

<https://doi.org/10.15407/gpimo2025.02.023>

В.В. Гордієнко, докт. геол.-мін. наук, проф., гол. наук. співроб.

e-mail: gordienkovadim39@gmail.com

Scopus author Id = 7102473958

ORCID 0000-0001-9430-7801

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України

просп. Палладіна, 32, Київ, 03680, Україна

РОЗПОДІЛ ПИТОМОЇ ПРУЖНОЇ ЕНЕРГОЄМНОСТІ ТА В'ЯЗКОСТІ В ТЕКТОНОСФЕРІ УКРАЇНИ

Наведено виклад процесу побудови та опис результатів розподілу у тектоносфері України питомої потенційної пружної енергії (W) та динамічної в'язкості (η). Ці характеристики дають інформацію про накопичення напруги при зсувних деформаціях та реакції на прикладені напруги різної природи. Відповідні розрахунки стали можливими після створення за участю автора тривимірних моделей температури, швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль та густини у корі та верхній мантії України на глибинах 25 км — 400 км. Така задача була розв'язана вперше. Методичною основою визначення всіх перелічених параметрів є схема глибинних процесів у тектоносфері, що враховує, перш за все, результати тепломасоперенесення при сучасній активізації. Вони накладаються на моделі платформи (крім території Східно-Європейської платформи до неї зараховано і Донбас), альпійської геосинкліналі Карпат та герцинсько-кімерійської геосинкліналі Скіфської плити. Вихідні дані були доповнені для розрахунку W інформацією про міцність речовини тектоносфери в залежності від температури. Було розглянуто умови утворення розривів та виникнення землетрусів. Достатній вплив чинить підняття блоків кори та підкорової мантії за рахунок перегріву. На межах блоків з різними швидкостями підйому та сповзання мас порід під нахилом виникають сейсмогенні переміщення. Це помітно і на платформних територіях із сучасною активізацією, наприклад, у Дніпровсько-Донецькій западині. Для визначення η використано експериментальні та розрахункові результати, що дали змогу врахувати склад порід, розмір кристалів, температуру, загальний тиск, розплав та флюїди, швидкості деформацій, вібрації тощо. Це дозволило сформулювати фоновий розподіл в'язкості у тектоносфері неактивізованої платформи. Враховуючи аномальні температури вдалося визначити відхилення від фону на різних глибинах під активними регіонами. Досить складною виявилася побудова розподілу параметра за допомогою ізолій. Загалом, слід визнати, що отримана картина відображає, перш за все, реальний стан справ у вивченні в'язкості порід тектоносфери. Вона цілком може помітно змінитися у майбутньому.

Ключові слова: *питома потенційна пружна енергія, сучасна активізація, сейсмічність, динамічна в'язкість порід.*

Цитування: Гордієнко В.В. Розподіл питомої пружної енергоємності та в'язкості в тектоносфері України. *Геологія і корисні копалини Світового океану*. 2025. **21**, № 2: 23—43. <https://doi.org/10.15407/gpimo2025.02.023>

Вступ

Статтю написано за результатами четвертого та п'ятого етапів досліджень, метою яких була побудова єдиної моделі глибинних процесів у тектоносфері України та відповідного розподілу фізичних властивостей порід кори та верхньої мантії Землі. Три попередні етапи були присвячені моделям розподілу температур (T), швидкостей сейсмічних поздовжніх хвиль (V_p) та густини порід (σ) [8, 43, 44]. Останні два параметри дали змогу перейти до вивчення властивості середовища, що безпосередньо характеризує його наближення до руху та деформації. Один із варіантів визначення такої властивості наведено у роботі С.В. Крилова зі співавтором [15]. Вони запропонували метод дослідження умов, за яких накопичується енергія, що зрештою викликає порушення суцільності середовища. Метод полягає у визначенні потенціальної пружної енергії блоків. Запропонована формула $W = \tau^2/2G = \tau^2/2\sigma V_s^2$, де τ — це міцність на зсув (розривна напружка зсуву), представляє інтерес сама по собі як характеристика сейсмогенної структури, G — модуль зсуву, σ — густина, V_s — швидкість сейсмічних S -хвиль. Параметр W («потенційна пружна енергія, що накопичується в одиниці середовища в результаті його зсувної деформації до точки розриву») [15, с. 57], здається, не відображає всю складність процесу зростання сейсмогенних напружень. Вона не підходить для порівняння зі справжніми джерелами стресу та її не можна використати для визначення часу, коли зберігається кінцева кількість енергії, оскільки релаксація не враховується. У будь-якому випадку, оцінки пружної енергії можуть викликати інтерес як екстремальні значення фактичного вмісту енергії. Наведена оцінка W може відповідати дійсності в умовах дуже швидкого формування її аномалій — за час менший за період релаксації. Такі ситуації розповсюджені у зонах сучасної активізації (далі — СА), тому будуть описані у цій статті під час побудови моделей тектоносфери України.

Врахування в'язкості (як правило, динамічної в'язкості — η) є необхідним при аналізі процесу тепломасоперенесення у тектоносфері. Автор близько 50 років випробовував багато різних методик оцінювання цього параметра [6—8 та ін.] і використав опубліковані дані, а також елементи геологічної теорії. Останнім часом з'явилося багато нових експериментальних і розрахункових результатів, що дозволяють враховувати вплив на в'язкість складу гірських порід, розмірів зерен, температури T , тиску P , диференціальних напружень, розплавів і рідин, швидкості деформування, вібрацій тощо. Багато вже відомих даних тепер можуть бути переоцінені. Має сенс додатково уточнити попередні оцінки в'язкості, які фактично обмежувалися дифузійною складовою, тобто розрахунок орієнтувався на максимальне значення η .

Всі наступні міркування припускають правильність висловленого у роботі [33] уявлення про надпластичні деформації, основа яких — зернограничне ковзання у поєднанні з дифузною акомодациєю. Звичайно, не можна повністю виключати вплив внутрішньозернових дислокацій. Така конструкція змушує звернутися, насамперед, до експериментальних даних. Такими вважають відомості з двох джерел: 1) результати оцінювання в'язкості середовища за інформацією про підйом поверхні після припинення льодовикового навантаження або великого землетрусу; 2) результати лабораторних експериментів у доступному інтервалі швидкостей деформації (і відповідних диференціальних напруг). При викорис-

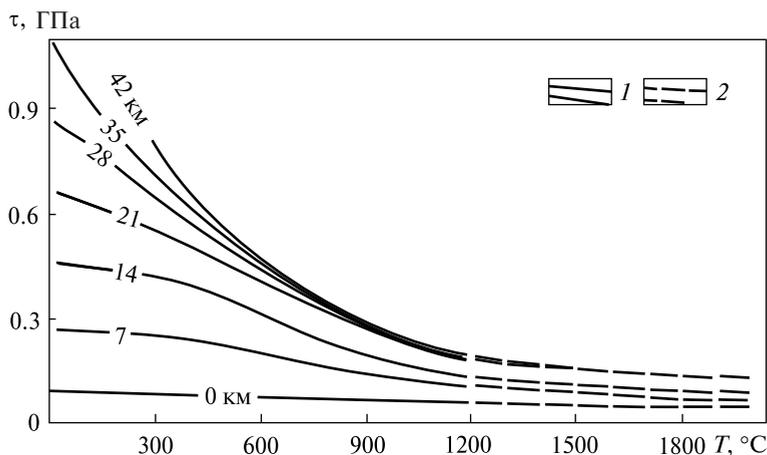


Рис. 1. Залежність міцності на зсув гірських порід від тиску (глибини) та температури: 1 — експериментальні дані, 2 — результати екстраполяції

танні останніх екстраполяцію параметрів в область геологічно реальних проводили за звичайними виразами для в'язкості [28 та ін.]. Рівняння, що використовують в даний час, «...моделюють реологічні властивості мантії субстрату, який при низьких напругах характеризується дифузійною повзучістю, а при високих — дислокаційною.» [28, с. 42]. «Хоча розуміти реологію мантії дуже важливо, для побудови якісно правильної картини течії в мантії немає особливої необхідності розрізняти реологічні рівняння за $n = 1$ і $n = 3$... Однак ... більш суттєва залежність коефіцієнта в'язкості від температури та тиску, а не та чи інша можлива залежність від напруги» [28, с. 536].

За роботами, які аналізують багато сторін проблеми [24, 28, 34 та ін.], можна намітити послідовність врахування чинників, які впливають на результат визначення η . Мається на увазі не ієрархічна структура, а підхід, що передбачає спочатку закріплення параметрів середовища, варіації яких мало ймовірні або мало вивчені, потім — перехід до тих, вплив яких вивчено краще та по-різному позначається у різних інтервалах глибин. Як результат передбачається отримати модель розподілу в'язкості верхньої мантії неактивної докембрійської платформи, намітити значення параметрів для кори та перехідної зони до нижньої мантії, а також спосіб врахування в величині η на різних глибинах верхньої мантії впливів зміни умов при підготовці і в ході активного процесу тепломасоперенесення.

З наведеного очевидна необхідність розглянути параметри W та η послідовно у наступних двох частинах статті.

1. Питома потенційна пружна енергія

Використана інформація та результати розрахунків

Звичайно, всі вже розраховані розподіли параметрів кори та верхньої мантії (T , V_p та σ) були застосовані для визначення W . Додаток складав τ та V_s , а також G і в'язкість (і розрахований з її допомогою період релаксації напруги).

Даних про міцність гірських порід на зсув в залежності від тиску (глибини) та температури небагато, особливо для ультраосновних та основних порід. Тому

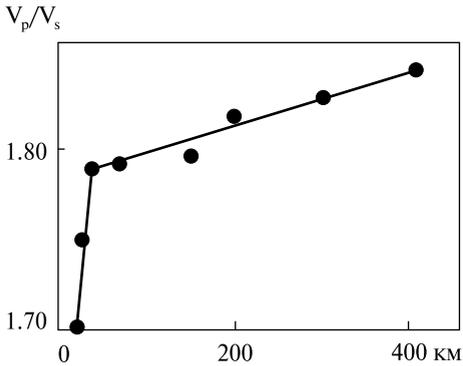


Рис. 2. Розподіл V_p/V_s у корі та верхній мантії

густини та швидкості пружних хвиль.

Величина V_p/V_s за даними ГСЗ в Україні у межах кори помітно змінюється, глибина 25 км на цьому фоні виявляється відносно стабільнішою, середній рівень становить приблизно $1,75 \pm 0,02$. Для глибин верхньої мантії є досить багато різних даних із регіонів з різними сучасними ендегенними режимами [49, 56 та ін.] (рис.2).

Наведених даних разом зі встановленими раніше достатньо для розрахунку значень W на всіх глибинах на території України. Як і на попередніх етапах досліджень, характеристика кори обмежена моделлю для 25 км. Результати розрахунків наведено на рис. 3 та 4.

Узгодженість елементів, використаних при розрахунку W на глибині 25 км, виявилася недостатньою. Інформація про швидкість та густину залучена з даних ГСЗ, точність яких суттєво обмежила щільність мережі відповідних ізоліній. Дані про T (для розрахунку $\tau = f(T)$) отримано з теплової моделі. Рисунок ізо-терм суттєво складніший, ніж ізоліній швидкостей та густин. Тому для результативного параметра використовували саме останні (V та σ), а температуру в районах розташування ізоліній брали за середню. Це не веде до суттєвого зростання похибки розрахунку. Але, звісно, загальна картина виявилася мозаїчною, без інформації про перехідні зони, що відображала б зміну глибинних температур. Лише фрагментарно простежується перегрів порівняно з неактивною платформою під Карпатами, Скіфською плитою та зоною СА на Східно-Європейській платформі (далі — СЄП).

Зміна загальної картини розподілу W до глибини 50 км обумовлена не принципово іншою ситуацією з переходом до мантії, а перш за все використанням узгодженого за щільністю сітки спостережень для всіх використаних параметрів розрахунку. Значно збільшується детальність розподілу питомої пружної енергоємності, скорочується її абсолютна величина. За межами найбільш «холодного» регіону — західного схилу Українського щита — вона стає менше 1 Дж/см^3 . На більших глибинах ця тенденція зберігається (рис. 3 та 4). Це, звичайно, частково є результатом впливу зростання швидкості сейсмічних хвиль. Але, насамперед, на порядок швидше зі зростанням температури скорочується (і стабілізується на низькому рівні) τ^2 . Речовина верхньої мантії стає дедалі пластичнішою, менш пружною.

для характеристики загальної картини були використані усі знайдені автором дані, в тому числі і осереднені для різних діапазонів PT -умов, а також відомості про міцність на стиснення (вона вважалася в 5 разів більшою, ніж на зсув) [1, 15, 23, 24, 27, 29 та ін.]. Вони досить повно узгоджуються між собою (рис. 1).

З наведеної інформації зрозуміло, що вплив тиску на значення міцності обмежений, вплив температури спостерігається у більшому діапазоні, але на рівні верхньої мантії варіації τ досить значні. Більшу вагу зберігають зміни з глибиною

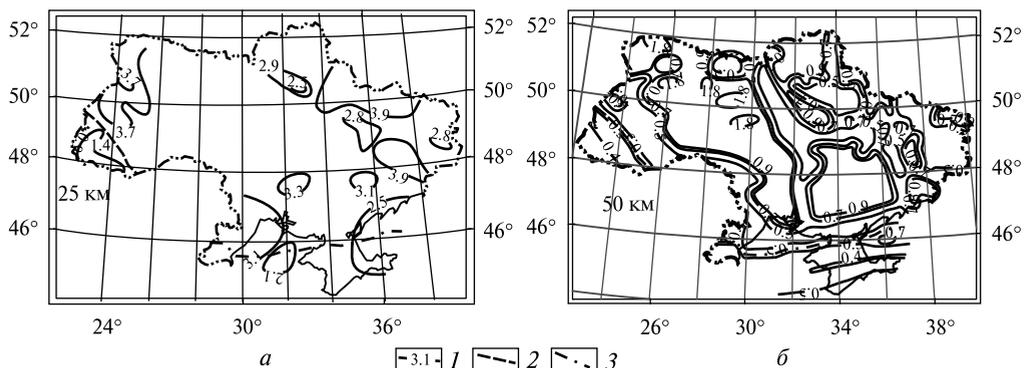


Рис. 3. Розподіл питомої пружної енергоємності (Дж/см³) на глибинах 25 км (а) та 50 км (б) для території України: 1 — ізолінії W ; 2 — межа Карпатської альпійської геосинкліналі; 3 — межа герцинсько-кімерійської геосинкліналі Скіфської плити

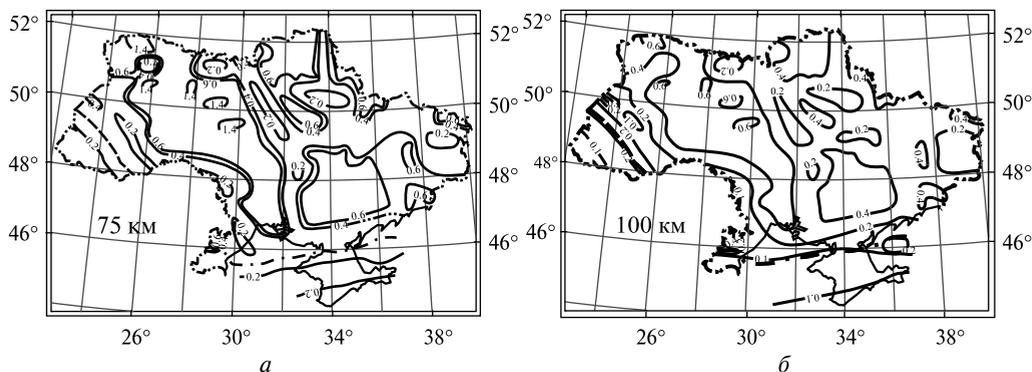


Рис. 4. Розподіл питомої пружної енергоємності (Дж/см³) на глибинах 75 км (а) та 100 км (б) для території України. Умовні позначення див. на рис. 3.

На глибині понад 300 км відбувається зміна відносного нагріву надр тектонічних регіонів України. Максимальні температури (та мінімальні W) спостережено під неактивізованими частинами СЄП, де ще не спрацював механізм тепломасоперенесення на підкорову глибину. Але розгляд варіацій W на глибинах 150—400 км не має сенсу. Вони становлять на глибинах 150—400 км від $0,25 \pm 0,05$ до $0,10 \pm 0,01$ Дж/см³. Тобто речовина мантії на цих глибинах (цих тисках і температурах) не накопичує напружень. І наявні на менших глибинах помітні величини W розраховані з великими похибками. Можна оцінити їх порядок, але не точні значення. Зокрема, з цієї причини використано ізолінії зі змінним перерізом (рис. 3 та 4).

Питома пружна енергоємність і сейсмічність

Визначальним для аналізу умов накопичення енергії, що використовується землетрусами, є час релаксації напружень (t) у пружно-в'язкому середовищі. Зазвичай він встановлюється як $t = \eta/G$, де η — динамічна в'язкість порід. За низьких

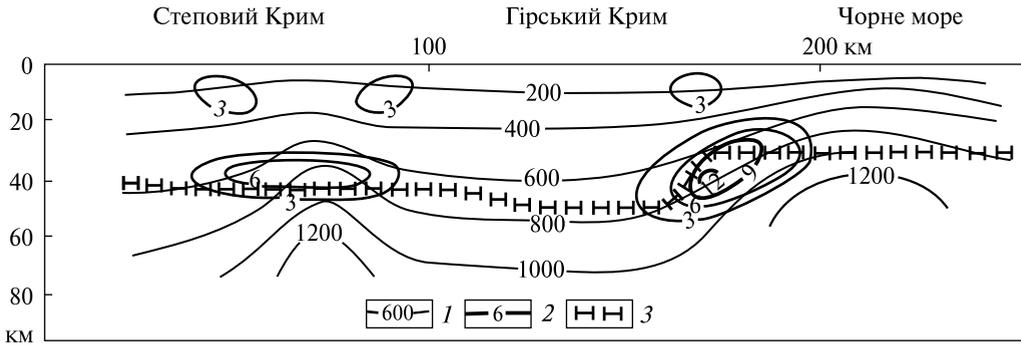


Рис. 5. Розподіл температури (1) та напруги у МПа (2) у земній корі півдня України через 100000 років після початку сучасної активізації [7]; 3 — границя Мохо

температур в'язкість порід тектоносфери може сягати 10^{22} Па \times с. За властивостями порід на глибинах кори та мантії розрахована величина $G = 2\sigma V_s^2$. Вона становить близько 10^{11} Па. За результатами лабораторних вимірів для типових кристалічних порід верхньої частини кори [27 та ін.] отримуємо приблизно таку саму величину G . Звісно, це значення характеризує зовсім інший діапазон швидкостей деформації, ніж використаний щодо в'язкості порід. Автору невідомі дані щодо залежності G від швидкості деформації. У тектонофізичних розрахунках використовують значення близько 10^{10} Па [4], тобто радикальної зміни величини модуля не передбачено. Тому не виключено, що час релаксації (навіть при мінімальному G) для певних значень η в мантії становить 10^2 — 10^5 років. Величини t дуже незначні, особливо у блоках кори та мантії з T вище за солідус.

Енергетичні класи землетрусів України [17, 26 та ін.] дають змогу (перш за все — у Карпатах, де їх найбільше) встановити типову енергію струсів як $10^{9\pm 4}$ Дж. Для порівняння нижче використано спрощені обчислення сейсмічного моменту (M_0), які визначають (як і енергетичний клас) за магнітудою: $K = 1,6M + 4,6$; $\lg M_0 = 12 + M$.

Аналізуючи розподіл землетрусів за географічними координатами та глибиною можна у районах найбільшого скупчення оцінити розмір одиничного вогнища у кілька одиниць чи десятків км. Тобто визначеної вище концентрації енергії вистачає для підтримання із залишком сейсмічності впродовж усього періоду релаксації напруги. Маються на увазі не тільки потреби енергії на сейсмічні хвилі. Її достатньо і для переміщення фрагментів середовища у джерелі землетрусу, що їм відповідає M_0 . Але це не пояснює необхідного для руху речовини перевищення міцності.

Досить нескладно оцінити виникаючі термонапруження за період релаксації, наприклад, у межах Скіфської плити та контакту з Чорноморською западиною, маючи на увазі зміну корових T з початку сучасної активізації (рис. 5).

Виниклі напруги становлять 1—10 МПа. На глибині 25 км за температури 500—800 °С міцність порід складає 0,3—0,5 ГПа (див. рис. 1). Тобто за рахунок термонапруг перевищення міцності порід нереальне. Але нагрівання (включаючи часткове плавлення) активізованої зони в цілому веде до суттєвого підняття сучасної поверхні (рис. 6) (на відміну від поверхні початку процесу, скажімо, Складчастих Карпат, що нині знаходиться на глибині біля 2 км).

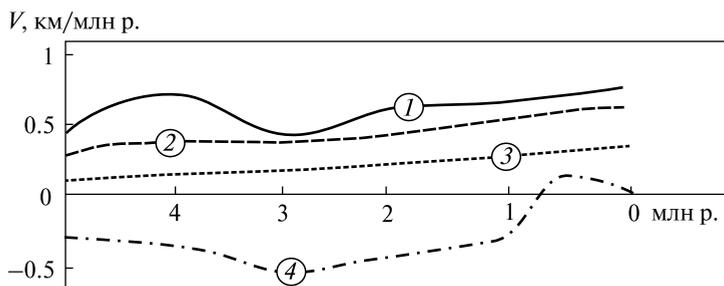


Рис. 6. Зміна швидкості підняття поверхні Східних Карпат [13]: 1 — Складчасті Карпати; 2 — Передкарпатський прогин; 3, 4 — Закарпатський прогин (3 — Солотвинська западина, 4 — Мукачівська западина)

Сумарне підняття за період релаксації становить сотні метрів. Природно, такий рух супроводжується порушенням суцільності середовища, виникненням або активізацією розломів, землетрусам.

Горизонтальний рух речовини в активізованому блоці тектоносфери аргументувати складніше. Здається, що це явище схоже на «розвалювання» верхньої частини піднятого блоку, що супроводжується складчастістю. Виникнення складчастості в геосинклінальному трозі Карпат при сповзанні осадової товщі під нахилом по фундаменту вивчав В.Г. Гутерман за допомогою фізичного моделювання [12]. Було витримано умови, подібні до реального середовища, причому використано величину в'язкості порід осадового шару (на порядок більше від тієї, яка в даній моделі мала б відповідати йому, згідно з М.В. Гзовським [4]). Динамічну в'язкість флішу прийнято рівною 10^{17} Па·с, тобто. складчастість могла охопити і частину порід фундаменту. Визначальним для процесу, що дає картину змінання, подібну до спостереженої, виявилось поширення «хвилі підняття» фундаменту осадового басейну [18], яка створювала б кути нахилу близько 5° . Очевидно, що поблизу меж частин Карпат, показаних на рис. 6, в період сучасної активізації можуть виникати нахили поверхні фундаменту, подібні до описаних. Тобто така природа виникнення зсувів осадової товщі та складчастості здається реальною і за геологічними даними.

Аналіз потужностей синхронних осадів дав змогу констатувати дві особливості переміщень блоків кори Східних Карпат, докладно описаних у геологічній літературі [5 та ін.]. Вони ускладнюють рух речовини осадового шару поперек простягання структури. Перша полягає в тому, що фундамент Румунських Східних Карпат регулярно виявлявся на кілька кілометрів вище. Кути нахилу близькі до прийнятих при моделюванні, що створювало умови для сповзання і змінання з вергентністю, діагональною щодо простягання трога.

Друга полягає в регулярному відставанні занурення північно-східної частини трога в Українських Східних Карпатах від південно-західної. Можливо, це пов'язано з несинхронністю підняття двох останніх квантів тектонічної дії [42] у зоні Складчастих Карпат та відповідно до початку перебудови кори зони під впливом вторгнень мантийних виплавок. Кути нахилу фундаменту, що виникають при цьому, були дещо менші за використані при фізичному моделюванні, але цілком зіставні з ними. Таким чином, створювалися умови для сповзання та

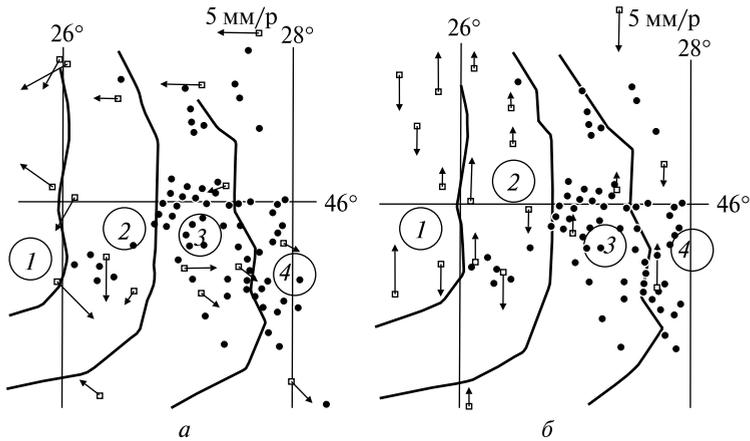


Рис. 7. Швидкості горизонтальних (а) та вертикальних (б) рухів поверхні у південній частині Карпатського регіону за даними GPS-мережі [46]: 1 — Трансільванська западина; 2 — Складчасті Карпати; 3 — Передкарпатський прогин; 4 — Східно-Європейська платформа; точки — епіцентри корових землетрусів

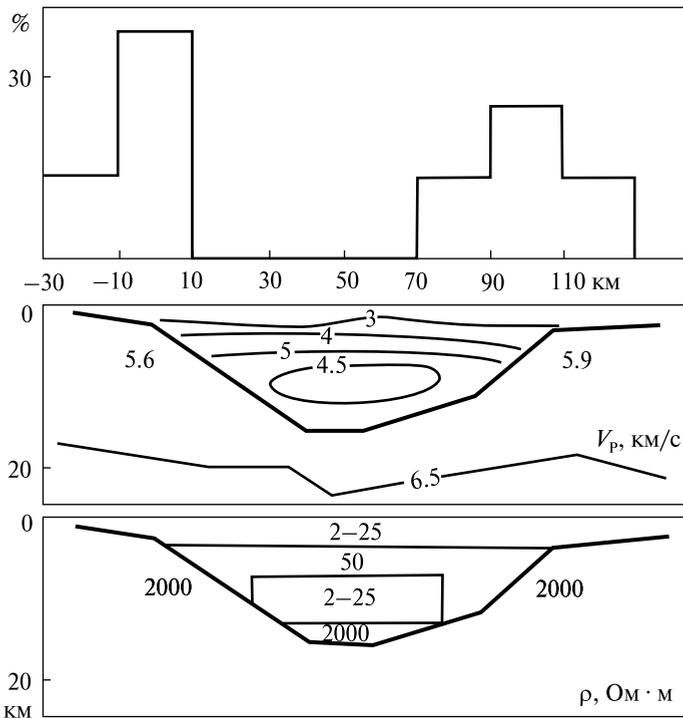
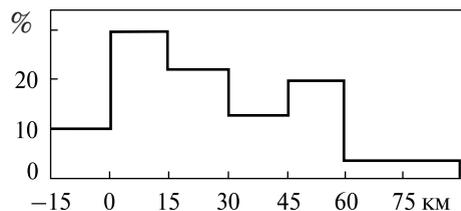


Рис. 8. Співставлення геофізичних моделей кори ДДЗ з епіцентрами землетрусів: у верхній частині — гістограма розподілу кількості епіцентрів землетрусів у ДДЗ; нульовий пікет профілю — у районі південно-західного крайового розлому; у середній частині — генералізований швидкісний розріз частини западини [19, 20]; у нижній частині рисунка — середня модель розподілу питомого електричного опору порід осадового шару та фундаменту ДДЗ [10]

Рис. 9. Гістограма розподілу кількості епіцентрів землетрусів уздовж профілю, що січе Передкарпатський прогин



зминання з вергентністю впоперек трога. На його північно-східному кордоні виникає «скупчення» та насув на форланд.

«Додатковий» етап складчастості (що розпочався 10—5 млн р. тому і триває зараз) пов'язаний з молодію активізацією регіону. Вона охопила зону Внутрішніх Карпат. Зминання зазнали і моласи Внутрішньої зони Передкарпатського прогину, що накопичилися на краю форланду на попередньому етапі при розмиві «області скупчення» околиці трога.

Досить складна картина переміщень відображається і в результатах вимірів у GPS-мережі у Румунських Складчастих Карпатах та прилеглих територіях [46]. Звичайно, ці дані не можна переносити на тривалий у геологічному сенсі період, але не виключена певна відповідність сучасній активізації (рис. 7).

Головна частина землетрусів сконцентрована у Передкарпатському прогині та Складчастих Карпатах на глибині 10 ± 5 км. Це може бути результатом окремого механізму їх утворення, який обумовлений діа- та катагенезом занурених первинно-осадових порід [42 та ін.]. Ці події доповнюють пов'язані з описаними вище процесами.

У зоні СА Східно-Європейської платформи в межах України (включно з Дніпровсько-Донецькою западиною і Донбасом) зв'язок сейсмічності з параметрами середовища принципово не відрізняється від встановленого у регіонах Тетіса. Прогрів кори, що виникає при активізації, не створює руйнівної напруги.

Безпосередньо мережа сучасних розломів на платформі з'являється як наслідок переміщень матеріалу верхньої кори над об'єктами з густиною, що змінилася в ході СА. Ці порушення обмежують блоки розмірами 60 км і 120 км [3]. Вони точно збігаються із розмірами квантів тектонічної дії [42 та ін.]. В їхніх надрах формуються лінзи флюїдізації над інтервалами глибин у нижній та середній корі з частковим плавленням. Природно припустити, що за відповідних умов (наявності вуглецю на шляху підйому водню) такі блоки включають родовища вуглеводнів. У найбільш повному вигляді процес можна спостерігати у розподілі фізичних властивостей порід і сейсмічності Дніпровсько-Донецької западини (далі — ДДЗ). Для більш повної характеристики розміщення епіцентрів землетрусів крім українських даних було залучено і відомості, отримані сейсмостанціями сусідніх регіонів Росії [16, 25 та ін.]. На рис. 8 представлена відповідна інформація. Вона стосується ділянки ДДЗ між меридіанами $33\text{—}37^\circ$ сх. довготи [26].

Очевидна наявність у нижній частині осадового шару об'єкта зі зниженою швидкістю сейсмічних хвиль та електричних опорів. Тіло зниженого опору фрагментоване і включає, зокрема, елементи зі значеннями параметра до $50\text{—}150$ Ом \times м. Об'єкт загалом повинен мати і помітну аномальну густина. Оцінка становить близько $0,15$ г/см³, величина підйомної сили — 15 МПа, на порядок

менша за міцність порід. У підкоровій мантії розташовується потужніший шар часткового плавлення, ніж у корі. Сумарне підняття поверхні в центральних частинах зон СА на платформі становить 100 ± 50 м [3]. На межі квантів тектонічної дії це може призвести до порушень чи оновлень стародавніх розломів.

У ще одному районі, де могли б проявитися розглянуті явища, Передкарпатському прогині (завширшки близько 50 км), ситуація менш сприятлива для їхньої переконливої діагностики. На розподілі глибинних температур позначається контакт із геосинклінальною Карпат (до неї можна віднести внутрішню частину передового прогину), недостатньо велика потужність осадового шару, помітно різняться розташування порушень, пов'язаних з СА, та з попередньою історією. Можна умовно виділити пов'язаний із прогином переривчастий електропровідний об'єкт на глибині 10 км із сумарною поздовжньою провідністю 500 — 5000 См. Аномалія швидкості не діагностується. Розподіл епіцентрів землетрусів уздовж поперечного профілю через прогин показано на рис. 9.

2. Динамічна в'язкість

Використані дані

Наведемо деякі практично загально визнані властивості порід тектоносфери, які застосовані у розрахунках. Для верхньої частини кори є досить обґрунтовані дані про в'язкість первинно-осадових порід залежно від ступеня катагенезу. Для кристалічних порід він вважається стабільно високим (див. нижче). Для нижньої частини кори треба визначити вплив появи рідини. Вміст води в породах нижньої кори і верхньої мантії встановлено різними методами і зазвичай оцінюється в 0,05—0,2 % [14 та ін.]. Вплив цього природного зволоження на в'язкість не є радикальним, але цілком помітним. Результати, отримані для сухих порід, потребують корекції. Це стосується і нижньокорових та мантійних утворень. «Діапазон в'язкостей нижньокорових порід, отриманий за геодезичними дослідженнями в районах знятого навантаження (10^{19-20} Па \times с), може бути узгоджений з перевагою плагіоклаз-піроксенових порід в умовах присутності води.

Екстраполяція лабораторних даних показує, що сухі породи без розплаву мають в'язкість понад 10^{20} Па \times с при швидкості деформації, що дорівнює приблизно 10^{-12} с⁻¹, за винятком нагрітих вище 900 °С. Мікровміст води порядку 0,05—0,1 % — достатній для зниження в'язкості, але не забезпечує помітного плавлення габро. Значно нижча в'язкість (10^{16-17} Па \times с) отримана в моделях тонких каналів у нижній корі, породи яких містять кварц, флюїдопроникні, частково розплавлені, але вони не можуть бути вивчені геодезичними дослідженнями» [34, с. 556]. Зазначимо, що в нижній корі поширені не габро, а основні грануліти (значна частина з них — гранатові), саме вони за температури T близько 900 °С ще не плавляться [30].

Розміри зерен порід відіграють істотну роль у формуванні η . За даними про структуру ксенолітів, що виносяться з нижньої континентальної кори або верхньої мантії, можна сказати, що розміри зерен в їхньому складі варіюють у широких межах [23, 59, 60]. З іншого боку, обґрунтована думка про поширення великих кристалів тільки в зонах над осередками магми, що становлять у мантії не більше 10 % [10 та ін.]. Згодом такі утворення розпадаються на менші. Ці еволюції не пов'язані з диференціальними напруженнями. Оскільки при переміщеннях

порід основну роль відіграють параметри речовини в ослаблених зонах типу мілонітів тощо, йдеться про набагато менші розміри: 0,005—0,3 мм, в окремих випадках — кілька міліметрів. Розміри зерен використовують при розрахунку напружень порід низів кори за співвідношенням для плагіоклазу та піроксену [59], верхів мантиї — для піроксену та олівину [60]. Швидше за все, отримані таким чином результати мають бути близькими: за комплексом геолого-геофізичних даних у низах континентальної кори ультраосновних порід є до 30 % [9 та ін.]. В експериментах не перевищено температуру плавлення фаяліту, тобто вплив осередків магми на результат виключено. Розглядаються наслідки перекристалізації (за щільністю дислокацій) зі зміною стресу при всебічних тисках і температурах, які приблизно відповідають умовам поблизу кордону Мохо в активізованому районі. Отримано оцінку типових напружень — $10 \div 50$ МПа [35, 37, 47 та ін.]. Зазначимо, що вона досить близька до оцінок напруги, які фіксують при землетрусах, незалежно від глибин вогнищ, сейсмічних моментів і зсувів: $1 \div 10$ МПа [31 та ін.]. Відмінність у один порядок навряд чи варто розцінювати як певне свідчення про належність груп даних до різних процесів. Допуски кожної оцінки у першій групі напруг часто сягають кількох десятків МПа.

Кореляцію швидкості деформації (\mathcal{E} , с^{-1}) та диференціальних напруг розглянуто для мантийних порід [32, 33, 36, 63 та ін.]. Її можна приблизно охарактеризувати лінійною функцією: $\lg \mathcal{E} = \lg \mathcal{E}_0 + 3 \lg (w - 1)$, де $\lg \mathcal{E}_0 = 0,01T - 27$, що відповідає прийнятому механізму дислокацій (тобто повзучість визначається не тільки дифузією). Для порід нижньої частини кори при температурах 800—900 °С в'язкість у зв'язку зі швидкістю деформації в діапазоні $10^{-15} \times \text{с}^{-1} \div 10^{-10} \times \text{с}^{-1}$ змінюється від 5×10^{20} Па \times с до 5×10^{17} Па \times с. У мантийних породах в'язкість за тих самих умов (тиску, що відповідає глибині 30—35 км) приблизно на порядок вища. Вплив температури значний: її збільшення на 100 °С відповідає скороченню η на пів порядку (рис. 10). У роботі [33] на основі незалежних даних встановлено величину 0,6 на 100 °С.

Експериментальні точки на рис. 10 отримано при порівнянні літературних відомостей про в'язкість, встановлену в мантиї різних регіонів, із тепловими моделями [8 та ін.]. Вплив тиску вивчено гірше, ніж температури, переважно доводиться орієнтуватися на результати розрахунків [32, 33, 57, 58 та ін.]. Експериментальні дані їм не суперечать, але й не уточнюють їх, оскільки зосереджені у невеликому діапазоні параметрів. Середнє зростання \lg в'язкості з тиском становить приблизно півтора порядку на 100 км в діапазоні глибин 50—450 км.

Концентрація магми, яка може зберігатися в тектоносфері без сегрегації, утворення рухливих скупчень і спливу, оцінюється авторами по-різному [51, 52, 54 та ін.]: від 0,2 до 5 %. Можливо, відмінності пов'язані з урахуванням чи неврахуванням стресу (що на порядки змінює проникність середовища) та впливу флюїдів на в'язкість. Зрозуміло лише, що малоймовірне скільки-небудь тривале існування в тектоносфері об'єктів з великою (найпершою) концентрацією розплаву. З глибини близько 200—250 км густина розплаву перевищує густину твердої породи того ж складу, але ж його концентрація для різних складів і глибин може виявитися різною.

При низьких концентраціях води в розплаві зв'язок його в'язкості з температурою може бути у спрощеному вигляді представлений як: $\lg \eta = 15 + 0,013(1000 - T)$ [21, 45]. Вважаючи температуру розплаву близькою до солідуса

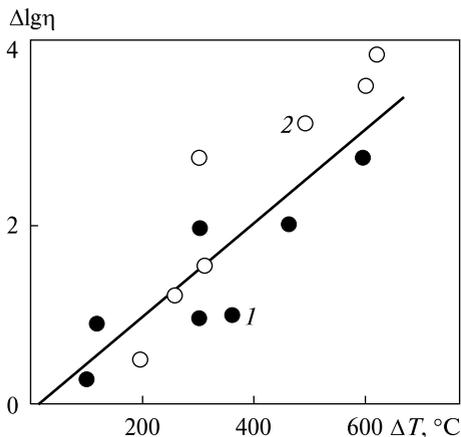


Рис. 10. Зв'язок $\Delta \lg \eta$ з перепадом температури в мантії: 1 — експериментальні дані; 2 — розрахункові дані

[8 та ін.], визначимо максимальне значення η на різній глибині в астеносфері як: $\lg \eta = 14,4 + 0,013 (0,0037H^2 - 3,914H)$, де H — глибина (в км) від 50 км до 450 км. В'язкість розплаву, розрахована таким чином, скорочується до нижньої частини верхньої мантії до 10—20 Па × с. Вплив тиску вивчено дуже слабо. На глибині близько 70 км зростання становить близько порядку. Але зі збільшенням темпера-

тури цей ефект може скорочуватись [21]. Вимірювання в'язкості реальних лав у місці витoku (при температурах 1000—1100 °С) дає величини 103—105 Па × с, помітно відмінними від наведених вище. Втім, частина вивчених лавових потоків містила значну кількість флюїду.

З появою розплаву радикально змінюється ефективна в'язкість середовища [21, 22, 48 та ін.]. Для невеликих концентрацій розплаву ступінь його впливу вивчено недостатньо, але для 5 % можна використовувати формулу Роско [21]: $\eta_c = \eta_p / C_p^{2,5}$, де C — концентрація, індекси «с» і «р» — суміш і рідина відповідно.

Використовуючи наведені вище величини в'язкості розплаву, отримуємо навіть у верхній частині мантійного розрізу значення на багато порядків нижчі реальних. Наприклад, у роботі [61] під Гаваями на глибинах 70—100 км експериментально виявлено шар із вмістом магми 6,6 % (тобто формула Роско застосована) при температурі близько 1550 °С із в'язкістю $3,5 \times 10^{19}$ Па × с. Розрахункова величина — 10^{12-13} Па × с.

Порівнюючи показники ступеня у формулах Роско і Гатчека (остання — для 10 % і більше) можна припустити, що зі зменшенням концентрації розплаву показник ступеня досягає щонайменше 5 (експериментальні дані зі зрозумілих причин у цьому діапазоні відсутні). З іншого боку, оцінки в'язкості флішу, проведені за швидкістю його деформацій, становлять 10^{17} Па × с при наявності в породах перших відсотків води з η 0,001 Па × с [39 та ін.]. З цього випливає показник ступеня у формулі розрахунку в'язкості суміші на рівні 10.

Мабуть, у такій ситуації слід зупинитися на нечисленних емпіричних даних. Наприклад, у роботі [38] встановлено, що при невеликій кількості розплаву ($\leq 3\%$), що утворює плівки на межах зерен, в'язкість зменшується в 10 разів. Згідно [55] при переході від астеносфери до мантії в'язкість зростає на 1,5 порядки. Ця величина видається дещо більш ймовірною.

Процедура моделювання

Результати визначення в'язкості порід мантії на глибині приблизно 50 км у різних регіонах були перераховані для температури 500 °С (рис. 11) та використані як найбільш ймовірні для верхньої точки розрахункової кривої в'язкості порід верхньої мантії під неактивізованою докембрійською платформою. Частина цих даних вже згадували вище, до них додано відомості з робіт [33, 50, 53, 62 та ін.].

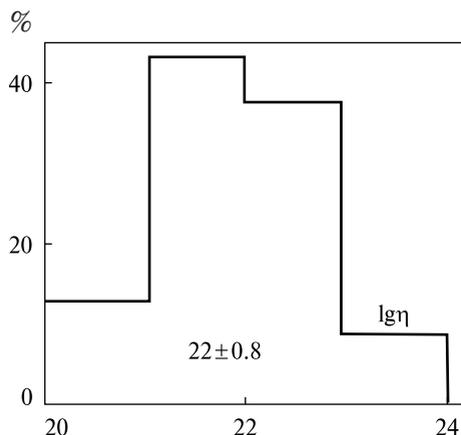


Рис. 11. Гістограма розподілу значень динамічної в'язкості ($\lg \eta$) порід мантії на глибині 50 км при температурі 500 °С

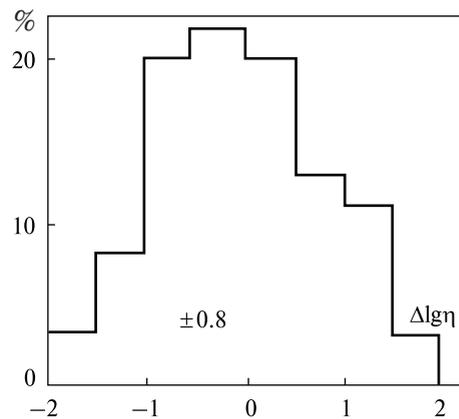


Рис. 12. Гістограма відмінностей між експериментальними та розрахунковими значеннями динамічної в'язкості ($\lg \eta$)

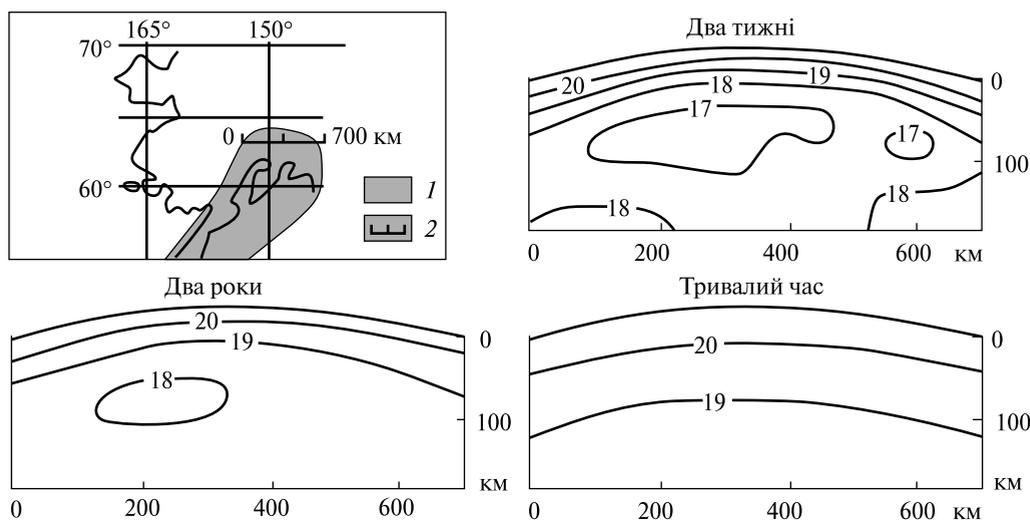


Рис. 13. Розподіл динамічної в'язкості ($\lg \eta$) у корі та верхній мантії на півдні Аляски в залежності від часу, що минув після землетрусу 2002 р; на врізці: 1 – район сейсмічності, 2 – епіцентр землетрусу та профіль, вздовж якого побудовані розрізи [34, 40]

Таблиця 1. Розподіл температури порід, температури солідуса T_{sol} та динамічної в'язкості $\lg \eta$ за глибиною під неактивізованою платформою

Глибина, км	T , °С	T_{sol} , °С	$\lg \eta$	Глибина, км	T , °С	T_{sol} , °С	$\lg \eta$
25	330	600	22,0	150	1220	1510	20,3
50	520	1200	22,0	200	1460	1650	20,0
75	730	1290	21,4	300	1820	1850	19,9
100	940	1370	20,8	400	2000	1980	19,0

Таблиця 2. Результати визначень динамічної в'язкості ($\lg \eta$) верхньої мантії під Ісландією різними авторами у 1991–2011 рр.

Автори	$\lg \eta$
Sigmundsson, 1991	16,5
Sigmundsson et al., 1992	16,3–17,3 18,0–19,5
Blessi et al., 2008	19,5
Le Breton et al., 2010	19,3
Sjoberg et al., 2004	16,5–17,0 17,5
Fleming et al., 2007	17,0–17,5 18,0
Pagli et al., 2007	16,5–17,0 18,5–19,0
Arnadottir et al., 2009	18,0
Kaban et al., 2002	17,5–18,5
Kumar et al., 2005	20,0
Barnhoorn et al., 2011-1	18,5–19,0
Barnhoorn et al., 2011-2	17,5–18,0 18,0–18,5

Приблизно таку ж величину отримано за умов платформної кори на глибині 25 км. Винятком є західний фрагмент Українського щита з аномально низькими глибинними температурами (опис далі). Порівняння розрахункових та експериментальних величин $\lg \eta$ (рис. 10 та ін. дані) виявляє ту ж середню величину відмінностей, що показана на рис. 11 (рис. 12).

Відповідно похибка становить близько 0,5–0,6 $\lg \eta$, достовірні ізолінії можна провести лише через 2 $\lg \eta$. З використанням наведеної вище інформації було розраховано в'язкості порід у тектоносфері неактивізованої платформи (табл. 1), які потім використано при розрахунку в'язкості під регіонами з іншими ендегенними режимами з урахуванням аномальних температур і часткового плавлення [43]. Необхідно оцінити вплив на в'язкість ще одного фактора, здатного створити значні перешкоди у спостережених даних, збільшити їхню похибку. Йдеться про сейсмічність. Приклад її прояву показано на рис. 13.

Очевидно, що невдовзі після землетрусу відбувається значне зниження в'язкості — на 2,0–2,5 порядки, яке утримує помітний рівень протягом перших років. Це, звісно, не геологічний масштаб часу, але на Алясці та у інших активних районах землетруси відбуваються часто, нехай вони і не настільки інтенсивні. У південній смузі регіону (рис. 13, врізка) за 50 років сталося 75 землетрусів магнітудою 5 і вище. Гіпоцентри розташовувалися на глибинах 1–128 км. Три з них були особливо інтенсивними, з магнітудами 9,3; 7,1 та 7,9.

Для з'ясування реальної дії сейсмічності на розкид вибірки експериментальних визначень в'язкості було обрано мантію під Ісландією, де за 20 років відбулася безліч землетрусів [33]. Різні автори за допомогою різних методик побудували 17 варіантів моделей в'язкості (табл. 2, бібліографія — [33]). Середнє значення $\lg \eta$ становить $18 \pm 0,8$, тобто розкид не збільшується проти переважно несейсмічних регіонів. Розрахункова величина для глибин моделі [33] близька до спостереженої та становить близько 17,5. Однак немає сумнівів, що наявні знання про мінливість в'язкості порід тектоносфери все ще неповні і в пропонований нескладний розрахунок з часом можуть бути внесені серйозні корективи.

Результати

Розподіл обчислених величин в'язкості порід тектоносфери на глибинах 25–100 км та 300–400 км показано на рис. 14 і 15. У межах кори (25 км) крок ізоліній

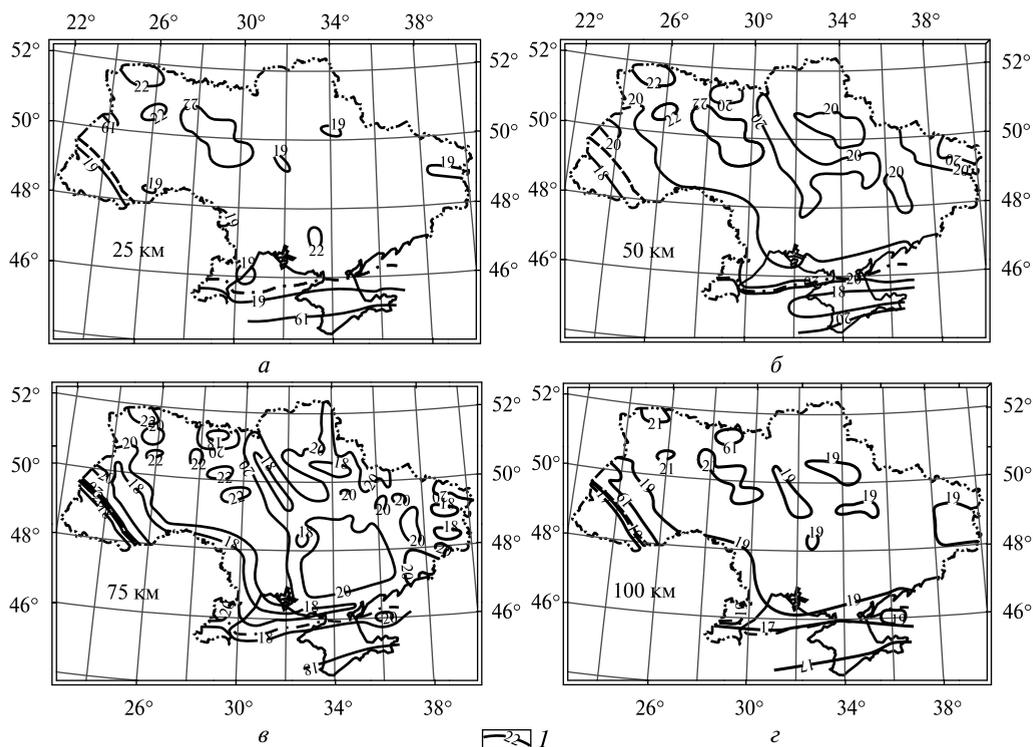


Рис. 14. Розподіл $\lg \eta$ на глибинах 25 км (а), 50 км (б), 75 км (в) та 100 км (з) у межах України: 1 — ізолінії $\lg \eta$. Інші умовні позначення див. на рис. 3

виявився нестандартним через практичний збіг перепаду температури від мінімальної до такої, що скорочує в'язкість на 1,5 порядки та солідуса з аналогічним скороченням. Додаткова зміна до 17 порядку всередині частково розплавлених зон не досягає цієї глибини. Такий же результат ($0,7-1,3 \cdot 10^{19}$ Па \times с) отримано в тому ж інтервалі глибин кори під активованими блоками Феноскандії.

У підкорівій мантії (50 км) максимальна в'язкість (як і глибше) досягається у нагрітому нижче від фону блоці Східно-Європейської платформи на заході та в центрі Українського щита поза зонами сучасної активізації. У самих зонах СА температура зростає на 400 °С, але не перевищує солідуса. В'язкість скорочується до 10^{20} Па \times с, а в активізованих альпідах та кимеридах досягається плавлення, скорочуючи в'язкість до 10^{18} Па \times с у внутрішніх районах обох геосинкліналей.

Ті самі порядки величин в'язкості у відповідних регіонах України зберігаються на глибині 75 км. Зміни стосуються активізованих фрагментів платформи, де температурні аномалії вищі ніж на глибині 50 км. Тут в окремих районах досягається солідус і в'язкість падає до рівня, що нижче лише в Карпатах та на Скіфській плиті.

На глибині 100 км вплив температури, що збільшується, на в'язкість помітно перевищує вплив зростання тиску. На території України проходять три ізолінії $\lg \eta$, причому вони знижені на одиницю у порівнянні з глибиною 75 км. Хоча зон часткового плавлення на активізованій платформі мало, проявляється підшва перегрітого шару, утвореного підняттям глибинної речовини у процесі СА.

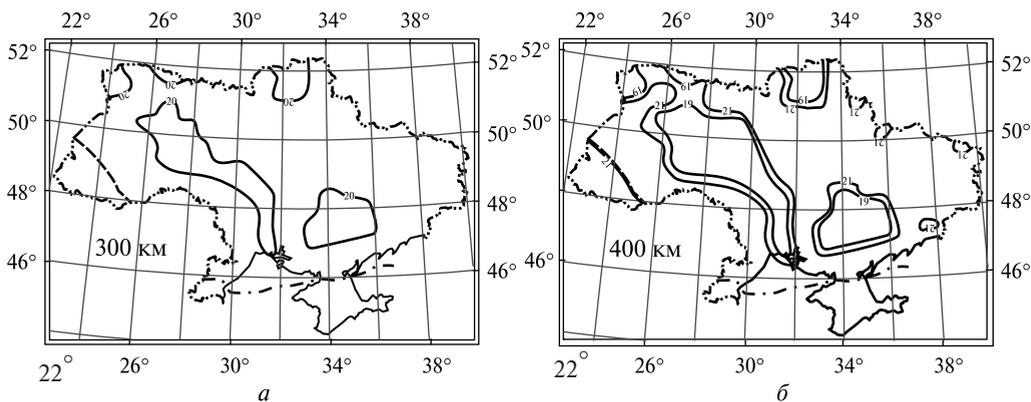


Рис. 15. Розподіл в'язкості ($\lg \eta$) на глибинах 300 км (а) та 400 км (б) у межах України. Умовні позначення див. на рис. 14

На глибинах 150 км—300 км диференціація в'язкості в межах території України різко скорочується. Розрахункові значення не дають змоги провести дві ізолінії з кроком $2 \lg \eta$ на кожній із глибин. У всіх випадках проведено ізолінію 20. На 150 км ізолінії обмежують зони зниженої в'язкості в Карпатах і на Скіфській плиті. На глибині 200 км виділяється лише регіон Карпат. В обох випадках йдеться про сліди тепломасоперенесення з нижньої частини тектоносфери у верхню. На глибині 300 км ситуація вже зворотна: як зони з відносно низькою в'язкістю (позитивною аномалією температури) виділяються неактивізовані платформні.

На глибині 400 км останній ефект проявляє себе повною мірою. Тут з'являються великі області часткового плавлення, які були відсутні на попередніх зрізах. Зазначені вище платформні регіони при значній площі оконтурюють дві ізолінії, що вказує на помітний перегрів та зниження в'язкості. Саме в цих регіонах збереглася енергія, придатна для активізації, яка ще не розпочалася. Сусідні блоки пройшли поліморфне ущільнення.

Розвиток Релей-Тейлорівської нестійкості безперечний, настає момент, коли підйомна сила полегшеного на 8 % ($0,3 \text{ г/см}^3$) блоку перевищує міцність порід і починається рух, що супроводжується сейсмічністю. Теплове розущільнення в стартових умовах такого роду не відіграє помітної ролі. У цій ситуації цілком можна очікувати вібраційного зниження в'язкості на порядок на початковому відрізку шляху астеноліту — до $10^{18} \text{ Па} \times \text{с}$. Розміри об'єктів зниженої в'язкості, що формуються сейсмічністю, мають у плані розміри в діапазоні 130 км—250 км, товщину — близько 60 км, тобто узгоджуються з обсягами квантів тектонічної дії — КТД [8]. Таких відомостей мало, тому збіг може виявитися і випадковим, але все ж таки можна припустити, що сейсмічність — одна з причин формування квантів і саме такими будуть розміри тіл, що включаються в рух. У цьому випадку їхня середня аномальна густина становитиме близько $0,15 \text{ г/см}^3$. Видається досить ймовірним, що КТД досягають мінімального рівня після попадання астенолітів на глибини менше 200 км, де проявляється підйомна сила розплаву.

Оцінимо швидкість підйому одиничного кванта за формулою Стокса: $v = \frac{2\Delta\sigma \times g \times r^2}{9\eta}$, де $\Delta\sigma$ — аномалія густини, g — прискорення сили тяжіння, r — напіврозмір об'єкта, що рухається.

Швидкість підйому одиничного кванта становитиме близько 1 м/рік (без урахування впливу сейсмічності на в'язкість). Під час переміщення в середовище над середньою в регіоні глибиною покрівлі зони поліморфного переходу величина розушільнення скоротиться в 15 разів, але в'язкість скоротиться майже на порядок, а під час подальшого руху густинний контраст зростатиме до $0,06 \text{ г/см}^3$ у покрівлі астеносфери. Таким чином, час переміщення до глибин, на яких знак перепаду густини між рідиною і твердою речовиною мантиї змінюється, займе сотні тис. років. Очевидно, що підйом не призведе до помітного охолодження (крім адіабатичного). Температури в інтервалі глибин зупинки астеноліту, що піднімається (і астеноліту, що опускається йому на зміну), можуть бути визначені досить точно [22 та ін.].

Висновки

Дослідження, проведені на четвертому та п'ятому етапах побудови геофізичних моделей тектоносфери території України, досягли поставленої мети. Вперше побудовано 3D-модель розподілу питомої пружної енергоємності та в'язкості до глибини 400 км.

На жаль, немає відомостей про досліджуваний параметр W , встановлений будь-яким незалежним чином. Метод контролю результатів, який використовується для інших моделей, недосяжний. Розпочата у статті спроба непрямого контролю вочевидь не може бути повною. Це лише дає змогу узгодити модель із деякими фактами на якісному рівні.

Розрахунки виявили дуже різку зміну значення параметра з глибиною: вже починаючи з підкорової частини верхньої мантиї W виявляється майже на порядок нижче, ніж у корі. Частково це пов'язано з поширенням новітньої активізації та зони часткового плавлення. Але низькі значення питомої пружної енергії поширені і глибше, аж до основи верхньої мантиї. Разом зі скороченням періоду релаксації напруги при підвищенні температури з глибиною ця обставина практично позбавляє речовину верхньої мантиї можливості руху за рахунок власних енергетичних запасів. Винятком є зміни обсягу під впливом нагрівання радіогенним теплом та охолодження кондуктивним та конвективним (адвективним) тепломасопереносом. Тим не менше, використання отриманих даних у дослідженнях геодинаміки та сейсмічності може бути корисним при розв'язанні низки суміжних завдань.

Наведена в статті інформація свідчить про актуальність вивчення в'язкості речовини тектоносфери для геодинамічних досліджень і, одночасно, про все ще недостатню вивченість зв'язку цього параметра з іншими властивостями середовища та природними явищами, про значні невизначеності у використаних методах розрахунку фонових та аномальних його величин. Застосований підхід виявляє деяку можливість контролю розрахункових результатів за експериментальними, хоча й з дуже значними похибками. Цілком ймовірно, що отримані оцінки можуть бути згодом переглянуті. Але вже можливі певні висновки про характер глибинних процесів у тектоносфері.

Стосовно можливості швидкого адвективного переміщення речовини варто додати, що результати такого процесу проявляються в аномаліях швидкості сейсмічних хвиль і густини на глибинах верхньої тектоносфери активних

регіонів. Для них показано узгодження без підбору з експериментальними даними. Природно вважати, що буде реалізовано саме це геологічно миттєве адвективне підняття, а не повільну замкнуту теплову конвекцію, для якої швидкість: $v^2 = a \times g \times \beta \times \sigma \times \Delta T \times \Delta H / 9\eta$, де a — температуропровідність, β — коефіцієнт теплового розширення, ΔH — потужність конвектуючого шару, менша на 2 порядки (близько 1 см/рік). До такого ж результату призводить і чисельне моделювання процесу [41]. Подібна швидкість менша навіть за «встановлену» тектонікою плит.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Аренс Т. Состояние минералов мантии. Верхняя мантия. Москва: Мир, 1975. с. 81—103.
2. Вербицкий С.Т. Пронишин. Р.С., Пронишин В.И. и др. Сейсмичность Карпат в 2019 году. *Ученые записки КФУ им. В.И. Вернадского*. 2020. 4. С. 86—143.
3. Верховцев В. Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами. Енергетика Землі, її геолого- екологічні прояви, науково-практичне використання. Київ: КДУ, 2006. С. 129—137.
4. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. Москва: Наука, 1975. С. 536 с.
5. Глушко В.В. Западные и Восточные Карпаты. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийские складчатые пояса. Киев: Наук. думка, 1994. С. 24—94.
6. Гордиенко В.В. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев: Наук. думка, 1975. 142 с.
7. Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев: ИГФ НАНУ, 1998. 85 с.
8. Гордиенко В.В. Процессы в тектоносфере Земли. (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP, 2012. 256 с.
9. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2005. 210 с.
10. Гордиенко В.В., Усенко О.В. О геолого-геофизических критериях глубин магматических очагов в верхней мантии. *Геофиз. журнал*. 2007. 4. С. 31—38.
11. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. и др. Днепроовско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2006. 142 с.
12. Гутерман В.Г. Механизмы тектоногенеза. Киев: Наук. думка, 1987. 172 с.
13. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. Ред. В.І. Старостенко. Київ: Наук. думка, 2005. 256 с.
14. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Оценка средних содержаний H₂O, Cl, F, S в деплетированной мантии на основе составов расплавленных включений и закалочных стекол срединно-океанических хребтов. *Геохимия*. 2006. 3. С. 243—266.
15. Крылов С.В., Дучков А.Д. Глубинное деформационно-прочностное районирование земной коры. *Геология и геофизика*. 1996. 9. С. 56—65.
16. Надежка Л.И., Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я. и др. Некоторые глубинные неоднородности литосферы и современная сейсмичность Воронежского кристаллического массива. Мат. XIV конф. «Связь поверхностных структур коры с глубинными». Апатиты: КФ РАН, 2008. С. 70—73.
17. Назаревич Л.С. Характеристики сейсмічності і сеймотектонічного процесу в зонах Карпатського регіону. Дис. ...канд. геол. наук. Київ: ІГФ. 2006. 220 с.
18. Обуэн Ж. Геосинклинали. Москва: Мир, 1967. 304 с.
19. Павленкова Н.И. Особенности различных подходов к интерпретации данных непрерывного профилирования. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур на территории СССР, Москва: Наука, 1980. С. 29—40.
20. Павленкова Н.И., Баранова Е.П. Днепроовско-Донецкая впадина. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур на территории СССР. Москва: Наука, 1980. С. 82—86.
21. Периков Э.С. Вязкость магматических расплавов. Москва: Наука, 1984. 160 с.
22. Перчук Л.Л. Геотермобарометрия и перемещение кристаллических пород в коре и верхней мантии Земли. *Соросовский образовательный журнал*. 1997. 7. С. 64—72.

23. Петрофизика. Ред. Н.Б. Дортман. Москва: Недра, 1992. 391 с.
24. Полухин П.И. Физические основы пластической деформации. М.: Наука, 1982. 584 с.
25. Савко А.Д., Надёжка Л.И., Шевырёв Л.Т. Новые данные о флюидной и сейсмической активности Воронежской антеклизы. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Москва: ГЕОС, 2008. С. 439—441.
26. Сафронов О.Н. Сейсмические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины. Дис. ...канд. геол. наук. Симферополь. 135 с.
27. Справочник физических констант горных пород. Ред. С. Кларк. Москва: Мир, 1969. 478 с.
28. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Т. 2. Москва: Мир, 1985. 730 с.
29. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Ред. М. П. Волярович. Москва: Недра, 1988. 255 с.
30. Юханян А.К., Генштафт Ю.С. Экспериментальное изучение плавления ксенолитов из лав Гегамского нагорья в условиях базальтового слоя земной коры. *Изв. АН АрмССР*. 1985. № 1. С. 39—44.
31. Яновская Т.Б. Основы сейсмологии. СПб.: ВВМ, 2006. 288 с.
32. Ashby, M., Verall, R. Micromechanisms of flow and fracture and their relevance to the rheology of the upper mantle *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1977. Vol. 288A. P. 59—95.
33. Barnhoorn, A., van der Wal, W., Drurya, M. Upper mantle viscosity and lithospheric thickness under *Iceland Journal of Geodynamics*. 2011. Vol. 52 (3—4). P. 260—270. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.01.002>
34. Bürgmann, R., Dresen, G. Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy and Field Observations. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2008. Vol. 36. P. 531—567. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124326>
35. Chen, S., Hiraga, K., Kohlstedt, D. Water weakening of clinopyroxene in the dislocation creep regime. *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111: B08203. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003885>
36. Chen, X., Lin, C., Shi, L. Rheology of the lower crust beneath the northern part of North China: Inferences from lower crustal xenoliths from Hannuoba basalts, Hebei Province, China. *Science in China Series D: Earth Sciences*. 2007. Vol. 50 (8). P. 1128—1141.
37. Dimanov, A., Dresen, G. Rheology of synthetic anorthite-diopside aggregates: implications for ductile shear zones. *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110: B07203. <https://doi.org/10.1029/2004JB003431>
38. Dimanov, A., Wirth, R., Dresen, G. The effect of melt distribution on the rheology of plagioclase rocks. *Tectonophysics*. 2000. Vol. 328. P. 307—327.
39. Encyclopedia of Geology. Ed.: Selley, R., Cocks, L., Plimer, I. *Elsevier Academic Press.*, 2005 Vol. I—V.
40. Freed, A., Bürgmann, R., Calais, E., et al. Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology. *J. Geophys. Res.* 2006 111: B08203. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003894>
41. Gerya, T.V., Yuen, D.A. Robust Characteristics Method for Modeling Multiphase Visco-Elasto-Plastic Thermo-Mechanical Problems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2007. Vol. 163. P. 83—105.
42. Gordienko, V. About geological theory. *Geofizicheskiy Zhurnal*. 2022. № 2. P. 68—92. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i2.256266>
43. Gordienko, V.V., Gordienko, I.V. Temperature distribution in the crust and upper mantle of Ukraine. *Geodynamics*. 2023. № 1. P. 47—56. <https://doi.org/10.23939/jgd2023.01.047>
44. Gordienko, V.V., Gordienko, L.Ya. The P-velocity models of continental tectonosphere (territory of Ukraine). *NCGT Journal*. 2024. № 2. P. 172—187.
45. Hack, A., Thompson, A. Density and Viscosity of Hydrous Magmas and Related Fluids and their Role in Subduction Zone Processes. *Journal of Petrology*. 2011. Vol. 52, Iss. 7—8. P. 1333—1362. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq048>
46. Heidbach, O., Ledermann, P., Kurfè, D. et al. Attached or not attached: slab dynamics beneath Vrancea, Romania. *Papers International Symposium on Strong Vrancea Earthquakes and Risk Mitigation*. Bucharest. 2007. P. 3—20.

47. Hirth, G, Kohlstedt, D. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. Inside the Subduction Factory. *Am. Geophys. Soc.*, Washington, DC. 2003. Vol. 138. P. 83—105. <https://doi.org/10.1029/138GM06>
48. Husson, D., Edwards, P., Johnson, S. et al. Crustal structure of the Peru-Chili trench: 80—120S Latitude. *The geophysics of Pacific Ocean basin and its margin.* 1976. Vol. 19. P. 71—85. <https://doi.org/10.1029/GM019p0071>
49. Irifune, T. An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the construction of the mantle. *Phys. Earth and Pl. Inter.* 1987. Vol. 45, P. 324—336. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(87\)90040-9](https://doi.org/10.1016/0031-9201(87)90040-9)
50. Kenner, S., Segall, P. Lower crustal structure in northern California: implications from strain-rate variations following the 1906 San Francisco earthquake. *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. P. 2011—2023. <https://doi.org/10.1029/2001JB000189>
51. Levin, V., Kim, W., Menke, W. Seismic velocities in shallow crust of western New England and northern New York. *Bull. Seis. Soc. Of Am.* 1996. Vol. 85, № 1. P. 207—219.
52. Peltonen, P., Kinnunen, K., Huhma, H. Petrology of two diamondiferous eclogite xenoliths from the Laqtojoki kimberlite pipe, eastern Finland. *Lithos.* 2002. Vol. 63, iss. 3—4. P. 151—164. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00119-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00119-6)
53. Sacek, V., Ussami, N. Upper mantle viscosity and dynamic subsidence of curved continental margins. *Nature Communications* 4. 2013. Article number: 2036. <https://doi.org/10.1038/ncomms3036>
54. Schmeling, H. Partial melting and melt segregation in a convecting mantle. *Physics and Chemistry of Partially Molten Rocks.* Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2000. P. 1—25. https://doi.org/10.1007/978-94-011-4016-4_5
55. Scoppola, B., Boccaletti, D. Bevis M. et al. The Westward Drift of the Lithosphere: A rotational drag? *Geological Society of America Bulletin.* 2006, January/February. P. 199—209.
56. Sobolev, S., Zeyen, H., Stoll, G. et al. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996. Vol. 139 Iss. 1—2. P. 147—163. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(95\)00238-8](https://doi.org/10.1016/0012-821x(95)00238-8)
57. Syono, Y., Manghnani, M. Rheological Structure of a Subduction Zone: Application of High P-T Viscous and Anelastic Properties of Mantle Rocks. Tokyo: TERRAPUB, 1992. <https://doi.org/10.1029/GM067p0263>
58. Tackley, P., Ammann, M., Brodholt, J. et al. Mantle Dynamics in Super-Earths: Post-Perovskite Rheology and Self-Regulation of Viscosity. *Icarus.* 2013. V. 225, Iss. 1. P. 50—61. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.03.013>
59. Twiss R. Theory and applicability, of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure Appl. Geophys.* 1977. Vol. 115. P. 227—244. <https://doi.org/10.1007/BF01637105>
60. Van der Wal, D., Chopra, P., Drury, M. et al. Relationships between dynamically recrystallized grain size and deformation conditions in experimentally deformed olivine rocks. *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20. P. 1479—1482.
61. Wang, K. Elastic and viscoelastic models of crustal deformation in subduction earthquake cycles. The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults, New York: Columbia Univ. Press, 2007. P. 540—575. <https://doi.org/10.7312/dixo13866-017>
62. Watson, S., McKenzie, D. Melt Generation by Plumes: A Study of Hawaiian Volcanism. *Journal of Petrology.* 1990. Vol. 32, iss. 3. P. 501—537. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.3.501>
63. Wilks, K.R., Carter, N.L. Rheology of some continental lower crustal rocks. *Tectonophysics.* 1990. 182. P. 57—77.

V.V. Gordienko, Dr. Sci. (Geol. & Mineral.), Prof., Chief Researcher
e-mail: gordienkovadim39@gmail.com
ORCID 0000-0001-9430-7801
Scopus author Id = 7102473958
S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine
32, Palladin ave., Kyiv, 03142, Ukraine

DISTRIBUTION OF SPECIFIC ELASTIC ENERGY CAPACITY AND VISCOSITY IN THE TECTONOSPHERE OF UKRAINE

The paper presents a description of the process and the results of constructing the distribution of specific potential elastic energy (W) and dynamic viscosity (η) in the tectonosphere of Ukraine. These characteristics of the medium provide information on the accumulation of stress arising during shear deformations and characterize the medium (the crust and upper mantle of the Earth) from the side of its reaction to applied stresses of different nature. The corresponding calculations became possible after creating three-dimensional models of temperature, velocity of longitudinal seismic waves, and density in Ukraine's crust and upper mantle at depths of 25–400 km with the author's participation in previous works. Such a problem was solved for the first time. The methodological basis for determining all the listed parameters is a scheme of deep processes in the tectonosphere, considering, first of all, the results of heat and mass transfer during recent activation. They are superimposed on platform models (in addition to the territory of the East European platform, Donbass is also in it), the Alpine geosyncline of the Carpathians, and the Hercynian-Cimmerian geosyncline of the Scythian plate. The unfinished process of recent activation cannot be accurately described by the geological theory used by the author. Its optimal version was established before the start of the work by gravitational and thermal modeling along many DSS profiles around the northern hemisphere. For the calculation of W , the initial data were supplemented with information on the strength of the tectonosphere substance depending on temperature. The conditions for the formation of ruptures and earthquakes were considered. Temperature anomalies do not create the necessary stresses to exceed strength. The uplift of crustal blocks and subcrustal mantle due to overheating has sufficient impact. Seismogenic movements occur at the boundaries of blocks with different rates of rise and slide of rock masses at an angle. This is also noticeable in platform territories with recent activation, such as the Dnieper-Donets Basin. To determine η , we used experimental and computational results that allowed us to consider rock composition, crystal size, temperature, total pressure, melt and fluids, strain rates, vibrations, etc. This made it possible to form a background viscosity distribution in the tectonosphere of the inactivated platform. Considering the anomalous temperatures, it was possible to determine deviations from the background at different depths under the active regions. It was rather difficult to compare the results with experimental data and determine the actual calculation errors and the procedure for constructing the parameter distribution using isolines. In general, admittedly, the obtained picture reflects, primarily, the actual situation in the study of the viscosity of tectonosphere rocks. It may well change significantly in the future.

Keywords: specific potential elastic energy, recent activation, seismicity, dynamic viscosity of rocks; the effect of temperature, pressure, and the appearance of melting.