

УДК 55:553.078

ОСОБЛИВОСТІ ГЛИБИННОЇ БУДОВИ ЛІТОСФЕРНОЇ ЧАСТИНИ МАНТІЇ ДАВНІХ ЩИТІВ І ПЛАТФОРМ З ПОГЛЯДУ ПОТЕНЦІЙНОЇ АЛМАЗОНОСНОСТІ

Ю. Федоришин, М. Яковенко, Ю. Мицишин, Н. Тріска

*Львівське відділення Українського державного геологорозвідувального інституту
вул. Пасічна, 38а, м. Львів, 79038, e-mail: lv_ukrdgri@polynet.lviv.ua
myroslavakoshil@ukr.net
geologist@bigmir.net*

Розглянуто можливість розділення літосферних сегментів (мегаблоків, блоків) у межах докембрійських щитів і платформ за завершеністю розвитку, яка є функцією інтенсивності й тривалості процесу флюїдної дегазації мантії, деплетованості літосферної частини мантії і виражена потужністю літосфери та складом земної кори. Аналіз мантійної частини літосфери й астеносфери, який ґрунтується на сучасних досягненнях петрології та експериментальної мінералогії у вигляді широкого спектра петролого-геохімічних даних, зведений до низки послідовних і достатньо обґрунтованих положень. У сукупності з глибинними геофізичними дослідженнями їх можна успішно використати для прогнозування алмазонасності давніх щитів (платформ), виявлення потенційно алмазонасних площ (природних меж кімберлітових полів) і ділянок локалізації груп тіл (окремих тіл) залежно від масштабу досліджень і детальності використаних матеріалів.

Ключові слова: щит, мегаблок, блок, літосфера, земна кора, верхня мантія, астеносфера, алмазонасність, кімберлітовий розплав.

Єдиними методами, які дають змогу проникати на великі глибини в надра Землі й вивчати особливості структури та поширення глибинних оболонок, є геофізичні й петрологічні. Петрологічні ґрунтуються на вивченні глибинних ксенолітів. Найпоширенішими серед геофізичних методів є сейсмічний та різні його модифікації – глибинне сейсмічне зондування (ГСЗ), метод відбитих хвиль (МВХ), метод спільної глибинної точки (МСТ) тощо. Отримані в такий спосіб дані забезпечують найвищу інформативність, детальність і точність, ґрунтуючись на визначенні швидкісних параметрів середовища земної кори й мантії, сейсмічних меж і окремих їхніх фрагментів, ступеня розшарованості консолідованої кори, верхньої мантії та перехідного коро-мантійного шару, їхньої потужності, виявленні хвилеводів, особливостей будови зон глибинних розломів тощо. Можна вважати, що сейсмічний метод та різні його модифікації дають унікальну змогу проведення глибинного геофізичного картування, вивчення внутрішньої будови глибинних структур, що виходять на поверхню, пов'язану з цими структурами рудоносність і, як наслідок, тектонічного та металогенічного районування поверхні щитів і платформ.

Широкомасштабне сейсмічне вивчення глибинної будови літосфери за останні десятиріччя і вдосконалення методик суттєво змінило уявлення про її структуру. З'ясовано

[50], що найбільш неоднорідною в межах давніх структур є верхня частина кори. Серед тих меж, що впевнено виділяються за стабільністю і контрастністю, є межі між осадовим комплексом чохла та кристалічним фундаментом (поверхня консолідованої кори) і між консолідованою корою та верхньою мантією (межа М). Усі інші межі в земній корі та літосферній мантії простежені здебільшого фрагментарно. Спроби кореляції глибинних меж не завжди є успішними й однозначними не лише між щитами, а й на окремих щитах і в мегаблоках.

Найважливішими особливостями середовища, які об'єднують літосферу й астеносферу, є неоднорідність будови, складу і фізичного стану (мінливість швидкісних і густинних параметрів тощо) [1, 40–43, 49, 55–57, 59–61]. Неоднорідності утворюються завдяки різноманітним за природою та масштабом прояву процесам, провідними серед яких є фізико-хімічні (поліморфний, електронний і фазовий переходи, а також хімічна перебудова речовини верхньої мантії) [47]. Важливе значення має швидкість, з якою відбуваються зазначені процеси. Вони безпосередньо визначають головні закономірності будови й динаміки тектоносфери, генерування розплавів на різних глибинних рівнях, вулканічну та інтрузивну діяльність, просторове розташування родовищ корисних копалин. Кінцевим підсумком є утворення різноглибинних і різномасштабних неоднорідностей. Вони можуть мати різкі або розсіяні (дифузні) межі типу фаціальних переходів петрографічного або літологічного характеру тощо.

Стосовно астеносфери й літосфери, то їх ми розглядаємо як поняття геофізичні або петрологічні. Геофізична суть літосфери передбачає наявність доволі жорсткого у механічному плані стану, за якого теплопередавання відбувається за кондуктивним принципом. На відміну від літосфери, в астеносфері теплопередавання конвективне [2]. За [32], межа літосфери й астеносфери пов'язана з шаром, якому властиве зменшення швидкості поширення сейсмічних хвиль (шар Гутенберга). Значення теплових потоків і швидкості поширення сейсмічних хвиль під докембрійськими структурами свідчать, що потужність літосфери під ними може досягати 200 км і більше. Наприклад, за даними Д. МакКензі [63], під Каапваальським кратоном (Південна Африка) потужність літосферного шару досягає 165 км, а термальний перехідний шар між літосферою й астеносферою має потужність 20 км. Для Сибірської платформи [16] подошва термічної і сейсмічної літосфери розташована на глибині ≥ 200 км без урахування перехідного термального шару. За сейсмічними даними аналогічні шари (хвилеводи) з інверсією швидкості сейсмічних хвиль під кратонами зафіксовані на глибинах 80–100 і 150 км (для Сибірської платформи). Їхня потужність не перевищує 20–30 км. Найвитриманішою для щитів і платформ вважають межу на глибині 80–100 км. За даними інтерпретації матеріалів ГСЗ, між межею М і зазначеною межею середовище доволі однорідне. На більших глибинах воно втрачає однорідність і має мінливі параметри, виявляючи анізотропні властивості. Низка виявлених особливостей дає підстави вважати, що межа, яку фіксують в інтервалі 80–100 км, поділяє верхню мантію на гомогенну й ослаблену гетерогенну, у подошві якої фіксують глибинні розломи. У ксенолітах з кімберлітів Сибірського кратону [45] на глибинних рівнях 80–100 і 150 км виявлено ознаки плівкового плавлення. Ці рівні виразно прив'язані за глибиною до шарів зі зниженими швидкостями сейсмічних хвиль – реологічно ослаблених (інверсних) шарів.

Модель верхньої мантії, яку побудовано для Сибірського кратону, не відрізняється від моделей інших кратонів. У ній наявні три шари зі зниженою швидкістю поширення сейсмічних хвиль на глибинах 74–113, 140–170 і 200–240 км. Швидкість на межах цих шарів змінюється стрибкоподібно. Виникнення зазначених аномальних зон пов'язують

з частковим плавленням мантії речовини, яке відбувалось протягом минулих геологічних епох і зумовлене тривалим геологічним розвитком континентальних областей, підняттям у напрямі до поверхні (спливанням) скупчень легкоплавких (некогерентних) компонентів [46]. Припускають також, що ці аномальні шари відображають багатостадійність становлення літосфери, а вертикальна швидкісна неоднорідність є наслідком хімічної неоднорідності. Такий висновок зроблено на підставі сейсмічних даних [58]. Висловлюють також припущення, що шари зі зниженою швидкістю представлені первинною мантією речовиною (протолітом), а середовище, яке їх розділяє, – тугоплавким компонентом (реститом) первинної мантії речовини (дуніт і перидотит), утвореної внаслідок розігрівання й подальшої деплетації.

За [15], особливості розподілу шарів зі зниженою швидкістю поширення сейсмічних хвиль за глибиною можна пояснити, знаючи температури мантії речовини для минулих геологічних епох і нині, оскільки причиною зміни температури мантії з часом є перерозподіл теплогенерувальних компонентів у літосфері. Модель геотерм, яка ілюструє ефект зміни розподілу теплогенерувальних компонентів у літосфері (спалахи енергомасоперенесення і, відповідно, занурення межі літосфера–астеносфера на більші глибини), свого часу розробили В. Руднік з колегами [36] для теплового потоку, зафіксованого на поверхні Землі (рис. 1).

Цей тепловий потік становить близько 41 мВт/м^2 , що типово для докембрійських платформ. Глибину підшови термальної літосфери в цьому випадку визначають як точку перетину геотерм з мантією адиабатою, якій відповідає температура $1\ 200\text{--}1\ 300\text{ }^\circ\text{C}$ на поверхні Землі (див. рис. 1). На рис. 1 крива 1 означає, що в літосфері нема теплогенерувальних елементів (шарів зі зниженою швидкістю). Це свідчить [36], що потужність літосфери становить близько 85 км. Криву 2 розраховано для випадку, коли половина теплового потоку генерується в корі, інша половина – у літосферній мантії, а підшовка літосфери розташована на глибині не більше 180 км (максимально можлива глибина розташування покрівлі другого шару зі зниженими швидкостями пружних хвиль). Така ситуація властива Сибірській платформі, зокрема Якутській кімберлітовій провінції. Крива 3 розрахована для випадку, коли половина теплового потоку генерується в корі, половина – у літосферній частині мантії, а конвективна (астеносферна) мантія продукує ще додатковий тепловий потік. Такі умови можуть бути в літосфері з максимально можливою (?) потужністю близько 300 км. Для Сибірської платформи, за даними сейсмічного моделювання, максимальною вважають потужність літосфери 260 км, тоді як петрологічні дані засвідчують максимальну потужність на рівні близько 180 км [45].

Отже, з накопиченням теплогенерувальних компонентів у корі область (області) зі зниженою швидкістю сейсмічних хвиль зміщується на глибину, і потужність літосфери збільшується. Аналогічний висновок випливає з результатів, отриманих О. Тихоновим з колегами [48], з огляду на еволюційні циклічні процеси у верхній мантії протягом трьох останніх мільярдів років, які були зумовлені радіоактивним розпадом (стадійність розвитку верхньої мантії, утворення осередків підплавлення). Ці процеси також сприяли хімічному розшаруванню мантії.

За петрологічними даними [62], підшовка літосфери відповідає стрімкій зміні напрямку геотерм, які отримані на підставі визначення РТ-параметрів глибинних ксенолітів з кімберлітових трубок різних провінцій. Зміна напрямку геотерм за ксенолітами з кімберлітових трубок Якутії та Південної Африки фіксована на різних глибинних рівнях – від 140 до 180 км – унаслідок того, що окремі літосферні сегменти мають глибинні літос-

ферні виступи (кілі). Кілі є ознакою зростання потужності літосфери в таких сегментах на десятки кілометрів. Верхня частина області переходу від літосфери до астеносфери – це своєрідна перехідна (термальна) зона, складена переважно деформованими перидоти-

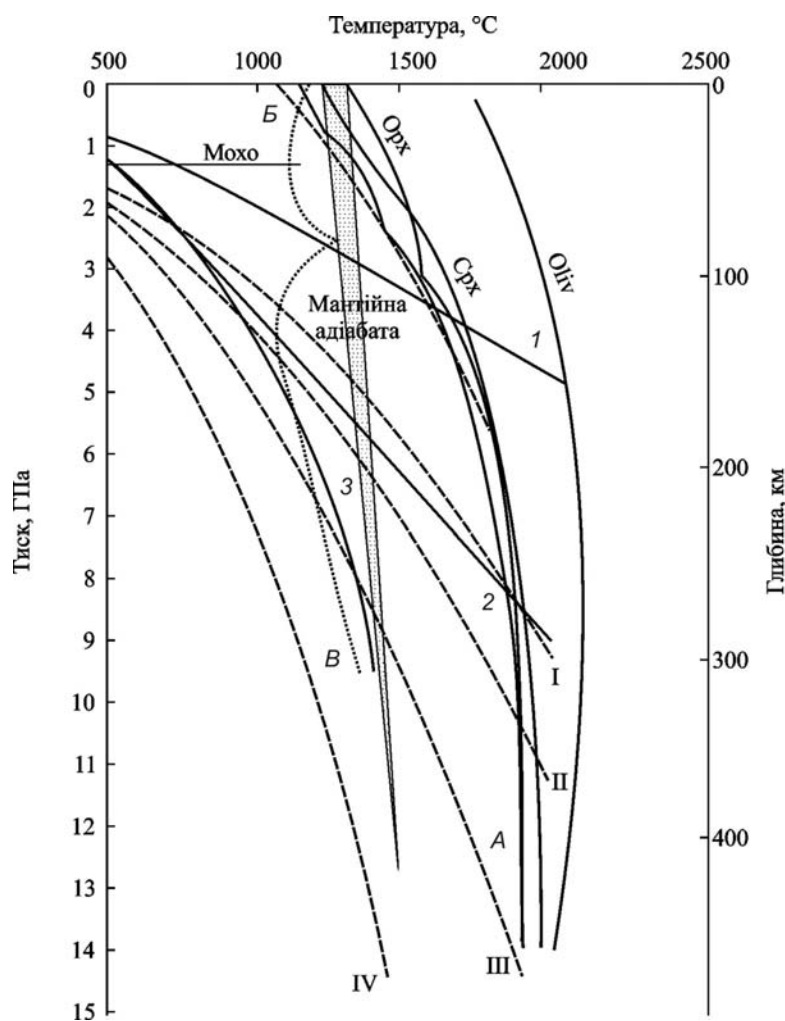


Рис. 1. Залежність температури від глибини та криві солідуса [36].

Солідус: А – сухих перидотитів; Б – піроліту; В – системи перидотит– CO_2 (5 мас. %) і H_2O (<0,1 і >0,02 мас. %); Орх, Срх, Олів – криві солідуса, відповідно, для орто-, клінопіроксену, олівіну; 1–3 – моделі геотерм, які ілюструють вплив розподілу теплогенерувальних компонентів для теплового потоку на поверхні зі значенням 41 мВт/м²: 1 – нема теплогенерувальних компонентів у літосфері; 2 – половина поверхневого теплового потоку забезпечена корою; 3 – половина поверхневого теплового потоку забезпечена корою, однак є додаткове тепло конвективних потоків астеносфери; I–IV – моделі геотерм, які відповідають тепловому потоку на поверхні зі значенням 41 мВт/м² за різного теплогенерування земної кори: I – мінімальне теплогенерування; IV – максимальне теплогенерування. Потужність кори для всіх випадків становить близько 40 км.

тами. На цій підставі прийнято вважати, що безпосередньо астеносферна речовина відрізняється від речовини літосфери флюїдонасиченістю і є джерелом походження мегакристалічних утворень [64]. Вона, залежно від напрямку конвективного потоку (висхідного високотемпературного або низхідного з нижчою температурою), може руйнувати підшову літосфери або нарощувати її. З огляду на це вважають, що межа літосфера–астеносфера не залишається на сталій глибині в епохи активізації, які пов'язані з накопиченням тепла біля підшови літосфери й утворенням астеносферних виплавок, у тому числі кімберлітового (лампроїтового) складу. Унаслідок виверження на поверхню кімберлітових розплавів мегакристалічні утворення потрапляють з астеносфери, а деформовані перидотити – з перехідної області і нижньої частини літосфери. Такі явища характерні в разі термального збудження астеносфери в період тектономагматичної активізації.

Особливий інтерес до складу і будови астеносфери з геолого-петрологічного погляду зумовлений тим, що в ній відбуваються процеси, які впливають на перетворення в літосфері й формують поверхню земної кори. Моделі астеносфери є різними й дискусійними відповідно до поглядів на те, що таке астеносферне середовище. Більшість моделей, які розроблені за останні сорок років, характеризують астеносферу як частково розплавлений, недеплетований, на відміну від літосфери, флюїдонасичений шар [18, 38]. Це підтверджене даними вулканології і палеовулканології [13] щодо глибини генерування магм. За геофізичними даними, в астеносферному шарі відбувається помітне сповільнення швидкості поширення сейсмічних хвиль (до 12 %), зміна електропровідності та інших аномальних властивостей, які відповідають уявленню про часткове розплавлення. Вважають, що ефект розплавлення, який є причиною аномальності астеносфери, зумовлений плівковим флюїдом, що обволікає зерна протоліту і за властивостями подібний до метаморфогенного [44, 46]. З'ясовано, що ефект хвилеводу досягається невеликою кількістю плівкового розплаву (щонайбільше перші відсотки), насиченого легкими компонентами (H_2O , CO_2 , H_2 , N_2 тощо) та силікатами [2, 4, 9, 13, 23, 26, 30, 62, 63].

Суперечливими є питання швидкості просування флюїдизованих (кімберлітових і лампроїтових) розплавів до поверхні землі та причини, які спонукають ці розплави рухатись. На думку Т. Посухової [31], індикатором швидкості може бути коесит. Відомо, що це поліморфна модифікація SiO_2 , яка є стійкою лише за високих значень тиску й температури. За експериментальними даними, коесит за температури до $700^\circ C$ та за наявності води менше ніж через 10 год переходить у кварц. Часткова збереженість цієї поліморфної модифікації в ксенолітах кімберлітів свідчить, що швидкість підймання розплаву до поверхні Землі може досягати 10 км/год і більше. Така висока швидкість можлива лише за умови участі флюїдів у формуванні кімберлітового (лампроїтового) розплаву. Однак причиною рухливості флюїдонасиченого розплаву, на думку [13], є не лише досягнення певної граничної концентрації флюїду, а й додаткове розігрівання. Сприятливий збіг зазначених обставин на певній ділянці зони переходу літосфера–астеносфера (ослаблена зона) робить астеносферу легшою, ніж літосфера, що її перекриває. Оскільки така система гравітаційно нестійка, то, згідно з [7], завдяки стрімкому зниженню в'язкості флюїдонасичений розплав активно руйнує підшову літосфери і дренає по її ослаблених зонах. У верхніх горизонтах мантії спрацьовує явище декомпресії, в'язкість знижується ще на декілька порядків, що забезпечує швидке просування розплаву.

Важко переоцінити значення інформації, отриманої на підставі вивчення глибинних ксенолітів, винесених кімберлітами, оскільки ці дані є безпосередньою (первинною)

інформацією щодо складу літосфери і перехідного шару літосфера–астеносфера. Різноманітність ксенолітів засвідчила, що субстрат, з якого вони вилучені, мав надзвичайно неоднорідний склад (суміш перидотитів і еклогітів з кількісним переважанням перидотитів), і дала змогу судити про склад і структуру верхньої мантії на підставі розрізів за геотермами. З'ясовано, що літосферна частина мантії під докембрійськими платформами і щитами в інтервалі глибин стійкості графіту й алмазу має не лише неоднорідний склад, а й досить високий ступінь диференційованості. Вивчення асоціацій глибинних ксенолітів і високобарних мінералів у різних кімберлітових провінціях світу [45] довело закономірну повторюваність головних петрографічних типів і мінеральних асоціацій та постійне їхнє представницьке співвідношення (однакове поширення). У ксенолітах ультраосновного складу (як алмазонасних, так і без алмазів) з глибиною зменшується кількісний вміст глинозему, зростає вміст багатих на хром піропів і гарцбургітів-дунітів з піропом. Надзвичайно різноманітний хімізм алмазовмісних еклогітів [39]. З огляду на це постає питання: яким є просторовий, часовий і генетичний зв'язок, а також взаємодіювання між різними типами глибинних порід і якою є внутрішня структура літосфери?

Статистика вивчення ксенолітів з кімберлітів засвідчує суттєву кількісну перевагу ультраосновного парагенезису над основним (еклогітовим). Породи першого типу за структурними особливостями й температурною ознакою утворюють дві групи – зернисті (перекристалізовані) перидотити і деформовані (катаклазовані) перидотити. Породи першої групи мають нижчі порівняно з породами другої групи значення РТ-параметрів рівноваги. Серед них переважають гарцбургіти і лерцоліти. Їхньою особливістю є низький вміст гранату, клінопіроксену та деплетованість базальтоїдними компонентами. В ряду фацій глибинності вони належать до шпінелевої, шпінель-гранатової та гранатової фацій, будучи реліктами, які утворились на стадії формування давньої кори в процесі виплавлення розплавів коматіт-базальтового складу [14, 39]. Для них характерні структурні ознаки метаморфічної перекристалізації і розпаду. Наявність кристалів ортопіроксену ексклюзійного типу свідчить про існування раннього етапу в еволюції верхньої частини верхньої мантії, коли вона перебувала у більш розігрітому (мокрій солідус), підплавленому стані, а пізніше дуже повільно охолоджувалась і кристалізувалась.

Друга група представлена деформованими (катаклазованими) перидотитами. На геотермах [14], які відображають зміну температурного режиму верхньої мантії під докембрійськими платформами (щитами), виділяють літосферну частину мантії, яка складена головно перидотитами першої групи, перехідну частину від літосфери до астеносфери та астеносферну область, представлену деформованими перидотитами.

На підставі даних еволюції глибинних ксенолітів і породоутворювальних мінералів у них, особливостей структури й параметрів термобаричної рівноваги постало питання стосовно літологічної стратифікації верхньої мантії. Особливої актуальності воно набуло тоді, коли стало очевидним, що на деяких геотермах, побудованих за РТ-параметрами глибинних ксенолітів, породи різних петрографічних і хімічних типів “прив’язані” до певних глибинних рівнів (рис. 2).

Зокрема [45], залізисті вебстерити в районі розташування кімберлітових трубок Північного Лесото і Монастері (Південна Африка, південна частина Каапваальського кратону) розташовані безпосередньо в підкоровій частині мантії, яка відповідає $P = 13\text{--}19$ кбар (40–60 км). У районі кімберлітових трубок Беллсбанк, Франк Сміт і Кофіфонтейн асоціація двопіроксенових мегакрист ексклюзійного походження розташована в інтервалі $P = 33\text{--}51$ кбар (100–150 км). Ксеноліти з кімберлітів трубки Удачная на тлі геотерми щитів ($41\text{--}40$ мВ/м²) приурочені до таких глибинних інтервалів: зернисті гіпербазити

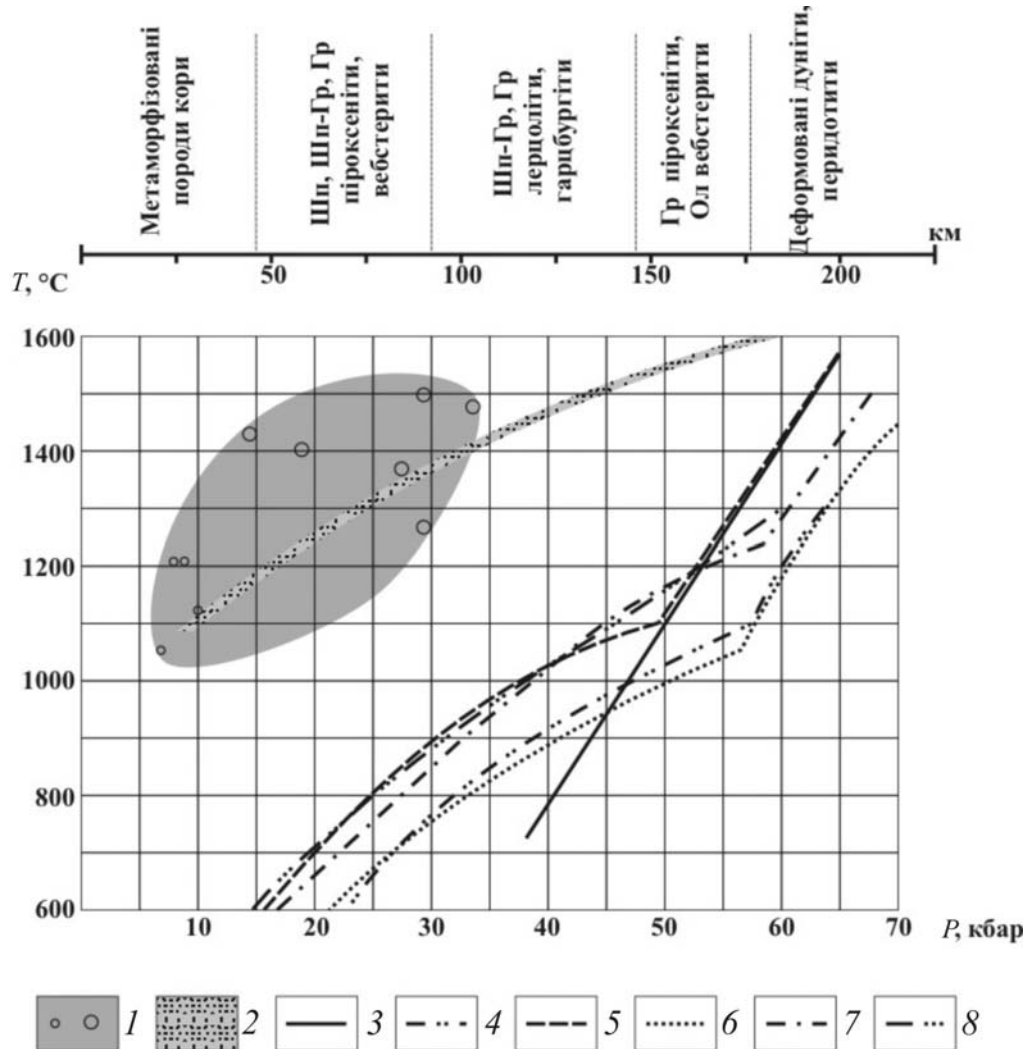


Рис. 2. Еволюція і склад порід літосферної частини мантії в полі P - T -параметрів [14, 44]:
 1 – область “гарячої” стадії гомогенних піроксенів з мегакристалічних метапіроксенів і метабазитових гранулітів; 2 – аналогічно для мантіїних утворень Українського щита [12]; 3 – лінія стійкості графіт–алмаз; 4 – геотерма промислово алмазоносної трубки Удачная (Якутська кімберлітова провінція); 5 – геотерма Північного Лесото; 6 – геотерма Лесото і району Кімберлі; 7 – геотерма Українського щита [12]; 8 – геотерма давніх щитів.

мають значення $P = 14\text{--}41$ кбар (25–110 км) і $T = 558\text{--}868$ °С; піроксеніти й вебстерити відповідають $P = 47,5\text{--}59,0$ кбар (150–175 км) і $T = 896\text{--}1081$ °С; інші взірці піроксеніт-вебстеритової серії за P - T -параметрами розташовані на двох глибинних рівнях – 127–177 і < 85 км (з тенденцією зменшення глибин майже до корового рівня); найбільш високо-

барні та високотемпературні перидотити представлені деформованими лерцолітами з $P = 55\text{--}70$ кбар (150–200 км) і $T = 1\ 130\text{--}1\ 300$ °С, разом з алмазовмісними відмінами.

Оскільки кімберлітові (лампроїтові) розплави генеруються на максимально можливій глибині (перехідний шар від літосфери до астеносфери [28]), то цілком імовірно, що винесені цими розплавами ксеноліти з максимальними РТ-параметрами глибинності безпосередньо свідчать про потужність літосфери і характер її стратифікованості (рис. 3). Узагальнення даних понад п'яти тисяч глибинних ксенолітів 40 трубок різного віку Якутської кімберлітової провінції підтвердило [52], що в напрямі з півдня на північ у

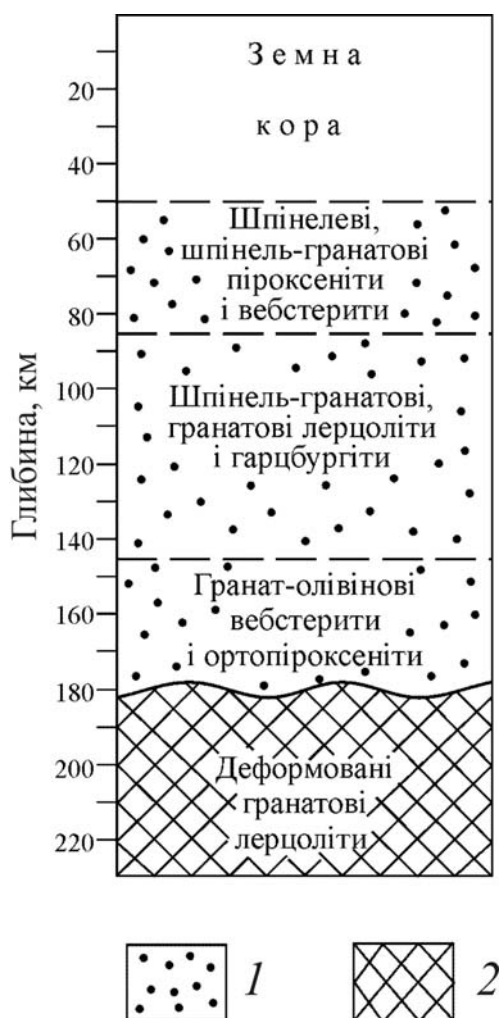


Рис. 3. Петрологічний розріз літосфери Якутської кімберлітової провінції району розташування кімберлітової трубки Удачная [44]:

1 – ультраосновні породи зернистої структури (перекристалізовані); 2 – ультраосновні породи з ознаками деформованих (катаклазованих) структур.

кімберлітах зменшується їхнє різноманіття і кількість, поступово зникають ксеноліти, які відповідають глибині стабільного існування алмазу. Наприклад, на півдні провінції переважають дуніти і гарцбургіти з кнорингіт-піроповим гранатом та верліти з уваровіт-піроповим, деформовані лерцоліти, Mg-Fe еклогіти. У північній частині провінції панівну роль відіграють шпінелеві перидотити, безгранатові гіпербазити, піроксеніти. У підсумку отримуємо картину, яка свідчить про значно меншу глибину деплетованості мантиї північних районів провінції, що рівноцінно зменшенню потужності літосфери. Закономірно, що в північному напрямі алмазонасність кімберлітових трубок зменшується (до 1–0 умовн. од.) [54]. Наприклад, у промислово алмазонасній трубці Айхал [53] кількість ксенолітів, які містять алмаз і відображають умови стабільного існування алмазу, досягає 50 %. На цій підставі можемо стверджувати, що розплавлення алмазовмісних порід привело до “збагачення” кімберлітового розплаву кристалами алмазу та його мінералами-супутниками. Аналогічну закономірність простежують і для кімберлітових трубок Південної Африки. В неалмазонасних і убогалмазонасних трубках серед ксенолітів суттєво переважають або винятково наявні породи малоглибинних фацій (шпінелеві лерцоліти, слюдисті гіпербазити, піроксеніти). В алмазопродуктивних тілах є дуніти, гарцбургіти, Mg-Fe еклогіти, деформовані лерцоліти і верліти.

За даними [8, 29] стає очевидним, що глибина розташування подошви літосфери латерально мінлива в широких межах, максимальна глибина її положення характерна лише для “локальних” глибинних виступів (кілів). Тільки вони можуть проникати в мантию на глибину до 250–300 км.

Для всіх вивчених кімберлітових трубок на території Якутії та Південної Африки, які схарактеризовані геотермами, визначено точкову ділянку стрімкої зміни напрямку геотерм. Ця ділянка розташована в певному інтервалі глибин і відповідає межі переходу літосфера–астеносфера. Під докембрійськими щитами глибини можуть змінюватись у дуже широких межах – від ~ 80 до ≥ 250 км. У районах розташування промислово алмазонасних трубок зона переходу приурочена до глибини ≥ 150 км.

Отже, отримуємо підтвердження правомірності висновку В. Соболева [38], що нижньою межею тисків для утворення алмазонасних кімберлітових розплавів, відповідно до пограничної кривої рівноваги графіт–алмаз, є межа ≥ 150 км (50–60 кбар). Аналогічного висновку дійшов С. Хаггерті. Учений на підставі аналізу й узагальнення даних багатьох праць довів, що окремі сегменти кратону, розташованого в західній частині Африки (леонський, ебурнейський, ліберійський), докорінно відрізняються за алмазонасністю кімберлітів (рис. 4). Вони наявні лише в межах ліберійського літосферного фрагмента кратону.

Головна причина цього, на думку С. Хаггерті, полягає в особливостях будови зазначених трьох літосферних фрагментів; висловлено припущення, що ліберійський літосферний фрагмент відрізняється від двох інших за потужністю. Іншими словами, для ліберійського фрагмента характерне глибше занурення в астеносферу порівняно з леонським та ебурнейським (рис. 5). Його глибинна частина розміщена нижче межі стабільного існування алмазу (>150 км). Водночас можливе генерування кімберлітового розплаву на менших глибинах, коли потужність літосфери становить ≥ 120 км та є ймовірність створення надлишкових тисків. Можливість виникнення таких тисків та їхня природа остаточно не з'ясовані. Однак є припущення щодо можливої природи таких тисків. На думку Р. Рутланда [37], розвиток тимчасових “надлишкових флюїдних тисків” може відбуватися за умови, що швидкість виділення летких компонентів (H_2O , CO_2) під час перебігу різного роду реакцій у мантиї перевищує швидкість їхнього видалення з систе-

ми. Іншим можливим процесом є виникнення “надлишкових термальних тисків” завдяки термальному розширенню, коли швидкість розігрівання системи перевищує швидкість перерозподілу та зняття напружень. У кожному такому випадку надлишкові тиски можуть досягати значень, достатніх для кристалізації алмазу. Реальність описаних механізмів, що приводять до значного підвищення тиску, підтверджена експериментальними дослідженнями і теоретичними розрахунками, особливо для РТ-умов метастабільного росту, коли водночас наявні алмаз і графіт.

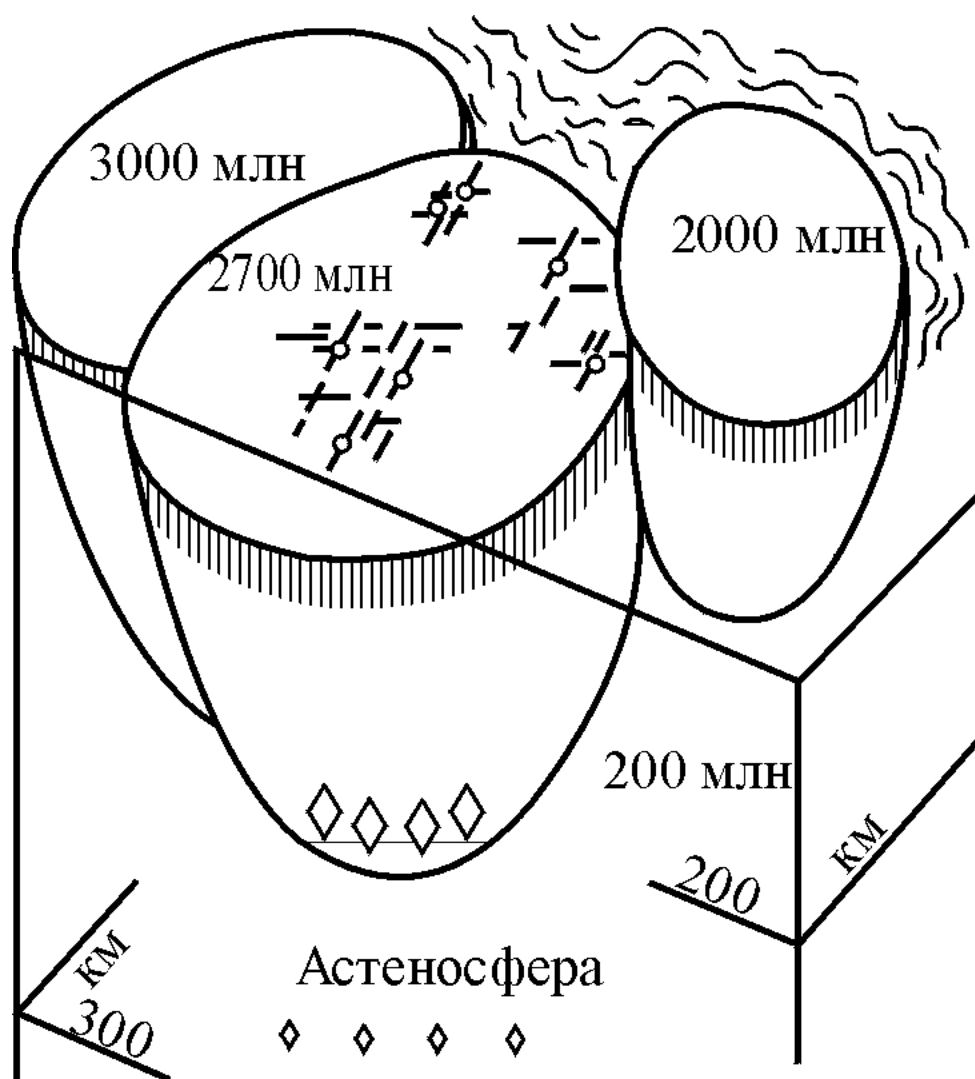


Рис. 4. Інтерпретація будови літосфери Західної Африки у зв'язку з алмазоносністю кімберлітів і віком метаморфічних комплексів [51].

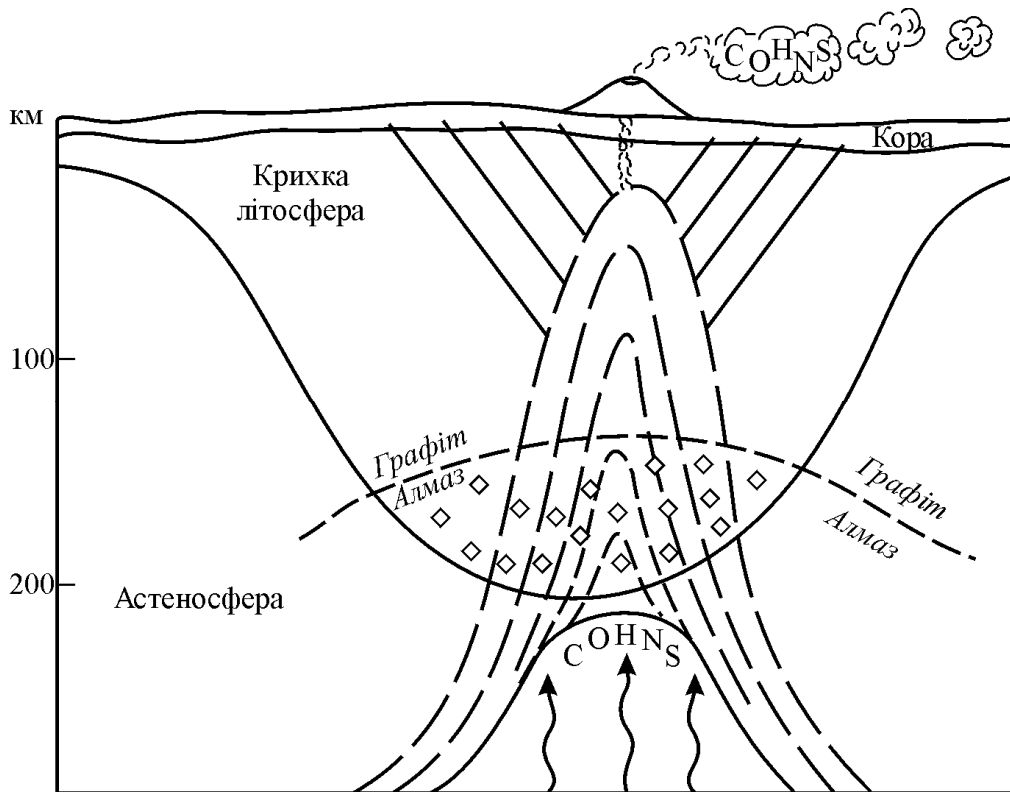


Рис. 5. Ілюстрація зв'язку алмазності з потужністю літосфери та потоками мантійних флюїдів [51].

Отже, дослідження ксенолітів з кімберлітів дає змогу зробити висновок про те, що літосферна частина мантії пройшла тривалий еволюційний шлях, який супроводжувався процесами диференціації мантійної речовини до максимальної глибини ~200–300 км та її охолодженням (зануренням межі між літосферою й астеносферою до зазначених глибин). З'ясовано, що процеси диференціації мантії тривали значний відрізок часу і завершилися близько 2,0–1,7 млрд років тому. Інформацію про час завершення цього процесу фіксують за глибинними ксенолітами [39]: для ксенолітів лерцоліту з базанітів штату Вікторія (Австралія) абсолютний вік за співвідношенням ізотопів Pb становить 2,0–2,5 млрд років; для піропових перидотитів з базальтоїдних трубок Мінусінської улоговини абсолютний вік за цирконом – 1,7 млрд років; для ксенолітів з трубки Робертс Віктор – 2,4–1,7 млрд років. Численні петрографічні, мінералогічні та петрохімічні факти дали змогу простежити синхронну лінію хімічної еволюції плутонометаморфічних комплексів, що формують кристалічні фундаменти щитів і платформ, від метабазитів–ультраметабазитів через ендербіти–чарнокіти до гранітогнейсів–гранітів. Така закономірність є відображенням єдиного процесу еволюції літосфери, який охоплював і земну кору [3].

Особливо інтенсивно цей процес виявився в межах літосферних сегментів, для яких характерні алмазопродуктивні кімберлітові трубки, а потужність літосфери в усіх випадках без винятку перевищує 150 км [3, 6, 33–35]. Яскраво це явище проілюстровано на прикладі вертикальної і латеральної зональності мантійного (глибинного) виступу літосфери Сибірської платформи у вигляді збагачення корово-мантійної колони некогерентними елементами і калієм у напрямі поверхні в районі розташування продуктивних кімберлітових трубок [4]. За глибинністю всі ксеноліти на підставі структурних особливостей розділені на два типи – деформовані та зернисті. Перші розташовані в зоні переходу літосфера–астеносфера (термальному шарі). Якщо термальний шар розміщений на глибині ≥ 150 км (визначено за результатами вивчення ксенолітів), то ксеноліти і кімберліти, які їх винесли, алмазозносні. Деформовані структури у ксенолітах першого типу є наслідком збудження астеносфери під час її тектономагматичної активізації. На геотермах їм відповідають інфлексні ділянки, які фіксують межу літосфери й астеносфери. Ксеноліти зернистої структури, розташовані в деплетованій частині літосфери (вище термального шару) і за РТ-параметрами простежені до межі М, не містять алмазів, а на геотермах розташовані в межах пологої гілки. Петрологічними свідченнями існування вищих температур у цій частині літосферної мантії до її деплетації є наявність ексклюзійних ознак у глибинних мінералах порід шпінелевої, шпінель-гранатової і гранатової фацій, винесених з різних літосферних рівнів. Температури попередньої рівноваги для таких мінералів були вищими щодо останньої геотерми на ≥ 200 °С [44] (див. рис. 2).

Якщо пов'язати потужність літосфери з її стратифікацією в межах давніх платформ, то стає зрозумілим утворення різноглибинних серій порід типу лужні базальти – лужно-карбонатитові комплекси – лампрофіри – непродуктивні кімберліти (лампроїти) – алмазозносні кімберліти (лампроїти). Зі збільшенням потужності літосфери зростатиме глибина флюїдно-магматичного заміщення, яке передбачає руйнування прикореневих частин літосферних блоків. Шпінелеві перидотити з керсутитом і паргаситом є характерною ксеногенною фазою лужнобазальтоїдних комплексів на ділянках з порівняно невеликою (< 120 км, за [14]) потужністю літосфери. Зі зростанням потужності літосфери ці типи ксенолітів змінюватимуться і в межах існування алмазної фації (потужність літосфери > 150 км) будуть представлені гранатовими перидотитами. Закономірно змінюється і характер мантійних метасоматичних заміщень у напрямі посилення ролі калію щодо натрію.

Те, що верхня мантія стратифікована, нині факт загально визнаний і не викликає сумніву. Це з'ясовано у процесі вивчення глибинних ксенолітів, що їх виносять кімберліти й інші мантійні породи. Схеми стратифікації мантії пропонували різні автори, зокрема В. Соболев [38], І. Бакуменко зі співавт. [5], Л. Соловйова зі співавт. [44], Дж. Доусон [14] (рис. 6). Ці схеми різні за ступенем деталізації, однак не суперечать одна одній і розділяють області алмазозносної й неалмазозносної мантії глибинною межею 150 км (~ 50 кбар). Численні петрологічні дослідження в різних районах дали змогу прив'язати ті чи інші типи порід до конкретної глибини [44]. Ксеноліти порід піроксеніт-вебстеритової серії залізистої спеціалізації району розташування трубки Удачная походять з глибини ≤ 85 км (< 30 кбар). Залізисті вебстерити району Північного Лесото і Монастері (південна частина Каапваальського кратону) розташовані безпосередньо на підкоровому рівні – від ~ 40 до 60 км (13–19 кбар). Шпінелеві та шпінель-гранатові піроксеніти й вебстерити з різних кімберлітових трубок північних районів Якутії винесені з глибини 40–80 км (13–27 кбар). Там же відшукали ксеноліти гранатових клінопіроксеніт-вебстеритів-лерцолітів на глибині 50–127 км (22–42 кбар), породи гарцбургіт-

лерцолітової серії – на глибині від ~40 до 125 км (13–42 кбар), ільменіт-гранатові вебстерити й аналогічні деформовані мегакристи – з ~170–180 км (56–59 кбар), пікроільменіт-піропові лерцоліти – з ~170 км (56 кбар). Двопіроксенові мегакристи з реліктовими

Глибина, км	Межі та переходи	Головні типи порід; фази, що вміщують леткі компоненти і пару	Другорядні типи порід
20	Межа Конрада	Фанерозойські осади Породи амфіболітової та зеленосланцевої фацій і грануліти	
	Межа Мохо	Основні грануліти	
40			Лерцоліти та еклогіти з Al-шпінеллю
60		Дуніт/гарцбургіт +/- амфібол +/- доломіт +/- пара CO ₂	“Мариди”
80			Метасоматити (?)
100			
120	Шпінель		
140	Гранат		
160	Графіт	Лерцоліт/гарцбургіт збіднений та незбіднений +/- гранат +/- флогопіт +/- магнезит +/- пара H ₂ O	Еклогіт +/- алмаз Піроксеніти Метасоматити (?)
180	Алмаз		
200		?	?

Рис. 6. Розподіл головних і другорядних типів гірських порід, а також пароподібних фаз, що містять леткі компоненти, у літосфері під кратонами, за Дж. Доусоном [14].

Перехід шпінель–гранат показано штриховою хвилястою лінією. Розподіл теоретично можливих мінеральних видів карбонатів ґрунтується на експериментальній праці Уїллі (1979). Глибина межі Конрада визначена сейсмічними дослідженнями в межах Південноафриканського кратону [14].

деформованими структурами в районі трубок Белсбанк, Франк Сміт та Кофіфонтейн винесені з глибини 100–150 км (33–51 кбар). Подібний перелік можна було б продовжити, однак загальна тенденція зрозуміла, вона фіксована виразними ознаками: 1) починаючи з 80–100 км у напрямі наближення до розділу М зростають залізистість і об'єм порід піроксенітової серії; 2) з віддаленням від межі літосфери з астеносферою у напрямі поверхні більшості мінералів властиві структури розпаду твердих розчинів та ознаки перекристалізації з утворенням зернистих структур; 3) на рівнях розташування протоастеносферного шару та вище межі літосфера–астеносфера для мантійних порід характерні релікти деформованих структур; 4) у породах, які винесені з термального шару (межа літосфера–астеносфера), переважають деформовані структури, обмежено розвинуті структури розпаду, мінералам-супутникам алмазу притаманні специфічні особливості хімізму (високий вміст кнорингітового компонента й Na_2O у гранатах, особливо висока хромистість шпінелі тощо).

З огляду на зазначене вище, а також на підставі петрологічних даних щодо високобарних мінералів і мантійних ксенолітів, доходимо висновку, що кімберлітові розплави виплавлені в інтервалах глибин, починаючи зі 120 км [31], проте алмазопродуктивними вони є з глибини 150 км, генеруючись у межах області стабільного існування алмазу (рис. 7).

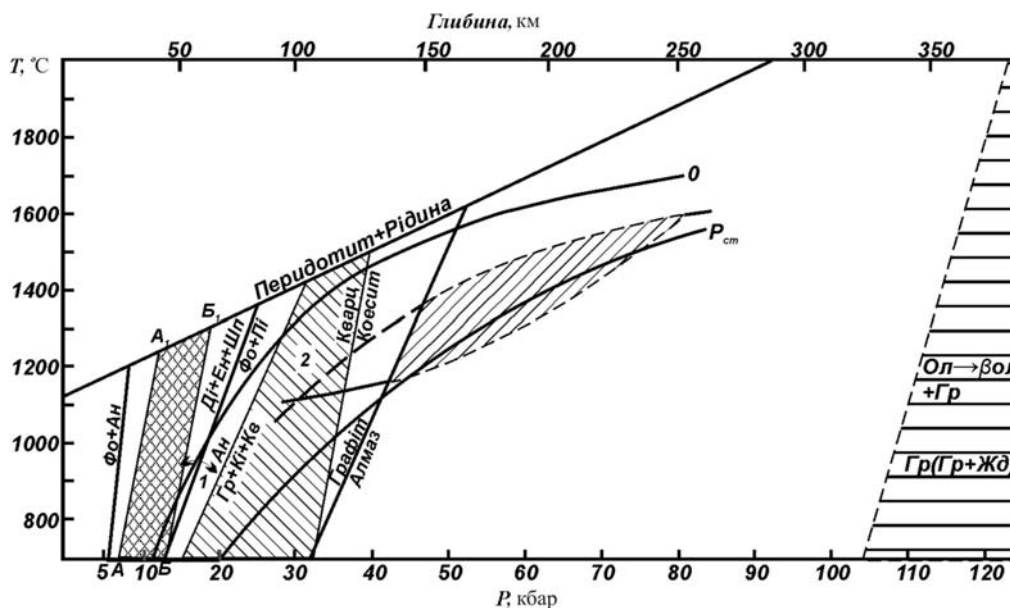


Рис. 7. Схема фаций метаморфізму верхньої мантії [39]:

АА₁Б₁Б – інтервал еклогітизації для базальтів різного складу; область кристалізації природних алмазів виділена косим штрихуванням; області фазового переходу олівіну (Ringwood, Major, 1966) і утворення гранату з дефіцитом Al (Ringwood, 1967) виділені у правій частині діаграми розрідженим штрихуванням; O – геотермічний градієнт для океанічних областей; P_{cm} – геотермічний градієнт для щитів (Clark, Ringwood, 1964); імовірний геотермічний градієнт на період кристалізації алмазу – штрихова лінія; імовірний солідус з урахуванням впливу Na_2O і 2–3 % H_2O –

нижня суцільна лінія (1 – субфация гранатизованих перидотитів; 2 – гроспідітова субфация; 3 – субфация коеситових еклогітів).

Безпосередній вплив астеносферних флюїдів на їхнє генерування визначають на підставі високих концентрацій таких компонентів, як CO_2 , CH_4 , CO , H_2 та ін., що обґрунтовано розглядають як похідні астеносфери [17].

Згідно з флюїдною моделлю формування літосфери і земної кори [19–21, 23–27], упродовж усієї історії існування Землі як планети з її надр виносилась велика кількість речовини – відбувалася дегазація. Дегазація [22] – це процес переміщення теплової енергії та речовини у вигляді флюїдів (газоподібна та газоподібно-рідинна фази) до поверхні. На тих чи інших глибинних рівнях і за різних температурних режимів (РТ-умови) змінювалось співвідношення газової та рідкої фаз. Підвищення Р призводило до переходу флюїду у зріджений стан, підвищення Т – до зростання кількості газової фази. Водночас високі значення Р і Т сприяли збагаченню флюїду SiO_2 , К і Na [10, 11]. Крім названих компонентів, флюїд збагачувався некогерентними компонентами (Rb, Ba, Th, Sr, Nb, La, Ce, Zr, Ti, Y, B, Br, H_2O), оскільки вони є несумісними щодо головних мінерало- та породоутворювальних фаз у мантії. Тривале винесення цих компонентів привело до підвищення температури солідуса, кристалізації порід і, відповідно, до формування мантійної частини літосфери (нарощування її нижньої частини). Потужність літосфери та глибина диференціації безпосередньо залежала від тривалості й інтенсивності процесу дегазації. Це приводило до зростання потужності сіалічної частини і зменшення потужності базальтового шару в земній корі.

У часі [22] це виглядало так. Інтенсивний площадний характер енергомасоперенесення в археї був замінений лінійним (поясовим), ослабленим у пізньому археї-ранньому протерозої, який у фанерозої змінився на лінійно-дискретний (лінійно-вузловий) механізм дегазації й енергомасоперенесення. Кожна стадія (імпульс) дегазації отримала своє геологічне (структурно-речовинне) відображення. Наприклад, площадний характер дегазації призвів до первинної диференціації мантії та земної кори, широкого розвитку в ній метаморфічних утворень. Флюїдна дебазифікація найвищої частини земної кори зумовила утворення гранітогнейсового шару. Крихкість верхньої частини кори (гранітогнейсового шару) сприяла розвитку процесів розломної тектоніки. З огляду на це наступний етап дегазації відрізнявся стрімким зменшенням масштабів та лінійним (поясовим) характером, або, як ще його можна назвати, – “щілиним”. На фанерозойському етапі дегазація мала яскраво виражений локально-вузловий характер, що сприяло формуванню структур типу гранітогнейсових куполів. Кожен з перерахованих етапів приводив до нагромадження певного комплексу рудних елементів, наявність яких фіксована не лише у вигляді родовищ та рудопроявів, а й у підвищеному вмісті в породах.

Отже, тривалий і багатоетапний процес формування літосфери привів до її внутрішньої диференціації, утворення літосфери та астеносфери. Просторові й часові зміни енергомасоперенесення та його інтенсивності зумовили виникнення латеральних і вертикальних неоднорідностей, які характеризують розмірами, внутрішньою структурою, мінливістю фізичних параметрів, температурним режимом формування, речовинним складом та агрегатним станом речовини.

Оскільки температура солідуса в ізобарно-ізотермічних умовах залежить від вмісту флюїдної фази (особливо лугів, H_2O й таких некогерентних елементів, як F, B, Br), то на підставі флюїдної моделі формування континентальної літосфери можна стверджувати про флюїдну природу астеносферного шару. Цей шар підстеляє літосферу, і його наяв-

ність фіксована глибинними геофізичними дослідженнями через інверсію швидкості поширення пружних хвиль завдяки зменшенню в'язкості на декілька порядків. Інверсія та петрологічні дані дають підстави припускати, що підшошва літосфери складена ультраосновними породами, насичена флюїдами і, цілком імовірно, є частково розплавленою.

З огляду на викладене можна вважати, що положення покрівлі астеносфери внаслідок втрати нею флюїдної фази змінювалося з часом, відступаючи на глибину. Зростала потужність літосфери внаслідок наростання її нижньої частини. Оскільки потужність перебуває у прямій функціональній залежності від інтенсивності енергомасоперенесення та його тривалості, то, відповідно, потужність літосфери є тим критерієм, який визначає її зрілість як геодинамічної тектонічної одиниці.

На підставі глибинних геофізичних досліджень у різних геолого-структурних умовах виявлено емпіричну залежність між потужністю літосфери та щільністю теплового потоку [26]. Вона полягає в тому, що зі зростанням потужності літосфери закономірно зменшується потужність астеносфери. Такий факт пояснюють винесенням у земну кору флюїдних і некогерентних елементів з мантиї, виснаженням її та кристалізацією тієї частини, яка зазнала деплетації. У результаті зазначених процесів підшошва літосфери занурюється, а потужність астеносфери зменшується. Це приводить до зростання концентрації флюїдів та їхнього тиску в астеносферному шарі. Така спрямованість процесу суттєво підвищує міграційну здатність флюїду (флюїдно-магматичного розплаву), що сприяє максимальному енергомасо- та рудоперенесенню у верхні горизонти літосфери й кору. За таких термодинамічних умов на межі літосфера–астеносфера можуть зароджуватись найглибинніші магматичні розплави, у тому числі кімберлітового і лампроїтового складу.

Викладений підхід дає змогу розділяти літосферні сегменти (блоки) або ж їхні фрагменти за ступенем зрілості, яка є функцією інтенсивності й тривалості процесу флюїдної дегазації мантиї, виснаженості мантиї між поверхнею Мохо та покрівлею астеносфери і виражена потужністю літосфери та складом земної кори (пооява гранітного й діоритового шарів, зміна потужності базальтового шару тощо).

Виконаний у такий спосіб аналіз мантийної частини літосфери й астеносфери ґрунтується на сучасних досягненнях петрології та експериментальної мінералогії, широкому спектрі петролого-геохімічних даних і має низку послідовних, достатньо обґрунтованих положень. У сукупності з глибинними геофізичними дослідженнями ці дані можна успішно використати для прогнозування алмазоносності давніх щитів (платформ), виявлення потенційно алмазоносних площ (природних меж кімберлітових полів) і ділянок локалізації груп тіл (окремих тіл) залежно від масштабу досліджень та детальності матеріалів.

1. Алексеев А.С., Рябой В.З. Модель строения верхней мантии по объёмным сейсмическим волнам // Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977. С. 67–82.
2. Андерсон О.Л. Десятилетний прогресс в изучении свойств вещества и процессов внутри Земли // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 179–196.
3. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 253 с.

4. *Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Похиленко Н.П.* и др. Особенности геохимической вертикальной и латеральной зональности мантийного кила Сибирской платформы // Эволюция континентальной литосферы, происхождение алмазов и их месторождений: Тез. междунар. симпоз., посвящ. 70-летию акад. Н.В. Соболева. Новосибирск, 2005. С. 23–25.
5. *Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л., Кепежинская В.В.* и др. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.
6. *Белевцев Р.Я.* Роль калия в петрогенезисе континентальной земной коры // Минерал. журн. 1998. Т. 20. № 6. С. 83–87.
7. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 256 с.
8. *Владимиров Б.М., Соловьева Л.В., Киселев А.И.* и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Кимберлиты – ультраосновная формация древних платформ. Новосибирск: Наука, 1990. 264 с.
9. *Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Таль-Вирский В.В.* Астеносфера – факты и предположения // Геофиз. журн. 1992. Т. 14. № 8. С. 11–22.
10. *Горбачев Н.С.* Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. М.: Наука, 1989. 126 с.
11. *Горбачев Н.С., Каширцева Г.А.* Экспериментальное изучение системы флюид–базальтовый расплав // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1991. С. 16–23.
12. *Гордиенко В.В., Усенко О.В.* Глубинные процессы в тектоносфере Украины. Киев: ПП “Корвин пресс”, 2003. 147 с.
13. *Добрецов Н.Л.* Некоторые петрологические и геологические аспекты строения астеносферы // Проблемы земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 93–101.
14. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М: Мир, 1983. 300 с.
15. *Егоркин А.В.* Строение верхней мантии под Далдыно-Алакитским кимберлитовым полем по сейсмограммам ядерных взрывов // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 1. С. 241–249.
16. *Ильченко Т.В.* Сейсмическая модель земной коры по профилю ГСЗ Приазовский массив–Донбасс–Воронежский массив // Геофиз. журн. 1992. Т. 14. № 5. С. 50–59.
17. *Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В.* Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 754–762.
18. *Крутиховская З.А., Чекунов А.В., Галецкий Л.С.* и др. Древние рифтоподобные структуры Украинского щита и их металлогеническое значение // Геофиз. журнал. 1986. № 2. С. 3–17.
19. *Летников Ф.А.* Петрология и рудоносность магматических и метаморфических пород как показатель зрелости литосферы // Проблемы петрологии Казахстана. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1984. С. 13–15.
20. *Летников Ф.А.* Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 16–24.
21. *Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.

22. *Летников Ф.А.* Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Вестн. ОГГН РАН. 1999. № 4 (10). 25 с.
23. *Летников Ф.А., Гантимова Т.П.* К проблеме информативности флюидных компонентов, заключенных в горных породах и минералах // Петрология флюидно-силикатных систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 4–22.
24. *Летников Ф.А., Леви К.Г.* Зрелость литосферы и природа астеносферного слоя // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 5. С. 1201–1203.
25. *Летников Ф.А., Савельева В.Б.* Флюидный режим метасоматоза в различных геодинамических обстановках в докембрии // Метасоматические процессы в докембрийских толщах. СПб.: Наука, 1991. С. 6–16.
26. *Летников Ф.А., Жатнуев Н.С., Лашкевич В.В.* Флюидный режим термоградиентных систем. Новосибирск: Наука, 1985. 116 с.
27. *Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В.* и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 112 с.
28. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 315 с.
29. *Никишов К.Н.* Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. М.: Наука, 1984. 211 с.
30. *Павленкова Н.И.* Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества // Проблемы глобальной геодинамики. М.: Изд-во РАН, 2003. Вып. 2. С. 168–182.
31. *Посухова Т.В.* Кимберлиты – природные сверхглубокие скважины. // Соросовский обзорный журнал. 2000. Т. 6. № 5. С. 57–63.
32. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
33. *Розен О.М., Белов А.Н., Бибикина Е.В.* и др. Возраст и особенности формирования земной коры Анабарского щита // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 153–162.
34. *Розен О.М., Вишневский А.Н., Глуховский М.З.* и др. Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. 200 с.
35. *Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В.* и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26.
36. *Рудник В.А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 416 с. 23
37. *Рутланд Р.У.* Избыточное тектоническое давление // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 125–146.
38. *Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магм. М.: Наука, 1973. 34 с.
39. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 265 с.
40. *Соллогуб В.Б.* Земная кора Украины // Геофиз. журн. 1982. Т. 4. № 4. С. 3–25.
41. *Соллогуб В.Б., Ильченко Т.В.* Сейсмическая модель геотраверса VIII // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 12. С. 15–18.
42. *Соллогуб В.Б., Трипольский А.А.* Некоторые данные о глубинном строении земной коры по профилю Таганрог–Кировоград // Геофиз. сб. 1969. Вып. 31. С. 5–24.

43. *Соллогуб В.Б., Павленкова Н.И., Чекунов А.В.* и др. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море–Воронежский массив // Геофиз. сб. 1968. Вып. 15. С. 46–58.
44. *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Завьялова Л.Л.* Эволюция вещества верхней мантии на основании данных по глубинным ксенолитам из кимберлитов Сибирской платформы // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 96–108.
45. *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В.* и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.
46. *Специус З.В., Серенко В.П.* Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.
47. *Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш.* Процессы в верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1964. 135 с.
48. *Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К.* Об эволюции или плавлении в термической истории Земли // Математическая геофизика. М: ОИФЗ РАН, 1999. С. 84–89.
49. *Трипольський О.А., Трипольська В.О.* Швидкісні характеристики та особливості будови літосфери докембрійських щитів // Доп. НАН України. 2000. № 6. С. 143–147.
50. *Трипольский А.А., Шаров Н.В.* Литосфера докембрійских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 159 с.
51. *Хаггерти С.И.* Алмазность Западной Африки: структурное положение и продуктивность кимберлитов // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 44–60.
52. *Харькив А.Д.* Вариации состава мантийного вещества кимберлитов // Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 86–88.
53. *Харькив А.Д., Сафронов А.Ф.* Латеральные вариации состава мантийного вещества кимберлитов // Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Иркутск, 1986. С. 75–78.
54. *Харькив А.Д., Квасница В.Н., Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н.* Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. Киев: Наук. думка, 1989. 184 с.
55. *Чекунов А.В.* Неоднородности тектоносферы // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 8. С. 25–29.
56. *Чекунов А.В.* Принципы строения и эволюции тектоносферы юга Европейской части СССР // Геотектоника. 1987. № 5. С. 25–41.
57. *Чекунов А.В.* Кировоградский протоастенолит // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1988. № 2. С. 29–33.
58. *Чекунов А.В., Кучма В.Г.* Связь между глубинной структурой разломов и распределением эндогенного оруденения (на примере Украинского щита) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 6. С. 1461–1464.
59. *Чекунов А.В., Трипольский А.А., Калюжная Л.Т.* Литосфера докембрійских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным // Геофиз. журн. 1993. Т. 15. № 1. С. 3–23.

60. Чекунов А.В., Митрофанов Ф.П., Трипольский А.А. и др. Глубинное строение литосферы и динамика шовных зон Украинского и Балтийского щитов // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 39–48.
61. Чекунов А.В., Трипольский А.А., Гейко В.С. и др. Сейсмическая модель верхней литосферы Украинского щита // Докл. АН СССР. 1986. Т. 292. № 2. С. 440–443.
62. Boyd F.R., Nixon P.H. Ultramafic nodules from the Kimberley pipes, South Africa // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 1367–1382.
63. McKenzie D.P. Some remarks on the movements of small melt fractions in the mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 95. P. 53–72.
64. Mitchell R.H. Kimberlites, orangeites, and related rocks. New York; London: Plenum Press, 1996. 410 p.

PECULIARITIES OF LITHOSPHERE DEPTH STRUCTURE PART OF MANTLE OF OLD SHIELDS AND PLATFORMS FROM POINT OF POTENTIAL DIAMONDIFEROUSNESS

Yu. Fedoryshyn, M. Yakovenko, Yu. Myschyshyn, N. Triska

*Ukrainian State Geological Research Institute (UkrSGRI) Lviv Branch
Pasichna Str. 38a, Lviv, 79038, e-mail: lv_ukrdgri@polynet.lviv.ua
myroslavakoshil@ukr.net
geologist@bigmir.net*

The method of discriminate between lithosphere segments (megablocks, blocks) within Precambrian shields and platforms after the completeness of evolution, which is the function of intensity and duration of process of the fluid mantle degassing, a depletion of lithospheric mantle and expressed by thickness of lithosphere and composition of the Earth's crust is considered. The analysis of mantle part of lithosphere and asthenosphere, which is based on modern achievements of petrology and experimental mineralogy in the form of wide spectrum of petrological-geochemical data, is consolidated to whole in a number of logical and enough substantiated positions. In an aggregate with deep geophysical researches these information can be successfully used for prognostication of diamondiferousness of old shields (platforms), reveal potentially of diamondiferous areas (natural boundaries of the kimberlite fields) and areas of localization of groups of solids (separate solids) depending on the scale of researches and detailed of used materials.

Key words: old shields, megablocks, blocks, lithosphere, Earth's crust, upper mantle, asthenosphere, depth structure of lithosphere, diamondiferousness, diamondiferous kimberlite melt.

**ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ ЧАСТИ
МАНТИИ ДРЕВНИХ ЩИТОВ И ПЛАТФОРМ
С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ АЛМАЗОНОСТИ**

Ю. Федоришин, М. Яковенко, Ю. Мицишин, Н. Триска

Львовское отделение Украинского государственного геологоразведочного института

ул. Пасична, 38а, г. Львов, 79038, e-mail: lv_ukrdgri@polynet.lviv.ua

myroslavakoshil@ukr.net

geologist@bigmir.net

Рассмотрена возможность разделения литосферных сегментов (мегаблоков, блоков) в пределах докембрийских щитов и платформ за завершённостью развития, которая является функцией интенсивности и длительности процесса флюидной дегазации мантии, истощенности литосферной части мантии и выражена мощностью литосферы и составом земной коры. Анализ мантийной части литосферы и астеносферы базируется на современных достижениях петрологии и экспериментальной минералогии в виде широкого спектра петролого-геохимических данных. В совокупности с глубинными геофизическими исследованиями эти данные могут быть успешно использованы при прогнозировании алмазности древних щитов (платформ), выявлении потенциально алмазносных площадей (естественных границ кимберлитовых полей) и участков локализации групп тел (отдельных тел) в зависимости от масштаба исследований и детальности использованных материалов.

Ключевые слова: щит, мегаблок, блок, литосфера, земная кора, верхняя мантия, астеносфера, алмазность, кимберлитовый расплав.

Стаття надійшла до редколегії 11.08.2010

Прийнята до друку 04.10.2010