: К. Р. Третяк, В. Ю. Максимчук, Р. І. Кутас. Львів: Вид-во НУ “Львівська політехніка”, 2015. 420 с.
- Чекунов А. В., Ліванова Л. П., Гейко В. С. Глибинна будова і деякі особливості тектоніки Закарпатського прогину // *Рад. геологія*. 1969. № 10. С. 57–68.

- Хоменко В. І. Глибинна будова Закарпатського прогину. Київ : Наук. думка, 1978. 230 с.
- Швець Г. І. Каталог річок України. Київ : Вид-во АН УРСР, 1957. 192 с.
- Шлапінський В. Є., Жабіна Н. М., Мачальський Д. В., Тернавський М. М. Уточнення геологічної будови Пенінського покриву Українських Карпат // *Геодинаміка*. 2017. № 1(22). С. 55–73. <http://dx.doi.org/10.23939/jgd2017.01.057>.
- Яроцкий Г. П., Назаревич А. В., Назаревич Л. Е. Сейсмоструктура Корякского нагорья – одной из активных окраин континента Евразии // *Геофиз. журнал*. 2020. Т. 42. № 6. С. 131–163. <http://dx.doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i6.2020.222290>.
- Kiss J. (2014). Plate tectonics, volcanism and magnetic anomaly map of Carpathian-Pannonian Region // *Magyar Geofizika*. 55/2, 51–81.
- Kováčiková S., Logvinov I., Nazarevych A., Nazarevych L., Pek J., Tarasov V., Kalenda P. Seismic activity and deep conductivity structure of the Eastern Carpathians // *Stud. Geophys. Geod.* 60. 2016. 280–296. <http://dx.doi.org/10.1007/s11200-014-0942-y>.
- Nazarevych A. V., Nazarevych L. Ye., Bayrak G. R., Pyrizhok N. B. Seismotectonics of the Oash and Transcarpathian deep faults junction zone (Ukrainian Transcarpathians) // *Geodynamics*. 2022. 2(33). 99–114. <http://dx.doi.org/10.23939/jgd2022.02.100>.
- Sandulescu M. Cenozoic Tectonic History of the Carpathians // *Amer. Assoc. of Petr. Geol. Memoirs*. 1988. V. 45. P. 17–25.
- The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics. Vol. 1. Stratigraphy. Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography. / Eds: F. Horvath, A. Galacz. Budapest : Hantken Press, 2006. 625 p.
- Topal S., Softa M. Geomorphic signature of active tectonics in Simav Graben: An evaluation of indicator relative tectonic activity of Simav Fault and its seismotectonic implications for Western Anatolia // *J Earth Syst Sci*. 2023. №132. 95 p. <http://dx.doi.org/10.1007/s12040-023-02110-4>.

#### REFERENCES

- Bayrak, G., 2006. Historic-tektonical features of formation of a hydrographic network of the Ukrainian Carpathians on the basis of the analysis of three-dimensional model of relief. In *Problems of geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories: a collection of scientific works*. Lviv: Pub. center of I. Franko LNU, 141–151 (in Ukrainian).
- Bayrak, G. R., 2011. Modern channel processes and dynamics of the Tizza River channel at the intersection of the Vygorlat-Gutinsky volcanic range. In *Physical geography and geomorphology*, 62. Kyiv: VHL Obrii, 45–54 (in Ukrainian).
- Boyko, G. Yu., Lozynyak, P. Yu, Zayats, Kh. B., Anikeev, S. G., Petrashkevych, M. Y., Kolodiy, V. V., Haivanovych, O. P., 2003. Deep geological structure of the Carpathian region. In *Geology and geochemistry of combustible minerals*. 2, 52–61 (in Ukrainian).
- Bokun, A. N., 1981. Salt structures of the Solotvyno depression. Kiev: Scientific Thought. 135 p. (in Ukrainian).
- Bokun, O. M., Nazarevych, A. V., 2013. Structure and dynamics of horizontal shear zones (by results of physical modelling and field studies). In *Geodynamics*, 1(14), 129–141 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.23939/jgd2013.01.129>.

- Geodynamics of the Carpathians. 1985. S. S. Kruglov, S. E. Smirnov, S. M. Spitkovskaya, L. E. Filshinsky, A. V. Khizhnikov. Kiev: Scientific Thought. 136 p. (in Ukrainian).
- Hnylko, O. M., 2011. Tectonic zoning of the Carpathians in the light of terrane tectonics. Article 1. The main elements of the Carpathian structure. In *Geodynamics*. No. 1(10). 47–57. <https://doi.org/10.23939/jgd2011.01.047> (in Ukrainian).
- Gofshtein I. D., 1964. Neotectonics of the Carpathians. Kiev: AS of the Ukrainian SSR Publ. 183 p. (in Ukrainian).
- Study of modern geodynamics of the Ukrainian Carpathians. 2005. Ed. V. I. Starostenko. Kyiv: Scientific Thought. 256 p. (in Ukrainian).
- Kovalyshyn, Z. I., Bratus` M. D., 1984. Fluid regime of hydrothermal processes in Transcarpathians. Kiev: Scientific Thought, 86 (in Ukrainian).
- Kravchuk, Ya. S., 2021. Relief of the Ukrainian Carpathians. Lviv: Center of I. Franko LNU, 576 (in Ukrainian).
- Krupskyy, Yu. Z., 2020. Geology and oil and gas potential of the Western region of Ukraine. Lviv: Spolom, 256 (in Ukrainian).
- Lithosphere of Central and Eastern Europe. 1987–1993. On ed. A. V. Chekunov. Kyiv: Scientific Thought. V. 1–6 (in Russian).
- Lozynyak, P. Yu., Nazarevych, A. V., Nazarevych, L. Ye., 2011. Neogene and modern geodynamics and seismicity of Transcarpathian lithosphere. In *Geodynamics*, 2 (11), 170–172 (in Ukrainian).
- Lozynyak, P., Misyura, A., 2010. Peculiarities of the geological structure of the pre-Neogene basement of the Transcarpathian depression. In *Geology and geochemistry of combustible minerals*, 3–4, 73–83 (in Ukrainian).
- Lyashkevich, Z. M., 2014. Evolution and genesis of Cenozoic volcanism in Pancardia. In *Bulletin of T. Shevchenko KNU. Geology*, 3(66), 21–26 (in Ukrainian).
- Maleev, Ye. F., 1964. Neogene volcanism of Transcarpathians. *Science*. 251.
- Merlich, B. V. Spitkovskaya S. M., 1974. Deep faults, Neogene magmatism and mineralization in Transcarpathians. In: *Problems of tectonics and magmatism of deep faults*, Lviv, 173–180 (in Ukrainian).
- Nazarevych, A. V. Nazarevych, L. Ye., 2004. Western Transcarpathians lithosphere geodynamics by complex of data. In *Geodynamics*, 1(4), 45–53 (in Ukrainian).
- Nazarevych, A., Nazarevych, L., 2019a. On the typical scenarios and mechanisms of earthquakes in the Vynogradiv seismogenic zone of Transcarpathians. In *Collection of Scientific Papers of the VII International Scientific Conference "Geophysics and Geodynamics: Forecasting and Monitoring of the Geological Environment"*. Lviv: Rastr-7, 128–130 (in Ukrainian).
- Nazarevych, A. V., Nazarevych, L. Ye., 2019b. About the terrain features of the geodynamics of the Ukrainian Carpathians and their connection with oil and gas bearing. In *Subsoil use in Ukraine. Investment prospects: materials of the sixth international scientific and practical conference*, Kyiv, 1, 355–359 (in Ukrainian).
- Nazarevych, A. V., Bokun, O. M., Nazarevych, L. Ye., 2015a. Structure, dynamics and seismotectonics of faulting zones (by results of physical modelling and field studies) Parth 1: Physical modelling. In *Geodynamics*, 1(18), 66–88 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.23939/jgd2015.01.063>.
- Nazarevych, A. V., Bokun, O. M., Nazarevych, L. Ye., 2015b. Structure, dynamics and seismotectonics of faulting zones (by results of physical modelling and field studies) Parth 2: Field studies. In *Geodynamics*, 1(18), 55–71 (in Ukrainian).



- <https://doi.org/10.23939/jgd2015.02.055>.
- Nazarevych, A. V., Nazarevych, L. Ye., Kovalyshyn, Z. I., 2002. The nature of the subzone of lowered velocities in the "granites" of the Transcarpathian crust and its prospective resources. In *Bulletin of I. Franko LNU. Ser. Geol*, 15, 119–125 (in Ukrainian).
- Nazarevych, A. V., Nazarevych, L. Ye., 2000. Geodynamics and peculiarities of seismotectonic process in Beregovo horst zone (Transcarpathians). In *Geodynamics*, 1(3), 131–147 (in Ukrainian).
- Nazarevych, A. V., Nazarevych, L. Ye., 2001. Geodynamics and fracturing of rock massifs (in example of Berehovo Hill-land in Transcarpathians). In *Scientific Bulletin of NMAU*, 4, 23–24 (in Ukrainian).
- Nazarevych, A. V., Nazarevych, L. Ye., 2013. Geodynamics, tectonics and seismicity of Carpathian region of Ukraine. In *Geodynamics*, 2(15), 247–249 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.23939/jgd2013.02.247>.
- Nazarevych, A. V., Nazarevych, L. Ye., 2002. Deep trap-collector tectonic structures in the lithosphere of the Carpathian region of Ukraine: nature, origin and prospective resources. In *Scientific Bulletin of IFNTUOG*, 3(4), 10–21 (in Ukrainian).
- Nazarevych, L. Ye., Nazarevych, A. V., 2012. Seismicity and some features of seismotectonics of Ukrainian Carpathians. In *Geodynamics*, 1(12), 145–151 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.23939/jgd2012.01.145>.
- Nazarevych, L. E., Nazarevych, A. V., 2006. Typical earthquakes of Beregovo seismogenic zone: peculiarities of the source and macroseismic field. In *Bulletin of T. Shevchenko KNU. Geology*. 38–39. 42–47 (in Ukrainian).
- Nazarevych, L. E., Nazarevych, A. V., 2018. Seismogeodynamic activation of oil and gas-bearing regions of the Precarpathian depression (Dolyna, Nadvirna, Boryslav). In *Mineral resources of Ukraine*. 2. 36–42 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.31996/mru.2018.2.36-42>.
- Nazarevych, A. V., Nazarevych, L. E., Shlapinskyy, V. E., 2016. Seismicity, geology, seismotectonics and geodynamics of the Tereble-Ritska HPP area (Ukrainian Transcarpathians) In *Geodynamics*, 1(20), 170–192 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.060>.
- Nazarevych, A., Bayrak, G., Nazarevych, L., Pyrizhok, N., 2023. Relationship of relief with seismotectonics of the middle flow of the Borzhava River in Transcarpathians. In *Problems of geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories: materials of reports of the XIII scientific and practical seminar with international participation*. Lviv: Halych-press, 130–134 (in Ukrainian).
- Nazarevych, A., Nazarevych, L., Bayrak, G., 2021. Peculiarities of geodynamics and seismotectonics and their influence on the relief of the Ukrainian Carpathians. In *Problems of geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories: materials of the 12th scientific and practical seminar with international participation*. Lviv: Publishing House of I. Franko LNU, 121–125 (in Ukrainian).
- Nazarevych, A., Nazarevych, L., Bashtevych, M., 2019. Selection of small-amplitude deformation anomalies – precursor of local transcarpathian earthquakes with taking into account the meteo thermoelastic deformations. In *Visnyk of T. Shevchenko KNU. Geology*. 1(84). 21–28 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.17721/1728-2713.84.03>.
- Pavlyuk, M. I., Medvedev, A. P., 2004. Pancardia: problems of evolution. Lviv: Liga-Press. 108 p. (in Ukrainian).

- Somov, V. I., 1990. Contemporary direction of development of tectonic structures of the Carpatho-Balkan region. In *Geophys. Journal*, 12, 6, 39–47.
- Structure of the Earth's crust and upper mantle of Central and Eastern Europe. 1978. Sollogub V. B., Guterkh A., Prosen D. et al. Kyiv: Scientific Thought. 272 p. (in Ukrainian).
- Modern geodynamics and geophysical fields of the Carpathians and adjacent territories. 2015. Ed.: K. R. Tretyak, V. Yu. Maksymchuk, R. I. Kutas. Lviv: Publishing House of LPNU. 420 (in Ukrainian).
- Chekunov, A. V., Livanova, L. P., Geiko, V. S., 1969. Deep structure and some features of the tectonics of the Transcarpathian depression. In *Sov. geology*, 10, 57–68.
- Khomenko, V. I., 1978. Deep structure of Transcarpathian depression. Kyiv: Scientific Thought. 230 (in Ukrainian).
- Shvets, G. I., 1957. Catalog of rivers of Ukraine. Kyiv: Publishing House of the AS of the Ukrainian SSR, 192 (in Ukrainian).
- Shlapinsky, V. E., Zhabina, N. M., Machalskyi, D. V., Ternavskyi, M. M., 2017. Clarification of the geological structure of the Peniny cover of the Ukrainian Carpathians. In *Geodynamics*, 1(22), 55–73 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.057>.
- Yarotsky, G. P., Nazarevych, A. V., Nazarevych, L. Ye., 2020. Seismotectonics of the Koryak highlands – one of active edge of the continent of Eurasia. In *Geophys. Journal*. 42, № 6. C. 131–163. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i6.2020.222290>.
- Kiss, J., 2014. Plate tectonics, volcanism and magnetic anomaly map of Carpathian-Pannonian Region In *Magyar Geofizika*. 55/2, 51–81 (in Hungarian).
- Kováčiková, S., Logvinov, I., Nazarevych, A., Nazarevych, L., Pek, J., Tarasov, V., Kalenda, P., 2016. Seismic activity and deep conductivity structure of the Eastern Carpathians. In *Stud. Geophys. Geod.* 60. 280–296. <https://doi.org/10.1007/s11200-014-0942-y>.
- Nazarevych, A. V., Nazarevych, L. Ye., Bayrak, G. R., Pyrizhok, N. B., 2022. Seismotectonics of the Oash and Transcarpathian deep faults junction zone (Ukrainian Transcarpathians) In *Geodynamics*. 2(33). 99–114. <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.100>.
- Sandulescu M., 1988. Genozois Tectonic History of the Carpathians. In *Amer. Assos. of Petr. Geol. Memoirs*. 45, 17–25.
- The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics. 2006. Vol. 1. Stratigraphy. Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography. / Eds: F. Horvath, A. Galacz. Budapest : Hantken Press, 625.
- Topal, S., Softa, M., 2023. Geomorphic signature of active tectonics in Simav Graben: An evaluation of indicator relative tectonic activity of Simav Fault and its seismotectonic implications for Western Anatolia. In *J Earth Syst Sci*. 132, 95. <https://doi.org/10.1007/s12040-023-02110-4>.