

Сейсмічні події і тектоніка Кривбасу

*С.В. Щербина¹, П.Г. Пігулевський¹, І.Ю. Гурова¹,
Т.А. Амашукелі¹, Л.О. Шумлянська¹, О.А. Калініченко¹,
І.А. Калітова¹, Д.В. Малицький², В.Г. Нікулін³,
С.Т. Вербицький⁴, 2021*

¹Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

²Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Львів, Україна

³Латвійський центр навколишнього середовища, геології та метеорології, Рига, Латвія

⁴Відділ сейсмічності Карпатського регіону Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Львів, Україна

Надійшла 1 червня 2021 р.

Розглянуто результати вивчення двох сейсмічних подій — вибуху (23.09.2020 09:00) та землетрусу (30.09.2020 20:00), які відбулись у районі м. Кривий Ріг. Розроблено алгоритми обробки записів, зареєстрованих на сейсмічній станції «Кривий Ріг». Виконано комплексну інтерпретацію матеріалів сейсмологічних та геолого-геофізичних даних. Визначено координати сейсмічних подій, оцінено якість обробки сейсмологічних даних за експертним методом, а також ступінь довіри до отриманих параметрів. Подано аналіз природи походження землетрусу на підставі вивчення форми і спектрограм його запису. За структурою механізму вогнища землетрусу це природна сейсмічна подія індукованого типу. Наведено результати вивчення геотектоніки району виникнення землетрусу, показано зв'язок геологічних структур з параметрами його вогнища. Розраховано параметри напружено-деформованого стану земної кори району Криворізького залізорудного басейну (Кривбасу) і встановлено параметри епіцентру індукованого землетрусу 30.09.2020, 20:00:40,836 (час UTC). За експериментальними розрахунками глибина епіцентру локального землетрусу збігається з гіпотетичною глибиною у 15 км нижньої кромки розломів, яка відповідає моделі розподілу глибин гіпоцентрів землетрусів Східноєвропейської платформи.

Запропоновані методики і алгоритми відкривають додаткові можливості оцінювання при проведенні сучасних геофізичних досліджень довготривалої сейсмічної небезпеки м. Кривий Ріг. Зроблено висновок, що для точнішого визначення місця, часу та природи локальних сейсмічних подій на території Кривбасу потрібно розвивати в його межах і суміжних районах мережу сейсмічних станцій, здатних фіксувати події такої величини і менші.

Ключові слова: наведені землетруси, локальні землетруси, промислові вибухи, сейсмічність, механізми вогнища, моделі земної кори.

Загальний огляд сейсмічних подій 23.09.2020 (09:00), 30.09.2020 (20:00). Сейсмічність території Кривбасу викликає багато питань про причини походження місцевих землетрусів і надійність визначення координат їх епіцентрів і гіпоцентрів. За період з часу встановлення станції у м. Кривий Ріг за адресою

вул. Геологічна, 2 було зареєстровано десятки місцевих сейсмічних подій, більшість з яких є або промисловими вибухами в кар'єрах, індукованими ними зсувами на схилах кар'єрів або деформаціями відпрацьованих шахтних полів [Кендзера и др., 2012; Щербина и др., 2012; Пігулевский и др., 2015; Пігу-

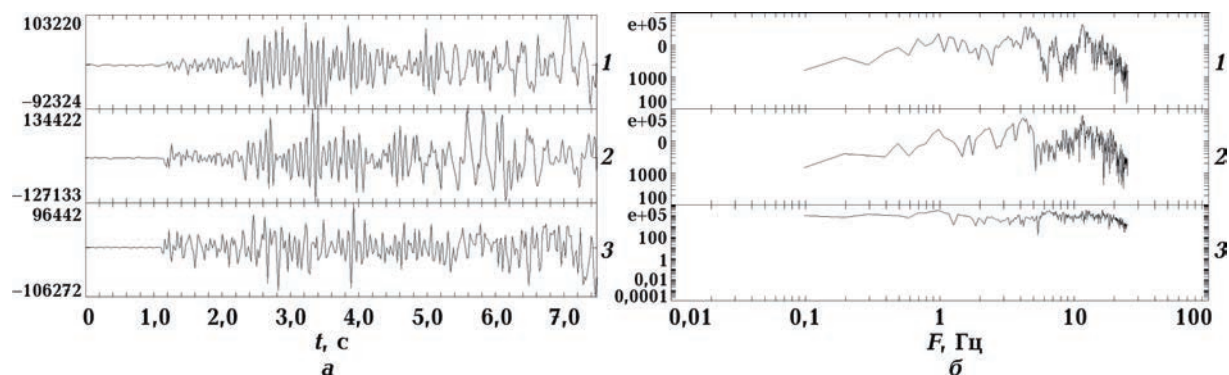


Рис. 1. Три компоненти запису вибуху 23.09.2020, 09:00 (а) та їх Фур'є спектри (б); зверху вниз — складові EW, NS та Z; запис у пікселях амплітудно-цифрового перетворювача (АЦП).

Fig. 1. The explosion recording 23.09.2020, 09:00, three components (a) and their Fourier spectra (b). From top to down EW, NS and Z components. Recording in pixels of the amplitude-digital converter (ADC).

левський та ін., 2016]. Дослідження локальних землетрусів важливе для оцінювання стану і носійних властивостей ґрунтів у районах міста, де можуть виникнути вторинні небезпечні процеси, пов'язані з техногенними причинами [Здешиц та ін., 2015].

Для визначення природи походження сейсмічних подій, що сталися у м. Кривий Ріг 23 та 30 вересня 2020 р., виконано спектральний Фур'є аналіз трьох компонент запису обох подій (рис. 1, 2).

Порівняльний аналіз Фур'є спектрів записів двох подій — вибуху та землетрусу, показав, що полоса частот записів вибуху

займає повний діапазон частот від 0,1 до 25,0 Гц з максимумами у діапазоні частот від 4 до 12 Гц (див. рис. 1, б). Спектральний аналіз трьох компонент записів землетрусу засвідчив, що сигнали всіх трьох компонент мають значну спектральну густину в діапазоні частот від 0,02 до 25 Гц. Максимуми спектральної густини коливань під час землетрусу збігаються з максимумами спектральної густини коливань за вибуху, але мають менші значення. Менші амплітуди спектрів під час землетрусу пояснюються тим, що він відбувся на більшій епіцентральної відстані від точки реєстрації, ніж

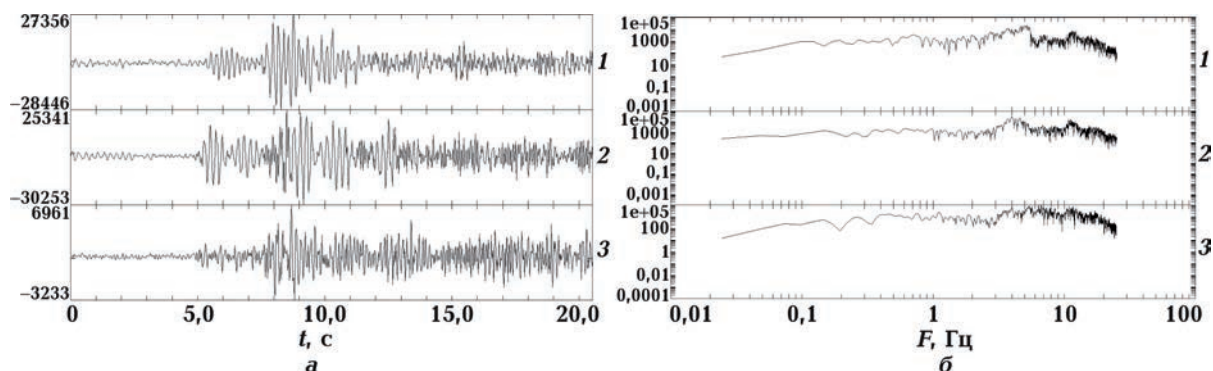


Рис. 2. Три компоненти запису землетрусу 30.09.2020, 20:00 (а) та спектри складових вектора запису землетрусу (б), в одиницях АЦП; зверху вниз — EW, NS та Z.

Fig. 2. The earthquake recording 30.09.2020, 20:00, three components (a) and the spectra of the components of the earthquake recording vector (b), in ADC units. From top to down — EW, NS and Z.

вибух: до місця вибуху відстань дорівнювала 10,2 км, а до місця землетрусу — 23,3 км.

Обробка сейсмічних подій вибуху 23.09.2020 (09:00) та землетрусу 30.09.2020 (20:00) для визначення їх координат. Визначення параметрів сейсмічної події передбачає наявність мережі сейсмічних станцій, на якій ця подія зафіксована не менш як у чотирьох пунктах, для побудови і розв'язання системи рівнянь з 4 невідомими. Локальні сейсмічні події, що відбуваються в тектонічно і техногенно ослаблених зонах на території України, мають, здебільшого, малу магнітуду і реєструються на невеликій відстані від джерела події. Мережа сейсмічних спостережень центральної частини території України не дає змоги проводити впевнений моніторинг сейсмічності, хоча події тут реєструються доволі часто. До таких «проблемних» районів належить Криворізький залізорудний басейн (КЗБ), де регулярні сейсмічні спостереження проводяться одною сейсмічною станцією, розташованою в західній частині м. Кривий Ріг. Це район, де постійно відбуваються вибухові роботи, координати та час у вогнищі для яких, як правило, відомі заздалегідь. Вивчення та інтерпретація хвильового поля від промислових вибухів достатньо обґрунтовані. Інша річ — землетруси та несанкціоновані вибухи. Визначення параметрів цих подій є складною оберненою некоректною, за Адамаром, задачею, яка має неоднозначні розв'язки.

Основна причина значних похибок при визначенні координат сейсмічної події — відсутність достатньо щільної мережі спостережень. Обмежена кількість даних провокує появу фактора «суб'єктивності» при виборі моментів вступів хвиль різного типу, годографів хвиль, моделей геологічного середовища та ін.

Попередній розрахунок глибинної мережі тектонічного блока за часом вступу відбитих хвиль. Для уточнення глибини гіпоцентру землетрусу застосовано метод циф-

рового моделювання поширення сейсмічних хвиль у моделях геологічного середовища (рис. 3), побудованих за сукупністю наявних геолого-геофізичних даних. При аналізі вертикальної компоненти (Z) запису зем-

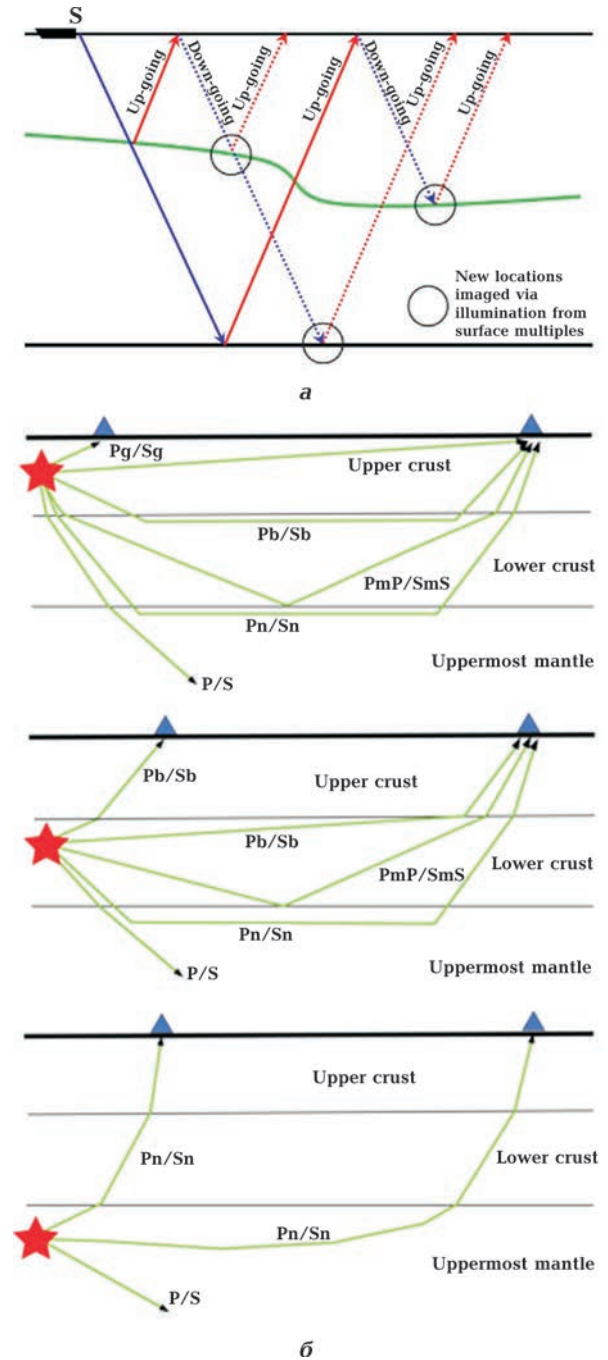


Рис. 3. Дві моделі проходження прямих і відбитих хвиль при поширенні їх через складну за формою тектонічну структуру (а) і розташування вогнища землетрусу на різних глибинах (б) [IASPEI ..., 2003].

Fig. 3. Two models of the wave transmission (direct and reflected) through complicated tectonic structure (a) and the location of the earthquake at different depths (б) [IASPEI ..., 2003].

летрусу (див. рис. 2, а) виявлено наявність вступів шести сейсмічних хвиль типу P , амплітуди вступів яких мають майже однакові значення. Далі за записом ця група хвиль була перекрита вступом уже хвилі S , і тому повну кількість цих відображених хвиль знайти стало неможливим. Для розуміння реальних причин походження такої великої кількості відбитих хвиль побудовано моделі поширення різних типів прямих і відбитих хвиль [IASPEI ..., 2003] (рис. 3).

На основі використання описів моделей проходження прямих і відбитих первинних хвиль типу P [IASPEI ..., 2003] стало можливим скласти спеціальну систему лінійних рівнянь (1), за допомогою розв'язання якої можна знайти відстані від вогнища землетрусу до точок відбиття первинних хвиль типу P :

$$\begin{cases} \alpha R_q + R_{21} = V(T_1 - T_q), \\ \beta R_q + R_{22} = V(T_2 - T_q), \\ \gamma R_q + R_{23} = V(T_3 - T_q), \end{cases} \quad (1)$$

$$\begin{cases} R_{21} = V(T_1 - T_q) - \alpha R_q, \\ R_{22} = V(T_2 - T_q) - \beta R_q, \\ R_{23} = V(T_3 - T_q) - \gamma R_q. \end{cases} \quad (1)$$

До системи лінійних рівнянь (1), що пов'язує час вступів відбитих хвиль T_1, T_2, T_3 з відстанями до точок їх відображення R_{21}, R_{22}, R_{23} , входять також константні значення швидкості проходження V первинних відбитих хвиль типу P , час самого землетрусу у точці вогнища T_q і відстань від епіцентру до точки фіксації первинної хвилі P (рис. 4, а).

За часом вступу кожної відбитої хвилі типу P та спрощеною математичною моделлю проходження цих хвиль (1) було розраховано відстані від вогнища землетрусу до можливих точок їх відбиття (рис. 4). При розробці моделі та проведенні розрахунків було використано результати різних експертів. Застосування такого підходу дає змогу вибирати оптимальну модель, яка максимально відповідає реальним параметрам геологічного середовища Кривбасу.

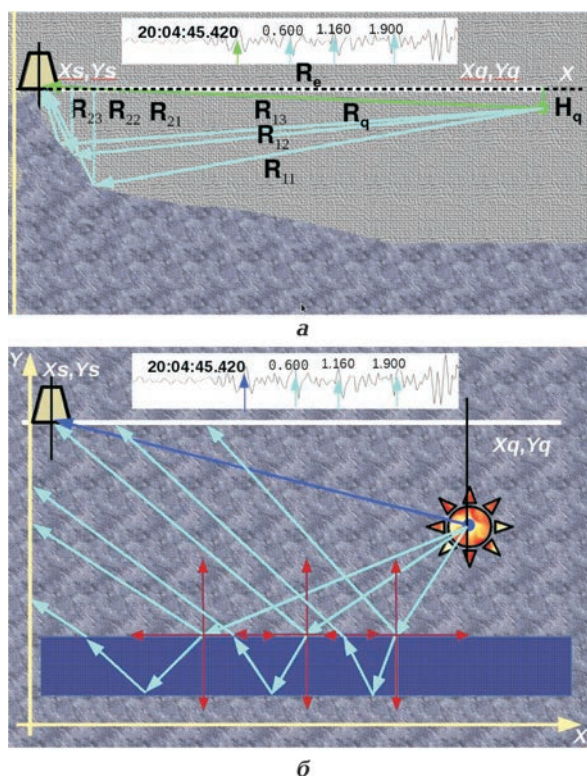


Рис. 4. Двовимірні моделі тектонічних структур різного типу для розрахунків часу проходження відбитих хвиль від різних тектонічних структур Кривбасу: а — зчитано з вертикальної компоненти реального запису землетрусу, б — за відсутності складної тектонічної структури під точками розташувань станції та гіпоцентру землетрусу.

Fig. 4. Two-dimensional models of tectonic structures of different types for calculations the transmission time reflected waves from different tectonic structures of Kryvbas: а — the vertical component of the real earthquake record, б — in the absence of a complicated tectonic structure under the locations of the station and the hypocenter of the earthquake.

При використанні у системі лінійних рівнянь (1) результатів обробки різних експертів (табл. 1) було визначено також різні відстані від вогнища землетрусу до точки реєстрації (табл. 2). У табл. 2 наведено глибини залягання точок відбитку первинної хвилі P , значення яких отримано за використання системи лінійних рівнянь (1) з різними значеннями часу проходження цієї хвилі у складнопобудованій геологічній структурі.

Результати обробки (табл. 2) характеризуються різними значеннями часу вступів первинної хвилі P і швидкості проходження

Т а б л и ц я 1 . Відстані від вогнища землетрусу до точки реєстрації, розраховані різними експертами

№ п.п.	Час вступу хвилі	Різниця з часом землетрусу, с (1), за Т. Амашукелі	Відстань А, м	Різниця з часом землетрусу, с (2), за Л. Шумлянською	Відстань Б, м
1	20:00:45,00	3,27	—	5,42	—
2	20:00:45,70	3,97	28384,52338	6,12	26399,21364
3	20:00:46,42	4,69	33532,34626	6,84	29505,00348
4	20:00:47,10	5,37	38394,17898	7,52	32438,24944
5	20:00:47,56	5,83	41683,06582	7,98	34422,50406
6	20:00:47,82	6,09	43542,00186	8,24	35544,03928
7	20:00:48,04	6,31	45114,94774	8,46	36493,03062

Т а б л и ц я 2 . Глибини залягання точок відбиття хвилі P і значення швидкості проходження відбитої первинної хвилі P за даними різних експертів

Дані експерта	V	alpha	R_q	* V , м/с	Глибина, м
<i>Обробка Т. Амашукелі</i>					
3,97	7149,754	0,95	23379,696	28384,523	6173,812
4,69	7149,754	0,95	23379,696	33532,346	11321,635
5,37	7149,754	0,95	23379,696	38394,179	16183,468
5,83	7149,754	0,95	23379,696	41683,066	19472,355
6,09	7149,754	0,95	23379,696	43542,002	21331,291
6,31	7149,754	0,95	23379,696	45114,948	22904,237
<i>Обробка Л. Шумлянської</i>					
	4313,597	0,950	23379,696	26399,214	4188,502
	4313,597	0,950	23379,696	29505,003	7294,292
	4313,597	0,950	23379,696	32438,249	10227,538
	4313,597	0,900	23379,696	34422,504	13380,778
	4313,597	0,900	23379,696	35544,039	14502,313
	4313,597	0,900	23379,696	36493,031	15451,304

У цієї хвилі. Коефіцієнт відношення швидкості V первинної хвилі P до швидкості хвилі S у різних моделях брали як 1,65. У процесі аналітичних розрахунків також зберігалась як постійна константа відстань від точки реєстрації до точки гіпоцентру землетрусу (рис. 4, а). Результати розрахунків глибин залягання точок відбиття поздовжньої хвилі P наведено у табл. 2, колонка «Глибина».

Іншим варіантом доказу наявності під точкою реєстрації сейсмічної події типу «землетрус» складної геолого-тектонічної структури є те, що в разі розгляду подібної, але лінійної геологічної структури наявність на сейсмічних записах цієї події відбитих хвиль була б неможливою (рис. 4, б) через розходження відбитих хвиль за незалежними напрямками.

Експертний метод розрахунків параметрів сейсмічних подій. Для обробки записів сейсмічних подій (вибухів і землетрусів) за даними реєстрації на одній станції оптимальним підходом є експертний метод, який дає змогу оцінити якість обробки за розрахунком середнього значення координат і їх похибок [Гордієнко, Каплаушенко, 2017; Burtiev, 2017; Лазаренко та ін., 2019]. Експертний метод полягає у багаторазовому визначенні параметрів сейсмічної події з використанням експертами різних моделей середовища, різних годографів та різних моментів вступу сейсмічних хвиль на різних компонентах запису.

У процесі обробки подій різного типу (вибух і землетрус) було отримано від 10 до 15 результатів визначення параметрів подій, виконаних різними експертами за припущенні, що значення широти, довготи, глибини і оцінки помилки їх визначення є максимально достовірними з погляду експерта. За експертними оцінками розраховували середнє значення кожного параметра і визначали відхилення середнього значення параметра від попередньо встановленого значення. Результати обробки наведено в табл. 3.

Нижче наведено усереднені результати обробки сейсмічної події типу «землетрус» для усунення суб'єктивних поглядів окремих експертів: широта — $48,142180^\circ$; довго-

та — $33,338788^\circ$; глибина — 1,8200 м; варіація — 0,00501. Зауважимо, що усереднені результати експертів можна використовувати для подальшого аналізу сейсмічних подій різного типу з метою з'ясування причин і природи їх походження.

Визначення параметрів вогнища землетрусу від 30.09.2020. Визначення фокальних механізмів землетрусів є однією з найактуальніших проблем для місцевих сейсмологічних досліджень. За умов низької сейсмічної активності та недостатньої кількості місцевих сейсмічних станцій виникає необхідність розробки нових альтернативних методів та удосконалення існуючих для розв'язання оберненої задачі щодо параметрів вогнищ землетрусів.

Основною кількісною характеристикою джерела землетрусу є тензор сейсмічного моменту, який визначають за допомогою різних методів: із використанням амплітуд сейсмічних хвиль [Godano et al., 2011; Vavrychuk, Kuhn, 2012], співвідношення амплітуд S/P [Miller et al., 1998; Hardebeck, Shearer, 2003] та повних хвильових форм [Dziewonski et al., 1981; Sipkin, 1986; Kikuchi, Kanamori, 1991; Sileny et al., 1992; Малицький, 2010].

Метод інверсії хвильових форм для визначення механізму вогнища землетрусу з використанням даних малої кількості станцій показано у публікаціях [Малицький, 2010, 2016]. Мета застосування цього методу — визначення параметрів джерела, яке представлено тензором сейсмічного моменту у випадку моделі точкового джерела. Вхідними даними є записи сейсмічних хвиль на станціях (рис. 5), так зване узагальнене точкове джерело представлено симетричним тензором сейсмічного моменту (рис. 6). Поширення сейсмічних хвиль у шаруватому півпросторі від такого джерела приводить до визначення поля переміщень на вільній поверхні для далекої та ближньої зон [Malytskyu, Kozlovskyu, 2014]. З використанням матричних співвідношень тільки для прямих P - та S -хвиль [Малицький, 2010, 2016; Malytskyu, D'Amico, 2015] визначено часову функцію тензора сейсмічного моменту $M_{lm}(t)$:

$$M_{lm}(t) = M_{lm} \text{STF}(t),$$

де $\text{STF}(t)$ — часова функція джерела.

Т а б л и ц я 3. Результати застосування експертного методу до визначення параметрів землетрусу та оцінка їх похибки

№ експерта	Довгота	Широта	Відстань	Нев'язка	Глибина	$\lambda - m\lambda$	$\varphi - m\varphi$	$D - mD$	$H - mH$
1	33,221	48,147	0,218	0,033	1,99	-0,11634	0,04445	0,02175	0,9075
2	33,291	47,706	0,224	0,004	1,00	-0,04664	-0,39715	-0,00725	-0,0825
3	33,395	48,153	0,252	0,008	1,00	0,05736	0,05005	-0,00325	-0,0825
4	33,378	48,158	0,252	0,003	1,00	0,04056	0,05515	-0,00825	-0,0825
5	33,554	48,305	0,437	0,011	1,00	0,21706	0,20215	-0,00025	-0,0825
6	33,871	47,963	0,439	0,009	1,00	0,53396	-0,13995	-0,00225	-0,0825
7	33,221	48,128	0,199	0,001	1,00	-0,11634	0,02495	-0,01025	-0,0825
8	33,221	48,134	0,202	0,001	1,00	-0,11634	0,03085	-0,01025	-0,0825
9	33,221	48,151	0,222	0,048	1,00	-0,11634	0,04845	0,03675	-0,0825
10	33,225	48,151	0,222	0,004	1,00	-0,11234	0,04855	-0,00725	-0,0825
11	33,225	48,120	0,191	0,008	1,00	-0,11234	0,01725	-0,00325	-0,0825
12	33,225	48,118	0,189	0,005	1,00	-0,11224	0,01525	-0,00625	-0,0825
Середнє	33,3373	48,1029	0,2539	0,01125	1,0825	1,6667E - 06	3,5527E - 15	7,9508E - 19	0,000

Примітки: $\lambda - m\lambda$ — різниця між розрахованими і середніми значеннями широти; $\varphi - m\varphi$ — довгота; $D - mD$ — гіпоцентрально відстань; $H - mH$ — глибина джерела.

Оцінювання параметрів. Оцінювання напружено-деформованого стану земної кори району Кривбасу і епіцентру індукованого землетрусу 2020.09.30 (19:59:38,9 UTC) включало визначення таких параметрів: 1) векторів горизонтального зсуву; 2) векторів спотворення простору; 3) векторів вертикального зсуву; 4) деформації в різних площинах; 5) дилатації (розширення); 6) напруження зсуву; 7) нормального напруження.

Основними вхідними параметрами були такі: 1) коефіцієнт тертя; 2) глибина верхньої кромки тектонічного розлому і глибина нижньої межі розлому; 3) азимут головної горизонтальної осі напруження S_1 ; 4) азимут другорядної горизонтальної осі напруження S_3 ; 5) кут вертикальної осі напруження S_3 ; 6) модуль Юнга; 7) коефіцієнт Пуассона; 8) зміщення на розломах; 9) кут нахилу

розломів; 10) зсув по площині ковзання розлому.

Було використано стандартний коефіцієнт тертя 0,4 і коефіцієнт тертя 0,65 для сухих гранітів кристалічного фундаменту. Для верхньої кромки розломів обрано глибину 0,01 км за припущення, що середня товщина осадового чохла менша від цієї величини, а розломи кристалічного фундаменту не проникають у нього (табл. 4). Нижню кромку розломів (15 км) обрано на підставі розподілу глибин гіпоцентрів землетрусів Східноєвропейської платформи. Важливе значення має орієнтація головної осі горизонтальних напружень S_1 . Нерідко регіональні й локальні джерела напружень роблять значний внесок в орієнтацію осі S_1 . Однак надійних значень для території України знайти не вдалось.

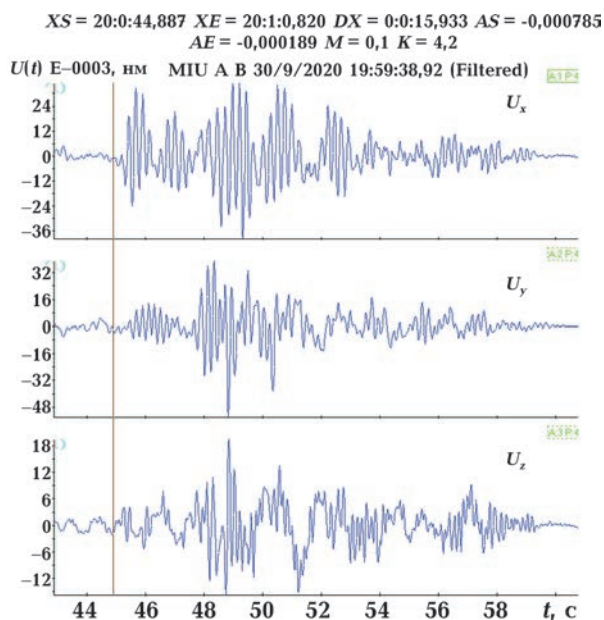


Рис. 5. Записи землетрусу у переміщеннях на станції МІУ (47,932480°N, 33,332890°E) у декартовій системі координат (x — напрямком на північ, y — напрямком на схід, z — напрямком вертикально вниз). Вертикальна лінія на графіку — вступ P -хвилі. Сейсмограми профільйовані в діапазоні частот 0,5—10 Гц.

Fig. 5. Earthquake records of displacements at the MIU station (47.932480° N, 33.332890° E) in the Cartesian reference system (x — north, y — east, z — vertically down). The vertical line on the graph is the P wave arrival. Seismograms are filtered in the frequency range 0.5—10 Hz.

←

Оцінювання параметрів індукованого землетрусу 30.09.2020 (20:00:40,836) з магнітудою $3,0 \pm 0,3$ дало три незалежні результати (наведено за прізвищами авторів): Гурова: широта — 48,1940°N, довгота — 33,3299°E; Амашукелі: широта — 48,1283°N, довгота —

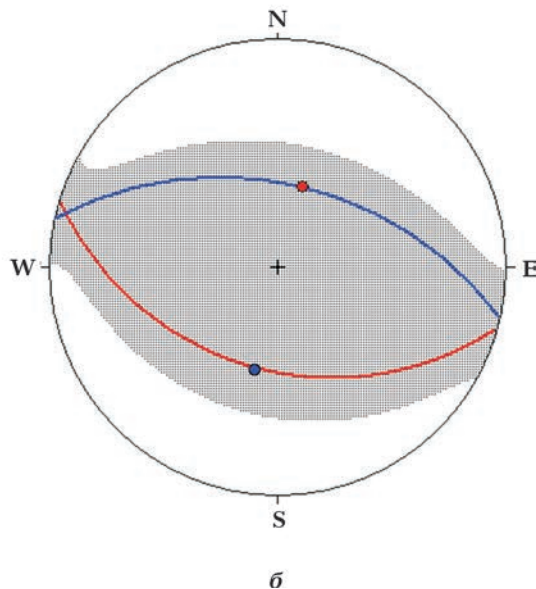
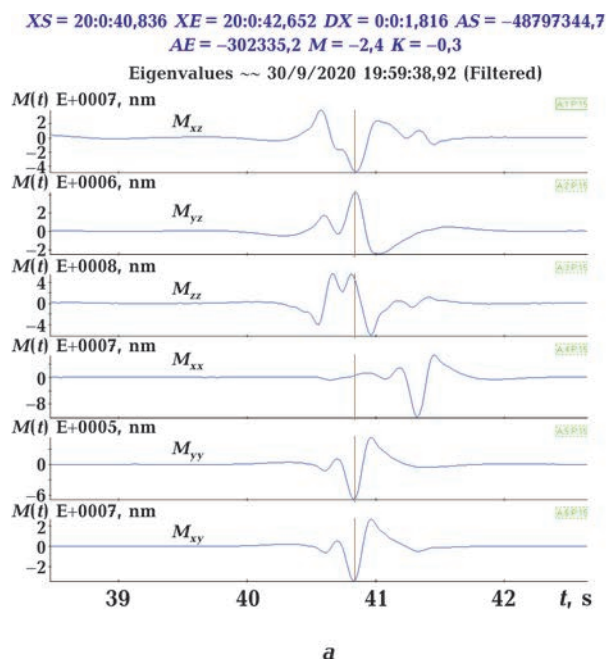


Рис. 6. Узагальнене точкове джерело: a — тензор сейсмічного моменту, який визначено за інверсією хвильових форм [Малицький, 2010, 2016] із використанням записів на станції МІУ (47,93248° N, 33,33289° E); вертикальна лінія на графіку — час початку землетрусу: 20:0:40,836, який визначено в результаті обертання хвильових форм (див. значення XS на рисунку зверху зліва); b — фокальний механізм землетрусу, який визначено за даними тензора сейсмічного моменту a .

Fig. 6. Generalized point source: a — seismic moment tensor, which is determined by the inversion of waveforms [Малицький, 2010, 2016] using records at the MIU station (47.93248° N, 33.33289° E). Vertical line on the graph — the time of the earthquake: 20:0:40.836, which is determined by the rotation of waveforms (see the value of XS in the figure at the top left); b — the focal mechanism of the earthquake, which is determined according to the seismic moment tensor a .

Т а б л и ц я 4 . Основні вхідні параметри для оцінювання напружено-деформованого стану земної кори

№ п.п.	Назва параметра	Величина
1	Модуль Юнга	0,8 МПа
2	Коефіцієнт Пуассона	0,25
3	Глибина верхньої кромки розломів	0,01 км
4	Глибина нижньої межі розломів	15,0 км
5	Кут нахилу розломів відносно горизонту (dip)	87,5°
6	Орієнтація головної осі напружень S_1	90°—160°

33,3455°E; Шумлянська: широта—48,1010°N, довгота—33,3363°E. Середнє значення координат епіцентру індукованого землетрусу оцінено так: широта—48,1417°N, довгота—33,3372°E.

Для аналізу напружено-деформованого стану земної кори в районі епіцентру індукованого землетрусу було обрано площу розміром 63 км² (широта 48,05°N—48,20°N, довгота 33,25°E—33,45°E). Усередині цієї площі розташовано 26 тектонічних розломів і тектонічних структур, узятих з карти кристалічного фундаменту України, один тектонічний розлом субширотного простягання, взятий з інженерно-геологічної карти району КЗБ, і один епіцентр землетрусу з параметрами вогнища, отриманими на підставі методу інверсії хвильових форм (МІВФ) [Малицький, 2010; Malytskyi, D'Amico, 2015], з подальшим визначенням компонентів тензора сейсмічного моменту.

Моделювання напружено-деформованого стану земної кори (НДСЗК) у районі КЗБ дало можливість отримати ряд оціночних результатів, що показують розподіл горизонтальних (рис. 7) і вертикальних (рис. 8) зсувів, деформацій у різних площинах та

параметрів дилатації і напруження земної кори залежно від обраної властивості досліджуваного розлому-приймача. Розломом-джерелом був епіцентр індукованого землетрусу із вказаними вище параметрами для середнього значення, отриманого осередненням трьох незалежних локацій.

Унаслідок малих розмірів горизонтальних зсувів практично всі вони мають вигляд точок. Винятком є тільки вектор поблизу епіцентру. Кут занурення (dip) всіх розломів узято як 87,5°. Епіцентр індукованого землетрусу розташований на відстані приблизно 1,4 км на південь від тектонічного розлому, закартованого на інженерно-геологічній карті Кривбасу. Зроблено припущення, що джерелом індукованого землетрусу є тектонічний розлом обмеженої протяжності. Для цього розлому використано параметри механізму вогнища, отримані методом інверсії хвильових форм і подальшого оцінювання тензора сейсмічного моменту. Кут занурення (dip) нодальної площини—40° (у площину 1) і 49° (у площину 2). Тому підосва розлому, до якого приурочений гіпоцентр індукованого землетрусу, розташована глибше, ніж підосва інших неактивних розломів.

Рис. 8. Вектори вертикальних зсувів у районі Кривбасу та індукованого землетрусу 30 вересня 2020 р. (кут 93°—для нодальної площини 1 (а) і кут 87°—для нодальної площини 2 (б)). Позначення: біла вузька смужка—передбачуваний сейсмогенний шар; червона кругла пляма—ділянка підняття. Інші позначення див. на рис. 7.

Fig. 8. Vectors of vertical displacement in the area of Kryvbas and induced earthquake on September 30, 2020 (rake 93° for nodal plane 1 (a) and rake 87° for nodal plane 2 (b)). White narrow stripe—the presumed seismogenic layer; red, round spot—the area of uplift. For other designations, see Fig. 7.

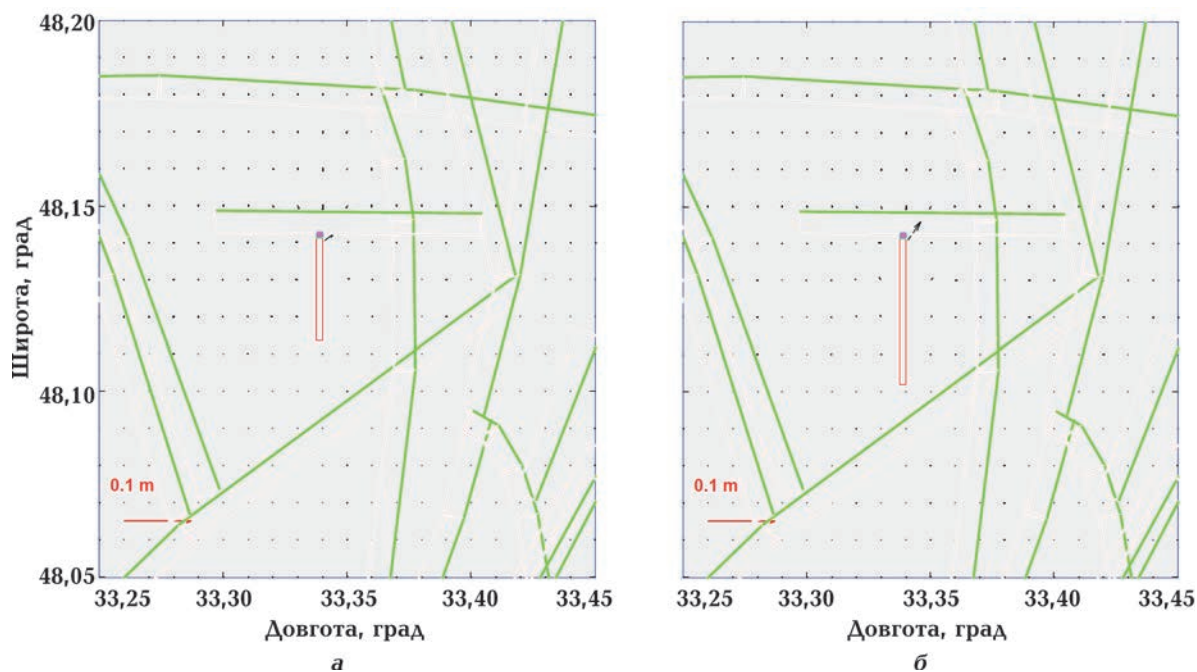
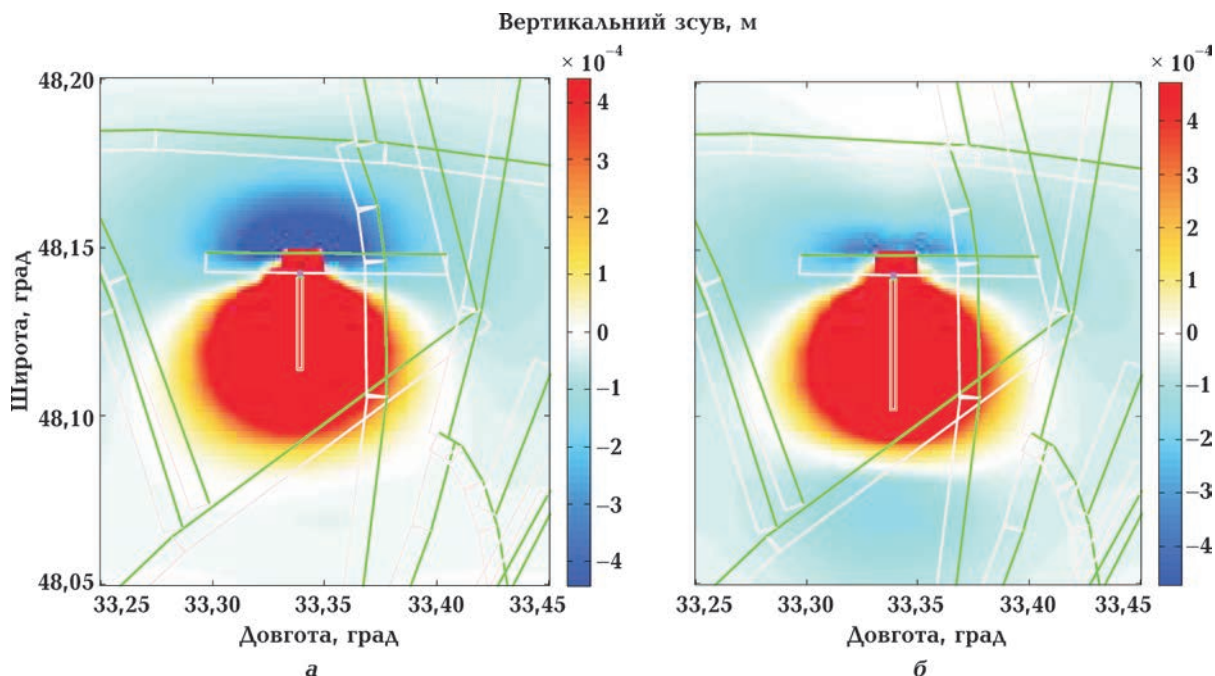


Рис. 7. Вектори горизонтальних зсувів у районі Кривбасу та індукованого землетрусу 30 вересня 2020 р. (кут нахилу 93° — для нодальної площини 1 (а), кут $87,49^\circ$ — для нодальної площини 2 (б); коефіцієнт тертя 0,65). Позначення: зелені лінії — покрівля тектонічних розломів (проекція розлому на поверхню); білі лінії — підшва тектонічних розломів (проекція розлому в надра Землі); червона точка — епіцентр індукованого землетрусу; червоні лінії — передбачуваний сейсмогенний шар; чорні стрілки — вектори горизонтальних зсувів.

Fig. 7. Vectors of horizontal displacement in the area of Kryvbas and induced earthquake on September 30, 2020 (rake 93° for nodal plane 1 (a) and rake 87.49° for nodal plane 2 (b); coefficient of friction 0.65). Green lines — the roof of tectonic faults (fault projection on the surface); white lines — the sole of tectonic faults (fault projection in the earth interior); red dot — the epicentre of the induced earthquake; red lines — the presumed seismogenic layer; black arrows — vectors of horizontal displacement.



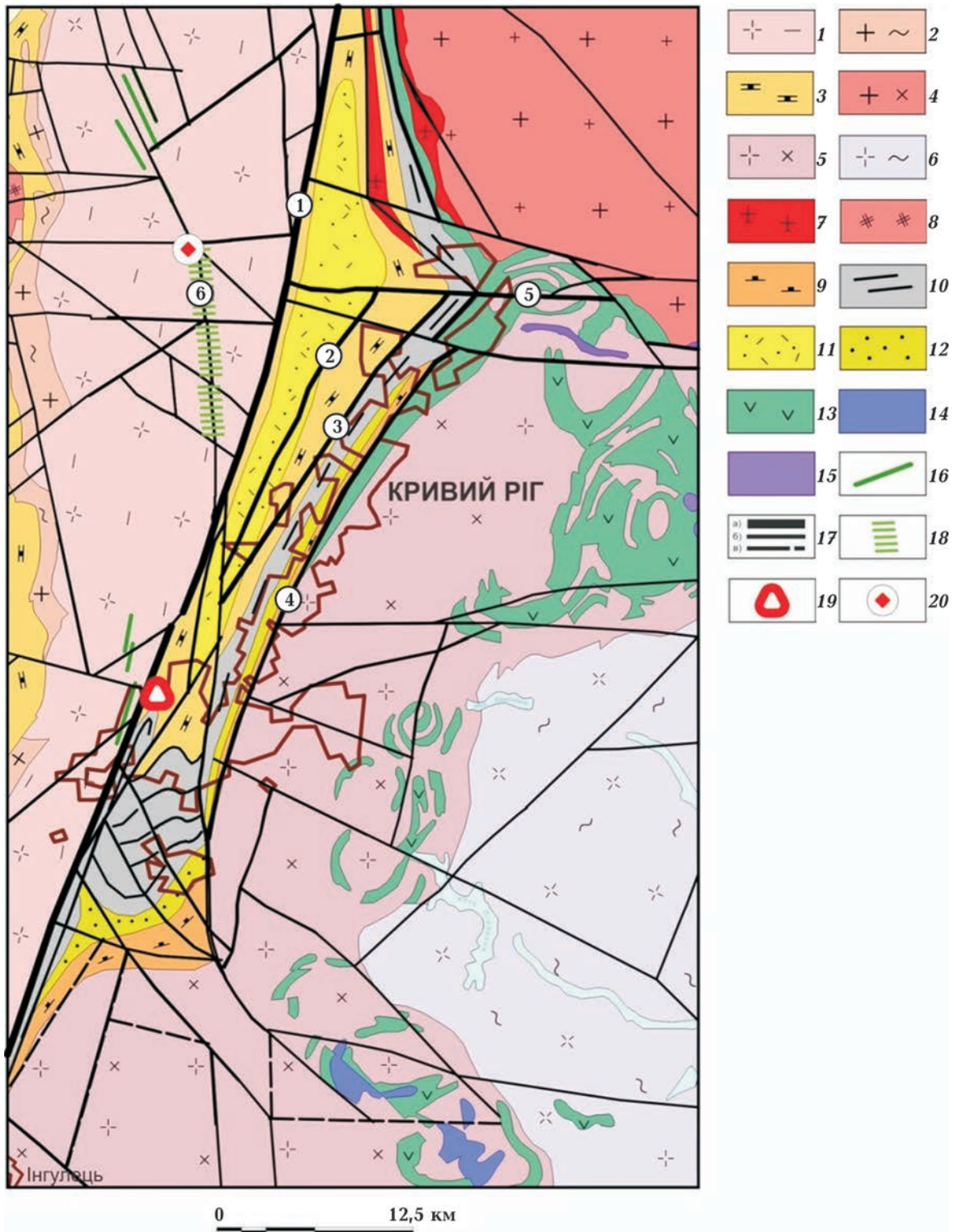


Рис. 9. Геолого-тектонічна схема території Кривбасу: 1 — плагіограніти та плагіомігматити, амфіболіти, діорити; 2 — граніти та мігматити біотитові, амфібол-біотитові порфіробластичні, граніти та мігматити біотитові та двослюдяні; 3 — метапісковики, кварцити, сланці слюдисто-хлоритові, мармури, кальцифіри, офікальцити, гнейси та сланці біотитові, гранат-біотитові, слюдисто-графітові, лінзи залізистих кварцитів; 4 — апліто-пегматоїдні граніти, граніти біотитові, амфібол-біотитові порфіробластичні, плагіомігматити біотитові та амфібол-біотитові; 5 — апліто-пегматоїдні граніти, плагіограніти, плагіомігматити, тоналіти, діорити; 6 — мігматити діоритового

Механізм вогнища індукованого землетрусу відповідає насуву (reverse faulting). Зона підняття розташована у південній частині рисунка (ділянка червоного кольору). Бачимо, що вертикальні зміщення зачіпають сусідні розломи. За межами південно-східного кута розрахованого полігона розташовані сім шахт КЗБ.

Геолого-тектонічне положення вибуху та епіцентру землетрусу. Вибух відбувся у кар'єрі Південного гірничо-збагачувального комбінату, закладеному в межах Скелеватського магнетитового родовища залізистих кварцитів. Кар'єр розкриває (зі сходу на захід) перший, другий, четвертий, п'ятий та шостий сланцеві і залізисті горизонти саксаганської світи нижнього протерозою. Протяжність кар'єру 3000 м, ширина — 2650 м, глибина за замкнутим контуром 375 м.

Розкриті породи зім'яті в численні й морфологічно різноманітні складки та розбиті серіями поперечних і поздовжніх розломів. Безпосередньо в кар'єрі виділені Тарапаківський, Єкатерининський та Скелеватський розломи субмеридіонального простягання з вираженими зонами інтенсивного подріб-

нення порід та слідами розвитку лінійної кори вивітрювання [Пігулевський та ін., 2016; Захаров та ін., 2002]. Простягання розломів збігаються з віссю Західноінгулецької синклінали. Падіння основних площин розломів — на захід під кутом 60—80°. Амплітуда вертикального переміщення блоків — від 20 до 230 м.

Розраховані координати епіцентру землетрусу вказують на його розміщення приблизно в 12 км на північний захід від м. Кривий Ріг у районі с. Недайвода. Згідно з даними [Захаров та ін., 2002], у структурному аспекті ця територія належить до Інгулецько-Криворізької структурно-формаційної зони, яка обмежена із заходу регіональним Інгулецьким, а зі сходу Криворізько-Кременчуцьким глибинним розломами [Захаров та ін., 2002; Курлов та ін., 2011; Пігулевський та ін., 2016]. Розлом у межах Криворізької структури є тривісною системою порушень. Західна вісь утворена Західним розломом, центральна — Тарапаківським, а східна — Саксаганським разом зі Східним розломом (рис. 9). З глибиною всі ці розломи змінюють круте падіння (біля поверхні) на поло-

←
 складу, діорити біотит-амфіболові; 7 — граніти апліто-пегматоїдні, граніти біотитові, амфібол-біотитові, рівномірнотзернисті та порфіробластичні; 8 — чарнокіти, граніти піроксеномісні; 9 — гнейси амфіболові, біотитові, гранат-біотитові, амфіболіти, амфіболові сланці; 10 — залізисті кварцити, кварцити силікатно-магнетитові, багаті залізні руди; 11 — метапісковики, метаконгломерати, метаалевроліти, сланці слюдяні; 12 — метапісковики, сланці філітоподібні, аспідні, біотитові, хлоритові; 13 — амфіболіти та сланці плагіоклаз-амфібол-хлоритові, актинолітити, силікатно-магнетитові кварцити; 14 — габро, габро-діабази, перидотити; 15 — габро, габро-норити, перидотити; 16 — діабази, габро-діабази; 17 — розривні порушення різних рангів; 18 — тектонометасоматична зона; 19 — сейсмічна подія (землетрус); 20 — сейсмічна станція Кривий Ріг. Цифри в кружках: 1 — Криворізько-Кременчуцький (Західний) глибинний розлом, 2 — Тарапаківський, 3 — Саксаганський, 4 — Східний; 5 — Девладівський; 6 — Іскрівська тектонометасоматична зона.

Fig. 9. Geological and tectonic scheme of the territory of Kryvbas: 1 — plagiogranites and plagiomigmatites, amphibolites, diorites; 2 — granites and migmatites biotite, amphibole-biotite porphyroblastic, granites and migmatites biotite and double mica; 3 — meta sandstones, quartzites, mica-chlorite shales, marbles, calcifications, ofalcites, gneisses and biotite shales, garnet-biotite, mica-graphite, ferrous quartzite lenses; 4 — aplite-pegmatoid granites, biotite granites, amphibole-biotite porphyroblastic granites, plagiomygmatites biotite and amphibole biotite; 5 — aplite-pegmatoid granites, plagiogranites, plagiomigmatites, tonalites, diorites; 6 — migritites of diorite composition, diorites of biotite-amphibole; 7 — aplite-pegmatoid granites, biotite, amphibole-biotite, uniform-grained and porphyroblastic granites; 8 — chernokites, pyroxene-containing granites; 9 — amphibole, biotite, garnet-biotite gneisses, amphibolites, amphibole shales; 10 — ferrous quartzites, silicate-magnetite quartzites, rich iron-ores; 11 — meta sandstones, metaconglomerates, metaaleurolites, mica-shales; 12 — meta-sandstones, phyllite, aspid, biotite, chlorite shales; 13 — amphibolites and shales plagioclase-amphibole-chlorite, actinolites, silicate-magnetite quartzites; 14 — gabbro, gabbro-diabase, peridotite; 15 — gabbro, gabbro-nority, peridotite; 16 — diabases, gabbro-diabases; 17 — rupture violations of different ranks; 18 — tectonic-metasomatic zone; 19 — seismic event (earthquake); 20 — seismic station Kryvyi Rih. Symbol in circles: 1 — Kryvyi Rih—Kremenchug (Western) deep faults; 2 — Tarapakivsky; 3 — Saksagansky; 4 — Eastern; 5 — Devladovskiy; 6 — Iskra tectonic-metasomatic zone.

ге, деформуючи у цьому напрямку усі складчасті структури. При цьому Західний розлом на межі з Інгулецьким жорстким блоком плагіогранітоїдів дугоподібно вигинається, відхиляючись на захід (максимально на глибині близько 1 км), а потім уже на значній глибині з'єднується з іншими в єдиний глибинний розлом.

Епіцентр землетрусу розміщується в межах Інгулецької гранітоїдної куполоподібної структури, складеної неорархейськими плагіограніт-мігматитами інгулецького комплексу [Захаров та ін., 2002], в якому закінчується зона Девладівського розлому. Геологічні дані засвідчують, що це довгоіснуючий розлом. Він не проходить через Криворізький синклінорій, але західніше спостерігаються окремі розломи того самого напрямку (рис. 9). Це пов'язане з підновленням зазначеного розлому під час фрагментарної його активізації. При цьому епіцентр землетрусу тяжіє до його пересічення з одним з лінійних локальних відгалужень зони Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому, до якого приурочена Іскрівська тектонометасоматична зона (рис. 9). В її межах поширений натровий і калій-натровий метасоматоз [Захаров та ін., 2002; Пігулевський та ін., 2016], що вказує на зв'язок цієї зони з мантийними процесами в минулому.

Висновки. Згідно з результатами обробки двох сейсмічних подій різного типу — «вибух» та «землетрус», що відбулись поблизу м. Кривий Ріг, рівень довіри до отриманих результатів доволі високий, оскільки результати розрахунків різних експертів, які виконували обробку матеріалів реєстрації подій, просторово розташовані на достатньо малій площі, засвідчують незначну

похибку визначення параметрів аналізованих подій. Запропонований метод експертної обробки даних за одною точкою реєстрації є ефективним підходом при вивченні локальних сейсмічних подій. Відповідно до розрахованої моделі фокального механізму землетрусу за спостереженими даними тензора сейсмічного моменту, відбувся природний землетрус, а не потужний промисловий вибух.

Механізм джерела індукованого землетрусу відповідає насуву. За оціночними результатами розглянутих сценаріїв напружено-деформованого стану земної кори вертикальні зсуви в регіоні поширені обмежено. Результати розрахунків глибини епіцентру локального землетрусу збігаються з глибиною сейсмічних подій поблизу нижньої кромки розломів (15 км), яка характерна для розподілу глибин гіпоцентрів землетрусів Східноєвропейської платформи.

Згідно з отриманими результатами припускаємо, що при виникненні індукованих землетрусів на території Кривбасу зони підняття, опускань і деформацій можуть поширюватись і в райони діючих шахт. Це може створювати певний ризик для підземних гірничодобувних споруд. Тому в районах прояву індукованої сейсмічності доцільно мати локальну сейсмічну мережу, що дасть змогу:

- 1) реєструвати індуковані землетруси з більшою роздільною здатністю;
- 2) оцінювати механізми вогнищ індукованих природних і тектонічних землетрусів;
- 3) оцінювати напружено-деформований стан геологічного середовища для прийняття відповідних заходів безпеки при розробці перспективних планів розвитку кар'єрів і шахт.

Список літератури

- Гордієнко Ю.О., Каплаушенко В.М. Сучасні інформаційно-комп'ютерні технології та мережа сейсмічних спостережень ГЦСК щодо упередження максимального сейсмічного ефекту від землетрусу в ближній зоні. *Вісник ЖДТУ. Сер. «Технічні науки»*. 2017. № 3(38). С. 61—71. [https://doi.org/10.26642/tn-2006-3\(38\)-61-71](https://doi.org/10.26642/tn-2006-3(38)-61-71).
- Захаров В.В., Мартинюк А.В., Токар Ю.Н. Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Аркуші: М-36-XXXIV (Жовті Води), L-36-IV (Кривий Ріг). Пояснювальна записка. Київ: Геоінформ, 2002. 101 с.
- Здешиц В.М., Калініченко О.А., Пігулевський П.Г., Рибалко Б.І., Щербина С.В. Дослідження мікросейсмічних явищ техногенного походження. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 5. С. 132—142. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i5.2015.111153>.
- Кендзера А.В., Пігулевский П.И., Щербина С.В., Свистун В.К., Гурова И.Ю., Лесовой Ю.В. Криворожское землетрясение 14 января 2011 года как локальное следствие сеймотектонических и техногенных процессов. *Геодинамика*. 2012. № 1(12). С. 114—119.
- Курлов Н.С., Шеремет Е.М., Козарь Н.А., Гурский Д.С., Гейченко М.В., Щербак Н.П., Старостенко В.И., Зарицкий А.И., Белевцев Р.Я., Анциферов А.В., Глевасский Е.Б., Кулик С.Н., Бурахович Т.К., Пігулевский П.И., Агаркова Н.Г., Анциферов В.А., Глухов А.А., Байсарович М.Н., Бородулин М.А., Бутирин В.К., Глаголев А.А., Катериненко В.М., Захаров В.В., Ивин В.Н., Казанский В.И., Калинин В.И., Коваленко-Завойский В.Н., Лебедев Т.С., Мечников Ю.П., Николаев И.Ю., Продайвода Г.Т., Рогов А.М., Станько Я.П., Сетая Л.Д., Сулова С.Н., Фоций Н.В. Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8. Донецк: Ноулидж, 2011. 556 с.
- Лазаренко М.А., Герасименко О.О., Остапчук Н.М., Шипко Н.Л. Нейромережеве оцінювання параметрів локалізації і магнітуди джерел землетрусів за початковими ділянками запису сейсмічного сигналу. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 1. С. 200—214. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158874>.
- Малицький Д.В. Аналітично-числові підходи до обчислення часової залежності компонент тензора сейсмічного моменту. *Геоінформатика*. 2010. № 1. С. 79—85.
- Малицький Д.В. Моделі сейсмічних джерел. Київ: Наук. думка, 2016. 241 с.
- Пігулевский П.И., Щербина С.В., Свистун П.И. О сейсмическом событии в Кривбассе (Украина) и механизме его очага. *Вестник ВГУ. Геология*. 2015. № 1. С. 102—108.
- Пігулевський П.Г., Свистун В.К., Мечников Ю.П., Кирилюк О.С., Лісовий Ю.В. Особливості диз'юнктивної тектоніки Криворізького залізорудного району. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 154—163. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107829>.
- Щербина С.В., Пігулевский П.И., Гурова И.Ю., Калиниченко О.А. Регистрация и анализ техногенных и природных сейсмических событий в г. Кривой рог. *Геоінформатика*. 2013. № 4(48). С. 23—31.
- Щербина С.В., Пігулевский П.И., Криль Т.В. Оценка сейсмической опасности жилых зданий в г. Кривой Рог на основе микросейсмических наблюдений. *Геоінформатика*. 2012. № 4(44). С. 66—71.
- Burtiev, R. (2017). Seismic Hazard Assessment Method Based on the Stochastic Models of Seismicity. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, 51, 22—38.
- Dziewonski, A.M, Chou, T.A., & Woodhouse, J.H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of regional and global seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), 2825—2852. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>.
- Godano, M., Bardainne, T., Regnier, M., & Des-

- champs, A. (2011). Moment tensor determination by nonlinear inversion of amplitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 366—378. <https://doi.org/10.1785/0120090380>.
- Hardebeck, J.L., & Shearer, P.M. (2003). Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 2432—2444. <https://doi.org/10.1785/0120020236>.
- IASPEI standard phase list. (2003). Retrieve from <http://www.isc.ac.uk/standards/phases/>.
- Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves-III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 2335—2350. <https://doi.org/10.1785/BSSA0810062335>.
- Malytskyy, D., & D'Amico, S. (2015). *Moment tensor solution through wave forms inversion*. Publisher: Mistral Service, 25 p.
- Malytskyy, D., & Kozlovskyy, E. (2014). Seismic waves in layered media. *Journal of Earth Science and Engineering*, 4, 311—325.
- Miller, A.D., Julian, B.R., & Foulger, G.R. (1998). Three-dimensional seismic structure and moment tensors of non-double-couple earthquakes at the Hengill-Grensdalur volcanic complex, Iceland. *Geophysical Journal International*, 133(2), 309—325. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00492.x>.
- Šílený, J., Panza, G.F., & Campus, P. (1992). Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model. *Geophysical Journal International*, 109, 259—274. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00097.x>.
- Sipkin, S.A. (1986). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Global seismicity, 1981—1983. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(6), 1515—1541. <https://doi.org/10.1785/BSSA0760061515>.
- Vavryčuk, V., & Kühn, D. (2012). Moment tensor inversion of waveforms: a two-step time frequency approach. *Geophysical Journal International*, 190(3), 1761—1776. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05592.x>.

A study of the properties of the tectonic structure of the Kryvyi Rih city based on statistical analysis of seismicity

**S.V. Shcherbina¹, P.G. Pigulevskiy¹, I.Yu. Gurova¹, T.A. Amahukeli¹,
L.O. Shumlianska¹, O.A. Kalinichenko¹, I.A. Kalitova¹, D.V. Malytsky²,
V.G. Nikulin³, S.T. Verbytsky⁴, 2021**

¹S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

²Carpathian branch of S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine

³Latvian Environment, Geology and Meteorology Centre, Riga, Latvija

⁴Department of seismicity of the Carpathian region of the S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine

The article concerns results of studying two significant seismic events — an explosion (23.09.2020 09:00) and an earthquake (30.09.2020 20:00), which occurred in the area of the city of Kryvyi Rih. There were developed algorithms to process records by the Kryvyi Rih seismic station. There was done a comprehensive interpretation of the seismologic and geological-geophysical data. The seismic events' coordinates were determined, the quality of seismological data processing was evaluated based on the expert method, the level of trustworthiness of the resulting parameters was estimated. The nature of the earthquake's

origin was analyzed based on the shape and the records'. The structure of the mechanism of the earthquake center shows that this was a natural seismic event of the induced type. The article also provides results of geotectonics study of the region of its origin and shows the connection of the geological structures with the epicenter's parameters. The parameters of the stress-strain state of the crust in the Kryvyi Rih iron-ore basin are calculated, and the parameters of the epicenter of the induced earthquake (2020.09.30 20:00:40.836, UTC) are established. The experimentally calculated depth of the epicenter of local earthquake coincides with the hypothetical depth of 15 km at the lower edge of faults according to the model of the distribution of the depths of the earthquake hypocenters on the Eastern European platform. The proposed methods and algorithms open new opportunities for modern geophysical research in the long-term seismic hazard assessment of Kryvyi Rih. Meanwhile, for a more precise determination of the place, time and nature of local seismic events in the area it is necessary to develop, here and on adjacent territories, a network of seismic stations capable of recording events of comparable and lesser magnitude.

Key words: induced earthquakes, local earthquakes, industrial explosions, seismicity, focal mechanisms, crustal models.

References

- Hordienko, Yu.O., & Kaplaushenko, V.M. (2017). Modern information-computer technologies and seismic supervisions network of MCSM on forestalling of maximal seismic effect from the earthquakes in a near area. *The Journal of Zhytomyr State Technological University. Engineering*, (3), 61—71. [https://doi.org/10.26642/tn-2006-3\(38\)-61-71](https://doi.org/10.26642/tn-2006-3(38)-61-71) (in Ukrainian).
- Zakharov, V.V., Martinyuk, A.V., & Tokar, Yu.N. (2002). *State geological map of Ukraine. Scale 1 : 200 000. Sheets: M-36-XXXIV (Yellow Waters), L-36-IV (Kryvyi Rih). Explanatory note*. Kyiv: Geoinform, 101 p. (in Ukrainian).
- Zdeshchyts, V.M., Kalinichenko, O.A., Pigulevskyy, P.G., Rybalko, B.I., & Shcherbina, S.V. (2015). Investigation of micro-seismic phenomena of anthropogenic origin. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 37(5), 132—142. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i5.2015.111153> (in Ukrainian).
- Kendzera, A.V., Pigulevskiy, P.I., Shcherbina, S.V., Svistun, V.K., Gurova, I.Yu., & Lesovoy, Yu.V. (2012). The earthquake in Kryvyi Rih 14-01-2011 as a local result of seismotectonic and man-caused processes. *Heodynamika*, (1), 114—119 (in Russian).
- Kurlov, N.S., Sheremet, E.M., Kozar, N.A., Gurskiy, D.S., Geychenko, M.V., Shcherbak, N.P., Starostenko, V.I., Zaritskiy, A.I., Belevtsev, R.Ya., Antsiferov, A.V., Glevasskiy, E.B., Kulik, S.N., Burakhovich, T.K., Pigulevskiy, P.I., Agarkova, N.G., Antsiferov, V.A., Glukhov, A.A., Baysarovich, M.N., Borodulin, M.A., Butyrin, V.K., Glagolev, A.A., Ekaterinenko, V.M., Zakharov, V.V., Ivin, V.N., Kazanskiy, V.I., Kalinin, V.I., Kovalenko-Zavoyskiy, V.N., Lebedev, T.S., Mechnikov, Yu.P., Nikolaev, I.Yu., Prodayvoda, G.T., Rogov, A.M., Stanko, Ya.P., Setaya, L.D., Suslova, S.N., Foschiy, N.V. (2011). *Krivoy Rog superdeep well SG-8*. Donetsk: Noulidzh, 556 p. (in Russian).
- Lazarenko, M.A., Gerasimenko, O.A., Ostapchuk, N.M., & Shipko, N.L. (2019). Neuromerage assessment of magnitudes and parameters of localization earthquake sources by initial characters recording a seismic signal. *Geofizicheskyy Zhurnal*, 41(1), 200—214. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158874> (in Russian).
- Malytskyy, D.B. (2010). Analytic-numerical approaches to the calculation of seismic moment tensor as a function of time. *Geoinformatika*, (1), 79—85 (in Ukrainian).
- Malytskyy, D.V. (2016). *Models of seismic sources*. Kyiv: Naukova Dumka, 241 p. (in Ukrainian).
- Pigulevskiy, P.I., Shcherbina, S.V., & Svistun, P.I. (2015). About seismic events in Krivbass (Ukraine) and the mechanism of its center. *Vestnik VGU. Geologiya*, (1), 102—108 (in Russian).
- Pigulevskyy, P.G., Svistun, V.K., Mechnikov, Y.P., Kyrylyuk, O.S., & Lisovoy, Y.V. (2016). Features of disjunctive tectonics of Krivoy Rog iron-

- ore area. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 38(5), 154—163. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107829> (in Ukrainian).
- Shcherbina, S.V., Pigulevskij, P.I., Gurova, I.Yu., & Kalinichenko, O.A. (2013). Registration and analysis of natural and man-made seismic events in Krivoy Rog. *Geoinformatika*, (4), 23—31 (in Russian).
- Shcherbina, S.V., Pigulevskij, P.I., & Kril, T.V. (2012). Estimation of seismic danger of residential buildings in Kryvyi Rih on the basis of microseismic supervisions. *Geoinformatika*, (4), 66—71 (in Russian).
- Burtiev, R. (2017). Seismic Hazard Assessment Method Based on the Stochastic Models of Seismicity. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, 51, 22—38.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.A., & Woodhouse, J.H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of regional and global seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), 2825—2852. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>.
- Godano, M., Bardainne, T., Regnier, M., & Deschamps, A. (2011). Moment tensor determination by nonlinear inversion of amplitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 366—378. <https://doi.org/10.1785/0120090380>.
- Hardebeck, J.L., & Shearer, P.M. (2003). Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 2432—2444. <https://doi.org/10.1785/0120020236>.
- IASPEI standard phase list. (2003). Retrieved from <http://www.isc.ac.uk/standards/phases/>.
- Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves-III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 2335—2350. <https://doi.org/10.1785/BSSA0810062335>.
- Malytskyy, D., & D'Amico, S. (2015). *Moment tensor solution through wave forms inversion*. Publisher: Mistral Service, 25 p.
- Malytskyy, D., & Kozlovskyy, E. (2014). Seismic waves in layered media. *Journal of Earth Science and Engineering*, 4, 311—325.
- Miller, A.D., Julian, B.R., & Foulger, G.R. (1998). Three-dimensional seismic structure and moment tensors of non-double-couple earthquakes at the Hengill-Grensdalur volcanic complex, Iceland. *Geophysical Journal International*, 133(2), 309—325. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00492.x>.
- Šílený, J., Panza, G.F., & Campus, P. (1992). Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model. *Geophysical Journal International*, 109, 259—274. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00097.x>.
- Sipkin, S.A. (1986). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Global seismicity, 1981—1983. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(6), 1515—1541. <https://doi.org/10.1785/BSSA0760061515>.
- Vavryčuk, V., & Kühn, D. (2012). Moment tensor inversion of waveforms: a two-step time frequency approach. *Geophysical Journal International*, 190(3), 1761—1776. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05592.x>.

Сейсмические события и тектоника Кривбаса

*С.В. Щербина¹, П.Г. Пигулевский¹, И.Ю. Гурова¹, Т.А. Амашукели¹,
Л.О. Шумлянская¹, О.А. Калиниченко¹, И.А. Калитова¹, Д.В. Малицкий²,
В.Г. Никулин³, С.Т. Вербицкий⁴, 2021*

¹Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

²Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,
Львов, Украина

³Латвийский центр окружающей среды, геологии и метеорологии,
Рига, Латвия

⁴Отделение сейсмичности Карпатского региона Институт геофизики
им. С.И. Субботина НАН Украины, Львов, Украина

Два значительных сейсмических события разного типа — взрыв (23.09.2020 9:00) и землетрясение (30.09.2020 20:00), произошедших в районе г. Кривой Рог и рядом с ним, заставили авторов статьи исследовать свойства этих событий с точки зрения поиска причин их происхождения. Определены координаты сейсмических событий двух типов, дана оценка качества ручной обработки данных на основе использования статистического подхода, обеспечивающего также степень доверия к некоторым геофизическим параметрам этих событий, полученным в результате ручной обработки. Проведен поиск доказательств наличия причин именно тектонического происхождения землетрясения на основе изучения формы механизма указанного события. Согласно структуре механизма его очага данное сейсмическое событие отнесено к естественным событиям типа «землетрясение». Приведены результаты поиска связей структуры пассивной или активной геотектоники с землетрясением, произошедшим достаточно далеко от эпицентра взрыва. Расчет параметров напряженно-деформированного состояния земной коры района Криворожского железорудного бассейна и эпицентра индуцированного землетрясения 2020.09.30 20:00:40,836 (время UTC) дал новые возможности для проведения современных геофизических исследований в рамках оценки долговременной сейсмической опасности г. Кривой Рог. Результаты экспериментальных расчетов глубины эпицентра локального землетрясения совпадают с гипотетической глубиной нижней кромки разломов 15 км. Это значение заложено в модель распределения глубин гипоцентров землетрясений Восточно-Европейской платформы. Сделан вывод, что для более точного определения природы локальных сейсмических событий в г. Кривой Рог и вблизи него необходимы работы по внедрению более расширенной сейсмологической системы фиксации событий данного типа.

Ключевые слова: индуцированные землетрясения, локальные землетрясения, промышленные взрывы, сейсмичность, механизмы очага, модели земной коры.