

УДК 551.24+551.25:539.3

ОСОБЛИВОСТІ МОДЕЛЮВАННЯ ГЕОДИНАМІЧНИХ СИТУАЦІЙ У СТРУКТУРАХ ЗЕМЛІ

В. Фурман

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005, Львів, Україна,
fourman@franko.lviv.ua*

Проаналізовано перспективи створення нових фізичних моделей, що описують структури Землі та їхню еволюцію, а також методичних підходів щодо класифікації структур і вимірювання параметрів фізичних полів Землі. Зазначено, що дослідження глибинної будови, складу і геодинаміки літосфери континентів і океанів дає змогу виділити системи, пов'язані з глобальними процесами розвитку Землі (рифти, глибокі некомпенсовані западини, континенти, океани) і регіональними явищами всередині континентів і океанів. Найінформативнішими є використання глобальної моделі для планети загалом і платформної моделі для континентів і зон переходу.

Ключові слова: геодинаміка, тектоніка, структури Землі, моделювання.

Важливим і не вирішеним завданням внутрішньоплитної тектоніки є відтворення реальних геодинамічних моделей для різних ситуацій, що враховують внесок головних діючих сил і взаємодію різних шарів літосфери від осадових чохла до нижніх горизонтів кори. Щодо цього вагомими є праці [1–3] з аналізу геодинамічної ситуації в Альпійській структурі. Моделювання природної еволюції розвитку Трансальпійської системи засвідчує важливість комплексного геофізичного аналізу середовища, де розвивалась геодинамічна ситуація. Механізми формування структур на різних масштабних рівнях можуть суттєво відрізнятися і залежати не тільки від напружень та деформацій (рис. 1), а й характеру переважного типу руху, що є відображенням неоднорідності земної кори і великої розмаїтості її структур. Ієрархічна структура блокової будови геофізичного середовища додає їй нові риси. Вона не тільки полегшує деформування під дією прикладених сил, а й фіксує напрям переміщень, що відбуваються внаслідок локалізації деформацій і переміщень по межах блоків.

Наявні нині структури з'явилися унаслідок тривалої природної еволюції і формувалися якісно й кількісно такими, щоб забезпечити найекономічніше (енергетичне) деформування кори.

Вивчення взаємного впливу структури і деформаційних процесів у корі є необхідним для сучасного пізнання фізичних процесів у Землі. Деформації в корі платформ зручно розглядати окремо для осадового чохла і фундаменту платформ, для верхньої і нижньої частин кори. До того ж, нижня кора континентальної літосфери має особливі фізичні властивості і, очевидно, відмінний від верхньої кори стиль тектоніки. Кора пла-

тформ, як тепер відомо, не є тектонічно пасивною. З нагромадженням експериментальних даних і удосконаленням методів дослідження з'ясовують, що на всіх глибинних рівнях вона підлягає тектонічним перетворенням.

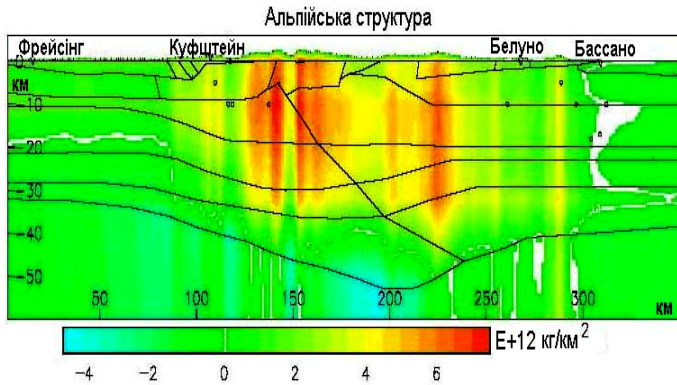


Рис. 1. Аналіз та моделювання ізостазійної ситуації Альпійської структури [2].

Це виявляється в різних ознаках, проте найбільше – у сучасній геодинамічній активності: у сильніших, ніж здавалося раніше, сейсмічно активних порушеннях, сучасних рухах земної поверхні, тектонічних напруженнях, зумовлених тектонікою проникності фундаменту та чохла для флюїдів і газів. Це стосується і тектонічних деформацій. Назвемо кілька типових обставин виявлення внутрішньоплитних деформацій фундаменту й осадового чохла, які розрізняються місцем розташування на літосферній плиті, стилем, масштабом і глибиною проникнення деформації, джерелами і механізмами.

Порівняння та зіставлення різних методів розрахунку механічних і гравітаційних характеристик регіону свідчать про виразну кореляцію отриманих розрахунків. Зазначимо також, що отримані результати (див. рис. 1) підтверджують переваги використання регіональної, а не локальної компенсації в розрахунках ізостазійної ситуації Альпійської системи та прилеглих регіонів.

Дослідження руху земної кори в районі Українських Карпат. Згідно з поширеними уявленнями, під навантаженням насунутої плити – тектонічного покриву – відбувається пружний вигин плити, що підсувається, з утворенням передового прогину перед фронтом покриву [1, 4, 5]. У низці випадків навантаження покриву недостатнє для пояснення занурення, зафіксованого в передовому прогині за умов збереження рівноваги регіональної літосфери та важкої плити океанічної літосфери [6].

Насув тектонічного покриву збільшує потужність кори. Тому вважають, що його повинно супроводжувати ізостатичне підняття кори і горотворення. Занурення кори на попередніх стадіях розвитку складчастих поясів до початку колізії, зазвичай, пояснюють розтяганням літосфери [7, 8]. У складчастих поясах відбувається зіткнення плит, що супроводжує насув однієї плити на іншу

На початку олігоцену в Українських Карпатах продовжував існувати флішовий прогин шириною ~250 км, обмежений з північного сходу Східноєвропейською платформою [7–9]. З пізнього олігоцену і до початку середнього міоцену він був стиснутий приблизно вдвічі з насувом покривів товщиною ~10 км.

З цього приводу цікавим є аналіз палеорухів насувної споруди складчастого поясу Українських Карпат, оскільки результати трактування геодинамічних та геофізичних досліджень цього регіону містять багато загадок і потребують правильної адекватної геологічної інтерпретації з погляду сучасних уявлень про можливі рушійні сили цих процесів. Одним з таких, і не зовсім вдалим, прикладом є праця [8]. За [7, 8], “насув покривів не супроводжувало значне занурення кори на прилеглий околиці Східноєвропейської платформи. Швидке занурення в цій області з утворенням Передкарпатського прогину відбулося без значного розтягання в середньому міоцені між двома епохами стискування”.



Рис. 2. Геофізична модель Українських Карпат [9]:

1 – неогенові вулканічні породи; 2 – ізотерми; 3 – поверхня Кюрі магнетиту; 4 – відбивальні горизонти у корі; 5 – сейсмічні межі в корі і верхній мантії; 6 – середні швидкості заломлених хвиль; 7 – гранітний шар; 8 – базальтовий шар; 9 – перехідний шар зі швидкостями, що проміжні між значеннями, характерними для кори і мантії; 10 – головні розломи; 11 – тіло з аномально високою електропровідністю; 12 – дислоковані метаморфічні породи верхнього протерозою–нижнього палеозою і верхньопалеозойський осадовий чохол; K_0 – основа комплексу палеозойських порід; $K_{1,2}$ – покрив кристалічної кори (дорифейський фундамент); K_2, K_3 – розділ Конрада; $K-M$ – покрив перехідного шару; M – межа Мохо.

Це твердження зовсім не узгоджується з фактичним матеріалом, що отриманий протягом багаторічних досліджень Карпатського регіону [6, 10, 11]. За твердженням [8], прогин поглиблювався до північного сходу в бік від Карпатського покриву і був заповнений 3–5 км відкладів до кінця середнього міоцену, а насправді максимальні потужності приурочені до крайової частини орогену. Це виразно простежується на сейсмічних профілях та видно за результатами глибоких свердловин.

За [1, 7, 8], утворення Передкарпатського прогину відбувалось в епоху, коли в Карпатах не було сильного стиску, пов'язаного з поглибленням басейну, якщо не врахову-

вати занурення кори через згинання літосфери в напрямі до фронту покриву. Без значного розтягання занурення спричинило ущільнення порід у базальтовому шарі кори внаслідок фазових переходів. З огляду на це дослідники стверджують, що наприкінці середнього міоцену 11–12 млн років тому внутрішня частина Передкарпатського прогину шириною ~70 км за ~1 млн років була перекрита Карпатським покривом товщиною 10–14 км і покрив спинився зі скидом між областями IV і V, причому в зовнішній частині прогину V відбулося не занурення кори, а її слабке підняття з осушенням цієї області і припиненням осадонагромадження. Це пояснюють тим, що літосфера не зігнулася під вагою покриву, а зламалася під його фронтальною частиною, і утворилася система скидів, зображена на рис. 2, яка розділила літосферу під покривом і за його межами.

У підсумку літосфера занурилася на 10–12 км, водночас перед його фронтом вона зазнала слабого підняття. У пізньому міоцені–ранньому плейстоцені в південно-східній частині сучасного передового прогину Карпат за 10 млн років відбувалося занурення кори, що не супроводжувалося розтяганням кори в епоху, коли в Карпатах відбувалося тільки слабке стиснення. На більшій частині Передкарпатського прогину наприкінці середнього міоцену Карпатський покрив перекрив мілководний шельф. Тому за збереження густини ρ_m у нижній частині літосфери за умов локальної ізостазії поверхні покриву густини ρ_n і товщини h_n повинні були досягти потужності

$$H = [(\rho_m - \rho_n)/r_m]h_n.$$

І для $\rho_n = 2\,500 \text{ кг/м}^3$ та $h_n = 12 \text{ км}$ після насування покриву в Карпатах повинні були з'явитися гори з середньою висотою $H = 2,9 \text{ км}$.

За інформацією про геоморфологічні матеріали, покрив піднявся над рівнем моря лише на кілька сотень метрів [9], а це трактують у такий спосіб, що під час його насування в літосфері відбулося значне ущільнення, яке забезпечило додаткове занурення літосфери під покрив і утримало покрив на невеликій абсолютній висоті. А звідси сучасні Карпати з середньою висотою 1,0–1,5 км сформувалися внаслідок новітнього підняття, що почалося 3 млн років тому – через 8 млн років після закінчення стискування. Причому автори зовсім не звертають уваги на відповідну геодинамічну ситуацію для таких геологічних структур та використовують лише наближення локальної ізостазії, яке в цьому випадку є недоречним, оскільки не можна так просто нівелювати результати регіонального підходу. Глибинну будову кори і мантії під Українськими Карпатами зображено на рис. 3. Кора під ними має велику потужність $h_k = 60\text{--}65 \text{ км}$, що перевищує потужність кори під Великим Кавказом (55 км) і Східними Альпами (60 км). Українські Карпати, однак, набагато нижчі, ніж Кавказ і Альпи, а ізостатичні аномалії сили тяжіння над ними невеликі [7, 8]. Тому автор [8] дійшов висновку, що середня густина кори під Українськими Карпатами значно вища, ніж під Кавказом і Альпами. Оскільки, як бачимо з рис. 3, у нижній частині кори Українських Карпат залягає шар порід зі швидкостями поздовжніх хвиль $V_p = 7,5\text{--}7,6 \text{ км/с}$, що є проміжними між швидкостями, характерними для базальтового шару (6,8–7,0 км/с) і мантії (8,0–8,4 км/с). Згідно з геотермічними і магнітоеластичними даними, перехідний шар у нижній корі Карпат має температуру $T \sim 600\text{--}800 \text{ }^\circ\text{C}$, так що цей шар не може належати до аномальної мантії.

На відміну від згаданого вище підходу до геодинаміки Українських Карпат, у [9] розвинуто альтернативний погляд на механізми формування Зовнішніх Українських Карпат та їхнього форланду. За [6] виконано комплексний аналіз на підставі гравітацій-

ного та математичного моделювання вигину літосфери заходу України. Астеносферне проникнення до кори забезпечує ізостатичне підняття на 0,5–1,0 км.

За сучасної висоти Карпат у 1,0–1,5 км ці два процеси зможуть збільшити їхню висоту до 4,5–5,0 км, що відповідатиме великій потужності кори ($h_k = 60\text{--}65$ км) невеликого, проте дуже глибокого Фокшанського прогину, розташованого під ними.

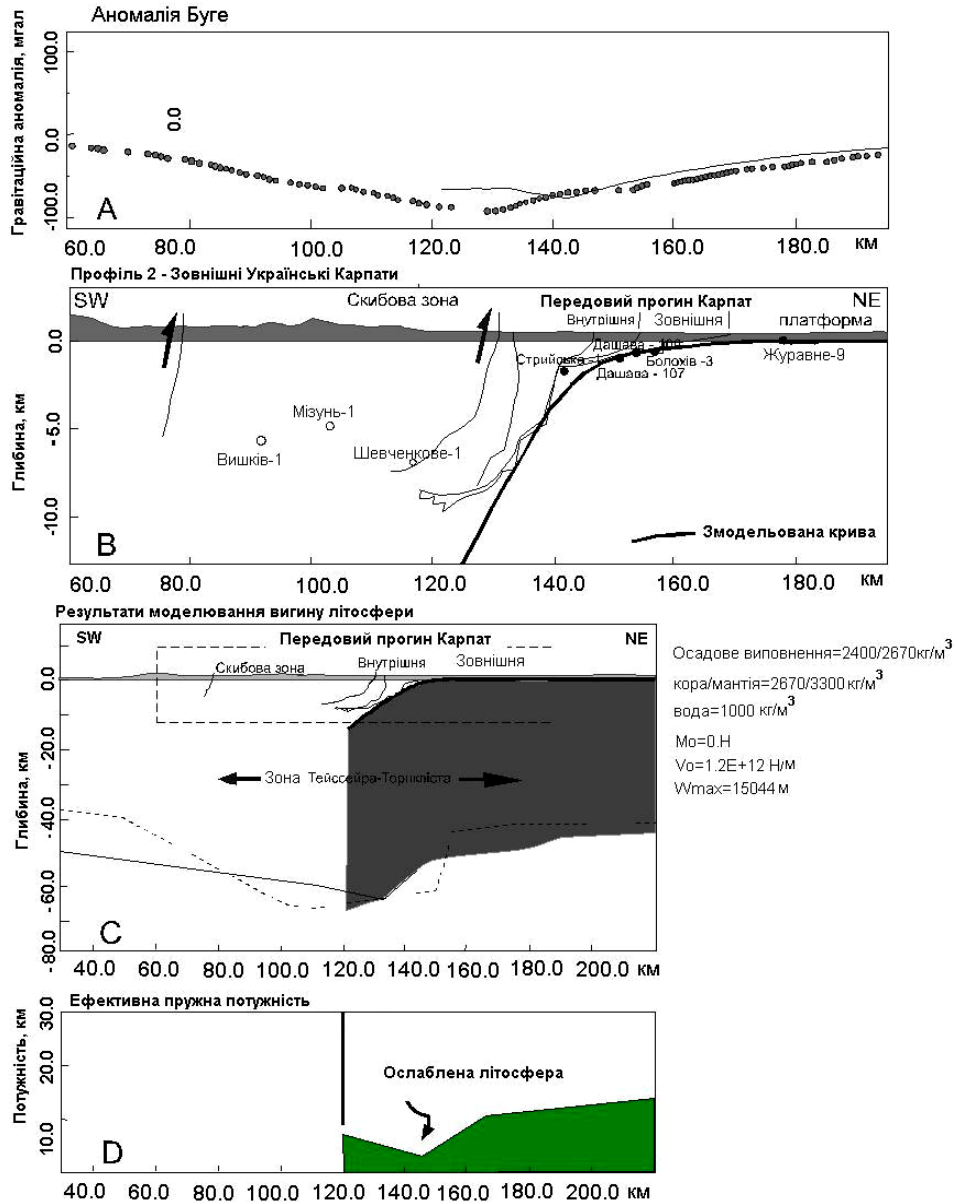


Рис. 3. Результати гравітаційного та математичного моделювання вигину літосфери заходу України вздовж профілю 2 [9].

Отримані результати по одному з профілів (див. рис. 3), які перетинають Українські Карпати та їхній форланд, разом з порівняльним тектонічним аналізом засвідчують, що навантаження покривів осадів та води не могли в жодному разі призвести до опускання фундаменту, яке ми маємо змогу констатувати для Передкарпатського прогину.

Аналіз наявних спостережуваних геологічних даних Передкарпаття й інших передгірських регіонів Українських Карпат разом з комп'ютерним моделюванням доводять існування геодинамічної ситуації для Українських Карпат на кайнозойському етапі, яка була спричинена континентальною зоною субдукції, що відступає. Отже, наближення локальної ізостазії, яке у випадку Українських Карпат є недоречним, не можна так просто використати замість результатів регіонального підходу.

Ізостазія у гірських системах із рухом. У створенні напружень і деформацій на платформах беруть участь сили різної природи (рис. 4). Їхнє вивчення нерідко становить практичний інтерес для виявлення загалом рухливих ділянок у межах тектонічно стійких площ.



Рис. 4. Схематичний розподіл навантажень для гірської системи, спричинених прогинанням кори.

Найочевидніші з них такі:

а) зовнішні сили, прикладені, здебільшого, до меж літосферних плит, разом з найефективнішими колізійними силами, а також сили тиску спредингових хребтів і деякі інші;

б) сили ротаційного походження, у тому числі припливні, які діють на весь об'єм плити; ці сили самі по собі невеликі, проте завдяки сталій дії можуть призводити до нагромадження пружної енергії;

в) сили, що з'являються внаслідок надходження енергії (тепла) з мантії;

г) локальні сили, зумовлені неоднорідністю реального середовища на всіх глибинах.

Їхня поява може бути спричинена або подачею енергії ззовні, що порушує рівноважний стан середовища і є спусковим механізмом для процесу деформації, або з'являтися як ефект неоднорідного, градієнтного середовища, що прагне до рівноваги, навіть без додаткового надходження енергії. Спробуємо проаналізувати це питання детальніше. Зміщення $W(x)$, зумовлене горизонтальною силою Φ , можна знайти згідно з моделлю Венінга-Мейнца [3, 5] за таким диференціальним рівнянням:

$$M \frac{d^4 W}{dx^4} + \Phi \frac{d^2 W}{dx^2} = Q(x), \quad (1)$$

у якому M визначене механічним модулем зсуву для відповідних порід з урахуванням зміщення $Q(x)$ літосферних плит. У випадку, коли $M=0$, маємо просту модель Ейрі (рис. 5).

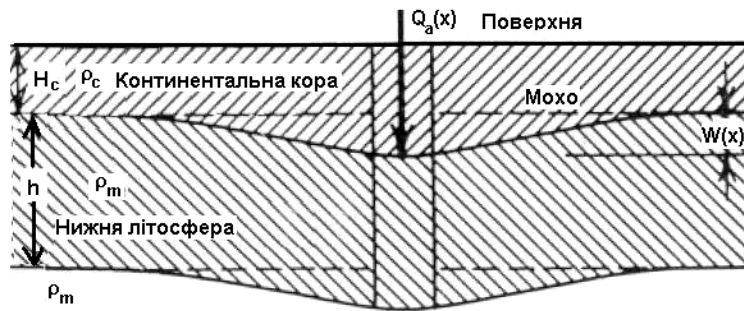


Рис. 5. Прогинання кори $W(x)$ під гірською системою.

Для континентальної літосфери $Q(x)$ визначають як різницю між топографічним значенням $Q_a(x)$ і силою тертя в основі літосфери $Q_r(x)$, а оскільки

$$Q_r(x) = (\rho_m - \rho_c)gW(x),$$

то остаточно отримуємо

$$Q(x) = Q_a(x) - Q_r(x) = \rho_c gh(x) - (\rho_m - \rho_c)gW(x), \quad (2)$$

де $h(x)$ визначають з топографічних значень вимірювань; ρ_m, ρ_c – відповідно, густини мантії та кори. Підставимо (2) в (1) для визначення зміщення $W(x)$, спричиненого силою Φ , і отримаємо остаточно таке диференціальне рівняння:

$$M \frac{d^4 W}{dx^4} + \Phi \frac{d^2 W}{dx^2} + (\rho_m - \rho_c)gW(x) = \rho_c gh(x) \equiv Q_a(x). \quad (3)$$

У випадку, якщо нема горизонтальної сили в (3), що спричиняє переміщення, тобто для $\Phi = 0$ отримаємо таке рівняння:

$$M \frac{d^4 W}{dx^4} + (\rho_m - \rho_c)gW(x) = \rho_c gh(x). \quad (4)$$

Якщо у рівнянні (4) знехтувати ще й змінами в структурі порід через механічні деформації, то отримаємо звичайну ізоастазійну модель. Ця модель відображає, як завдяки кореню гори відбувається збільшення товщини кори $t_i(x, y)$, спричинене значенням топографічної висоти $h(x)$ вибраної гірської системи і в чому полягає різниця

$$t_i(x, y) = \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} h_i(x, y) + H_c \quad (5)$$

між наближенням локальної чи регіональної ізостазії, бо для $W(x)$ початковим наближенням може бути різниця між значеннями компенсації. Цей приклад добре ілюструє якісні відмінності розрахунку компенсації у випадку локальної і регіональної ізостазії.

Отже, якщо з погляду фізики завданням досліджень є створення фізичної моделі досліджуваного об'єкта, то з погляду проблеми геофізичних досліджень опрацювання фізичної моделі – перший етап досліджень, за яким настають етапи формування геофізичного зображення об'єкта, а потім вирішення завдання геологічної класифікації. Усі горизонти кори від чохла до межі Мохо за певних умов поведуться тектонічно активно, зазнають деформації. Тектонічне розшарування кори знижує міцність і монолітність літосферних плит у вертикальному розрізі. Це важливо для розуміння внутрішньоплитної тектоніки в рамках тектоніки літосферних плит [1, 4, 5, 12, 13].

Серед найзначніших актуальних проблем у науках про Землю варто назвати створення комплексної геодинамічної моделі будови і розвитку Землі [2, 3, 12], що враховує останні досягнення у вивченні її поверхневої геологічної будови, з одного боку, і внутрішньої структури планети, – з іншого. І насамперед необхідно виразно усвідомити, що для наук про Землю об'єктом досліджень в остаточному підсумку є вся Земля. Тільки зрозумівши її як цілісне космічне тіло, можна правильно і відповідально оцінити її резерви і можливості, не кажучи вже про розуміння закономірностей формування окремих геоструктур і всього сучасного стану Землі загалом.

Автор висловлює щирю подяку І. Бубняку за цікаві та кваліфіковані дискусії з проблем геотектоніки.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Artyushkov E. V.* The East Carpathians; indications for phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland / E. V. Artyushkov, M. A. Baer, N. A. Münner // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 262. – P. 101–132.
2. *Ebbing J.* 3D-Dichtestruktur und isostatisches Verhalten der Lithosphäre in den Ostalpen. Dissertation am Fachbereich Geowissenschaften der FU Berlin / J. Ebbing [Electronic resource]. – Mode of access : <http://www.diss.fu-berlin.de/2002/192/>.
3. *Kaban M. K.* A gravity model of the north Eurasia crust and upper mantle : The Alpine-Mediterranean foldbelt and adjacent structures of the southern former USSR / M. K. Kaban // *Russian J. of Earth Sciences*. – 2002. – Vol. 4, N 1. – P. 19–33.
4. *Фурман В. В.* Особливості моделювання геодинамічних процесів та термодинамічні характеристики глибоких структур Землі / В. В. Фурман, О. М. Павлюк // *Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол.* – 2004. – Вип. 18. – С. 112–136.
5. *Фурман В. В.* Взаємозв'язок геодинамічних і геофізичних ефектів у фізичних моделях взаємодій оболонок Землі / В. В. Фурман // *Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол.* – 2007. – Вип. 21. – С. 3–34.
6. *Максимчук В. Ю.* Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / В. Ю. Максимчук, В. Г. Кузнєцова [та ін. ; за ред. В. І. Старостенка]. – К. : Наук. думка, 2005. – 256 с.
7. *Артюшков Е. В.* Независимость погружения земной коры и горообразования на Карпатах от надвигания тектонического покрова / Е. В. Артюшков, М. А. Беэр, Н. А. Мернер // *Докл. РАН*. – 1996. – Т. 346, № 1. – С. 103–107.

8. *Артюшков Е. В.* Потеря прочности литосферного слоя как причина образования складчатого сооружения Карпат / Е. В. Артюшков, М. А. Беэр, Н. А. Мернер // Докл. РАН. – 1996. – Т. 346, № 2. – С. 239–244.
9. *Бубняк І. М.* Інтеграція геофізичних та геологічних даних для вирішення деяких проблем геотектоніки (на прикладі заходу України) / І. М. Бубняк, А. М. Бубняк, П. М. Бодлак [та ін.] // Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ. – 2002. – № 3 (4). – С. 49–55.
10. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов. Масштаб 1:200 000U / [Гл. ред. В.А. Шакин]. – Киев, 1976.
11. Геодинамика Карпат / [Под ред. В. В. Глушко, С. С. Круглова]. – Киев: Наук. думка, 1985. 136 с.
12. *Фурман В.* Моделювання взаємозв'язку геологічних процесів у корі та мантії / В. Фурман, М. Хом'як, Л. Хом'як // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2011. – Вип. 25. – С. 63–87.
13. *Фурман В.* Моделювання термомеханічних процесів у середовищах активної взаємодії кори та мантії Землі / В. Фурман // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2012. – Вип. 26. – С. 59–70.

*Стаття: надійшла до редакції 12.01.2016,
доопрацьована 19.01.2016,
прийнята до друку 20.01.2016.*

PECULIARITIES MODELING OF GEODYNAMIC SITUATIONS OF THE EARTH STRUCTURES

V. Fourman

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskij Street, 4, 79005, Lviv, Ukraine,
fourman@franko.lviv.ua*

Perspectives of the creating of the new physical models concerning the structure of the Earth, their evolution and methodology of the structure classification and parameter measuring of the Earth's physical fields are analyzed. It is pointed out that investigation of the deep structure, composition and geodynamics of the continental and oceanic lithosphere gives the possibility to distinguished the system connected with global processes of Earth's development (rifts, uncompensated deeps, continents, oceans). The most informative is the using global model for planet as whole and platformal one for the continents and transition zone.

Key words: geodynamics, tectonics, structure of the Earth, modeling