

## **ОСОБЛИВОСТІ ПРОЦЕСІВ У ВОГНИЩАХ НА ПРИКЛАДІ КАТАСТРОФІЧНИХ СУМАТРАНСЬКИХ ЗЕМЛЕТРУСІВ**

**Вступ.** Землетрус – одне з найбільш грізних явищ природи, яке загрожує людям численними жертвами та величезними економічними збитками. Тому вивчення землетрусів, їх руйнівного впливу, розробка методик їх прогнозування, способів і заходів з уникнення людських жертв та мінімізації можливих економічних збитків є надзвичайно актуальним завданням науки, в тому числі геофізики. З фізичної точки зору землетрус – це майже миттєвий процес вивільнення шляхом утворення розриву пружної енергії, запасеної у земних надрах внаслідок тектонічних процесів, спричинених геодинамікою території. Це процес складний як за своєю підготовкою та зародженням у часі і просторі, так і за часово-просторовим розвитком і впливом на будівлі та інші інженерні об'єкти, його дослідження вимагає застосування методик з різних галузей знань і комплексного вивчення. Тому одним з актуальних завдань геофізики є якомога глибше та всебічніше вивчення тих землетрусів, які вже відбулися, що дасть змогу отримати цінну інформацію з метою більш надійного прогнозування ризику від землетрусів майбутніх і розробки оптимальних заходів з мінімізації цього ризику. Власне з цієї точки зору у даній роботі проаналізовано деякі особливості процесів у вогнищах катастрофічних Суматранських землетрусів 2004–2005 рр. Це було можливо зокрема завдяки тому, що для таких сильних землетрусів з великим за довжиною, площею, зміщенням та часом спорювання розриву і сильним сейсмічним випромінюванням, науковцям вдалося детально прослідкувати розвиток процесу спорювання розриву в їх джерелі за результатами інверсії зареєстрованих на світовій мережі сейсмічних станцій записів цих землетрусів [1–6].

**Загальна тектоніка та геодинаміка регіону Зондського архіпелагу, до якого входить острів Суматра.** Регіон знаходиться в зоні крайнього південно-східного відгалуження Альпійсько-Гімалайського гірського пояса – одного з найбільших і геодинамічно активних поясів Землі [6–8]. Зона, де відбулися розглянуті нижче катастрофічні землетруси, належить до західного флангу Зондської дуги – надактивної сейсмічної області, що огинає з заходу о. Су-

матру, Нікобарські та Андаманські острови. Геодинамічна активність даного регіону зумовлена глобальним плитово-тектонічним процесом – субдукційним підсуванням у цій зоні Індо-Австралійської плити (тут океанічної за будовою) з швидкістю приблизно 60–65 мм/рік на північний схід (азимут від  $11^\circ$  до  $30\text{--}40^\circ$ , тобто дещо косо на північ відносно нормалі до зони контакту) під місцеві пограничні структури Євразійської плити – тектонічні структури Нікобарських та Ментавайських островів, Сінобірманії (Бірманську мікроплиту) та плити Сунда. Зона субдукції розпочинається у Зондському океанічному жолобі – приблизно за 200 км на південний захід від берега о. Суматра, і плавно (під кутом  $8\text{--}10^\circ$ ) заглиблюється на північний схід. Від основних тектонічних структур платформи клинова частина верхніх шарів літосфери відділена на відстані приблизно 250 км на північний захід від океанічного жолоба розломами: Західно-Андаманським (Нікобар-Андаманським або Нікобарським, на півночі, в районі Андаманського моря) та Центрально-Суматранським (Суматранським, на півдні, вздовж гірських хребтів південно-західного берега о. Суматра). Таким чином утворені тектонічні структури Нікобарських (на півночі) та Ментавайських (на півдні) островів, в зоні яких і відбулися розглянуті тут катастрофічні землетруси 26.12.2004 р. і 28.03.2005 р. Низка геодезичних даних вказує [1–3, 6], що Бірманська мікроплита, в свою чергу, зміщується на південний схід (азимут  $140\text{--}160^\circ$ ), ковзаючи вздовж Нікобар-Андаманського та Центрально-Суматранського зсувних розломів зі швидкістю до 23 мм/рік.

**Основні характеристики процесів у вогнищах Суматранських землетрусів 26.12.2004 р. і 28.03.2005 р.** Перший і сильніший з розглянутих тут Суматранський землетрус 26.12.2004 р. з магнітудою  $M = 9,0$  входить у п'ятірку найсильніших за останні 100 років світових землетрусів [1]. Він спричинив величезні (близько 300 тис. осіб), одні з найбільших з відомих за всю історію людства, людські жертви (в першу чергу внаслідок гігантського цунамі висотою до 5 м у відкритому морі) та мільярдні збитки країнам зони епіцентру і розташованим на значній відстані іншим країнам по берегах Індійського океану, знову ж таки через гігантське цунамі.

Другий землетрус [1] був помітно слабшим ( $M = 8,0$ ; за іншими даними [5, 6] – до 8,7), спричинив значно менші людські жертви (близько 2 тис. осіб) та руйнування, викликав значно слабше цунамі (висотою до 2–3 м на узбережжі прилеглої суші).

Основні узагальнені параметри вогнища першого землетрусу такі [2]: широта –  $3,251^\circ\text{N}$ ; довгота –  $95,799^\circ\text{E}$ ; середня глибина гіпоцентру (макросейсмічного) – 18 км; час у джерелі – 00:58:51; магнітуда  $M_w = 9,0$ . Параметри розриву в джерелі даного землетрусу такі [4]: довжина розриву – 450 км, глибина його нижнього краю – 40 км, ширина розриву – 180 км,

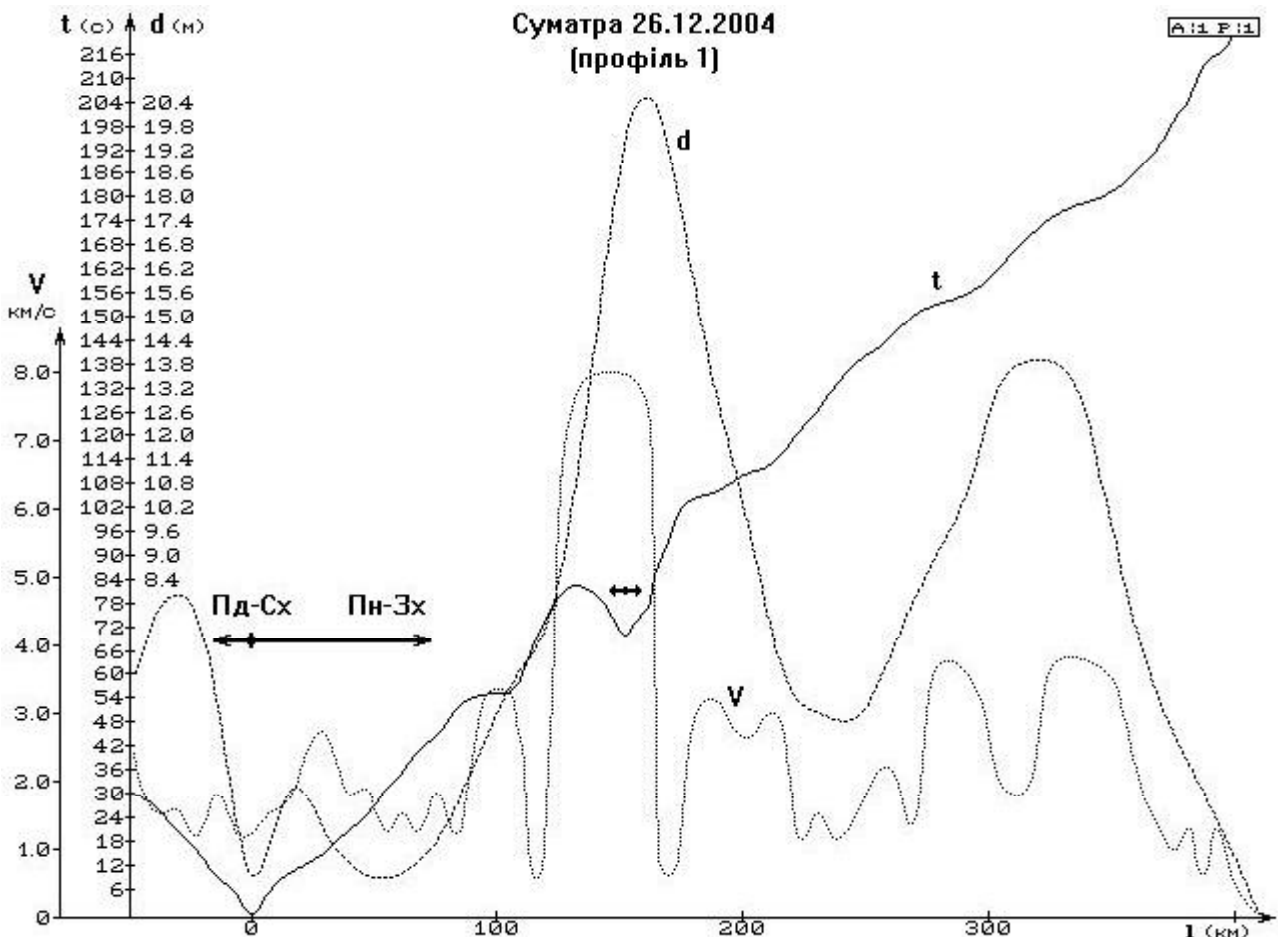
падіння площини розриву –  $8^\circ$ , тривалість процесу спорювання розриву – 220 с, зміщення по розриву: середнє – 7–8 м, максимальнє – 20 м.

Для другого землетрусу визначено такі параметри вогнища [1, 6]: широта –  $2,074^\circ\text{N}$ ; довгота –  $97,013^\circ\text{E}$ ; середня глибина гіпоцентру – 35 км; час у джерелі – 16:09:36; магнітуда  $M_w$  – 8,0. Параметри розриву в джерелі даного землетрусу такі [5]: довжина розриву – 400 км, глибина його нижнього краю – 55 км, ширина розриву – 150 км, падіння площини розриву –  $7^\circ$ , тривалість процесу спорювання розриву – 130 с, зміщення по розриву: середнє – 4–5 м, максимальнє – 14 м.

Визначені за результатами інверсії сейсмічних записів даних землетрусів основні характеристики процесів у їх вогнищі повністю узгоджуються з загальною геодинамікою даного регіону і названих вище тектонічних структур, та законами геомеханіки, зокрема, з моделлю “пружної віддачі”. За даними [4], під час першого землетрусу внаслідок пружної віддачі фронтота, прилегла до Зондського жолоба, частина тектонічного клину, що розташований зверху (морського дна), на ділянці 100–120 км від жолоба зазнала піднять від 1 до 5 м, а дальня зона (на відстані 150–180 км від жолоба) зазнала опускань до 2 м. І вся поверхня дна змістилась на південний захід у напрямку жолоба на відстань до 11 м (насувний тип механізму з невеликою компонентою правого зсуву).

Під час другого землетрусу, епіцентр якого знаходився приблизно за 160 км на південний схід від першого, внаслідок пружної віддачі фронтота (прилегла до Зондського жолоба) частина тектонічного клину, що залягає зверху (морського дна), на ділянці 80–100 км від жолоба [5] зазнала піднять від 1 до 3 м, а дальня зона (на відстані 120–170 км від жолоба) зазнала опускань до 1 м. Вся поверхня дна змістилась на південний захід (у напрямку жолоба) на відстань до 4 м.

**Аналіз особливостей процесів у вогнищах Суматранських землетрусів.** Визначений за результатами інверсії сейсмічних записів даних землетрусів (результатами розв’язання оберненої задачі про відновлення розвитку зміщень по розривах у вогнищах за даними реєстрації послідовностей **P**-хвиль на багатьох сейсмічних станціях по всій Землі) характер розвитку процесів у їх джерелі у просторі та в часі дозволяє прослідкувати просторовий розподіл ряду характеристик цих процесів, а їх порівняльний аналіз – зробити оцінки та висновки щодо розподілу механічних характеристик середовища в зоні майбутнього розриву та зв’язку між ними і ходом процесу розривоутворення. Для здійснення такого аналізу за даними [1, 4] автором побудовано графік ходу спорювання (поширення) розриву (час  $t$  як функція відстані  $l$ ) та розподіл зміщень  $d$  по ньому за профілем (рисунок). Профіль проходить по діагоналі знизу вгору з південного сходу на північний



Характеристики процесу у вогнищі катастрофічного Суматранського землетрусу 26.12.2006 р.:  $t$  – час поширення розриву (за даними [4]);  $v$  – швидкість спорювання;  $d$  – зміщення по розриву (за даними [4]);  $\leftarrow \blacklozenge \rightarrow$  – напрям поширення основного розриву;  $\longleftrightarrow$  – напрям поширення суброзриву

захід по площині розриву і перетинає основні його характерні зони – точку зародження розриву (інструментальний гіпоцентр), зону розвитку супутньо-зустрічного суброзриву, три зони максимальних зміщень – основний макросейсмічний гіпоцентр та супутню північну приповерхневу і частково південну глибинну зони великих зміщень. На цьому ж рисунку наведено графік розрахованої за цими даними швидкості спорювання розриву  $V$ .

Загальний аналіз даних щодо процесів у вогнищі цього землетрусу показує, що взаємне зміщення  $d$  берегів розриву (і скинуте напруження) розподілені по розриву дуже нерівномірно, мозаїчно – максимальне і мінімальне значення відрізняються у 20 разів. У місці зародження розриву і протягом 80 км на північний захід від нього (в напрямку зони максимального зміщення – макросейсмічного гіпоцентру)  $d$  становить усього 1–2 м (глибина 35–30 км), далі, протягом наступних 100 км, різко зростає до 5–8–10–12 і 18–20 м (глибина 25–20 км), потім спадає до 8–5 м (глибина 18–16 км), далі на північний захід, на відстані 300–350 км від точки зародження розриву, при наближенні до поверхні знову зростає до 12–14 м (глибина 14–

10 км) і потім плавно зменшується до нуля. Зауважимо, що така нерівномірність розподілу зміщень берегів розриву, очевидно, досить характерна для сильних землетрусів, про що свідчать і давніші макросейсмічні дані про сейсмогенні розриви, які вийшли на поверхню, зокрема, щодо землетрусів Ірану, Туреччини, Середньої Азії [9].

Свої особливості має і часово-просторовий хід процесу спорювання розриву (графік  $t$ ). На графіку чітко видно по кілька ділянок прискорення процесу спорювання та пригальмовування росту розриву, зону зародження і росту супутньо-зустрічного суброзриву. Зауважимо, що на сусідніх з профілем ділянках розриву в зоні найбільших зміщень зафіксовано ще три суброзриви меншого масштабно-часового рівня – до 5–7 с і до 10–15 км у діаметрі. Але більш яскраво особливості розвитку розриву відображаються у графіку швидкості спорювання  $V$ . Для порівняння вкажемо, що середня швидкість спорювання розриву (довжина розриву по даному профілю – 465 км, час спорювання – 250 с) становить 1,86 км/с, тобто приблизно 0,44–0,51 від швидкості поширення S-хвиль  $V_s$  в породах кори на відповідній глибині. З графіка для  $V$  бачимо, що на даному профілі на кількох ділянках швидкість спорювання є значно більшою – від 2,8 до 3,6 км/с. Особливо великою (до 8,1 км/с) є еквівалентна швидкість спорювання у південній частині зони максимальних зміщень – інтегральна характеристика для даної ділянки, отримана через сумарний ефект від росту основного розриву і зародженого перед його фронтом супутньо-зустрічного суброзриву. Якщо ж досліджувати процеси росту основного і супутнього розривів окремо, то швидкість росту кожного з них становить в середньому до 2,7 км/с відносно кожного з фронтів розривів, що діють у цій зоні.

Цікавими і на перший погляд неоднозначними є результати порівняльного аналізу просторового розподілу по площадці розриву швидкості його спорювання і зміщення по ньому (скинутого напруження). Аналізуючи наведені на рисунку дані детальніше, починаючи від місця зародження основного розриву, розташованого у зоні малих (1–2 м) зміщень далеко на південь (~150 км) від зони максимальних зміщень, бачимо, що швидкість спорювання на цій ділянці є невеликою – 1,4–1,6 км/с, невелике також і зміщення – 1–2 м. Південний фронт розриву рухається на південь з приблизно такою ж середньою швидкістю, перетинаючи протягом 40 км зону підвищених (7–8 м) зміщень, і тільки на виході з цієї зони прискорюється до 2,4–2,6 км/с. Основний, північний фронт розриву рухається спочатку також практично з початковою (1,4–1,6 км/с) швидкістю, на відстані 20–30 км від місця зародження проходить ділянку дещо підвищених (3–4 м) зміщень, на виході з неї короткочасно прискорюється (до 2,4–2,6 км/с) і попадає у достатньо велику (до 40 км) ділянку незначних (1–2 м) зміщень, яку проходить зі зниженою

знову до 1,4–1,6 км/с швидкістю. Під час переходу з цієї ділянки до зони підвищених (3–6 м) зміщень фронт розриву знову значно прискорюється (до 3–3,2 км/с), далі, при підході до зони максимальних зміщень (на ділянці зміщень 6–8–10 м) сильно сповільнюється (до 0,6–1 км/с на відстані 10–15 км), а потім знову прискорюється до 1,8–2,7 км/с. У цей час у зоні максимальних зміщень (максимальних напружень) зароджується новий розрив, який росте у двох напрямках – на північ у напрямку росту основного розриву, і на південь, назустріч йому (рисунок). Оскільки цю ділянку середовища спорюють одночасно три фронти двох розривів, то за середньої швидкості руху кожного фронту близько 2,7 км/с еквівалентна сумарна швидкість спорювання цієї ділянки становить до 8,1 км/с. На сусідніх з профілем ділянках розриву в зоні максимальних зміщень, де не зафіксовано утворення макроскопічних суброзривів, швидкість спорювання є порівняно меншою, але також дуже значною (до 3,6–4,4 км/с). Таким чином проходить процес спорювання зони максимальних зміщень (16–18–20 м) довжиною 35–40 км. На виході з цієї зони, в області зміщень 16–18 м, процес знову різко уповільнюється – до 0,8–1,2 км/с, але при переході в область ще нижчих зміщень (10–14 м) довжиною близько 30 км знову прискорюється до 2,7–3,3 км/с. Далі розрив проходить 50 км відносно невеликих (4–7 м) зміщень зі швидкістю 1–1,8 км/с і підходить до приповерхневої зони підвищених зміщень (8–10–12 м), де прискорюється до 3,2–3,6 км/с, знову пригальмовує до 1,6–1,8 км/с при підході (в зоні зміщень 12–13 м) до приповерхневої зони великих зміщень. Далі з високою швидкістю (3,2–3,7 км/с) протягом 35–40 км проходить основну частину цієї приповерхневої зони великих зміщень (глибина 10–16 км, 13–14 м) та вихід з неї (зміщення 10–12 м) і, сповільнюючись до 0,6–1,4 км/с і менше, загасає у приповерхневих шарах кори в районі Зондського жолоба на 100–120 км південніше крайніх південних Нікобарських островів.

Узагальнюючи дані цього аналізу, бачимо, що швидкість спорювання розриву в зонах невеликих зміщень (1–4 м) є близькою до середньої ( $1,8 \pm 0,4$  км/с). У зонах середніх зміщень (5–12 м) швидкість буває дуже різною – здебільшого підвищеною та високою (2,2–3,4 км/с), зрідка – середньою (1,2–2,2 км/с), й інколи – дуже низькою (0,6–0,8 км/с). У зонах високих зміщень (12–20 м) швидкість спорювання буває ще більш диференційованою – від зрідка дуже низької (0,6–0,8 км/с) та середньої (1,6–2,2 км/с) до високої (2,8–3,4 км/с) та дуже високої (до 4,2–8,1 км/с). В результаті аналізу даних по розглянутому профілю можна відзначити таку закономірність – при проходженні фронтом розриву зон підвищених відносно зон оточення зміщень на виході з цих зон швидкість спорювання значно зростає (до 2,6–3,4 км/с), і це має місце у всіх чотирьох зонах порівняно

вищих зміщень, незалежно від їх абсолютної амплітуди, яка може відрізнятися у 5–6 разів.

Визначена за даними [1, 5] середня швидкість спорювання розриву другого землетрусу (довжина розриву – 400 км, час спорювання – 230 с) становила 1,74 км/с, тобто близька до такої для першого (приблизно 0,41–0,46 від  $V_s$ ). Розподіл зміщень по розриву тут значно більш рівномірний – зона максимальних (10–14 м) зміщень також тяжіє до геометричного центру майбутнього розриву, оточена зоною підвищених (6–10 м), середніх (4–6 м) знижених (2–4 м) зміщень. У межах останніх виділяються 2 зони трохи підвищених (до 4–6 м) зміщень. Аналізуючи хід процесу спорювання, можна відзначити його зародження безпосередньо біля зони максимальних зміщень (на відміну від розриву у вогнищі першого землетрусу), більшу рівномірність, відсутність сильного гальмування процесу спорювання і генерації суброзривів. Зони значного (до 2–3-х раз) збільшення швидкості спорювання спостерігаються в різних місцях розриву, починаючи від частини зони максимальних зміщень – у зонах підвищених, середніх, знижених та низьких (1–2 м) зміщень. Причому тут на виході з зони максимальних у зону підвищених зміщень швидкість спорювання зростає до 6,2 км/с (1,46–1,65 від  $V_s$ , або (до 0,86–0,97 від  $V_p$ ).

Для порівняння вкажемо, що швидкість спорювання розривів у вогнищах сильних підкорових землетрусів (глибина 80–170 км) актуальної з точки зору сейсмічної небезпеки півдня України сейсмогенної зони Вранча (Румунія) у середньому є значно вищими [10]. Вона становить 3,7–6,9 км/с, одним з пояснень чого може бути більша у 2–4 рази глибина гіпоцентрів і відповідні метастабільний механічний стан порід і співвідношення всестороннього (літостатичного) тиску та зсувних напружень на майбутньому розриві.

Одним з пояснень такої нерівномірності процесу спорювання розриву під час першого Суматранського землетрусу може слугувати встановлена Ю. Ребецьким [11] за спеціальними методиками та даними аналізу попередніх близько 300 землетрусів меншої сили велика нерівномірність розподілу напружень та їх складових і співвідношень у зоні підготовки даного розриву, їх змінність за величиною і напрямком – від практично субнормального до зони контакту на південному сході (типова субдукційна обстановка) до косоного (косий зсув). Встановлено [11] досить різкий градієнт ефективного тиску і максимальних дотичних напружень з наявністю навпроти північного краю о. Суматра на глибині до 60 км області знижених напружень величиною 250–300 км, оточеної зонами вищих у 3–4 рази напружень. Основне поширення розриву даного землетрусу відбувалося від точки зародження у напрямку області зниженого всестороннього тиску, причому максимальні дотичні напруження в цьому напрямку знижувалися помітно повільніше, що може бути

одним з пояснень як переважного розвитку розриву саме у цьому напрямку, так і зростання в цілому у цьому напрямку швидкості спорювання і зміщення по розриву (див. рисунок). Додаткова диференціація напружено-деформованого стану (НДС) на площадці розриву, ймовірно, частково пов'язана з особливостями розподілу зон підвищених і знижених дотичних напружень в зоні зсувного розриву [11–14] за різних кутів між вектором дії максимального девіаторного стиску і площадкою розриву.

Іншим фактором, що спричинив підвищену неоднорідність характеристик середовища та процесів спорювання розривів у вогнищах Суматранських землетрусів, поряд з тектонічною позицією є геометрія та відповідна їй геомеханіка активних тектонічних структур даної зони. Так, порівняно з багатьма іншими землетрусами та теоретичними моделями [13, 14], де розрив відбувається або розглядається у більш близькому до однорідного за розподілом напружень та механічних характеристик пружному просторі, в даному випадку пружні деформації накопичувались та вивільнювались, як зазначалося вище, в основному у порівняно тонких (максимальна товщина 40–50 км) приповерхневих клиновидних ділянках кори шириною 150–180 і довжиною 400–450 км. Тобто тут не було верхньої півсферичної області геологічного середовища діаметром 150–180 чи 400–450 км, не кажучи вже про класичну зону вогнища діаметром три І (тобто від 450–540 до 1200–1350 км), яка могла б за рахунок своєї приєднаної пружності та механічної міцності забезпечити значно більш рівномірний розподіл напружень, деформацій та зміщень по розривах. Власне також і тому (враховуючи обстановку косоного підсуву), на нашу думку, у вогнищі першого землетрусу спостерігаються неоднорідності масштабу 30–100 км, тобто у 1,5–2 рази більші від товщини активного тектонічного клину. Що стосується другого землетрусу, то порівняно більша однорідність поля зміщень тут може бути пов'язана як з більшою товщиною активного клину кори (55 проти 40–42 км для першого) та глибиною зони максимальних зміщень (35 проти 18 км), так і з ближчим до нормалі (відносно контакту плит) напрямком підсуву – всі ділянки майбутнього розриву зазнавали приблизно однакового геомеханічного навантаження з боку плити, що насувається, і не могли “сховатися” одна за одну.

**Моделі процесів при спорюванні розриву на прикладі Суматранських землетрусів.** Зазначені тут особливості процесів спорювання розриву у вогнищах Суматранських, а також і інших землетрусів, на нашу думку, можна пояснити наступним чином. Швидкість спорювання розриву, судячи з наведених даних, пропорційна не абсолютним значенням накопичених напружень і деформацій, а співвідношенню значень цих напружень і межі міцності гірських порід у конкретній ділянці геологічного середовища –



чим ближче значення напружень до межі міцності, тим швидше проходить спорювання розриву. Очевидно, що в зонах максимальних майбутніх зміщень, а значить, високих накопичених напружень і деформацій, міцність порід, зокрема, на зсув, є істотно вищою, в тому числі і за рахунок підвищених значень нормальної до площадки майбутнього розриву складової напружень. У іншому випадку напруження тут вже давно б розрядилися, не досягши таких значень, тому швидкість спорювання розриву тут часто є меншою. Натомість зони градієнтів зміщень і, відповідно, накопичених напружень, сильно механічно неоднорідні, зі специфічною флюїдодинамікою, тому швидкість спорювання тут часто є вищою.

Якщо розглядати процес у вогнищі як зміщення по створеному раніше і частково залікованому розриву, що, судячи з геодинаміки даного регіону, справедливо для Суматранських землетрусів, то накопичені напруження пропорційні зчепленню бортів розриву, а швидкість поширення розриву – дотичній (тангенціальній) складовій напружень і обернено пропорційна нормальній до площадки розриву складовій напружень [11–16]. Тобто, швидкість поширення розриву залежить як від співвідношення еквівалентних нормальної і тангенціальної складових накопичених напружень, так і від відношення його до значення межі міцності порід у зоні майбутнього розриву. Отже, якщо таке співвідношення в зонах максимальних майбутніх зміщень, так званих перемичках на розриві, ще відчутно не досягло критичної межі, а “підрив” (руйнування) такої перемички здійснюється за рахунок дії фронту розриву, що наступає, то швидкість спорювання в цій зоні може знижуватись – розрив витрачає певну енергію на руйнування перемички. Якщо ж середовище в зоні такої перемички буде в критичному, метастабільному [11], близькому до саморуйнування стані, то розрив провокує її швидке, майже миттєве руйнування з виділенням запасеної енергії, більшої, ніж втрати на руйнування, тоді в даній зоні розрив майже лавинно прискорюється (згадаємо швидкість спорювання до 3,6–6,2 км/с і більше). Очевидно, саме це є причиною підміченого нами прискорення процесу спорювання при виході розриву з зони підвищених зміщень, де була запасена і вивільнена при проходженні розриву більша пружна енергія, в зону знижених зміщень, де за рахунок знижених міцнісних характеристик середовища (динамічної міцності [11]) на утворення розриву затрачається порівняно менша енергія.

Фізично цей процес, очевидно, проходить так – через наближення фронту розриву у критичній зоні тріщини та мікротріщини переходять у надкритичний стан, починають поширюватися в різні сторони, зливаються між собою і при злитті з фронтом розриву, що наступає, спричиняють його практично миттєве перескакування вперед на відстань, яка дорівнює вели-

чині приєднаних тріщин. Це і спричинює таку велику еквівалентну швидкість спорювання – руху фронту розриву. Про реальність такого фізичного процесу саме і свідчать суброзриви, зафіксовані в зоні макросейсмічного епіцентру сильнішого з Суматранських землетрусів [4] перед фронтом розриву, що наближався (еквівалентна швидкість спорювання – до 8,1 км/с). В інших випадках значного прискорення руху фронту розриву такий процес, очевидно, також мав місце, тільки він не досяг такого макрорівня суброзривів, який можна було б надійно виявити за сейсмічними записами. Враховуючи величезний масштабно-ієрархічний діапазон наявних у породах розривів різного рангу (від субміліметрових мікротріщин до розломів на сотні кілометрів) та інших геомеханічних неоднорідностей – концентраторів тектонічних напружень, можна вважати, що такий механізм пришвидшення росту розривів, починаючи з масштабних рівнів мікротріщин перед фронтом розриву, тією чи іншою мірою притаманний всім процесам утворення сейсмогенних розривів. Враховуючи дані щодо швидкості спорювання таких розривів [10, 14, 17], можна оцінити, що за швидкості спорювання до 0,3–0,6 від  $V_s$ , його вклад є незначним (ймовірно, тільки на рівні мікротріщин), і розрив переважно росте за рахунок поступового поширення власного фронту. За швидкості спорювання 0,7–0,9  $V_s$  вклад цього механізму, вочевидь, зростає, зокрема за рахунок росту і приєднання до фронту основного розриву тріщин вищих рангів. За швидкості спорювання понад 0,9  $V_s$ , вклад цього механізму стає ще більшим, генеровані перед фронтом основного розриву суброзриви можуть досягати масштабу 3–10 % від величини основного розриву і виділятися, як окремі субджерела.

Процес передачі енергії збудження в зону перед фронтом розриву, що наступає, може відбуватися трьома способами: за рахунок **P**-хвиль, **S**-хвиль, або хвиль деформації – поширення зони впливу розриву. **P**-хвилі в земній корі мають швидкість поширення від 5,6–6,2 км/с у верхній частині розрізу (до 10–15 км, “гранітний” шар) до 6,6–7,2 км/с у нижній (18–45 км, базальтовий шар), тому в принципі можуть забезпечити велику швидкість процесу спорювання. Але, очевидно, вони порівняно слабо впливають на потенційно активні по відношенню до пришвидшення росту розриву тріщини зсуву, орієнтовані субпаралельно до фронту розриву, що наступає, але перпендикулярно до фронту **P**-хвилі, тому високі, вищі від  $V_s$ , значення швидкості спорювання реалізуються рідко, ймовірно, тільки в зонах критичного навантаження масиву (метастабільного стану), де **P**-хвиля викликає збудження і лавинне зростання різноорієнтованих мікро- та макротріщин. Значно частіше енергія збудження в зону перед фронтом розриву передається переважно за рахунок **S**-хвиль, оскільки саме такі значення швидкості спорювання реєструються найчастіше (0,3–0,9  $V_s$ ). Третій спосіб – передача енергії

збудження в зону перед фронтом розриву за рахунок хвиль деформації. Тобто, поширення зони впливу розриву, що настає, пов'язане з тим, що тріщина, яка виникає в суцільному середовищі, змінює його напружено-деформований стан на рівних довжині самої тріщини відстанях від її кінців, отже, зона впливу тріщини дорівнює трикратній її довжині. Але оскільки фізична природа хвиль деформацій у земній корі є складною, в'язко-пружною, то така хвиля має ніби три складові: перша поширюється зі швидкістю **P**-хвиль, друга – **S**-хвиль, третя – це в'язкий процес, спричинений реологією середовища. Власне через суттєвий вплив в'язкої, або еквівалентно в'язкої складової на процес передачі деформацій у земній корі, часто спостерігаються “глухі”, “тихі” і крипові землетруси [18, 19], а також інші специфічні ефекти в часово-просторовому розподілі сейсмічності [2, 8, 11].

Зазначимо також, що зона впливу розриву Суматранського землетрусу 2004 р. повністю узгоджується з наведеними вище відношеннями з теорії тріщин ( $1 : 3$ ) – при довжині розриву в джерелі даного землетрусу 450 км зона впливу (зона афтершоків) становила понад 1300 км [1–4]. Зона афтершоків землетрусу 2005 р. (довжина розриву 400 км) становила до 1100 км [1, 2, 5], що також практично відповідає відношенню  $1 : 3$ . Деяке заниження величини зони афтершоків в обох випадках можна пояснити суттєво меншою (всього близько 180 і 150 км відповідно) шириною розривів, що дає менший еквівалентний радіус кругової дислокації, ніж значення довжини цих розривів.

Виявлені на прикладі аналізу даних щодо Суматранського землетрусу 2004 р. ділянки нестійкості (метастабільності, критичності та неоднорідності НДС та міцнісних характеристик порід) з точки зору фізики процесів у вогнищі є потенційними зонами зародження розриву (див. також [11, 14–16] та ін.). Тому виявлення і моніторинг стану таких ділянок у сейсмоактивних зонах є основним завданням короткотермінового та детермінованого прогнозу землетрусів.

Важливу роль у процесах зародження та поширення розриву також відіграють процеси перетікання флюїдів у зонах градієнтів напружень і так звані процеси гідророзриву під час зміни НДС флюїдонасичених ділянок порід. Велику роль неоднорідностей НДС та мікротріщинуватості і флюїдних процесів, зокрема, як факторів додаткового механічного розвантаження скелету породи та зміщення на розриві, у зародженні і спорюванні розривів підтверджує і той факт, що скинуте напруження у більшості розривів у вогнищах корових землетрусів не перевищує 40–100 бар, і тільки зрідка досягає 300 бар і вище [14]. Водночас, за даними лабораторних досліджень [20], поріг міцності непорушеного граніту на стискання становить  $\sim 1,2$  кбар (120 МПа) за звичайних умов (на денній

поверхні) і зростає до 2,5–2,7 кбар за всестороннього тиску 1 кбар, що відповідає глибині залягання порід ~5 км.

Щодо розриву у вогнищі першого з Суматранських землетрусів, за оцінками Ю. Ребецького [11] скинуте тут напруження становило близько 10 бар, максимальні дотичні напруження не перевищували 350 бар, а ефективний всесторонній тиск – 650 бар, що, як бачимо, на порядок нижче літостатичного тиску на цій глибині і може свідчити про визначальну роль аномально високого флюїдного тиску та флюїдних процесів. На вдвічі вищі за гідростатичний величини флюїдного тиску в цій зоні та близькість його до літостатичного також вказує [11]. Це разом з розподілом міцнісних та реологічних (включаючи температурний режим) характеристик середовища з глибиною, очевидно, і є основною причиною такої цікавої особливості Суматранських землетрусів – незважаючи на різні значення зміщень по розриву і скинутих напружень у точках зародження та по площі обох розривів [4, 5], вони розриви зароджувалися на глибині 35–40 км виходячи з цього і залучаючи також відомі з досліджень порід-колекторів нафти та газу закономірності поведінки порового простору флюїдонасичених гірських порід, можна запропонувати таку модель процесу – на цій та дещо меншій глибині внаслідок дії літостатичного тиску тріщинувата субдукційна зона контакту Індо-Австралійської та Євразійської плит стає, на відміну від більш приповерхневих шарів кори, малопроникною для флюїдів (внаслідок консолідаційних процесів – закриття багатьох тріщин – перекривається гідрозв'язок між рештою їх, зникає так звана суцільна відкрита пористість у даній зоні і можливість порівняно вільного перетікання флюїдів). У замкнених у окремих тріщинах флюїдах внаслідок дії літостатичного тиску та низької здатності до стискання тиск підвищується практично до літостатичного – за даними [11] з коефіцієнтом 0,95–1 у зоні зародження розриву першого землетрусу та переважного поширення його на північний захід. Внаслідок цього, з одного боку, розвантажується скелет породи, а з іншого – шляхом активізації процесів гідророзриву в напрямках градієнтів тиску по міжзернових проміжках у породах та інших механічних неоднорідностях зі зниженими механічними характеристиками утворюються нові тріщини, таким чином викликаючи зародження і розвиток розриву саме на цій глибині. Свою роль тут у загальному балансі консолідаційних та деструктивних процесів, очевидно, відіграла і підвищена (порівняно з більш приповерхневими шарами кори) температура порід та відповідно інтенсивніші деструктивні гідротермально-флюїдні процеси. Розвиток процесу спорювання відбувався в напрямку зниження ефективного всестороннього стиску, а значить, менших сил тертя та зчеплення бортів розриву та напрямку руху флюїдів [11].

**Процеси у вогнищах Суматранських землетрусів і випромінювання енергії сейсмічних хвиль.** Свою специфіку має і сейсмічне випромінювання вогнищ катастрофічних Суматранських землетрусів, зокрема, з точки зору його впливу на прилеглі території о. Суматра. Почнемо аналіз цієї специфіки з того, що деталізуємо хід процесу спорювання у вогнищах цих землетрусів відносно прилеглої північної частини острова. Отже, розрив у джерелі першого з даних землетрусів зародився на глибині приблизно 35 км під морським дном на відстані близько 80 км від берега на південний захід від північної частини о. Суматра і на відстані майже 240 км на захід від м. Медан. Спорювання розриву йшло в основному на північний захід (400 км) по діагоналі знизу вгору (з косим виходом на морське дно у напрямку Зондського жолоба, і частково (50 км) по діагоналі згори донизу (до 40–45 км), вглиб літосфери, отже, в основному, в плані майже паралельно і навіть з певним віддаленням від берега острова, а у розрізі – у майже протилежному до простягання острова напрямі. Відомо [10, 14], що в напрямку спорювання випромінюється суттєво більша сейсмічна енергія Р-хвиль, ніж в інших напрямках, і це є одним з основних методів визначення напрямку спорювання розриву (так званий метод азимутальних годографів [10, 21–23]). Отже, з цієї точки зору жителям о. Суматра пощастило, основна сейсмічна енергія при спорюванні розриву пішла на північний захід і захід, тобто від острова, правда, “вдаривши” у дно хвилею деформацій з вертикальним зміщенням до 5 м – ця енергія потім повернулася до берега у вигляді гігантського цунамі, що проникало вглиб острова на багато кілометрів, спричиняючи багатотисячні людські жертви і руйнуючи все на своєму шляху. Інша, менша частина сейсмічного випромінювання Р-хвиль пішла під острів, вглиб літосфери, також спричинивши порівняно менші від можливих сейсмічні впливи. Отже, північна частина о. Суматра здебільшого зазнала впливу “бокового” випромінювання розриву, тобто S-хвиль. Але негативним фактором у даному випадку була суттєва неоднорідність напружено-деформованого стану порід та їх міцнісних характеристик у зоні майбутнього розриву. Це спричинило велику нерівномірність ходу процесу спорювання розриву з цілою низкою пригальмовувань і прискорень руху розриву. Відомо [21], що такі зони, “фази зародження” розриву чи “стоппінг-фази”, є додатковими субджерелами сейсмічного випромінювання, причому збагаченого жорсткими високочастотними складовими. Через це північна частина о. Суматра опинилась ніби під перехресним вогнем з півдня, південного заходу, заходу і північного заходу (в азимутах від 140° до 330°) від жорсткого сейсмічного випромінювання активних субджерел з усієї площадки розриву, трохи приглушених за рахунок загасання відстанню до них (80–300 км) і додатковим загасанням внаслідок поширення коливань від зони

макросейсмічного гіпоцентру по пологих (близьких до субгоризонтальних) сейсмічних трасах. Тому будівлі та інші інженерні об'єкти на острові зазнавали сейсмічних коливань у різних азимутах і з різними частотами, що збільшувало ймовірність попадання збуджуючих коливань у площини найбільшої вразливості будівель та виникання резонансних явищ у їхніх конструкційних елементах. Додатковим негативним фактором впливу сейсмічних коливань від даного землетрусу була велика тривалість цих коливань, спричинена достатньо довгим процесом спорювання розриву такого масштабу, адже, як відомо [24], значне перевищення тривалості сейсмічних коливань відносно номінальної для землетрусів певної сили спричиняє зростання інтенсивності сейсмічних впливів на будівлі та споруди на 1–2 бали шкали МСК-64 навіть без зростання амплітуд таких коливань чи прискорень. Тому не дивно, що даний землетрус проявився на півночі о. Суматра з інтенсивністю від 9 до 6 балів за шкалою Меркаллі і спричинив тут жертви, численні руйнування, каменепади та зсуви [1]. Сейсмічний імпульс від цього землетрусу спричинив високочастотну (на вищих субгармоніках основного тону власних коливань Землі) вібрацію цілої планети [12, 25] протягом понад місяць. За три місяці у зоні вогнища відбулось більше 2 тисяч афтершоків (тільки вдвічі менше, ніж за попередніх 30 років), з яких понад 30 мали магнітуду 6 і більше, а один – 7,5 [12].

**Процеси у вогнищах Суматранських землетрусів і загальна геодинаміка регіону.** Цікаві та важливі для науки і практики дані дає порівняння зміщень по розриву для досліджуваних землетрусів і параметрів загального геодинамічного процесу в літосфері даної території. За даними численних досліджень [1–8], Індо-Австралійська плита (океанічна за своєю будовою в даній зоні) зі швидкістю близько 60–65 мм/рік підсувається (субдукується) на північний захід (дещо косо на північ відносно зони контакту у Зондському океанічному жолобі) під місцеві пограничні структури Євразійської плити, які, в свою чергу зміщуються на південний схід, тобто косо назустріч. Розраховані значення швидкості накопичення сейсмотектонічних деформацій змінюються від 5,2 до 0,4 см/рік, зменшуючись вздовж зони контакту з південного сходу на північний захід. Вважається [1, 2], що досліджувані землетруси приурочені до різних границь в моделі плитової тектоніки даного регіону – перший, який відбувся північніше, – підсуванням північного сегмента (Індійської плити) під Бірманську мікроплиту [2] (швидкість близько 60 мм/рік), а другий, що відбувся на 180 км південніше, спричинений підсуванням південного сегмента (Австралійської плити) під плиту Сунда [6] (швидкість близько 50 мм/рік). Оскільки розриви цих землетрусів поширювались в основному у протилежних напрямках, вони не перекривалися, але практично стикалися – перший поширився на 50 км на південь, а

другий – на 130 км на північ. Це свідчить про те, що напруження в зоні розриву першого землетрусу принаймні, південної його частини, розрядилися достатньо глибоко.

Порівнюючи середнє зміщення по розриву для першого землетрусу (7–8 м) з даними геодинаміки (0,052 м/рік), можемо сказати, що така деформація могла накопичитись щонайменше за 135–155 років, а враховуючи, що реалізованим зміщенням по розриву (сейсмодислокацією) скидається в середньому 5–20 % від накопичених деформацій [10, 11, 17], то час накопичення таких деформацій міг становити від 675 до 3100 років. Щодо зони максимальних (до 20 м) зміщень, то тут мінімальні оцінки дають 385 років, а середні – 1900–7700 років. Порівнюючи ці величини з даними деяких досліджень, де говорилося, що зони критичної концентрації напружень і деформацій, якщо не розрядяться землетрусом, то розсмоктуються за 100–200 років, бачимо, що це далеко не так, принаймні, далеко не у кожному випадку. Нерідко, як видно з цих та інших сейсмологічних даних, очевидно, в результаті місцевої специфіки механічних процесів у різних ділянках літосфери, такі зони концентрації, навпаки, стають накопичувачами пружної енергії, що потім призводить до катастрофічних землетрусів.

Провівши аналогічні розрахунки для другого землетрусу (середнє зміщення по розриву 4–5 м, максимальне – 14 м, швидкість субдукції – 0,05 м/рік), отримаємо для середніх зміщень такі оцінки – мінімальний час накопичення деформацій – 80–100 років, середній – 400–2000 років; для максимальних зміщень – відповідно 280 і 1400–5600 років.

Отримані оцінки часу накопичення деформацій у вогнищах розглянутих землетрусів (1400–7700 р.) є ще одним свідченням реальності прийнятого у сейсморайонуванні територій [22, 26] періоду повторюваності найсильніших – максимальних розрахункових – землетрусів (5000 р.), на стійкість до впливу яких розраховуються найважливіші та екологічно небезпечні промислові об'єкти – АЕС та ГЕС, хімічні підприємства, греблі водосховищ, мости та ін.

Стосовно другого землетрусу цікаві та важливі висновки можна зробити, порівнявши максимальнє зміщення на його розриві з даними [2] щодо місцевого землетрусу 1861 р. з  $M > 8$ . Справа в тому, що розрив у вогнищі землетрусу 2005 р. практично повністю перекриває зону розриву землетрусу 1861 р. За 144 роки між цими землетрусами в даній зоні (швидкість субдукції – 0,05 м/рік) могло накопичитися не більше 7,2 м деформацій, отже, ще майже 7 м залишилось нерозряджених від часу підготовки попереднього (а, ймовірно, і від ще більш ранніх) землетрусів. Звідси висновок – здійснюючи оцінку величини можливих сильних землетрусів у сейсмогенних зонах слід брати величину найбільшого з відомих за останні 200–500 р. землетрусу з враху-

ванням щонайменше 4-кратного коефіцієнта підвищення по енергії (0,6 – по класу, 0,33 – по магнітуді), оскільки, як бачимо на даному прикладі, зміщення по розриву може бути удвічі більшим за накопичене за термін підготовки конкретного землетрусу, а запасена пружна енергія пропорційна квадрату пружної деформації ( $E = kx^2/2$ ). Ймовірно, коефіцієнт має бути ще вищим через зростання об'єму, у якому запасасться пружна енергія, але це питання потребує спеціальних досліджень. Повертаючись до згаданої вище ролі флюїдного тиску в процесах розривоутворення, можна припустити, що величина цього тиску внаслідок тектонічних процесів у зоні розриву другого землетрусу за останні десятки і сотні років зросла, а всесторонній стиск і еквівалентна міцність порід внаслідок цього знизилась, що дало можливість (за рахунок більшого розвантаження скелету породи та “змащення” цієї тріщинуватої зони вогнища та самого розриву) забезпечити розрядку і “своїх” і накопичених раніше “чужих” напружень та деформацій.

Подібні за фізичним змістом висновки зроблено також Є.А. Сагаловою [27] стосовно процесів у сейсмогенній зоні Вранча на підставі аналізу співвідношень середніх довгострокових величин накопичення та розрядки деформацій у цій зоні і величин накопичення та розрядки деформацій під час підготовки сильного Вранчського землетрусу 1977 р. Оцінивши, що скинута під час цього землетрусу деформація була меншою, ніж накопичена за період його підготовки, Є.А. Сагалова дійшла висновку, що у наступні кілька років є ймовірність нового сильного землетрусу, що забезпечить дорозрядку даної зони. Якщо ж цього не відбудеться, значить, сейсмогенне тіло Вранча стало порівняно більш консолідованим та механічно міцним, здатним запасати більшу енергію деформацій і через кілька десятків років можливий значно сильніший землетрус (подібний до землетрусу 1940 або навіть 1802 р.), який забезпечить розрядку і власних і недорозряджених раніше напружень та деформацій. На щастя для жителів даної зони, в тому числі і півдня Одеської області України, реалізувався перший варіант розвитку сейсмічного процесу в зоні Вранча – у 1986 р. відбувся сильний землетрус (але далеко не найсильніший з можливих –  $M = 6,9$ ), що забезпечив дорозрядку зони з порівняно незначними наслідками. На відміну від цього, в районі Суматри катастрофічні землетруси 2004 та 2005 рр. реалізували другий сценарій, що видно з порівняння величин накопичених і скинутих деформацій.

Застосування визначеного за даними щодо другого з Суматранських землетрусів збільшувального коефіцієнта до даних про актуальні для України найсильніші землетруси зони Вранча показує його адекватність сейсмотектонічним процесам і у цій зоні. Так, найсильніші історичні землетруси зони Вранча (1802 р.,  $M = 7,5$  і 1940 р.,  $M = 7,4$  [28]) відрізняються від трохи слабшого землетрусу цієї зони останніх десятиліть (1977 р.,  $M = 7,1$ )



якраз на 0,3–0,4. Отже, вказаний коефіцієнт варто застосовувати також з метою уточнення сейсмічної безпеки півдня України.

### **Висновки.**

1. Дані щодо катастрофічних Суматранських землетрусів показують, що реально механічні характеристики геологічного середовища у сейсмогенних зонах є дуже неоднорідними і мають мозаїчну структуру. Очевидно, це стосується всіх або переважної більшості сейсмогенних зон та всіх, можливо, з деякими коефіцієнтами-поправками, масштабно-ієрархічних рівнів тріщинуватості порід, розривів та відповідних енергетичних рівнів сейсмічності.
2. Дані щодо катастрофічних Суматранських землетрусів добре узгоджуються з теорією тріщин у плані геометричних співвідношень (1 : 3) між довжиною тріщини (сейсмогенного розриву) і величиною зони її впливу (розмірами вогнища землетрусу, як об'єму середовища, у якому вивільняється пружна енергія під час утворення розриву та генерації сейсмічних хвиль і проходить дорозрядка напружень та деформацій афтершоками і крипом).
3. Дані щодо катастрофічних Суматранських землетрусів, особливо першого, чітко показують, що сейсмогенні розриви зароджуються і розвиваються не обов'язково в зонах найбільшої концентрації напружень, а у так званих критично нестійких метастабільних зонах переважно з неоднорідним напружено-деформованим станом та механічними характеристиками, де накопичені напруження досягають, у тому числі за рахунок особливостей флюїдного режиму, межі динамічної міцності гірських порід. Виявлення та моніторинг стану таких зон є першочерговим завданням короткотермінового та детермінованого прогнозу землетрусів.
4. Дані щодо катастрофічних Суматранських землетрусів свідчать, що зареєстровані неодноразово великі значення швидкості спорювання розривів у вогнищах землетрусів (вищі за значення  $V_s$  для відповідних порід та глибин) є свідченням крайньої критичної нестійкості (метастабільності) даних зон геологічного середовища, за якої найменше збурення (вплив Р-хвилі від утвореного в деякому місці розриву) викликає лавинний ріст тріщин в об'ємі порід перед фронтом цього розриву, які, зливаючись з ним, спричиняють високу швидкість росту розриву.
5. Дані щодо катастрофічних Суматранських землетрусів показують, що запасена у зоні вогнища пружна енергія, тобто та її частина, яка може виділитись при землетрусі, внаслідок часово-просторової неоднорідності механічних характеристик геологічного середовища не обов'язково повністю вивільнюється під час кожного чергового сильного зем-

летрусу, а може запасатися на майбутнє. Тому наступний сильний землетрус може бути сильнішим від очікуваного, параметри якого прораховані за даними щодо середніх характеристик місцевого сейсмотектонічного та геодинамічного процесів, якщо він не тільки розряджає власні накопичені під час його підготовки, тобто після попереднього сильного землетрусу, напруження та деформації, а й дорозряджає запасені у попередній період. Цей фактор слід враховувати, здійснювати оцінку рівня сейсмічної небезпеки сейсмоактивних територій, зокрема шляхом введення коефіцієнта, значення якого не менше 4, по енергії для максимального очікуваного землетрусу (0,6 – по класу, 0,33 – по магнітуді). Виходячи зі встановленої за результатами проведеного аналізу енергетичних характеристик актуальних для України найсильніших землетрусів зони Вранча адекватності цього коефіцієнта характеристикам місцевих сейсмотектонічних процесів цієї зони, його рекомендується застосовувати, з метою уточнення сейсмічної небезпеки для півдня України.

6. Отримані за геодезичними та сейсмологічними даними з врахуванням коефіцієнта сейсмодислокаційної складової (5–20 %) оцінки часу накопичення деформацій у вогнищах катастрофічних Суматранських землетрусів (1,4–7,7 тис. р.) є ще одним свідченням реальності прийнятого у сейсморайонуванні територій 5000-річного періоду повторюваності найсильніших, максимальних розрахункових землетрусів.

1. Старостенко В.И., Гейко В.С., Кендзера А.В. и др. Катастрофическое землетрясение 26 декабря 2004 г. у берегов Суматры: причины, последствия и уроки // Геофиз. журн. – 2005. – 27, № 6. – С. 940–961.
2. Harinarayana T., Hirita N. Destructive Earthquake and Disastrous Tsunami in the Indian Ocean, What Next? // Int. Assoc. for Gondwana Research, Japan. – 2005. – 8, № 2. – P. 246–257.
3. Паталаха Е., Трегубенко В. Гигантское цунами в Индийском океане (26.12.2004): геодинамика и уроки для Украины // Геолог України. – 2005. – № 1. – С. 77–87.
4. Chen Ji. Computer Simulation of Earth Movement that Spawned the Tsunami. – California Institute of Technology, 2005. ([http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/shownh.php3?img\\_id=12646](http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/shownh.php3?img_id=12646)).
5. Chen Ji. Preliminary Rupture Model. Magnitude 8,7 NORTHERN SUMATRA, INDONESIA, Monday, March 28, 2005 at 16:09:36 UTS. – 2005; ([http://neic.usgs.gov/neis/eq\\_depot/2005/eq\\_050328/neis\\_weax\\_ff.html](http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2005/eq_050328/neis_weax_ff.html)).
6. Magnitude 8,7 – Northern Sumatra, Indonesia 2005 March 28, 2005 at 16:09:36 UTS. // Preliminary Earthquake Report. U. S. Geological Survey, 2005. – National Earthquake Information Center, Word Data Center for Seismology, Denver; (<http://earthquake.usgs.gov/equinthenews/2005/usweax/>).
7. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Науч. мир, 2001. – 606 с.
8. Earthquakes and Plate Tectonics. – USGS, 2004; ([http://www.neic.cr.usgs.gov/neis/general/hand-outs/rift\\_man.html](http://www.neic.cr.usgs.gov/neis/general/hand-outs/rift_man.html)).

9. Арефьев С.С., Грайзер В.М., Заргарян Д.Н. и др. Разрыв в очаге и афтершоки Кум-Дагского землетрясения 14 марта 1983 года // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. – Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 26 – М.: Наука, 1985. – С. 8–27.
10. Пустовитенко Б.Г., Капитанова С.А. Процессы в очаговых зонах сильных землетрясений зоны Вранча // Сейсмологический бюллетень Украины за 1997 год. – Симферополь, 1999. – С. 149–158.
11. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. – М.: ИКЦ “Академкнига”, 2007. – 406 с.
12. Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофиз. журн. – 2007. – 29, № 6. – С. 96–115.
13. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука, 1975. – 176 с.
14. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясения. – М.: Наука, 1981. – 192 с.
15. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. – М.: Наука, 1975. – № 3. – С. 6–26.
16. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
17. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. – М.: Наука, 1985. – 406 с.
18. Моги К. Предсказание землетрясений. – М.: Мир, 1988. – 382 с.
19. Прозоров А.Г., Хадсон Д.А. Зависимость между  $M_s$  и  $m_b$  от региональных условий и локальных взаимосвязей // Машинный анализ цифровых сейсмических данных. – Вычисл. сейсмология; вып. 7 – М.: Наука, 1974. – С. 65–82.
20. Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах / Под ред. М.П. Воларовича. – М.: Недра, 1978. – 237 с.
21. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. – М.: Мир, 1983. – Т. 2. – 360 с.
22. Пустовитенко Б.Г. Сейсмічні процеси в Чорноморському регіоні та сейсмічна небезпека Криму. Автореф. дис... д-ра фіз.-мат. наук. – К.: ІГФ, 2003. – 33 с.
23. Островерх Б.Н., Калиниченко Д.М. Численная модель для исследования упругих волн от очага в виде развивающейся трещины сдвига в напряженной неоднородной полуплоскости // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. – Вопросы инженерной сейсмологии; вып. 26. – М.: Наука, 1985. – С. 108–123.
24. Чернов Ю.К., Соколов В.Ю. Некоторые соотношения между параметрами колебаний грунта и макросейсмической интенсивностью землетрясений // Вопросы инженерной сейсмологии. – М.: АН СССР, 1983. – Вып. 24. – С. 96–104.
25. Трегубенко В., Шляховий В.В., Шляховий В.П. та ін. Деякі результати цифрових сейсмічних та земноприпливних спостережень у підземній геофізичній обсерваторії на мисі Херсонес (Севастополь) // Нові геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища: Матеріали наук. конф. – Львів: Сполом, 2007. – С. 100–101.
26. Сейсмическое районирование территории СССР // Отв. ред. Бунэ В.И., Горшков Г.П. – М.: Наука, 1980.
27. Сагалова Е.А. Реализация долговременного прогноза в зоне Вранча // Геофиз. журн. – 1987. – 9, № 6. – С. 84–94.
28. Костюк О., Сагалова Е., Руденська І. та ін. Каталог землетрусів Карпатського регіону за 1091–1990 роки // Праці НТШ. – Львів. – 1997. – Т. 1. – С. 121–137.