

КОРОВІ ТЕРМОБАРИЧНІ ПЕРЕТВОРЕННЯ МІНЕРАЛЬНОЇ РЕЧОВИНИ І ПОВ'ЯЗАНЕ З НИМИ СЕЙСМІЧНЕ ВЕРТИКАЛЬНЕ РОЗШАРУВАННЯ ЛІТОСФЕРИ

Методом порівняння експериментальних даних з лабораторного вивчення пружно-густинних характеристик гірських порід (V_p , V_s , ρ) залежно від тиску і температури, що змінюються за програмами, відповідними їхньому розподілу з глибиною для конкретного регіону, і матеріалів глибинного сейсмічного зондування встановлено, що в земній корі на глибинах 3–25 км існують зони знижених швидкостей (хвилеводи) термодинамічної природи. Структурно-фізичними експериментальними дослідженнями зразків порід після дискретного РТ навантаження показано, що при тиску і температурі, які характерні для глибин зон інверсії швидкості, породи розуцільнені переважно в ділянці міжзернових контактів. Спостерігається ефект дилатансії зі слідами катакlastичних перетворень. Зі збільшенням глибини залягання порід наведені структурні зміни мінеральної речовини зникають за рахунок її пружно-пластичного перетворення подібно до регіонального метаморфізму. Зони знижених швидкостей термодинамічної природи у земній корі нестійкі та чутливі до змін глибинних термодинамічних умов. Їхня конфігурація (потужність, інтенсивність, розташування в земній корі) залежить від глибинних теплових потоків конкретного регіону та теплопровідності порід.

Ключові слова: земна кора; швидкості поздовжніх хвиль; зони знижених швидкостей; лабораторні термобаричні дослідження порід.

Вступ

Глибинними сейсмічними дослідженнями літосфери встановлені аномалії пружних характеристик гірських порід на різних глибинах у вигляді так званих зон низьких (знижених) швидкостей (з.н.ш.). Такі зони виявлені в континентальній і океанічній корі, у районах різної тек-

тонічної активності і розташовані, як правило, на глибинах 3–25 км (рис. 1). У різних регіонах Землі ці зони мають потужність від декількох метрів до 20 км зі зменшенням швидкості поздовжніх хвиль (Р-хвиль) в них від десятків метрів на секунду до $0,4 \div 0,6$ км/с.

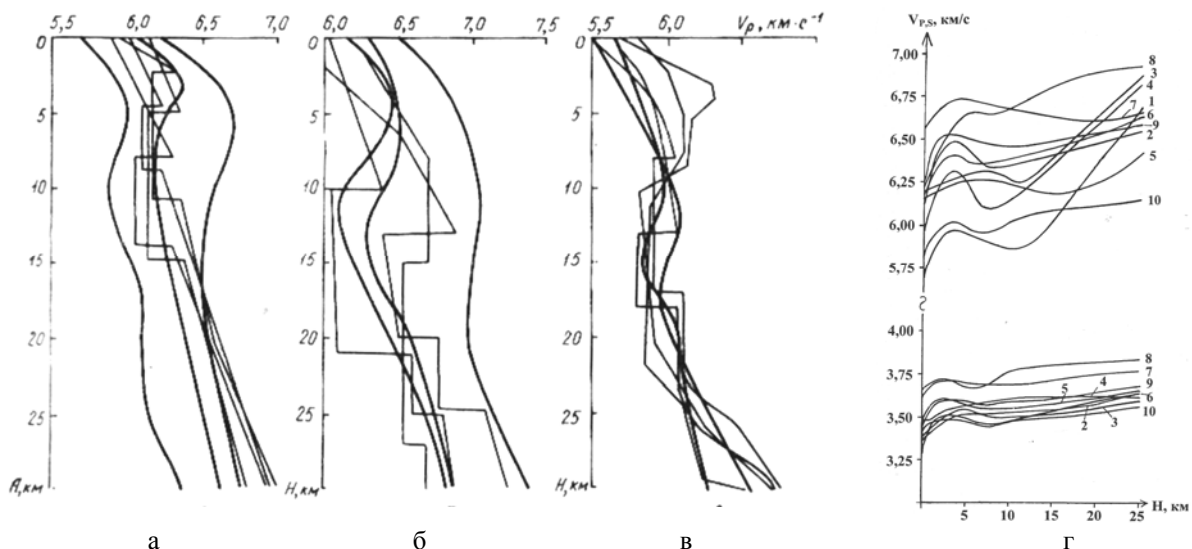


Рис. 1. Зміна з глибиною швидкості поширення поздовжньої пружної хвилі в породах верхніх горизонтів літосфери за даними сейсмічних досліджень (тонкі лінії) і результатами лабораторних термобаричних досліджень (товсті лінії) для деяких регіонів.

Тут: а – Український щит, б – Малий Кавказ, в – Рудні гори (Центральна Європа), г – зміна $V_{p,s}$ із глибиною: 1 – граніти рівномірнозернисті, 2 – граніти порфіроподібні, 3 – граніти рапаківі, 4 – плагіограніти, 5 – граніти трахітоїдні, 6 – середні породи, 7 – основні породи, 8 – ультраосновні породи, 9 – чарнокітоїди, 10 – гнейси

Абсолютні значення швидкості Р-хвиль на глибинах 3–25 км звичайно становлять $6,1 \pm 0,4$ км/с (у тектонічно активних регіонах $V_{Pmin} \approx 5,6 \div 6,6$ км/с) [Трипольский, Шаров, 2004]. Корові зони знижених швидкостей, як правило, обмежені по площі та за глибиною. Природа цих зон недостатньо вивчена. Деякі дослідники вважають, що вони є речовинного походження, інші пов'язують їх з тектонічними порушеннями суцільності кори (зони підвищеної тріщинуватості, подібні до вертикальних розломів). Деякі пояснюють появу цих зон локальним обводненням відповідних товщ кори. Існує також думка, що в області з.н.ш. відбувається зниження літостатичного тиску, яке зумовлюється здійсненням верхньої частини порід земної кори над такою зоною за рахунок тектонічних сил, спрямованих назустріч одні однім, і утворенням пружної “арки”, під якою літостатичний тиск зменшується. Це явище призводить до переважання ефекту термопружного руйнування порід, яке не скомпенсовано тиском верхніх шарів. Кожний із запропонованих варіантів утворення зон низьких швидкостей у земній корі може існувати, однак важко з'ясувати умови виникнення і механізми реалізації їх повсюдно на відповідних глибинах (5–15 км) у різних геологічних, тектонічних і геотермічних умовах.

Запропоновано універсальне пояснення виникнення, розвитку і зникнення зон низьких швидкостей у земній корі, які є результатом особливої поведінки гірських порід у термодинамічних умовах певних глибин літосфери.

Природа зон низьких швидкостей

Багаторічними експериментальними дослідженнями гірських порід різного мінерального складу в умовах високого тиску і температури встановлені складні залежності зміни їхніх пружних параметрів із глибиною [Трипольский, Шаров, 2004; Лебедев, Корчин, 1979; Лебедев и др., 1969, 1986, 1988]. Суть експериментальних досліджень зводиться до визначення швидкостей поширення поздовжніх (V_P) і поперечних (V_S) пружних хвиль у породі, а також декременту об'єму зразка залежно від програмної зміни в апараті високого тиску РТ-параметрів, що відповідають конкретним значенням тиску (Р) і температури (Т) на різних глибинах у літосфері. Зразок породи в експерименті ніби “занурюється” на визначену глибину, при цьому контролюються його пружно-густинні характеристики (рис. 1, г). На експериментальних кривих $V_{P,S}=f(PT)=f(H)$ виявлені максимуми і мінімуми значень швидкостей. Інакше кажучи, зі збільшенням глибини (термобаричних параметрів дослідження (РТ), які впливають на зразок породи), після деякого збільшення $V_{P,S}$ і ρ , спостерігається область їхнього зменшення, тобто $\left(\frac{\partial V_{P,S}}{\partial H} < 0\right)$. Потім швидкості і густини знову зростають. Отже, на залежності

$V_{P,S}=f(PT)=f(H)$ на певних глибинах з'являється зона знижених швидкостей. Ці лабораторні дані добре корелюють з пружними аномаліями, виявленими у земній корі в природних умовах методом ГЗС [Корчин, 2003; Лебедев, Корчин, 1979; Лебедев и др., 1969, 1986, 1988].

Зміни $V_{P,S}=f(H)$ також можуть бути розраховані за даними вимірів серії ізобар швидкостей ($V_P=f(T)$ при $P=\text{const}$) і їхніх ізотерм ($V_P=f(P)$ при $T=\text{const}$) (рис. 2). Цей метод доволі широко використовується в експериментальній практиці, однак має деякі недоліки. Він дуже громіздкий, вимагає ретельного добору великої кількості однорідних зразків для вимірів декількох ізотерм та ізобар, що пов'язано зі значними затратами часу і засобів. Метод програмного моделювання в камері високого тиску і температури, який використовується, реалізується на одному зразку і є більш інформативним і детальним [Лебедев, 1986, 1988]. Зміна пружних параметрів порід на різних глибинах (зумовлених РТ-режимами дослідів) реєструється безперервно. При цьому чітко фіксується за глибиною початок зони знижених швидкостей та інтенсивність зменшення швидкості в зоні (рис. 2).

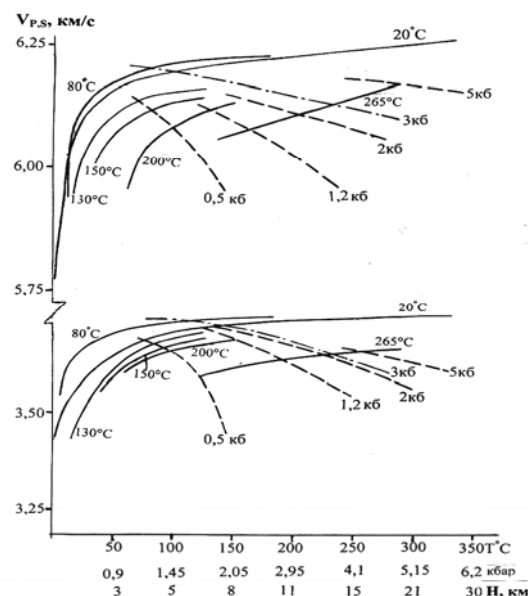


Рис. 2. Ізобари та ізотерми змін швидкості V_P в граніті

Відповідними дослідженнями було показано, що обидві використовувані методики визначення $V_P=f(H)$ дають ідентичні результати [Лебедев, Корчин, 1979; Лебедев и др., 1986, 1988].

Незалежно від методик (чи експериментально за декількома РТ-програмами, чи розрахунково за ізобарами та ізотермами швидкостей) встановлено, що існує граничне значення зміни з глибиною температури $\left(\frac{\partial T}{\partial H}\right)$, при якій виникають області аномального пружного стану мінеральної речовини – зони низьких швидкостей.

Зміни з глибиною швидкості поширення Р-хвиль (V_p) у породі постійного мінерального складу можуть бути розраховані за співвідношенням:

$$\frac{\partial V_p}{\partial H} = \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T \cdot \frac{\partial P}{\partial H} + \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P \cdot \frac{\partial T}{\partial H} \quad (1)$$

Зони низької швидкості в земній корі визначаються умовою:

$$\frac{\partial V}{\partial H} < 0 \quad (2)$$

Оскільки $\left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T, \frac{\partial P}{\partial H}, \frac{\partial T}{\partial H}$ додатні, а

$\left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P < 0$, то для утворення такої зони необхідне виконання умови для абсолютних величин:

$$\left| \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T \cdot \frac{\partial P}{\partial H} \right| < \left| \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P \cdot \frac{\partial T}{\partial H} \right| \quad (3)$$

У земній корі здебільшого зміну літостатичного тиску з глибиною можна вважати постійною величиною. Так, на глибинах від 3 до 40 км для древніх щитів $\left(\frac{\partial P}{\partial H} \right) \approx 0,24 \div 0,32$ кбар/км.

Гradient зміни температури на цих глибинах варіює в широких межах – від 5 до 25 С/км. Дослідження показали, що відносні збільшення швидкостей від тиску при кімнатних Т характеризуються двома ділянками: $P=0-2$ кбар – область максимального збільшення швидкості; $P>2$ кбар – gradient зміни швидкості мінімальний [Лебедев, Корчин, 1979; Лебедев и др., 1969, 1986, 1988]. Як правило, зміна швидкості від температури при атмосферному тиску має три ділянки: $T<80-100$ °С (мінімальні зміни); $T\approx 80-250$ °С (максимальні зміни V_p). Подальше нагрівання в інтервалі ($T=250\div 600$ С) призводить до невисокого зменшення швидкості. Відносні зміни швидкості при постійному компенсуючому тиску (ізобари) і постійній зовнішній температурі (ізотерми) відрізняються за абсолютними значеннями [Лебедев, Корчин, 1979; Лебедев и др., 1969].

В інтервалі 20–70 °С при $P<0,7$ кбар зміни швидкостей від температури незначні; тобто з глибиною до 2–3 км швидкості завжди інтенсивно зростають подібно їхній зміні при збільшенні гідростатичного тиску. Це пов'язано з тим, що в інтервалі тисків, відповідних цим глибинам ($P\approx 0\div 1$ кбар) відзначається максимальне збільшення V_p від тиску за рахунок ущільнення породи і нівелювання впливу її дефектів на пружні параметри. Інтервал $T=100\div 250$ °С – область найбільш інтенсивних змін $V_p=f(T)$. Тут можливе зменшення швидкості в два рази при атмосферному тиску і порядку 10–50 % при компенсуючому тиску $P\approx 1\div 4$ кбар від значень, вимірюваних при відповідному гідростатичному тиску і кімнатній температурі. Саме в цьому інтервалі тисків і тем-

ператур ($P\approx 1,2-3,5$ кбар; $T\approx 110\div 250$ °С) спостерігаються найбільші від'ємні зміни швидкості поширення пружних хвиль у породах і виявляються зони низьких швидкостей [Лебедев, Корчин, 1979; Лебедев и др., 1969, 1986].

Експериментальними дослідженнями встановлений також діапазон температурних змін швидкостей V_p при різних постійних тисках $\left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P$:

- 2,7±0,5 м/с·°С ($P\approx 0,5$ кбар);
- 0,7±0,3 м/с·°С ($P=2$ кбар);
- 0,33±0,1 м/с·°С ($P=5$ кбар);

і V_p від тиску при різних постійних температурах $\left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T$:

- 0,8±0,3 м/с·бар (інтервал тиску 0–2 кбар, температура 20÷80 °С);
- 0,01±0,005 м/с·бар (при $P\approx 2\div 5$ кбар, $T\approx 20\div 80$ °С);
- 0,04 ±0,01 м/с·бар (при $P\approx 2\div 5$ кбар, $T\approx 265$ °С).

На підставі цих даних і дослідів, виконаних за програмами низько- і високотемпературних режимів, за допомогою розрахунків встановлено, що у разі реалізації низькотемпературного режиму дослідів ($\frac{\partial T}{\partial H} < 9-11$ °С/км) зони інверсії швидкостей на залежностях $V_p=f(P,T)=f(H)$ не проявляються.

Якщо температурний gradient $\frac{\partial T}{\partial H} > 15\div 20$ °С/км, в

інтервалі тисків 1,8÷3,5 кбар на залежностях $V_p = f(P,T)$ зони низьких швидкостей проявляються чітко. Зменшення швидкостей у цих зонах для різних зразків порід варіюють від -10 до -250 м/с (рис. 3). Як правило, глибини мінімальних значень V_p розташовані в інтервалі суперпозиції впливу тисків і температур, що відповідають 9–16 км.

Як бачимо (рис. 1, 3), конфігурація експериментальних зон низьких швидкостей (глибина залягання, потужність, величина заниження швидкості) подібні до виявлених у ході глибинного сейсмічного зондування земної кори [Структура, 1980; Трипольский, Шаров, 2004]. Це дає нам право припускати, що найімовірніше, у земній корі на зазначених глибинах зони низьких швидкостей мають термодинамічну природу [Корчин, 2003, 2008; Korchin, 2006; Korchin et al., 2007].

Узагальнюючи результати наведеного в роботі комплексного структурного дослідження різних порід Українського щита при високих тиску і температурі [Корчин, 2006] оптичними, рентгеноструктурними, електронно-мікроскопічними методами, аналізуючи матеріали вивчення пружних характеристик порід, можна зробити деякі припущення про природу вертикальної глибинної пружної зональності мінеральної речовини окремих горизонтів земної кори (табл. 1). Насамперед, у зоні низьких швидкостей ($H=3\div 15$ км, $P=1,5\div 3$ кбар, $T=150\div 250$ °С) зменшуються пружні кон-

станти порід (E, G, K), значно збільшується двійникування мінералів, розширюються міжзернові проміжки за рахунок їх мілонітизації, збільшується

кількість магістральних мікротріщин. Відбувається розтріскування і руйнування газОВО-рідких включень.

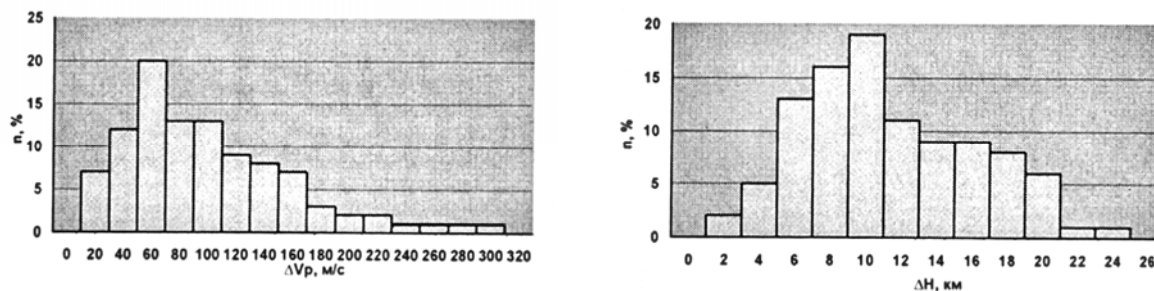


Рис. 3. Гістограми розподілу ΔV_p (зменшення швидкості в зоні) і ΔH (потужність інтервалу зони низьких швидкостей) за даними експерименту.

Таблиця 1

Мікроструктурні перетворення гірських порід у різних РТ-умовах

Параметри і характеристики	2-3 кбар, 160-220°C Зона інверсії швидкості	5,5-6,5 кбар, 300-350°C Область зростання швидкості
$V_p, V_s, E, G, \sigma, K, \rho, 1/\beta$	Зменшуються	Збільшуються
Двійникування і мілонітизація	Значно	Мало зменшуються
Розуцільнення міжзернових границь	Значно	Уцільнення
Магістральні мікротріщини	Збільшення	Зниження
Викривлення пласт.(у Ві), двійникових смуг (Pl)	-	Виявлено
Переорієнтація кристалів Q, Ві, Pl	-	Виявлена
Лінії ковзання в Ві	Виявлено	Зменшення
Зміна форми зерен Q	Розтріскування	Розворот, перекристалізація
Оптична анізотропія	Збільшилася	Зменшилася
Поляризаційна оптична неоднорідність	Збільшилася	Зменшилася
Блоки мозаїки (Д)	Зменшення	Збільшення
Густота дислок. у блоках	Збільшення	Зменшення
Густота дислок. у міжзернових границях	Зменшення	Збільшення
Відносна деформація зерен	Збільшення	Зменшення, зміна знака
Дефекти упакування, двійники	Збільшення	Зменшення
Густота дислок. окремих зерен	Збільшення	Зменшення
Характер дислокаційного поля, динаміка	Збільшення центрів генерації, трансляційне ковзання	Переповзання, анігіляція, локалізація, збільшення дислокаційних смуг, консервативне ковзання
Характер деформації	Низькотемпературне пружне зміцнення, крихке руйнування	Пружно-пластичне, високотемпературне уцільнення

Зменшуються блоки мозаїки окремих зерен мінералів. Збільшується густина дислокацій у блоках і зменшується – в міжзернових границях. Збільшується відносна деформація зерен, двійників у них. Збільшуються дефекти упакування мінералів. Збільшується число центрів генерації дислокацій, що переміщуються в основному за рахунок трансляційного ковзання. Сукупність виявлених мікроструктурних перетворень породи свідчить про низькотемпературне пружне зміцнення і крихке мікроруйнування гірських порід [Korchin, 2006].

За подальшого збільшення глибини “занурення” породи, тобто програмного збільшення

діючих тиску і температури ($P > 5,5$ кбар, $T > 300$ °C $H_{\text{екв}} > 25$ км) (табл. 1), спостерігається інтенсивне зростання пружних параметрів породи, знижується двійникування і мілонітизація мінералів та розширення міжзернових границь. Зменшується кількість мікротріщин. Активізується переорієнтація і розворот зерен кварцу, біотиту, плагіоклазу, що сприяє удосконаленню породи загалом. Вдосконалюється і мікроструктура окремих мінералів – збільшуються блоки мозаїки за рахунок зменшення густини дислокації в блоках і збільшення її в міжзернових границях. Зменшується відносна деформація породоутворюючих

зерен мінералів (зменшуються в них густина дислокацій, дефекти упакування, двійники). Виявлені перетворення мікроструктури породи відбуваються за рахунок переповзання, анігіляції, локалізації дислокацій, збільшення дислокаційних смуг у результаті консервативного ковзання. Сукупність описаних змін мікроструктурного поля елементів породи свідчить про те, що на глибинах ($H > 15 \div 20$ км), слідом за зоною низьких швидкостей, спостерігається пружно-пластичне високо-температурне ущільнення порід.

Комплекс мінерально-структурних змін порід у термодинамічних умовах глибин від 3–5 км до 12–15 км свідчить про наявність тут властивості порід, що характерні для їх катакlastичного перетворення. У цьому інтервалі РТ-змін відбувається розущільнення мінерального середовища – явище дилатансії. Основний його механізм – спільна дія в середовищі зростаючих, нерівномірно розподілених по об'єму зразка неоднорідних напружень, які іноді досягають у локальних міжзернових контактах значень, більших від межі міцності окремих мінералів, що призводить до крихких руйнувань середовища на мікрорівні. Такому розущільненню сприяють різноорієнтовані анізотропні коефіцієнти лінійного розширення окремих мінералів, ефект руйнування газозов'язаних включень, міграція вільної води і газу по мікротріщинах породи. Ці мікроструктурні порушення породи готують ґрунт для її істотних перетворень у разі подальшого збільшення тиску і температури. Після ущільнення породи долучаються механізми, що характерні для пластичних деформацій середовища. За рахунок речовинних і структурних (на рівні елементарних дефектів) перебудов відбувається удосконалення породи, що інтенсивно поліпшує її пружні характеристики (зростають густина і швидкість поширення пружних хвиль). Отже, з деякими припущеннями можна стверджувати, користуючись геологічною термінологією, що в інтервалі глибин 20–40 км спостерігається процес регіонального метаморфізму.

Динаміка зон низьких швидкостей

Отже, зони низьких швидкостей у земній корі є об'єктивною реальністю і результатом структурних перетворень порід в умовах впливу тиску і температур, характерних для певних глибин літосфери. Вони виникають у тих випадках, коли градієнт температури на відповідних глибинах перевищує певний поріг і тиск не може компенсувати порушення мінерального середовища, зумовлене дією температури. Експериментально і розрахунково показано, що умови виникнення термобаричних зон аномальної поведінки мінеральної речовини на визначених глибинах дуже чутливі до температурних режимів, що діють на мінеральну речовину на цих глибинах. Інакше кажучи, флуктуації температури на глибинах 7–20 км можуть змінювати параметри зони низьких

швидкостей, збільшуючи їх або зменшуючи, аж до їхнього зникнення.

Причиною такого явища може бути зміна теплового режиму за рахунок зміни фізичних характеристик порід у зоні. Експериментально підтверджено, що існує тісний зв'язок у різних РТ-умовах між теплопровідністю порід і їх пружними характеристиками. Якщо припустити, що в мінеральній речовині земної кори передавання тепла здійснюється переважно фононною теплопровідністю, то її величину можна оцінити з простого виразу [Кутас, 1978; Лебедев и др., 1986, 1980; Любимова, 1968]:

$$l_{\phi} = \frac{1}{3} C_{yo} r V_{\phi} l_{\phi} = \frac{d_0 b V_{cp} r}{3 m g^2 T} \approx B \frac{V_m r^{-1/3}}{T} \quad (4)$$

де C_{ud} – питома теплоємність, ρ – густина, V_{ϕ} – середня швидкість пробігу фононів, дорівнює середній швидкості поширення пружної хвилі:

$(1/V_p^3 + 2/V_s^3)^{-1/3}$, l_{ϕ} – середня довжина вільного пробігу фононів, δ_0 – середня константа решітки, β – стисливість, μ – середня молекулярна вага, γ –

параметр Грюнайзена $g = \frac{d \ln q}{d \ln r}$, T – температура,

θ – температура Дебая, B – постійний коефіцієнт, що об'єднує постійні параметри, а також ті, що є незалежними від РТ-умов земної кори.

З наведеного співвідношення випливає, що зміна теплопровідності в земній корі в якомусь інтервалі глибин залежить прямо пропорційно від зміни пружно-густинних характеристик мінерального середовища та обернено пропорційна температурі. Розрахунками і експериментальними даними $V_p=f(PT)$, $\lambda=f(PT)$ було показано [Лебедев и др., 1980; Коболев и др., 2007], що теплопровідність порід у земній корі змінюється подібно $V_p=f(H)$, тобто на залежності $\lambda=f(H)$ виділяються області мінімальних значень, що збігаються з такими для швидкостей (рис. 4).

Отже, зона низьких швидкостей у земній корі характеризується зниженими значеннями λ і є відбиваючим горизонтом для теплового потоку, джерелом якого є термоактивні процеси на великих глибинах. За класичними законами термодинаміки і теплофізики, наявність шару зі зниженою теплопровідністю на шляху поширення теплової енергії [Нашекин, 1969] призводить до підвищення температури у нижній ділянці зони і зниженню її у верхній.

Отже, порушується рівноважна РТ-умова існування зони низьких швидкостей. Зі зниженням температури у верхній області зони порушується термобарична умова її існування (3). Стан порід верхнього шару зони вирівнюється із станом порід, які лежать вище, і верхня границя зони мігрує донизу. Одночасно, пропорційно різниці теплопровідності мінерального середовища зони і нижньої частини підстилаючих її порід відбувається перегрівання підшви зони, що призводить

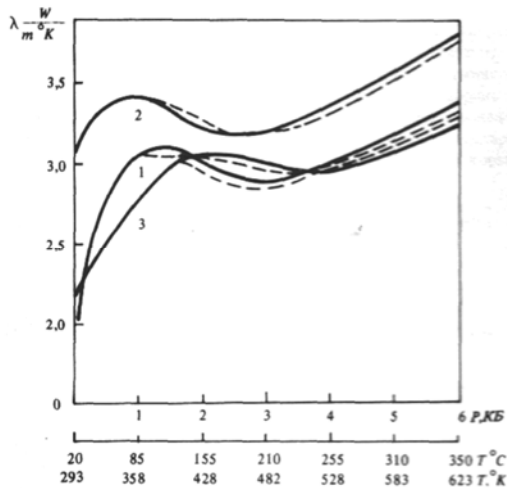


Рис. 4. Теплопровідність гірських порід при різних термобаричних умовах
1 – граніт, 2 – кварцит, 3 – чарнокіт (суцільні лінії – за даними експериментальних вимірювань, пунктирні – розраховані за пружними параметрами).

до порушення знову ж умови (3) і нижня границя зони опускається донизу в область вищого тиску. Останнє зупиняє ріст зони за рахунок компенсації термічних структурних порушень порід тиском. Отже, зона змінює свою конфігурацію – її потужність може збільшуватися (зі збільшенням інтенсивності глибинного теплового потоку), чи вона зникає (зі зниженням надходження достатнього тепла з глибини). Подібна нестійкість, нестабільність термодинамічної зони низької швидкості зумовлює епізодичність її прояву в земній корі, а також її міграцію по глибині і горизонталі [Трипольський, Шаров, 2004].

Висновки

Експериментальними лабораторними даними ($V_{p,s}=f(P,T)=f(H)$) та аналізом матеріалів глибинного сейсмічного зондування встановлено, що в земній корі на глибинах 3–25 км існують зони низьких швидкостей (хвилеводи) термодинамічної природи.

За тиску і температури, які характерні для глибин зон інверсії швидкості, породи розуцільнені переважно в області міжзернових контактів, спостерігається ефект дилатансії зі слідами катакластичних перетворень. Наведені структурні зміни порід у зоні низьких швидкостей у разі збільшення глибини залягання порід (тиску і температури, які впливають на зразок породи) зникають за рахунок пружно-пластичного перетворення останньої подібно регіональному метаморфізму. Зони низьких швидкостей термодинамічної природи у земній корі нестійкі і чутливі до змін глибинних термодинамічних умов. Їхня конфігурація (потужність, інтенсивність, розташування в земній корі) залежить від глибинних теплових потоків конкретного регіону та теплопровідності порід.

Література

- Коболев В.П., Свищук И.Н., Шаповал В.И., Карнаухова Е.Е. Теплопроводность некоторых гранитоидов Украинского щита в термобарических условиях земной коры // Геофиз. журн. – 2007. – 29, № 3. – С. 37–48.
- Корчин В.А. Термобарическое петроструктурное моделирование земной коры Украинского щита и природа некоторых сейсмических границ // Материалы V-х геофизических чтений им. Ф.Ф.Федынского. – Москва: ГЕОН – 2003. – С. 83.
- Корчин В.А. Структурные особенности минеральной среды в РТ-условиях различных глубин земной коры // Геофиз. журн. – 2007. – 29, № 3. – С. 49–77.
- Корчин В.А. Коровые термобарические преобразования минерального вещества и связанное с ними сейсмическое вертикальное расслоение литосферы / Материалы наукової конференції “Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища”. 6-10 жовтня, 2008, Львів. – Львів: Сполум, 2008. – С. 36–38.
- Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и теоретическая модель земной коры. — К.: Наук. думка, 1978. — 140 с.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А. Упругие характеристики минерального вещества в термобарических условиях земных недр // Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Acad. Sci. Hung. – Budapest: Academiai Kiado. – 1979. – 14, 1-2. – Р. 181–226.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А., Савенко Б.Я., Шаповал В.И., Шепель С.И. Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы. – К.: Наук. думка, 1986. – 200 с.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А., Шепель С.И., Савенко Б.Я., Шаповал В.И., Буртный П.А. Петрофизические исследования при высоких РТ-параметрах и их геофизические приложения. – К.: Наук думка, 1988. – 248 с.
- Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А. Исследования воздействия высоких температур и давлений на изменение скорости в изверженных и метаморфических горных породах // Геофиз. сб. АН УССР. – 1969. – Вып.31. – С. 75-92. – Вып.32. – С. 5–17.
- Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А., Правдивый А.А. Определение теплопроводности минерального вещества по акустическим измерениям в различных термобарических условиях // Геофиз. журн. – 1980. – 11, № 5. – С. 33–39.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. – М.: Наука, 1968. – 279 с.
- Нашекин В.В. Техническая термодинамика и теплопередача. — М.: Изд-во “Высшая школа”, 1969. – 560 с.

Структура земной коры Центральной и Восточной Европы. – К.: Наук. думка, 1980. – 280 с.
Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. – 159 с.
Korchin V.A. Thermobaric Seismic Stratification of the Lithosphere // 12 International Symposium on Deep Structure of the Continents and their

Margins. September 24-29, 2006. Shonan Village Center, Hayama, Japan. – NHA-P02.

Korchin V.A., Kobolev V.P., Burtny P.A., Karnaukhova E.E. The thermobaric nature of the low seismic velocities zone's in the Earth crust // Международный научно-практический семинар "Модели земной коры и верхней мантии". 18-20 сентября, 2007 г. Санкт-Петербург, Россия. (CD ROM).

КОРОВЫЕ ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА И СВЯЗАННОЕ С НИМИ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАССЛОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

В.А. Корчин

Методом сопоставления экспериментальных данных лабораторного изучения упруго-плотностных характеристик горных пород (V_p , V_s , ρ) в зависимости от давления и температуры, изменяющихся по программам, соответствующих их распределению с глубиной для конкретного региона, и материалов глубинного сейсмического зондирования установлено, что в земной коре на глубинах 3–25 км существуют зоны низких скоростей (волноводы) термодинамической природы. Структурно-физическими исследованиями образцов пород после дискретной PT нагрузки показано, что при давлении и температурах, характерных для глубин зон инверсии скорости, породы разуплотнены в основном в области межзерновых контактов. Наблюдается эффект дилатансии со следами катакlastических преобразований. С увеличением глубины залегания пород указанные структурные изменения минерального вещества исчезают за счет упруго-пластического преобразования структуры пород, подобно региональному метаморфизму. Зоны низких скоростей термодинамической природы в земной коре неустойчивы и чувствительны к изменениям глубинных термодинамических условий. Их конфигурация (мощность, интенсивность, расположения в земной коре) зависит от глубинных тепловых потоков конкретного региона и теплопроводности пород.

Ключевые слова: земная кора; скорости продольных волн; зона низких скоростей; лабораторные термобарические исследования пород.

CRUST TERMOBARIC TRANSFORMATIONS OF MINERAL MATTER AND CONNECTED WITH THEM SEISMIC VERTICAL STRATIFICATION OF LITHOSPHERE

V.A. Korchin

In the recent years fragmentary crustal low velocity zones were revealed by DSS profiles at depths of 3–25 km around the Earth. In most cases they are considered as thermodynamical phenomena rather than a result of changing composition when mineral material is transformed by pressure and temperature at the depth of their occurrence. Multimethod laboratory studies of sample show that under PT conditions at 5–15 km depths rocks are subjected to cataclastic and dilatational changes. A major mechanism responsible for this behaviour is a resultant effect of irregular and differently oriented tensions in the sample. In contacts between grains they reach values which exceed the strength limit of individual minerals that destructs integrity medium at a microlevel. Here the rocks are characterized by low Young and shear modules, high brittleness (low Poissons's ratio), high discompaction (high dilatancy), low thermal conductivity (λ). The inversion zones in most cases well coincide with low velocity zones in the Earth's crust from DSS profiles. As low velocity zones result from temperature destruction of rocks uncompensated by pressure at 5–18 km depths, instability of the crustal thermobaric zones of low velocity result in their episodic occurrence in the crust and their vertical and horizontal migration depending on temperature fluctuations in the crust.

Key words: Earth's crust; longitude wave velocity; low velocity zones; laboratory termobaric investigations of rocks.